



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



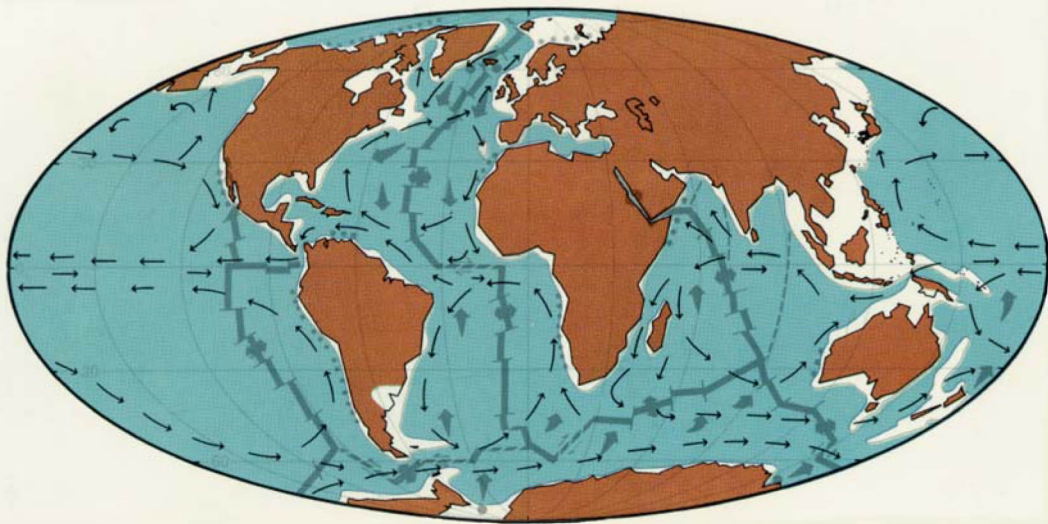
Материалы
XX
Международной
научной
конференции
(Школы)
по морской
геологии

Москва

2013

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Том III



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

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

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

Москва, 18–22 ноября 2013 г.

Том III

**GEOLOGY
OF SEAS AND OCEANS**
**Proceedings of XX International Conference
on Marine Geology**

Moscow, November 18–22, 2013

Volume III

Москва / Moscow
ГЕОС / GEOS
2013

ББК 26.221
Г35
УДК 551.35

Геология морей и океанов: Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. – М.: ГЕОС, 2013. – 424 с.

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

В томе III рассмотрены проблемы изучения нано- и микрочастиц и потоков вещества и энергии (атмо-, крио-, гидро-, лито-, седиментосферы), а также исследований по проблемам «Система Белого моря» и «Система Каспийского и Аральского морей».

Материалы опубликованы при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН, Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 13-05-06021), 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 XX International Conference on Marine Geology. Vol. III. – Moscow: GEOS, 2013. – 424 p.

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

Volume III includes reports devoted to the problems of investigations of nano- and microparticles and mass and energy fluxes (atmo-, cryo-, hydro-, litho-, sedimentospheres), and the investigations on problems “White Sea system” and “Caspian and Aral seas system”.

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 2013

***НАНОТЕХНОЛОГИИ И ПОТОКИ
ВЕЩЕСТВА И ЭНЕРГИИ
(АТМО-, КРИО-, ГИДРО-, ЛИТО-,
СЕДИМЕНТОСФЕРЫ)***

***MICRO- AND NANOPARTICLES
AND MASS AND ENERGY FLUXES
(ATMO-, CRYO-, HYDRO-, LITHO-,
SEDIMENTOSPHERES)***

Бобров В.А.

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

Воздушный перенос минерального вещества.

Выбор модели сравнения

Bobrov V. A.

(V.V. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of RAS,
Novosibirsk)

Air transport of mineral matter. Choice of model comparison

Воздушный перенос минерального вещества из аридных зон в гумидные сопровождается фракционированием химических элементов, связанных с грубообломочной фракцией (более 2 мкм), которая теряется атмосферным аэрозолем по мере перемещения от источника его формирования. Именно песчаная фракция и акцессорные минералы, поднятые ветровой эрозией, первыми выпадают или вымываются атмосферными осадками (дождем, снегом). На дальних расстояниях атмосферный аэрозоль относительно обогащен тонкодисперсной фракцией (менее 2 мкм), содержащей глинистые минералы, с которыми, в основном, связаны редкоземельные элементы (р.з.э.), не испытывающие фракционирования [1, 2].

Выветривание вскрытой земной коры на континентах выражается в образовании осадочного слоя, в котором глинистым сланцам и глинам уделяется большое внимание при оценках среднего химического состава континентальной коры. Однотипность спектров редкоземельных элементов в осадочном слое Северной Америки (NASC), Русской платформы (ES), Австралии (PAAS) характеризуют глобальность процесса [3].

В озерно-болотных ландшафтах Сибири выпавшее из атмосферы минеральное вещество сохраняется в стратифицированных горизонтах озерных и болотных осадков, что дает основание для восстановления состава химических элементов атмосферного аэрозоля в прошлом. Такая задача выполнялась В.М. Гавшиным [4] при изучении 1000-летнего разреза торфяника верхового болота таежной зоны. Основной результат сводился к установлению факта фракционирования химических элементов в атмосферном аэрозоле таежного пояса. В этой работе коэффициенты обогащения химических элементов по сравнению с земной корой в стратифицированных горизонтах установлены сравнением с кларками в глинах по Ли Ю. [5]. Возможно, более обоснованным было бы применить для нормирования данные Ведыполя К. [6] по составу верхней части земной коры или данные Григорьева Н.А. [7]? Чтобы ответить на этот вопрос, мы провели сравнение составов глинистого сланца у Ли Ю. и Григорьева Н.А., составов верхней части земной коры в работах Григорьева Н.А., Тейлора С.Р. и Мак-Леннана С.М. [3] и Ведыполя К. [6].

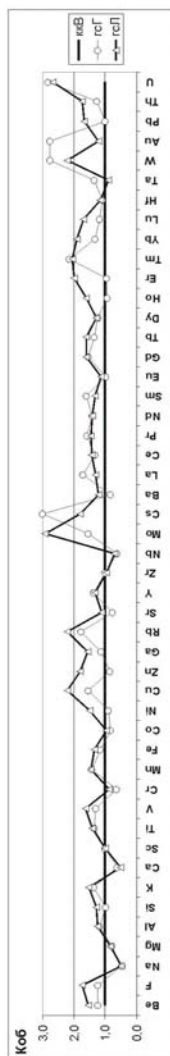


Рисунок 1. Коэффициенты обогащения глинистых сланцев (гсЛ – глинистые сланцы по [5], гсГ – глина и глинистые сланцы [7], ккВ – континентальная кора [6]).

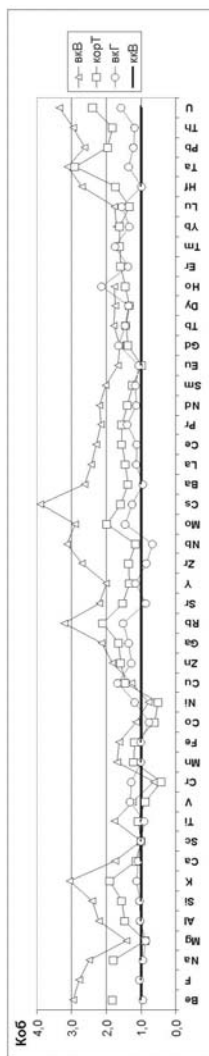


Рисунок 2. Коэффициенты обогащения в верхних частях Земной коры (корГ – верхняя часть земной коры по [3], ккВ – верхняя континентальная кора по [6], вкГ – верхняя часть континентальной коры по [7], ккВ – континентальная кора по [6]).

Все перечисленные варианты нормированы на всю 40-км континентальную кору [6], в результате чего дальнейшее сравнение ведется по коэффициентам обогащения ($K_{об}$).

Составы химических элементов (46 элементов) в глинистых сланцах по Григорьеву (гсГ) [7] и глинистого сланца по Ли Ю. (гсЛ) [5] представлены коэффициентами обогащения ($K_{об}$) в сравнении с содержаниями в континентальной коре (ккВ) по Ведеполу К. [6]. Для большинства сравниваемых химических элементов значения $K_{об}$ не превышают 2.

Средние значения коэффициентов в сводке Ли Ю. [5] составили значения 1.4, а в сводке Григорьева Н.А. [7] – 1.2, при 30% и 34% вариабельности, соответственно.

Коэффициенты обогащения верхних частей земной коры приведены на рис.2 для моделей Ведыполя К. (вкВ) [6], Тейлора С. Р. Мак-Леннана С. М. (корТ) [3] и Григорьева Н.А, (вкГ) [7] также в сравнении со всей континентальной корой по Ведыполю (ккВ) [6]. Соответственно, средние значения $K_{об}$ для верхней части коры по Ведыполю К. составили 2.2 (вариабельность 34%), по Тейлору С. составили 1.5 (вар. 31%) и по Григорьеву Н.А. составили 1.2 (вар.24%).

Варианты верхней коры, глины и глинистого сланца по Григорьеву Н.А. [7], по всей вероятности, наиболее приемлемы для нормирования при геохимических исследованиях седиментационных процессов.

Для примера взяты результаты итоговой таблицы из работы В.С. Гавшина [4]. Значения коэффициентов $K_{об}$ (табл.) для «консервативной» группы элементов не зависят от способа нормирования, и лишь для Сг и Ni они заметно выше при нормировании по Григорьеву Н.А. [7], но остаются в пределах средне-статистического отклонения. В «летучей» группе элементов значения $K_{об}$ меняются в зависимости от вариантов нормирования. Так для Cd Br значения снизились в три раза, в то же время, коэффициенты обогащения для Sb, Pb и Zn увеличились в полтора-два раза. Что касается Cd, достоверность приведенных в работе [7] значений содержания в глинах и глинистых сланцах верхней коры ставится нами под сомнение. По всей вероятности, содержание Cd, завышено втрое, и, скорее всего, это связано с ограниченными возможностями примененного аналитического метода. Подобная ошибка Григорьева Н.А. проявилась и при представлении средних содержаний группы тяжелых лантаноидов для песков и песчаников в таблице [7]. К счастью, завышение содержаний этой группы лантаноидов не отразилось на итоговом спектре лантаноидов верхней части континентальной коры (таблица [7]).

Таким образом, представленный цифровой материал обосновывает использование нормирования по глинистому сланцу как модели Ли Ю. так и Григорьева Н.А. при геохимических исследованиях наряду с вариантами верхних частей континентальной коры по [3], [6] или [7].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. С. 163–248.
2. Малахов С. Г., Махонько Э. П. Выброс токсичных металлов в атмосферу и их накопление в поверхностном слое Земли // Успехи химии. 1990. Т. 59. Вып. 11. С. 1777–1798.
3. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора. Ен состав и эволюция / под ред. Д-ра геол.-мин. Наук Л.С. Бородин. Пер. с англ. Р.Н.Соболева, Л.Т. Соболевой. М.: Мир, 1988. 383 с.

4. Гавшин В.М., Сухоруков Ф.В., Будашкина В.В., Мельгунов М.С., Бобров В.А. Свидетельства фракционирования химических элементов в атмосфере Западной Сибири по данным исследования верхового торфяника // Геохимия. 2003. № 12. С. 1337–1344.
5. Li Yuan-hui. Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // Geochim. Et. Cosmochem. Acta. 1991. V. 55. P. 3223–3240.
6. Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59.N. 7. P. 1217–1232.
7. Григорьев Н. А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия. 2003. № 7. С. 785–792.

Таблица. Значения коэффициентов $K_{об}$ некоторых химических элементов в работе Гавшина [1]

«Консервативные» элементы нормирование по Ли Ю. [5]			«Консервативные» элементы нормирование по Григорьеву Н.А. [7]		
	в XX в.	до XX в.		в XX в.	до XX в.
U	1.2 ± 0.2	0.9 ± 0.1	U	1.2 ± 0.2	0.9 ± 0.1
Th	0.6 ± 0.1	0.7 ± 0.1	Th	0.7 ± 0.1	0.8 ± 0.1
Y	1.4 ± 0.2	1.2 ± 0.1	Y	1.4 ± 0.2	1.2 ± 0.1
La	0.9 ± 0.2	0.9 ± 0.1	La	0.7 ± 0.1	0.7 ± 0.1
Yb	0.9 ± 0.2	0.8 ± 0.1	Yb	1.3 ± 0.3	1.2 ± 0.2
Zr	1.2 ± 0.02	1.1 ± 0.1	Zr	1.2 ± 0.2	1.1 ± 0.1
Hf	1.0 ± 0.3	0.8 ± 0.1	Hf	1.0 ± 0.3	0.8 ± 0.1
Nb	1.0 ± 0.3	1.0 ± 0.1	Nb	1.2 ± 0.3	1.1 ± 0.1
Cr	1.2 ± 0.4	0.9 ± 0.2	Cr	1.5 ± 0.5	1.1 ± 0.2
Ni	1.1 ± 0.3	0.9 ± 0.1	Ni	1.9 ± 0.5	1.5 ± 0.2
Co	1.6 ± 0.6	1.2 ± 0.2	Co	1.8 ± 0.6	1.7 ± 0.2
Be	1.1 ± 0.4	0.2 ± 0.2	Be	1.3 ± 0.4	0.2 ± 0.2
«Летучие» элементы нормирование по Ли Ю. [5]			«Летучие» элементы нормирование по Григорьеву Н.А. [7]		
	в XX в.	до XX в.		в XX в.	до XX в.
Cd	27.5 ± 13.7	24.9 ± 5.6	Cd	9 ± 4.5	8.3 ± 1.9
Hg	21.2 ± 12.7	23.1 ± 7.6	Hg	21.2 ± 12.7	23.1 ± 7.6
Sb	15.0 ± 2.6	12.2 ± 1.2	Sb	27.0 ± 5.0	22.0 ± 1.8
Pb	10.1 ± 2.0	9.0 ± 0.3	Pb	16.0 ± 3.0	14.5 ± 0.5
Zn	10.1 ± 6.6	7.2 ± 0.7	Zn	21.0 ± 14.0	15.3 ± 1.5
As	3.3 ± 1.5	3.9 ± 1.9	As	2.3 ± 0.7	2.7 ± 1.4
Br	2.9 ± 1.3	5.4 ± 1.9	Br	1.2 ± 0.4	2.1 ± 1.4
Cu	2.9 ± 1.7	$.0 \pm 1.3$	Cu	4.5 ± 2.6	3.0 ± 0.5

We explored options for the composition of the upper crust. The composition of chemical elements in the clays and shales is close to the average composition of the entire continental crust. Models shale [5] is acceptable to establish that the fractionation of atmospheric aerosol in the taiga zone of Western Siberia.

Виноградова А.А.

(Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, e-mail: anvinograd@yandex.ru)

Потоки свинца и кадмия из атмосферы на поверхность в Калининградской области РФ

Vinogradova A.A.

(A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS, Moscow)

Pb and Cd deposition from the atmosphere onto the surface in the Kaliningrad region of Russia

Калининградская область Российской Федерации (КО РФ) расположена отдельным анклавом среди других европейских государств. Очевидно, на ее окружающую среду и экосистемы должна оказывать значительное влияние человеческая деятельность на территориях зарубежных стран Европы. Трансграничный перенос антропогенных примесей в атмосфере – один из каналов загрязнения природной среды. Это вопрос не только экологической, но и политической значимости.

Основное направление европейской международной научной программы ЕМЕР (European Monitoring and Evaluation Programme) состоит именно в оценке антропогенного воздействия стран Европы друг на друга. При этом используются как модельные подходы, учитывающие временную изменчивость атмосферной циркуляции, так и результаты инвентаризации источников и реального мониторинга состава атмосферы в рамках ЕМЕР. Модельные оценки для стран восточной Европы, включая европейскую территорию России (ЕТР), выполняются Метеорологическим синтезирующим центром «Восток» (MSC-E), который ежегодно публикует соответствующие отчеты ЕМЕР на своем сайте [1]. Однако численные оценки, получаемые MSC-E для ЕТР в целом, не могут быть использованы для КО РФ ввиду ее удаленности и изолированности.

В настоящей работе предпринята попытка оценить вклады ряда европейских государств и всей Европы в загрязнение окружающей среды КО РФ при трансграничном переносе тяжелых металлов (свинец и кадмий) в атмосфере. В [2] нами уже были сделаны похожие оценки для Костомукшского заповедника в Карелии. Исходными данными для расчетов являются результаты отчета MSC-E [3], а именно, таблицы количественных оценок годовых потоков антропогенных Pb и Cd «страна на страну» в 2005 г.

Непосредственно к границе Калининградской области примыкают Литва (на северо-востоке), Польша (на юге), очень близко расположена Белоруссия (на востоке), а на севере и северо-западе территория КО РФ выходит к Балтийскому морю. Вот эти четыре окружающие территориальные единицы и рассматривались нами как территории-акцепторы тяжелых металлов, для которых есть оценки в [3].

Предполагалось, что средний для них поток примеси (Pb или Cd) на единицу площади со стороны других стран приблизительно соответствует потоку этой примеси на территории КО РФ. Рассчитывались вклады следующих территорий-эмиттеров: ближайших стран (Белоруссия, Германия, Латвия, Литва, Польша, Чехия, Швеция), а также ЕТР и Европы в целом в загрязнение свинцом и кадмием окружающей среды КО РФ.

Годовые величины антропогенной эмиссии свинца и кадмия в атмосферу с территорий-эмиттеров, рассчитанные по данным [3], приведены в таблице, а оцененные нами потоки от этих эмиссий на территорию КО РФ площадью 15125 км² – на рис. 1.

Таблица. Эмиссия свинца и кадмия в атмосферу с различных территорий Европы.

Эмиссия, т/год	Белоруссия	Германия	Латвия	Литва	Чехия	Польша	Швеция	РФ	Европа
Pb	46.9	98.2	22.1	5.4	38.5	237.5	8.1	565.2	5000.0
Cd	2.42	2.59	0.66	0.59	3.21	45.61	0.85	56.67	250

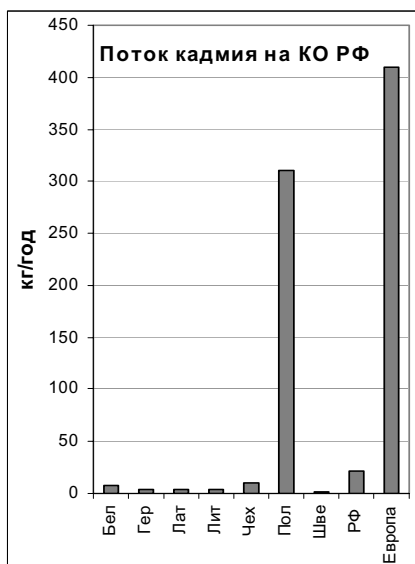
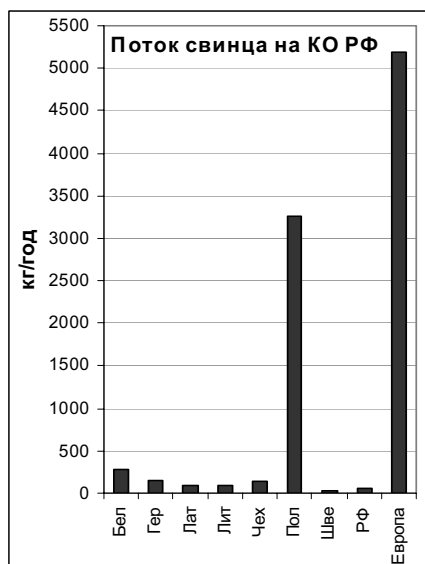


Рисунок 1. Потоки антропогенных свинца и кадмия на территорию КО РФ со стороны разных стран и территорий Европы

Хорошо видно, что из рассматриваемых эмиттеров наибольший вклад (конечно, после всей Европы) в загрязнение природы КО РФ вносит Польша. По нашим оценкам, средние трансграничные антропогенные потоки на единицу площади КО РФ от всей Европы составляют 0.34 и 0.027 кг/км²/год, соответственно, для Pb и Cd.

Отметим, что измеряемые при мониторинге потоки этих металлов из атмосферы на поверхность должны быть заведомо больше. Условно говоря, дополнительными потоками являются «собственный» антропогенный поток, т.е. поток оседающей примеси, выброшенной на своей же территории своими антропогенными источниками, а также поток, являющийся результатом ветрового поднятия аэрозолей с поверхности, в состав которого входят как изначально природные, так и ранее выпавшие антропогенные составляющие. Мы попытались оценить эти дополнительные потоки для КО РФ, по-прежнему используя данные и результаты [3] для разных стран Европы.

Собственный поток антропогенной примеси зависит от эмиссии собственных источников, от эффективности горизонтального адвективного выноса примеси воздушными массами за границы рассматриваемой территории, а также от площади территории. Если оценивать долю антропогенной эмиссии, оседающую на своей же территории, то она тем больше, чем больше площадь территории. КО РФ по площади меньше всех ближайших рассмотренных нами территориальных образований, однако она характеризуется наивысшей плотностью населения из субъектов федерации в России и высоким уровнем развития промышленности. В результате, с площади всего чуть больше 15 тыс. кв. км выбрасывается в атмосферу 26 т/год антропогенного свинца [4] (информации по эмиссии Cd с территории КО РФ нам найти не удалось). Исходя из данных [3] для ближайших прибрежных стран Балтии – Литвы и Латвии – со сходной атмосферной циркуляцией, с учетом их большей площади, для КО РФ можно положить долю собственного потока антропогенного свинца на поверхность, приблизительно в 10% от эмиссии. Тогда собственный поток на территорию КО РФ составит 2600 кг/год антропогенного свинца, т.е. около половины атмосферного трансграничного потока свинца, поступающего от всех антропогенных источников Европы (рис. 1).

Рис. 2 позволяет сравнить потоки свинца со стороны всей Европы на территории КО РФ и ближайших стран, учитывая собственное и трансграничное антропогенное загрязнение. Наибольшая нагрузка оказывается на природные объекты Польши, что является следствием ее центрального положения (в Европе) и больших собственных антропогенных выбросов свинца в атмосферу (см. таблицу). Почти вдвое меньше загрязнение окружающей среды Калининградской области.

«Ветровой» поток (результат ветрового перевывания почв и пыли) на поверхность, по данным [3] для Литвы, Латвии и Белоруссии, несколько

преобладает над антропогенным для свинца (около $0.5 \text{ кг/км}^2/\text{год}$) и более чем вдвое меньше антропогенного потока для кадмия (около $0.012 \text{ кг/км}^2/\text{год}$). Эти величины получены при сравнении измеряемых и рассчитанных антропогенных потоков. Можно предположить, что таковы же потоки Pb и Cd и на территории КО РФ.



Рисунок 2. Средние (по соответствующим территориям) потоки свинца, приносимые воздушными массами от антропогенных источников всей Европы на территории КО РФ и ближайших к ней стран (с учетом собственных эмиссий, но без учета вторичного ветрового поднятия с поверхности)

Тогда различные потоки свинца из атмосферы на территорию КО РФ приблизительно соотносятся так, как показано на рис. 3, и суммарный годовой поток в среднем около 1 кг/км^2 . Подчеркнем, что ветровой поток составляет приблизительно половину от результирующего потока, осажда на поверхность не только естественные, но и (повторно) антропогенные примеси.

К сожалению, не установлены нормы ПДК для потоков тяжелых металлов на поверхность, а расчет средних концентраций в воздухе по приведенным результатам затруднен большой сезонной изменчивостью этого показателя.

В заключение отметим, что предложенный подход к оценкам трансграничного атмосферного переноса свинца и кадмия с использованием данных [1, 3] может быть применен к любой небольшой территории Европы. Кроме того, подчеркнем, что результаты [3], видимо, не совсем корректны, поскольку не учитывают вклад со стороны развитой в промышленном отношении Калининградской области России. Особенно это должно быть важно для окружающей среды небольших по площади Прибалтийских стран бывшего СССР, т.к. в районах Балтики преобладает западный перенос воздушных масс.

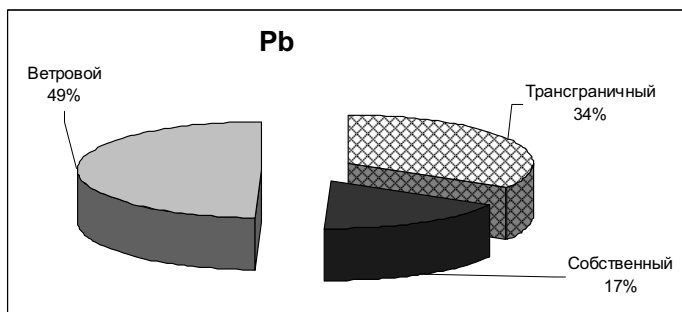


Рисунок 3. Соотношение величин потоков свинца разного происхождения, выпадающих из атмосферы на территорию КО РФ

Приведенные в работе оценки дают качественное представление о формировании потоков тяжелых металлов из атмосферы на поверхность на территории Калининградской области РФ. Оценены трансграничные антропогенные потоки свинца и кадмия со стороны соседних стран (максимально влияние Польши), европейской территории России и Европы в целом. Конечно, реальные потоки сильно различаются от сезона к сезону, однако приведенные годовые показатели важны для долговременных экономических расчетов, а также для моделирования и оценки распределения тяжелых металлов по трофическим цепочкам и экологических последствий этого загрязнения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 11-05-00300.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Метеорологический синтезирующий центр «Восток». www.msceast.org
2. Виноградова А.А., Иванова Ю.А. Антропогенное загрязнение природных сред в районе Костомукшского заповедника (Карелия) при дальнем переносе аэрозольных примесей в атмосфере // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 6. С. 493–501.
3. Ilyin I., Rozovskaya O., Travnikov O., Aas W. Heavy metals: transboundary pollution of the environment // EMEP Status Report 2/2007. June 2007. 85 p.
4. Ежегодник выбросов загрязняющих веществ в атмосферный воздух городов и регионов Российской Федерации за 2007 год. СПб, 2008. 204 с.

Pb and Cd fluxes from the atmosphere onto the surface in the Kaliningrad region of Russia have been estimated. Calculations are based on EMEP (MSC-E) results in the field of country to country influence and wind re-suspension. The effect from the own Kaliningrad region anthropogenic Pb emissions is about 15–20% for its territory, and it may be reasonable for the nearest Baltic countries.

Гриценко В.А.¹, Килесо А.В.²

(¹Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН, г. Калининград, e-mail: gritsenko_vl@mail.ru, ²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград, e-mail: aleksandr.kileso@gmail.com)

Исследование особенностей эрозионной деятельности природных гравитационных течений

Gritsenko V.A.¹, Kileso A.V.²

(¹Atlantic Branch of Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Kaliningrad, ²Immanuel Kant Federal Baltic University, Kaliningrad)

Investigation of features of erosion processes of bottom gravity currents

Введение

Придонные гравитационные течения представляют собой потоки более плотной воды, распространяющиеся вблизи дна [1, 2]. Благодаря активному взаимодействию таких течений с донными осадками и взвешенным в воде материалом они играют важную роль в процессах седиментогенеза Мирового океана [3, 4]. Об особенностях данного взаимодействия обычно судят по результатам интегральной деятельности этих течений: многочисленные подводные каналы, конусы выноса и другие признаки эрозионной деятельности [5]. Однако полного понимания о динамике распространения течений, об их структуре и процессах взаимодействия с донными осадками до сих пор нет, что связано с крайней сложностью изучения такого рода течений в натуральных и лабораторных условиях. Вместе с тем актуальность изучения данных процессов очевидна.

Целью данной работы является изучение процессов вовлечения и переноса осадочного материала придонными гравитационными течениями с использованием численной XZ-модели распространения придонных гравитационных течений [6] и мультитрассерного подхода описания динамики взвешенного материала различной крупности [7].

Модель

Для описания процесса распространения придонного гравитационного течения по наклонному дну использовалась базовая версия XZ-модели [8]. Для физически полного учета взаимодействия течения с дном данная модель была дополнена под-моделью, которая явно разрешает процесс формирования вязкого пограничного слоя на дне [6]. Этот способ позволил без значительного увеличения размеров расчетной сетки дополнить базовую модель возможностью учета вязкого прилипания жидкости на твердом дне и соответствующего механизма порождения завихренности на линии дна. Система уравнений базовой модели имеет следующий вид:

$$\frac{d\omega}{dt} = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} + v_T \Delta \omega, \quad \frac{d\rho}{dt} = D_T \Delta \rho, \quad \Delta \psi = \omega,$$

где ω – завихренность, ψ – функция тока, u и w , соответственно, горизонтальная и вертикальная компоненты скорости течения, ρ_0 – плотность пресной воды, а ρ – соленой, $v_T = v_0 + \rho v_{эф}$, $D_T = (Sc)^{-1} v_T$ – коэффициенты турбулентных вязкости и диффузии, $Sc=2$, $Re = u_0 h_0 / \nu_0$, при $t=0$ $v_{эф}=0$. Конечно-разностные уравнения построены на сетке 1501×501 ($\Delta x = \Delta z = 0.05$) по явной схеме с направленными разностями. Значения характерных масштабов расчетных течений в данной работе были ориентированы на лабораторные течения и лежали в диапазонах: $\Delta \rho_0$ – от 0.0005 до 0.001 г/см³, h_0 – от 1 до 10 см, u_0 – от 1 до 10 см/с, $v_{эф}$ – от 0.3 до 2.0 см²/с.

Подмодель вязкого прилипания жидкости ко дну строилась по классической схеме описания формирования вязкого пограничного слоя [9]:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = u_\infty \frac{\partial u_\infty}{\partial x} + v_T \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}, \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0,$$

где u_∞ – горизонтальная компонента скорости на нижнем слое внешней модели плотностного течения, а все остальные переменные имеют тот же смысл что и выше.

При разработке модели описывающей динамику взвешенного материала был предложен следующий подход. Движение взвеси рассматривается в рамках движения плотностного потока, в котором разность плотности достигалась за счет наличия взвешенного материала. Такой подход позволил рассматривать однофазное поле плотности. Уравнения модели с учетом данного подхода приняли следующий вид:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \mu_T \Delta u, \quad \frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} - \frac{g(c - \rho_0)}{\rho_0} + \mu_T \Delta w, \quad \frac{dc}{dt} = D_T \Delta c,$$

где c – плотность жидкости с взвесью.

Данный подход описания динамики взвешенного материала был верифицирован на результатах лабораторных экспериментов [7]. Проведенный анализ всего объема расчетных данных позволил констатировать достаточную адекватность и физическую непротиворечивость предложенного подхода.

Взаимодействие с донными осадками

Моделирование поведения взвешенного материала донных осадков придонным течениям происходило по следующей схеме. Предполагалось, что на дне находится некоторое количество осадочного материала. Для идентификации осадочного материала различной крупности использовался мультитрассерный подход [10]. Использование несколько дополнительных скалярных полей позволило параллельно исследовать динамику взвеси разной крупности, что значительно сократило расчетное время, а также позволило эффективно сравнивать различия в их динамике.

На рисунке представлено распределение мелкодисперсного взвешенного

материала при распространении гравитационного течения по дну модельного пространства.

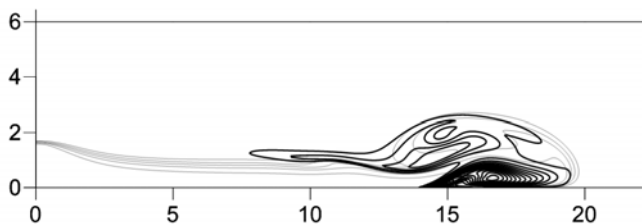


Рисунок. Распределения значений изолиний избыточной плотности (серая линия) и трассера (жирная линия), который идентифицирует взвешенный материал. Значения изолиний избыточной плотности пробегают последовательно сверху вниз значения σ от 0.1 до 0.85 с шагом 0.15. Значения изолиний трассера пробегают значения от 0.00012 до 0.00036 с шагом 0.00002. Характерные параметры: $\Delta\rho_0=0.001$ г/см³ $u_0=3$ см/с, $v_{эфф}=10^{-1}$ см²/с, $h_0=6$ см, уклон дна равен 7° , сетка 2001x501.

Из-за высоких значений градиентов скорости в головной части течения и, соответственно, касательных напряжений на дне происходит основной захват осадочного материала, с дальнейшим его переносом вместе с течением. Часть этой взвеси срывается с тыльной части головы течения и остается неподвижной во взвешенном состоянии, что приводит к формированию «кометного» хвоста, хорошо наблюдаемого в лабораторных экспериментах [1].

Выводы

Совместное использование численной XZ-модели распространения придонных гравитационных течений и мультитрассерного подхода описания динамики взвешенного материала различной крупности позволило более корректно изучить процессы вовлечения, переноса и переотложения донных осадков придонными гравитационными течениями. Благодаря возможности описания взвеси разной крупности стали возможными оценки эффекта сепарации взвешенных в воде частиц и эрозионных свойств придонных течений различной интенсивности.

Результаты данной работы позволили значительно расширить возможность использования данной модели в анализе и интерпретации данных о седиментологических процессах на склонах дна.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ номер 13 05 41374.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жмур В.В., Сапов Д.А., Нечаев И.Д., Рыжаков М.В., Григорьева Ю.В. Интенсивные гравитационные течения в придонном слое океана // Изв. АН. Сер. физическая. 2002. Т. 66. № 12. С. 1721–1726.

2. Самолюбов Б.И. Плотностные течения и диффузия примесей. М.: Из-во ЛКИ, 2007. 352 с.
3. Емельянов Е.М. Осадконакопление и придонные течения в юго-западной части Атлантического океана // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 2. С. 5–37
4. Сивков В.В, Свиридов Н.И. О связи эрозионно-аккумулятивных форм донного рельефа и придонных течений в Борнхольмской впадине Балтийского моря // Океанология. 1994. Т. 34. № 2. С. 294–298
5. Simpson J.E. Gravity currents in the environment and the laboratory. England. ELLIS HORWOOD LTD. 1987. 244 p.
6. Килесо А.В., Гриценко В.А. Численная модель вдольсклонового плотностного течения с вложенной моделью расчета вязкого пограничного слоя // Физические проблемы экологии (экологическая физика). М., Макс-пресс. 2010. Т. 17. С. 181–185.
7. Килесо А.В., Гриценко В.А., Кашенко Н.М. Простая модель взвешивания и переноса осадочного материала.// Физические проблемы экологии (Экологическая физика):Сб. научных трудов/ Под ред. В.И. Трухина, Ю.А. Пирогова, К.В. Показеева. М.: МАКС Пресс, 2013. № 19. С. 241–248.
8. Гриценко В.А., Юрова А.А. О распространении придонного гравитационного течения по крутому склону дна // Океанология. 1997. Т. 37. № 1. С. 44–49.
9. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. М.: Наука, 1974. 711 с.
10. Isachenko I.A., Kileso A.V., Gritsenko V.A. Multi-tracer way for differentiation of the structure of the stratified fluid current in numerical experiment // Fluxes and Structures in Fluids: Proceedings of International Conference; June 25–28, 2013, Saint-Petersburg. M.: MAKPS Press, 2013. 376 p.

Investigation of features of erosion processes of bottom gravity current was performed using two-dimensional nonlinear hydrodynamic model of the dynamics of density along slope currents with built-in model that explicitly take in account of viscous adhesion at the bottom and Multi-tracer way for differentiation of the structure of the stratified fluid current in numerical experiment.

Денисов В.И.¹, Ткаченко Ю.Ю.², Латун В.В.¹

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

DenisovGeo@yandex.ru, ²Территориальный центр мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера ГКУ КК «Управление ПБ, ЧС и ГО», e-mail: yuyut@mail.ru)

Предварительная оценка волновой абразии галечного материала черноморских пляжей методом седиментационных ловушек в районе пос. Широкая Балка
Denisov V.I.¹, Tkachenko Yu.Yu.², Latun V.V.¹

(¹Southern Federal University, Rostov-on-Don; ²Territorial center of monitoring and forecasting of situations of natural and man-made origin, Krasnodar)

Preliminary estimation of wave erosion of pebbly Black Sea coasts using sediment traps approach in the area of Shirokaya Balka

В 2010 и 2011 гг. методом седиментационных ловушек (СЛ) были проведены работы по изучению пространственного распределения седиментационного поля взвеси абразийного происхождения на акваполигоне в районе посёлка Широкая Балка под Новороссийском в диапазоне глубин 10–40 метров. Результаты количественных характеристик взвеси и пространственной картины распределения седиментационного поля были опубликованы нами в 2011 году [1, 2].

Оборудование устанавливалось в море в период 31.08–05.09.2010 г. на разрезе по нормали к берегу на удалении до 1.5 км в указанном диапазоне глубин в режиме придонных ловушек и вертикальной серии, состоящей из 4-х накопителей на разных глубинах (рис. 1). С 1 по 3 сентября на данном участке побережья отмечалась зыбь с длиной волны – 20–25 м, и высотой в море – до 1.0 м, при разрушении волны у берега (на заплеске) высота волн достигала 2.5 м. Направление фронта волнения было с юга на север, практически по нормали к берегу. Днем к зыби примешивалось ветровое волнение. После трех дней волновой погоды, поле взмученного и абразийного вещества в поверхностном слое занимало полосу вдоль берега шириной порядка 1–1.2 км.

Абразия аргиллитов, мергелей и песчаников, которыми представлено вещество пород пляжа, явилась главным источником поступления взвесей в морскую воду. Сбор осаждающейся взвеси в этот период позволил получить интегральную схему распространения седиментационного поля в мелководной части шельфа. Массы осевшего в ловушки вещества составили от 0.2 до 27 грамм за почти 5 суток экспонирования ловушек.

По полученным данным потоков осаждающегося материала была построена схема вертикального разреза седиментационного поля абразийного происхождения (рис. 1) [1].

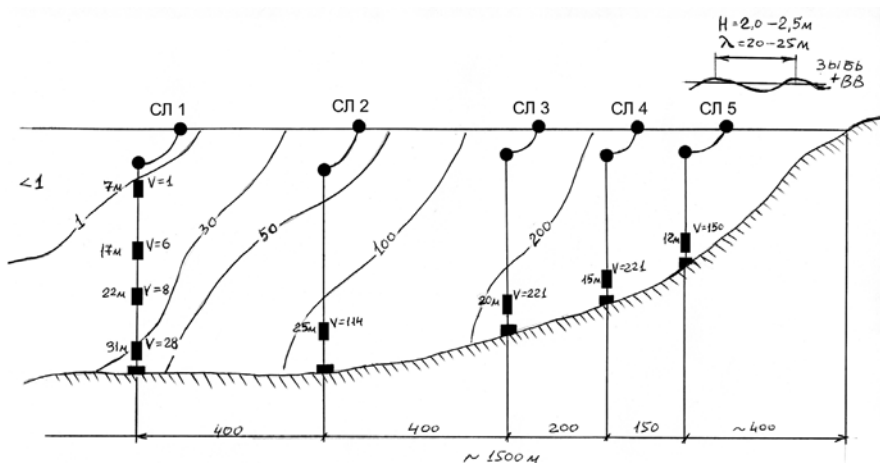


Рисунок 1. Схема распределения седиментационного поля (вертикальный разрез) в районе пос. Широкая Балка, сентябрь 2010 г. ($V = \text{г/м}^2/\text{сут.}$) [1].

Картина седиментационного поля представляло собой следующее. В поверхностном слое взмученная вода распространялась на расстояние до 1200–1300 м. С глубиной, как видно из величин потоков, собранных взвесенакопителями, наблюдается «выклинивание» вещества в глубину. Удаление вещества из воды после прекращения волнения происходит относительно быстро по времени (за 2 суток), при этом язык повышенных концентраций вещества уходит на глубину.

Ловушки располагались в верхнем квазиоднородном слое воды. Наиболее вероятным механизмом удаления вещества из слоя взмученной прибрежной воды является его уход на дно в составе придонного стокового течения от берега в море.

В 2011 г. практически в том же месте в начале сентября были установлены четыре вертикальные серии ловушек (всего 9 штук) по схеме, показанной на рис. 2. В период их экспонирования практически в течение недели отмечалась штилевая погода и ветровое волнение наблюдалось незначительное и слабое. Высота волн не превышала 40–50 см. Седиментационное поле, зафиксированное в этот период, как видно из рис. 2, имеет выраженное послойное распределение. Увеличение потоков осаждающегося вещества происходит от верхних горизонтов к более глубоким. Содержание взвешенных веществ в поверхностном слое в этот период составлял от 2–3 мг/л вблизи берега до 0,5–0,2 мг/л на удалении 1000–1200 метров.

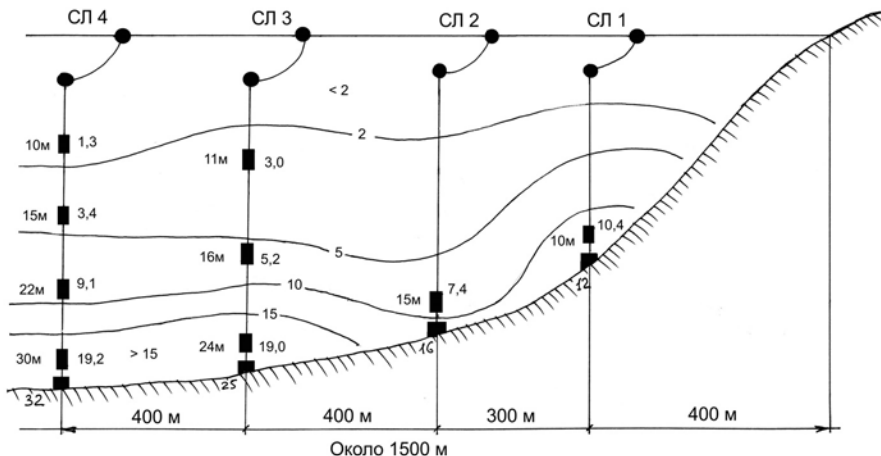


Рисунок 2. Схема распределения седиментационного поля (вертикальный разрез) в районе пос. Широкая Балка, сентябрь 2011 г. ($V = \text{г/м}^2/\text{сут.}$).

Чем толще слой воды, тем больше величина потока взвеси, зафиксированного ловушками. Сравнивая рисунки 1 и 2, хорошо видно, что самая мористая (дальняя от берега) серия ловушек как в 2010, так и в 2011 гг. имеют близкие величины потоков, существующих в условиях штиля. То есть при волнении, которое наблюдалось в 2010 г. и продолжительности его работы в течение 3 суток абразионное вещество захватывает расстояние в 1200–1300 метров от береговой линии.

Средняя величина потока осаждающейся взвеси в 2010 г. без учета крайней станции (СЛ 4) составляла $V_{\text{ср.}} = 151 \text{ г/м}^2/\text{сут.}$ Средняя величина потока осаждающейся взвеси в 2011 г. составляла $V_{\text{ср.}} = 10,7 \text{ г/м}^2/\text{сут.}$ Таким образом, абразионная составляющая может быть оценена в первом приближении как разность этих потоков. Она равна примерно $140 \text{ г/м}^2/\text{сут.}$

Можно произвести уточненную оценку удельной абразии на 1 погонный километр пляжа. Расчеты показывают, что при параметрах волнения, подобных наблюдаемым нами в сентябре 2010 г., на 1 погонный км берега и удалении в море на 1,3 км абразия пляжной зоны составляет $M = 1000\text{м} \times 1300\text{м} \times 140 \text{ г/м}^2/\text{сут} = 182 \text{ тонны в сутки}$. Это прямое измерение истирания материала пляжей, полученное методом седиментационных ловушек.

Можно также в первом приближении, зная среднее количество штормовых дней, оценить удельное истирание пляжного материала за год. Из атласа волнения и ветра Черного моря следует, что повторяемость ветров в диапазоне скоростей 10–25 м/с всех 8 румбов находится от 23 до 42%. Примерно в третьей части года наблюдается волнение 2 и более м высотой различного генезиса от ветровых волн до зыби.

Длина береговой линии всего Черного моря составляет порядка 3400 км.

Для всего моря масса абразивного вещества может достигать $182 \text{ т/сут/км} \times 3400 \text{ км} \times 90 \text{ сут} = 55.7 \text{ млн т/год}$.

Для сравнения, литературные данные абразии берегов Черного моря оцениваются в 62.9 млн т/год.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Денисов В.И., Ткаченко Ю.Ю., Кузнецов А.Н. и др. Количественная оценка потоков абразивного материала в мелководной части восточного шельфа Черного моря методом взвеса накопителей (район пос. Широкая Балка) // Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2011. С. 25–28.
2. Денисов В.И., Ткаченко Ю.Ю., Кузнецов А.Н. и др. Потоки взвеси на черноморском шельфе в районе Анапа – Архипо-Осиповка по данным седиментационных ловушек (результаты натурных экспедиционных работ) // Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2011. С. 28–32.

Quantitative data of the wave erosion scale in the area of Shirokaya Balka were received by means of the full-sized observations with the sediment traps used during expeditions in 2010 and 2011. Specific value of erosion at 1 lane meter of the beach is about 182 tons per twenty-four hours at 2 meter wave height. According to direct observations total weight of abrasive material of the whole Black Sea coastal zone can be approximately estimated at 55.7 mln tons per year.

**Захарков С.П.¹, Гордейчук Т.Н.¹, Стоник И.В.²,
Штрайхерт Е.А.¹, Шамбарова Ю.В.¹**

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, e-mail: zakharkov@poi.dvo.ru; ²Институт Биологии моря им. А.В. Жирмунского ДВО РАН, Владивосток)

Продукционные характеристики фитопланктона по судовым и спутниковым данным как показатель биогенной части осадочного вещества в Японском море

**Zakharkov S.P.¹, Gordeichuk T.N.¹, Stonik I.V.²,
Shtraikhert E.A.¹, Shambarova Yu.V.¹**

(¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok; ²A.V. Zhirmunsky Institute of Marine Biology, FEB RAS, Vladivostok)

Phytoplankton production characteristics by ship and satellite data as the marker of biogenic part of sediment substance in Japan Sea

Как известно, биогенная взвесь составляет большую часть (до 70%) осадочного вещества (особенно из поверхностных слоёв). Поэтому изучение современных продукционных характеристик фитопланктона представляет большой интерес и для палеопродукционных исследований [1–3]. В работе рассматриваются продукционные характеристики фитопланктона, полученные в первом российско-китайском рейсе (НИС «Академик М.А. Лаврентьев» 53), выполненном осенью 2010 г.

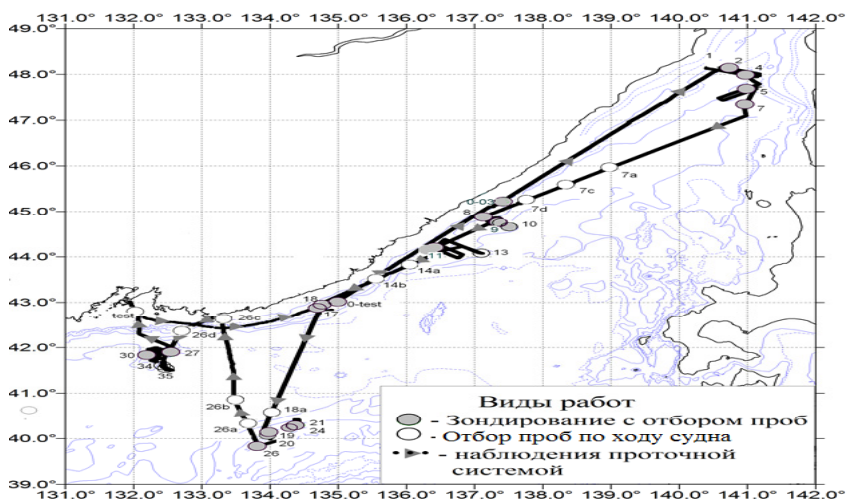


Рисунок 1. Схема расположения станций в 53 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев»

Пробы на пигментный и видовой состав фитопланктона в рейсе отбирались с горизонтов, выбранных после предварительного СТД зондирования в эвфотической зоне. Глубина эвфотической зоны определялась с помощью датчика освещенности и диска Секки. Для определения хлорофилла *a* (хл *a*) и фотосинтетической активности фитопланктона в пробах воды объемом 20 мл со всех горизонтов измерялась замедленная флуоресценция (ЗФ) фитопланктона [4]. Концентрация пигментов определялась параллельно стандартными спектрофотометрическим и флуориметрическим методами [5, 6]. Последний метод более точно позволял измерять низкие концентрации хл *a*. Для этих методов пробы воды объемом 1.5–4 литра пропускались через фильтр с размером пор 0.6 мкм. Сразу после фильтрации определялась ЗФ фитопланктона, сконцентрированного на фильтре. Это позволяло поднять чувствительность метода и получить более подробную индукционную кривую ЗФ.

Пробы фитопланктона фиксировали раствором Утермеля и концентрировали отстойным методом. Клетки ультра- и наннопланктона просчитывались в камере типа Ножотта объемом 0.04 мл. Доминирующими считали виды, численность которых составляла не менее 20% от общей численности микроводорослей, субдоминирующими – виды, численность которых составляла 5–19%. Объемы клеток микроводорослей определяли по формулам геометрического подобия.

Среднемесячные спутниковые оценки концентрации хл *a* (рис. 2) были взяты по ИНТЕРНЕТ из центра хранения и обработки спутниковой информации NASA – GSFC (Goddard Space Flight Center).

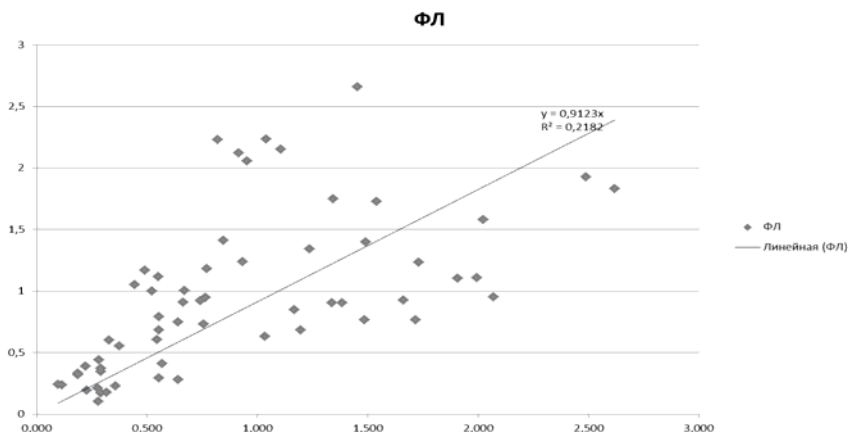


Рисунок 2. Связь между концентрацией хлорофилла *a* и флуоресценцией хлорофилла *a*, измеряемой зондом Seabird 19+

Концентрация хлорофилла *a* и флуоресценция хлорофилла *a*, измеряемая зондом Seabird 19+ в рейсе показали не высокую взаимную корреляцию $R^2=0.22$ (рис. 2) Это стимулировало нас изучать связь между этими параметрами по различным районам. Разбиение изучаемой акватории Японского моря на пять районов было произведено на основании гидрологических характеристик и распределения хлорофилла *a*, полученного по спутниковым данным (рис. 3). Были рассмотрены 8-ми дневные синтезированные изображения концентрации хлорофилла *a*, выполненные во время проведения 53 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев».

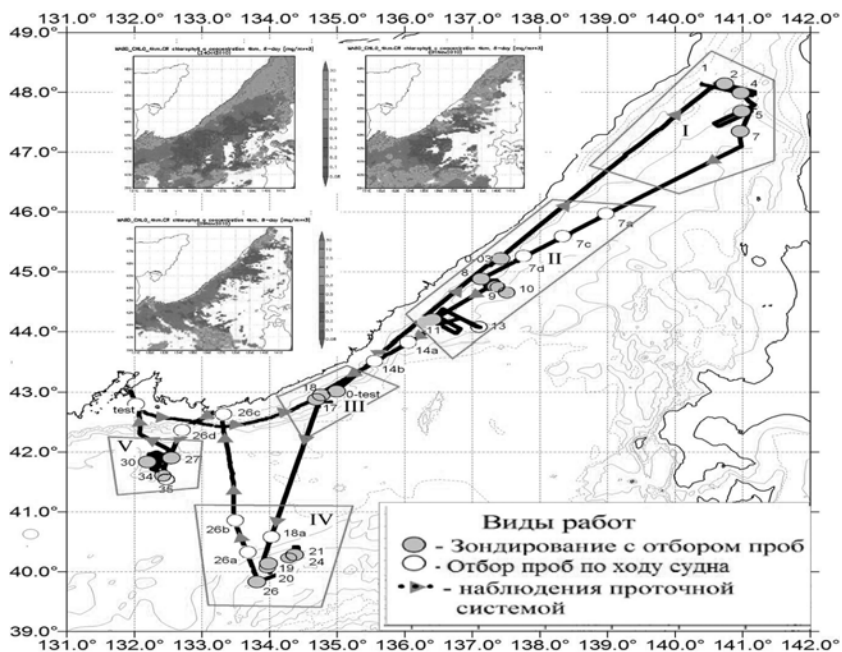


Рисунок 3. Разбиение исследуемой акватории на районы по судовым и спутниковым данным

При разбиении исследуемой акватории коэффициенты корреляции выросли и составили соответственно R^2 для зоны Татарского пролива 0.7489, для склона центрального Приморья 0.5888, для склона южного Приморья 0.5889, для банки Кито-Ямато 0.6554 и возвышенности Первенца 0.9178 (рис. 4). Выход флуоресценции на единицу хлорофилла *a* также существенно варьировал от 0.57 в районе склона центрального Приморья до 1.76 в акватории банки Кито-Ямато (рис. 4). Высокая изменчивость выхода

флуоресценции связана, очевидно, не только с гидрологическими условиями, но и с изменчивостью видового состава фитопланктона, так в районе склона центрального Приморья преобладают динофитовые, а в районе банки Кито-Ямато – криптофитовые микроводоросли. Учет этих факторов позволяет более точно определять по данным зондирования продукционные характеристики фитопланктона.

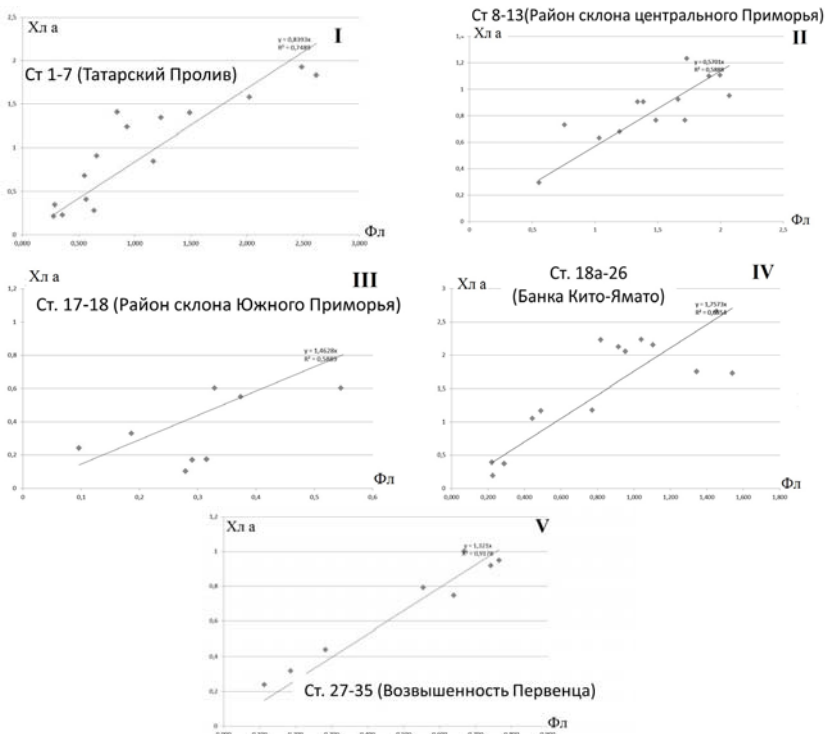


Рисунок 4. Корреляция между концентрацией хлорофилла *a* и флуоресценцией хлорофилла *a*, измеряемой зондом Seabird 19+ в выделенных районах исследуемой акватории

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Захарков С.П., Босин А.А., Горбаренко С.А. Содержание хлорина в морских осадках как индикатор палеопродуктивности // Вестник ДВО РАН. 2007. №1. С. 52–58.
2. Босин А.А., Захарков С.П., Горбаренко С.А. Отражение современного распределения первичной продукции в донных осадках Охотского моря // Океанология. 2010. Т. 50. № 2. С. 194–202.

3. Zakharkov C.P., Biebow N., Selina M., Gorbarenko S.A. Modern primary production, biomass and phytoplankton species composition the Okhotsk Sea in water; organic carbon transformation into sediment // KOMEX-2000. April 17–20, 2000. Moscow, Russia. P. 62–63.
4. Звалинский В.И., Лобанов В.Б., Захарков С.П., Тищенко П.Я. Хлорофилл, замедленная флуоресценция и первичная продукция в северо-западной части Японского моря осенью 2000 г. // Океанология. 2006. Т. 46. № 1. С. 135–145.
5. Кобленц-Мишке О.И. Экстрактный и безэкстрактный методы определения фотосинтетических пигментов в пробе // Современные методы количественной оценки распределения морского планктона. М.: Наука, 1983. С. 114–125.
6. Jeffrey S.W., Humphrey G.F. New spectrophotometric equations for determining chlorophylls a, b, c and c2 in higher plants, algae and natural phytoplankton // Biochem. Physiol. Pflanz. 1975. Bd. 167. P. 191–194.

The paper presents distribution phytoplankton production characteristics by ship and satellite data as the marker of biogenic part of sediment substance in Japan during cruise 53 of R/V “Akademik M.A. Lavrent’ev” in fall 2010. We have found out high variability of an exit of fluorescence of a phytoplankton on unit of a chlorophyll depending on specific structure of microseaweed.

**Кащенко В.Ю.¹, Шевченко В.П.¹, Лещев А.В.²,
Белоруков С.К.², Хоменко Г.Д.², Яковлев А.Е.²**

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

vika_ocean@bk.ru; ²Северо-Западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Архангельск)

**Количественное распределение и вещественный состав
нерастворимых частиц в снежном покрове Архангельской
области в конце зимы**

**Kashchenko V.Yu.¹, Shevchenko V.P.¹, Leshchev A.V.²,
Belorukov S.K.², Khomenko G.D.², Yakovlev A.E.²**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²North-Western Branch of Shirshov
Institute of Oceanology RAS, Arkhangelsk)

**Quantitative distribution and composition of particulate matter
in snow cover in the Arkhangelsk Region at the end of winter**

Снежный покров обладает рядом свойств, делающих его удобным индикатором состояния экосистемы [1–4]. Снег вымывает из атмосферы твердые (аэрозоли) и растворенные вещества (влага и все виды загрязнений). Осадочное вещество снега характеризует зимнюю атмосферу, когда окружающая суша покрыта слоем снега, а реки и моря – льдом, т.е. поступление аэрозольного минерального вещества и солей из водосбора и с поверхности моря отсутствует или минимально.

Нерастворимые частицы в снеге в водосборе Белого моря на территории Архангельской области были изучены в конце зимнего сезона с 20 марта по 3 апреля 2012 г. в ходе многодисциплинарной экспедиции по проекту «Система Белого моря» (руководитель проекта – академик А.П. Лисицын) [3, 5]. Целью экспедиции было получение репрезентативных данных о содержании взвешенных веществ и биогенных элементов в воде, снежном и ледяном покровах. На рис. 1 представлена карта схема расположения станций отбора проб снега, льда и воды в период экспедиции. Пробы снега были отобраны на 27 станциях. Отбирали снежный разрез полностью – от поверхности до границы с замерзшей почвой или льдом.

Исследования проб воды, льда и снега проводились в лаборатории СЗО ИО РАН. Пробоподготовка осуществлялась согласно общепринятым методикам. Пробы снега растапливались при комнатной температуре в пластиковых ведрах, закрытых крышками.

Выделение взвеси проводилось методом мембранной ультрафильтрации под вакуумом через чистые ядерные фильтры с диаметром пор 0.45 мкм, предварительно взвешенные на электронных лабораторных весах «Adventurer Pro» model RV214. Каждую пробу фильтровали через 3 параллельных фильтра с помощью прибора вакуумного фильтрования с поликарбонатными фильтродержателями. После окончания фильтрации

пробы воды фильтры перекладывали в пластиковые чашки Петри диаметром 60 мм, высушивали при температуре 55–60°C и повторно взвешивали.

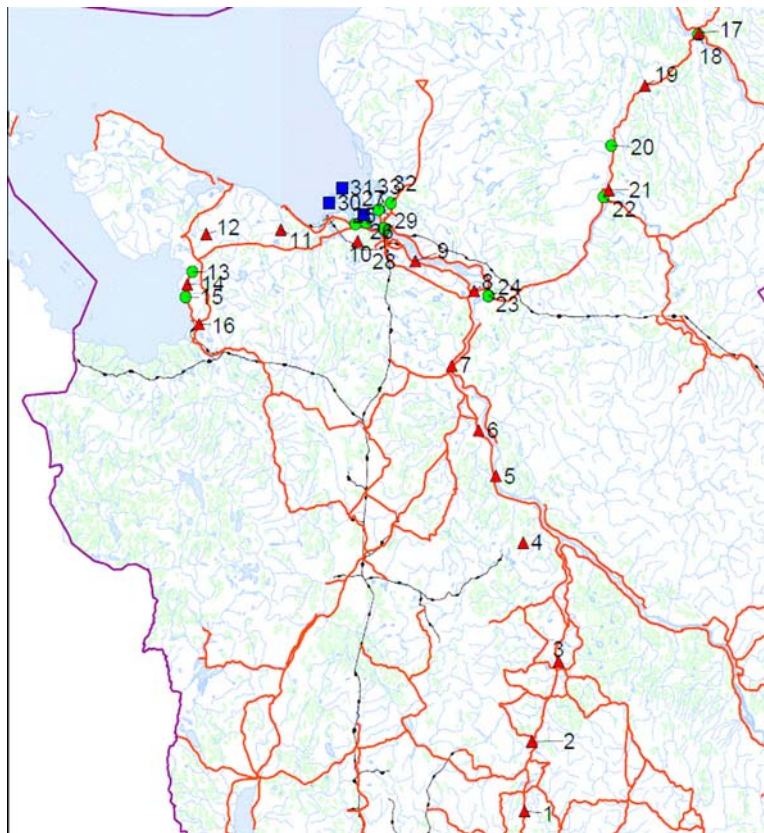


Рисунок 1. Схема расположения станций, выполненных в экспедиции. Точки отбора проб снега показаны треугольниками

Аликвоты фильтров с нерастворимыми частицами просматривали под сканирующим электронным микроскопом марки Vega3 Tescan с микроанализатором INCA Energy (Oxford Instruments Analytical) с целью определения размеров и формы частиц, соотношения биогенных, литогенных и антропогенных частиц, элементного состава отдельных, характерных частиц.

На станциях, расположенных в фоновых районах, концентрация нерастворимых частиц в снеге варьировала от 0.73 до 5.92 мг/л (в среднем 2.59 мг/л при стандартном отклонении 1.6 мг/л, n=17 проб). Это незначительно выше, чем фоновые для снежного покрова Арктики значения

[6, 7]. Значительно более высокие концентрации частиц были в снеге в г. Архангельске (от 8 до 345 мг/л). Если не учитывать аномальное значение концентрации на ст. 29 (345 мг/л), то среднее значение концентрации нерастворимых частиц в снеге г. Архангельска в период с 27 марта по 2 апреля 2012 г. было равно 27.6 мг/л при стандартном отклонении 21.4 мг/л ($n = 8$ проб), что близко к данным для городов со средней степенью загрязнения атмосферы [2, 8].

На станциях, находящихся на удалении от города (станции №№ 1–8, 11, 12, 14, 16–19 и 21) на фильтрах в основном преобладает минеральная составляющая (рис. 2), около 80% от общей массы, минеральная часть здесь различной размерности от крупных кристаллов до мелкой фракции, по составу в основном состоит из алюмосиликатов. Также встречаются растительные волокна, на станции № 3 они преобладают (рис. 3), что говорит о том, что станция находится вблизи лесного массива. Также во всех просмотренных пробах встречаются споры и сажа, но в небольшом количестве. На станциях №№ 25–33 преимущественно одна сажа и пепел (рис. 4, 5), эти станции находятся в черте или вблизи города Архангельска, минеральной части здесь значительно меньше, по сравнению с предыдущими станциями. Преобладание сажи и пепла в просмотренном материале свидетельствует о большом антропогенном воздействии на окружающую среду. На расположенных в г. Архангельске станциях также встречаются и растительные волокна, но в незначительном количестве. Аналогичные особенности вещественного состава нерастворимых частиц в снежном покрове были описаны ранее для г. Архангельска и ряда других городов [1, 4, 6, 9].

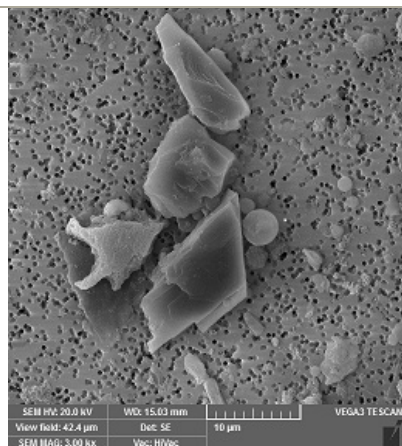


Рисунок 2. Минеральные частицы

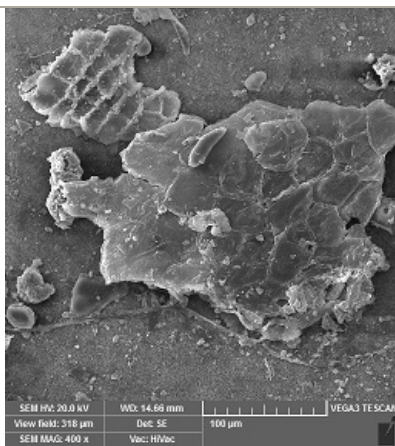


Рисунок 3. Растительные остатки

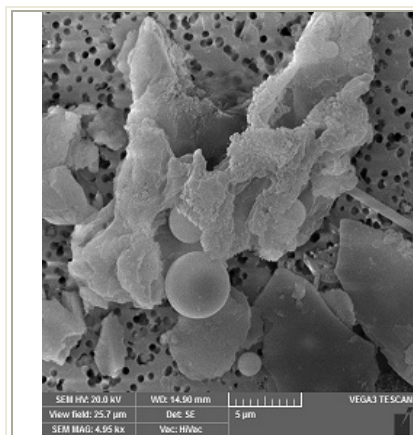


Рисунок 4. Сажа и пепел

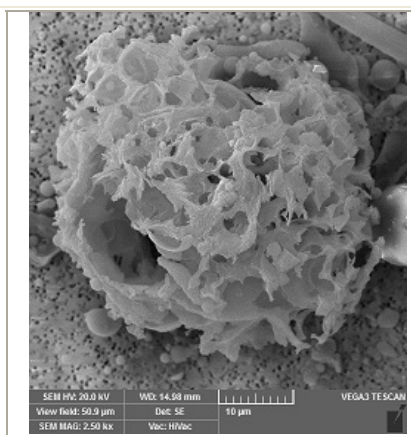


Рисунок 5. Пепел

Выводы:

1. Концентрация нерастворимых частиц в снеге фоновых районов Архангельской области в конце зимы 2011–2012 гг. была незначительно выше, чем фоновые для Арктики значения, в составе этих частиц преобладали минеральные зерна и биогенный материал.
2. Концентрация нерастворимых частиц в снеге г. Архангельска была на порядок выше (на уровне их концентрации в снеге со средней степенью загрязнения атмосферы), в их составе преобладали сажа и пепел.

Авторы благодарны академику А.П. Лисицыну и д.г.н. В.Б. Коробову за поддержку.

Работа была выполнена при финансовой поддержке Северо-Западного отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Отделения наук о Земле РАН (проект “Наночастицы ...”) и гранта поддержки ведущих научных школ НШ-618.2012.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бояркина А.П., Байковский В.В., Васильев Н.В. и др. Аэрозоли в природных планшетах Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 157 с.
2. Василенко В.Н., Назаров И.М., Фридман Ш.Д. Мониторинг загрязнения снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 181 с.
3. Лисицын А.П. Процессы в водосборе Белого моря: подготовка, транспортировка и отложение осадочного материала, потоки вещества, концепция «живого водосбора» // Система Белого моря. Т. I. Природная среда водосбора Белого моря / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2010. С. 353–445.
4. Шевченко В.П., Алиев Р.А., Бобров В.А. и др. Эоловый материал в природных

архивах // Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера / Отв. ред. Лисицын А.П. М.: Научный мир, 2012. С. 70–107.

5. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Немировская И.А. и др. Развитие четырехмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга морских экосистем (на примере Белого моря) // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей / Отв. ред. С.М. Шаповалов. М.: Научный мир, 2010. С. 559–597.

6. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.

7. Кащенко В.Ю., Новигатский А.Н., Поняев М.С. Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 58 – 63.

8. Viklander M. Substances in urban snow. A comparison of the contamination of snow in different parts of the city of Luleå, Sweden // Water, Air, and Soil Pollution. 1999. V. 114. P. 377–394.

9. Голохваст К.С., Чекрызов И.Ю., Паничев А.М. и др. Первые данные по вещественному составу атмосферных взвесей Владивостока // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2011. Т. 13. № 1 (8). С. 1853–1857.

Quantitative distribution and composition of insoluble particles in snow cover were studied in the Arkhangelsk Region (the White Sea catchment basin) from March 20 to April 3, 2012. The concentration of particulate matter in snow of background areas in average is 2.59 mg/l and in Arkhangelsk city is much higher (27.6 mg/l). In background areas mineral particles and biogenic particles dominate in the composition of particulate matter, in Arkhangelsk soot and ash dominate.

**Клювиткин А.А.¹, Буренков В.И.¹, Кравчишина М.Д.¹,
Новигатский А.Н.¹, Политова Н.В.¹, Шеберстов С.В.¹,
Клювиткина Т.С.², Артемьев В.А.¹**

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, klyuvitkin@ocean.ru,

²МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва)

**Взвешенное осадочное вещество поверхностных вод
Атлантического океана: прямые определения и
спутниковые данные**

**Klyuvitkin A.A.¹, Burenkov V.I.¹, Kravchishina M.D.¹,
Novigatsky A.N.¹, Politova N.V.¹, Sheberstov S.V.¹,
Klyuvitkina T.S.², Artemiev V.A.¹**

¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow,

²Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**Suspended sediment matter of the Atlantic surface waters:
direct determinations and satellite data**

Введение

Изучение системы формирования и распределения рассеянного осадочного вещества необходимо для понимания процессов современной седиментации, а также для интерпретации биологических, химических и геологических процессов в океане. Осаждающееся вещество, в конечном счете, становится частью геологической летописи океана [1, 2]. Основным источником поставки осадочного вещества на дно является верхний деятельный слой океана. Речной сток, атмосферный перенос в аридных зонах и ледовый разнос в высоких широтах поставляют терригенное вещество, а первичная продукция органического углерода – главный источник собственно океанского осадочного вещества.

В свою очередь, концентрация рассеянного осадочного вещества (водной взвеси) может определяться с помощью спутниковых сканеров цвета моря. Это дает возможность глобального мониторинга распределения взвеси со спутников. Первые алгоритмы для вычисления коэффициента обратного рассеяния света взвесью (bbp) и в дальнейшем расчета концентраций взвеси были разработаны нашими коллегами для Баренцева моря не так давно [3]. Для ряда других регионов (Белое, Черное и Каспийское моря) соответствующие алгоритмы были разработаны в процессе дальнейших исследований [4]. В то же время были проведены первые расчеты и в Атлантическом океане [5, 6].

Материал и методы

Изучение водной взвеси в Атлантическом океане прямыми методами проводилось в течение 10 лет (18-й рейс НЭС “Академик Федоров”, 48-й и 49-й рейсы НИС “Академик Мстислав Келдыш”, 11-й, 16-й и 26-й рейсы

НИС “Академик Иоффе”, 17-й, 19-й, 20-й и 31-й рейсы НИС “Академик Сергей Вавилов”. Пробы поверхностной воды на выделение взвеси отбирались на ходу судна несколько раз в день во время пролета спутника, а также за час до и через час после этого. Воду фильтровали через предварительно взвешенные ядерные фильтры диаметром 47 мм и размером пор 0.4 мкм (для определения весовых концентраций взвеси (SPM) и ее состава) и через стекловолоконистые фильтры Whatman GF/F (для определения взвешенного органического углерода (POC) и карбоната кальция (CaCO_3)). Для определения объемных концентраций взвеси (VSPM) и изучения ее гранулометрического состава использовался счетчик частиц Коултера, модель Zbi [7].

Пробы отбирали по всей акватории Атлантического океана во всех климатических зонах, а также в прибрежных районах. Главные компоненты взвеси определялись в Лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН: терригенное (литогенное) вещество (LM) по Al ($\text{LM}=\text{Al}\cdot 10$) [8], взвешенное органическое вещество – $\text{POM}=2\cdot\text{POC}$ [9], CaCO_3 , аморфный кремнезем ($\text{SiO}_{2\text{аморф}}$). Биогенное вещество определялось как сумма трех биогенных компонент ($\text{POM} + \text{CaCO}_3 + \text{SiO}_{2\text{аморф}}$).

Спутниковые данные собирались с помощью поисковой системы Ocean Color Web (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). Для каждой точки отбора пробы взвеси были собраны данные сканера цвета моря MODIS-Aqua. Обработка собранного материала осуществлялась нами совместно с Лабораторией оптики океана ИО РАН по разработанной ее сотрудниками методике с помощью специализированного программного обеспечения [3, 5].

Основные результаты

Рис. 1–4 показывают соотношение между SPM, VSPM и BM, определенными прямыми методами и b_{bp} и концентрацией хлорофилла, полученными со спутника. Выведенные соотношения были использованы для расчета и построения карт распределения SPM, VSPM и BM в поверхностных водах Атлантики.

К сожалению, получить единое соотношение для LM для всего океана пока не удастся из-за низких его содержаний (не более 10 % от суианного SPM). Высокие концентрации LM были зафиксированы только в прибрежных районах океана, а также на пути переноса атмосферных аэрозолей.

Примеры пространственного распределения SPM, VSPM и BM в Атлантическом океане, полученные по спутниковым данным, приведены на рис. 5–8.

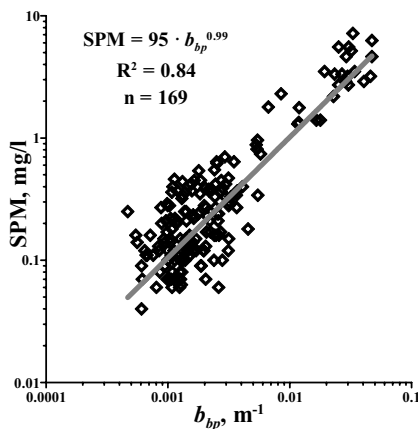


Рисунок 1. Соотношение между SPM (прямые методы) и b_{bp} (MODIS-Aqua) [6]

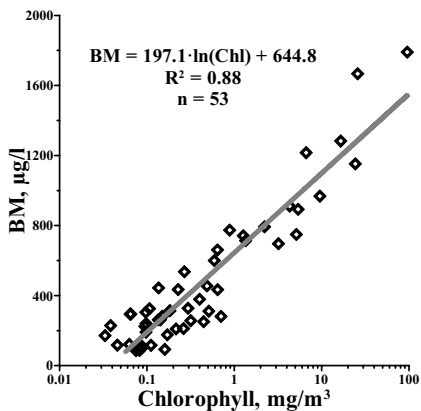


Рисунок 2. Соотношение между BM (прямые методы) и хлорофиллом (MODIS-Aqua) [6]

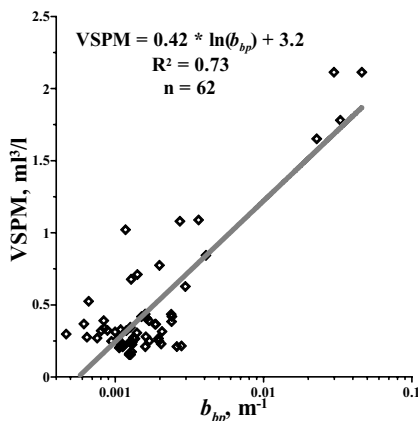


Рисунок 3. Соотношение между VSPM (прямые методы) и b_{bp} (MODIS-Aqua)

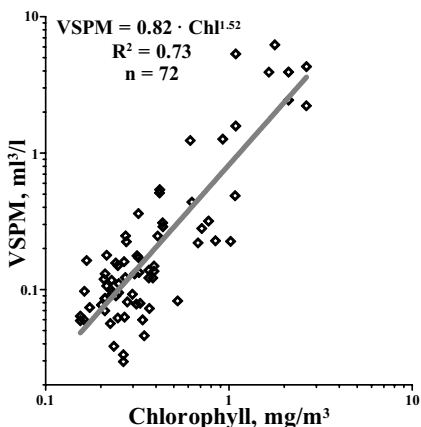


Рисунок 4. Соотношение между VSPM (прямые методы) и хлорофиллом (MODIS-Aqua)

Сравнение карт распределения SPM, VSPM, BM и хлорофилла показало их практически полное совпадение в удаленных от берега районах океана, что позволяет говорить о том, что основным продуцентом взвеси в поверхностном слое океана является фитопланктон, продуктивность которого является функцией в первую очередь климатической зональности.

Наибольшие различия в распределении хлорофилла и взвеси зафиксированы в прибрежных районах Атлантики, где содержание LM возрастает до 60–70% (против 7–16% в открытом море), а первичная

продукция фитопланктона не является главенствующим фактором в образовании осадочного вещества поверхностных вод океана.

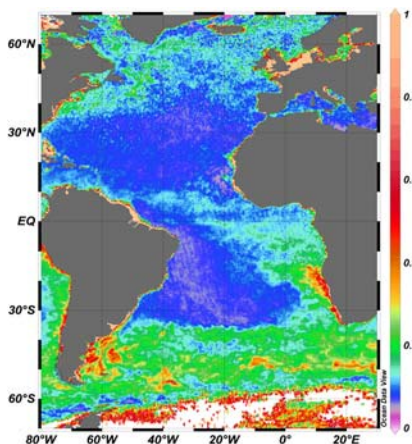


Рисунок 5. Распределение SPM (мг/л) в Атлантике в октябре 2004 г.

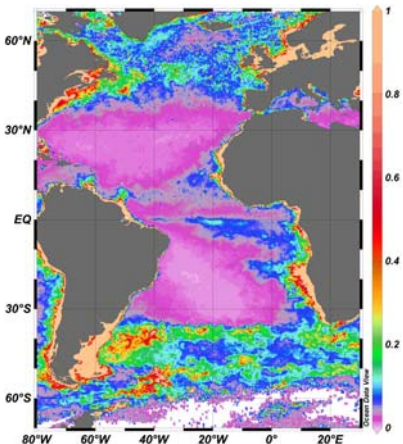


Рисунок 6. Распределение VSPM (мг/л) в Атлантике в октябре 2004 г.

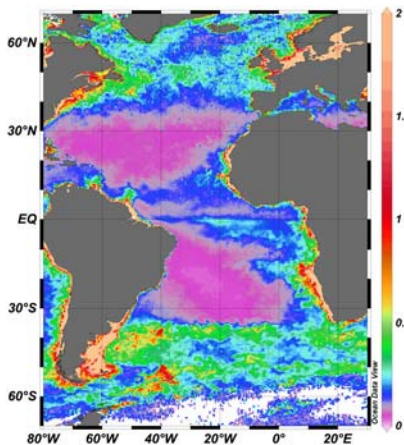


Рисунок 7. Распределение хлорофилла (мкг/л) в Атлантическом океане в октябре 2004 г.

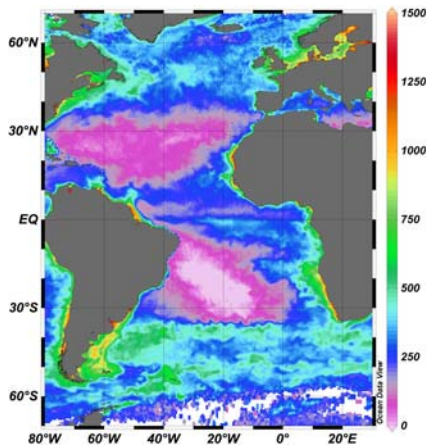


Рисунок 8. Распределение BM (мкг/л) в Атлантическом океане в октябре 2004 г.

Краткие выводы

Были собраны новые натурные данные по распределению и составу взвеси в Атлантике, что дало возможность скорректировать полученные

ранее алгоритмы расчета b_{bp} и концентрации взвеси, разработать алгоритмы для расчета биогенной и терригенной компонент взвеси. Полученные соотношения были использованы для построения карт распределения весовых и объемных концентраций взвеси, а также биогенного и терригенного (литогенного) вещества взвеси.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 12-05-31450, Президента РФ № НШ-618.2012.5, № МК_3123.2012.5 и программы ОНЗ РАН № 5 “Микро- и наночастицы...”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
2. Richardson M.J. Particle size, light scattering and composition of suspended particulate matter in the North Atlantic // Deep-Sea Research. 1987. V. 34. № 8. P. 1301–1329.
3. Буренков В.И., Ершова С.В., Копелевич О.В. и др. Оценка пространственного распределения взвеси в водах Баренцева моря по данным спутникового сканера цвета SeaWiFS // Океанология. 2001. Т. 41. №. 5. С. 653–659.
4. Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V. et al. Continuation of the long-term series of data in the bio-optical characteristics of the Russian seas from satellite ocean color data // Proceedings of IV International Conference “Current problems in optics of natural waters” (ONW’2007, Nizhny Novgorod, Russia, September 2007). P. 75–78.
5. Burenkov V.I., Klyuvitkin A.A., Sheberstov S.V. Suspended matter concentration in surface layers of the Atlantic Ocean derived from data of ocean color scanner MODIS // Proceedings of IV International Conference “Current problems in optics of natural waters” (ONW’2007, Nizhny Novgorod, Russia, September 2007). P. 154–156.
6. Klyuvitkin A.A., Burenkov V.I., Sheberstov S.V. 4th “Ocean From Space” Symposium. 26–30 April 2010, Venice, Italy. Proceedings. P. 135–136.
7. Рабинович Ф.М. Кондуктометрический метод дисперсионного анализа. Л.: Химия, 1970. 234 с.
8. Krishnaswami S., Sarin M.M. Atlantic surface particulates: composition, settling rates and dissolution in the deep sea // Earth and Planetary Science Letters. 1976. V. 32. P. 430–440.
9. Kuss J., Kremling K. Spatial variability of particle associated trace elements in near-surface waters of the North Atlantic (30°N/60°W to 60°N/2°W), derived by large volume sampling // Marine Chemistry. 1999. V. 68. P. 71–86.

New relationships connecting b_{bp} and SPM weight concentration, b_{bp} and SPM volume concentration, chlorophyll and biogenic SPM, were received. These relationships were used for estimation of weight and volume SPM and BM concentration in the Atlantic Ocean. The maps of their spatial distribution in the surface layers of the Atlantic Ocean obtained from satellite data are created.

Котова Е.И.

(ФГБУ «Северное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды», г. Архангельск, e-mail: esopp@yandex.ru)

Связь ионного состава атмосферных осадков и снежного покрова в прибрежной зоне западного сектора Российской Арктики

Kotova E.I.

(FSBO «Northern Agency for Hydrometeorology and Environmental Monitoring», Arkhangelsk)

Relationship of ionic composition of precipitations and snow cover in the coastal zone of the western Russian Arctic

Процессы формирования снежного покрова и атмосферных осадков, как и их химического состава, отличаются друг от друга. Не смотря на то, что снежный покров – это выпавшие атмосферные осадки, химический состав снежного покрова отличается от химического состава атмосферных осадков. Целью данной работы было оценить взаимосвязь ионного состава атмосферных осадков и снежного покрова.

Оценка связи ионного состава атмосферных осадков и ионного состава снежного покрова проводилась по материалам государственного мониторинга окружающей среды. В частности были использованы результаты химического анализа ежемесячных проб атмосферных осадков и ежегодных проб снежного покрова метеостанций Онега, Сура, Нарьян-Мар и Диксон, расположенных в разных климатических условиях, за период 1991–2012 гг. Химический анализ проб проводился по 10 показателям качества: содержание сульфат-, хлорид-, нитрат- и гидрокарбонат-ионов, ионов аммония, натрия, калия, кальция, а также уровень pH.

Для указанных станций были рассчитаны матрицы коэффициентов корреляции между концентрациями веществ в снежном покрове и концентрациями веществ в атмосферных осадках (среднегодовыми, средними и суммарными за период залегания снежного покрова). Оценка степени близости связи проводилась с использованием преобразованной шкалы Харрингтона [1].

Рассмотрев указанные матрицы, можно увидеть следующие закономерности.

Существенной разницы в значениях коэффициентов корреляции концентраций ионов в снежном покрове со средними за период залегания снежного покрова и суммарными не определено, за исключением ионов калия, для которого коэффициенты корреляции, рассчитанные по средним за снежный период значениям концентраций ионов, выше.

На станции Нарьян-Мар несколько выше коэффициенты корреляции в матрице, рассчитанной между концентрациями ионов в снежном покрове и

суммарными концентрациями в атмосферных осадках за зимний период, для сульфат-ионов, хлорид-ионов, ионов натрия и магния.

На западных станциях (Нарьян-Мар и Диксон) определена прямая корреляционная связь средней и высокой степени (коэффициенты корреляции (КК) составили 0.43–0.78) концентраций ионов в снежном покрове со средними и суммарными концентрациями в атмосферных осадках за период залегания снежного покрова для хлоридов, на станции Нарьян-Мар еще и для ионов натрия. По данным предыдущих исследований [2] было установлено, что в районе этих станций концентрации указанных ионов выше именно в период залегания снежного покрова.

На этих же станциях обнаружена тесная связь содержания ионов магния в снежном покрове и в атмосферных осадках. Для Нарьян-Мара связь средней степени определена по суммарным за период залегания снежного покрова концентрациям (КК=0.40), для Диксона – высокой и средней степени корреляционная связь определена по средним и суммарным за период залегания снежного покрова концентрациям в атмосферных осадках, (КК=0.68) и среднегодовым концентрациям ионов магния (КК=0.60). Корреляция средней степени между концентрациями ионов магния в снеге и среднегодовыми концентрациями данного иона в атмосферных осадках определена на станции Сура (КК=0.48).

В районе метеостанции Онега значимая корреляция (КК=0.54) между концентрациями веществ в снежном покрове и в атмосферных осадках проявляется только для концентраций сульфат-ионов за период залегания снежного покрова. Вместе с тем, в отличие от других станций на станции Онега средние концентрации веществ выше в атмосферных осадках, чем в снежном покрове. Концентрации сульфат-ионов, хлорид-ионов, ионов натрия и магния в атмосферных осадках здесь выше, чем в снеге в 2 раза, гидрокарбонатов и ионов кальция – в 4 раза.

В целом тесная связь между концентрациями сульфат-ионов в снежном покрове и в атмосферных осадках характерна для всех станций. Для метеостанций Диксон и Сура эта связь проявляется между концентрациями в снежном покрове и всеми тремя видами концентраций в осадках (среднегодовыми и за период залегания снежного покрова). На станции Нарьян-Мар отсутствует значимая корреляция между концентрациями сульфат-ионов в снежном покрове и средними концентрациями в атмосферных осадках за период залегания снежного покрова. По данным со станции Нарьян-Мар в атмосферных осадках средняя концентрация сульфат-ионов практически в 2 раза выше, чем в снежном покрове.

Высокое значение коэффициента корреляции между концентрациями ионов калия в снежном покрове и средними концентрациями данного иона за период залегания снежного покрова определены на станциях Диксон (КК=0.66) и Сура (КК=0.50). На остальных станциях коэффициенты корреляции для данного иона низкие.

За исключением станции Онега, прослеживается корреляция средней степени между значениями уровня рН снежного покрова и среднегодовыми значениями уровня рН атмосферных осадков ($KK=0.43-0.54$).

Таким образом, можно сделать вывод, что количественные значения ионного состава снежного покрова не имеют тесной связи с количественным ионным составом атмосферных осадков, за исключением отдельных компонентов. Вследствие этого можно предположить, что на данной территории значим вклад сухого осаждения на ионный состав снежного покрова.

Автор выражает глубокую благодарность д.г.н. В.Б. Коробову за руководство работой, к.г.м.н. В.П. Шевченко за консультации и рекомендации. Автор признательна начальнику ФГБУ «Северное УГМС» Л.Ю. Васильеву за предоставленные материалы государственного мониторинга загрязнения окружающей среды, а также сотрудникам, принимавшим участие в сборе фактического материала.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 13-05-90785-мол-рф-нр) и гранта поддержки ведущих научных школ НШ-618.05.2012.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коробов В.Б. Экспертные методы в географии и геоэкологии. Архангельск: Поморский университет, 2008. 236 с.
2. Котова Е.И. Формирование химического состава осадков на севере Европейской территории России // Вестник САФУ. Серия Естественные науки. 2012. № 4. С. 116–122.

In the article the relationship of ion composition precipitation and snow cover is assessed. The absence of close relationship between the quantitative composition of precipitation and snow cover is defined.

**Кравчишина М.Д., Лисицын А.П., Филиппов А.С.,
Клювиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н.,
Копелевич О.В., Буренков В.И., Вазюля С.В.,
Шевченко В.П.**

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

**Концентрация хлорофилла «а» и феопигментов в морской
воде и донных осадках некоторых внутренних морей
России как индикатор биогенных процессов седиментации**
**Kravchishina M.D., Lisitzin A.P., Filippov A.S.,
Klyuvitkin A.A., Politova N.V., Novigatskii A.N.,
Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Vazyulya S.V.,
Shevchenko V.P.**

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

**Chlorophyll «a» concentration in marine water and bottom
sediments in some inland Russian seas as a marker of biogenic
sedimentation processes**

Большая часть морской взвеси (особенно в фотической зоне) представлена биогенными частицами (до 70–90%): фитопланктон и детрит. Растительные пигменты – одни из важнейших компонентов взвешенного органического вещества (ОВ). Наиболее часто исследуют хлорофилл «а» (хл-а), так как он содержится в клетках практически всех видов водорослей. Чаще всего его используют для оценки интенсивности фотосинтетических процессов и расчетов первичной продукции. Изучение хл-а не менее актуально для геологии по следующим причинам:

1. Хл-а и его производные можно рассматривать как маркеры лабильной формы органического углерода в толще воды и донных осадках [1], где эти пигменты характеризуют вклад именно фитопланктона, а не других источников ОВ.

2. Соотношения между концентрацией фитопигментов, взвеси, взвешенной и растворенной формами ОВ являются одними из ключевых характеристик условий седиментации [2].

3. Фитопигменты, в том числе хл-а, способны сохраняться в донных осадках (особенно в анаэробных условиях) длительное время, что позволяет использовать их как палеоэкологические биомаркеры [3].

4. Производные хлорофилла – порфирины – обнаружены в нефти, что позволяет решать частные вопросы, связанные с проблемой нефтеобразования [4].

Исследование хл-а проводилось в морях разных климатических зон: в Белом, Каспийском и Черном, а также в Арктике и Антарктике.

Цель работы – исследование пространственно-временной изменчивости и вертикального распределения концентрации хл-а в водной толще и донных осадках в морях различных климатических условий (по данным спутниковых и натурных измерений) для анализа условий седиментации и в интересах исследования распределения автохтонного ОВ. Решались следующие задачи: 1) изучение концентрации фитопигментов в морской воде и донных осадках; 2) сравнение данных по концентрации фитопигментов с гидрофизической структурой водной толщи; 3) анализ пространственных распределений концентрации хл-а по спутниковым картам цвета моря.

Материалы и методы. В Белом море отобрано около 400 проб воды и донных осадков в экспедициях НИС «Иван Петров» и НИС «Эколог» в июне-августе 2008–2013 гг. В Каспийском море – около 700 проб в экспедициях НИС «Рифт» с апреля по ноябрь 2008–2013 гг. В северо-восточной части Черного моря – около 100 проб с борта НИС «Ашамба» в июне 2009–2013 гг.

Определения концентрации хл-а и феофитина «а» (фео-а) в пробах воды с разных горизонтов, проводились флуориметрическим методом в ацетоновом экстракте [5, 6]; в донных осадках – аналогичным методом, используя вместо объема профильтрованной воды массу сухого осадка в анализируемой сырой навеске и/или влажный объем пробы осадка. Данные спутникового сканера цвета MODIS-Aqua (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>) использовались для расчета концентрации хл-а в поверхностном слое на основе регионального алгоритма, разработанного в ИО РАН [7]. Для Белого моря обобщены спутниковые данные за 8 лет: с мая по сентябрь 2003–2010 гг. [8, 2]. Для Каспийского моря – с апреля по ноябрь 2008–2011 гг. [9].

Результаты и их обсуждение

Белое море. В высоких широтах развитие фитопланктона и соответственно концентрация хл-а лимитируется, главным образом, сезонными колебаниями величины фотосинтетической активной радиации (ФАР). Наиболее высокие концентрации хл-а обнаружены в верхнем слое водной толщи (~0–10 м). Летом средняя концентрация хл-а в фотическом слое, как правило, превышает 1 мкг/л. Относительные различия между среднегодовыми значениями в разные годы не превышают 8% [8]. Максимальные концентрации хл-а (3–9 мкг/л) регистрируются на глубинах 0–5 м и реже на более глубоких горизонтах. Основная масса ОВ создается фитопланктоном в процессе фотосинтеза в относительно узком десятиметровом поверхностном слое. Воды Белого моря отличаются наиболее сильным поглощением солнечного излучения по сравнению с Баренцевым и Карским морями. Глубина верхнего перемешанного слоя нередко превышает протяженность фотической зоны. Влияние ветроволнового перемешивания водной толщи заметно сказывается на распределении концентрации хл-а. В стратифицированных водах на

вертикальном профиле пик хл-а часто приурочен к верхней границе сезонного термоклина, что обусловлено соответствующим вертикальным распределением фитопланктона.

В поверхностном слое доля фео-а (от суммы концентраций хл-а и фео-а) обычно составляет <50%, что указывает на фотосинтетическую активность фитопланктона. Содержание фео-а >50% отмечается в промежуточных, придонных водах и в районах соленостных фронтов.

На глубинах свыше 100 м концентрации хл-а составляют лишь десятые и сотые доли мкг/л. В слое наддонной воды (до полуметра от поверхности дна) его концентрация возрастает на один – два порядка, иногда достигая 10 мкг/л (при этом доля фео-а составляет ~90%).

В сравнении с другими внутренними морями Европейской части России Белое море по содержанию хл-а занимает промежуточное положение между подвергшимся эвтрофикации Балтийским и Черным морями и приближается к его значениям в Каспийском море. Однако, пределы колебания концентраций в фотическом слое Белого моря на порядок меньше, чем в фотическом слое Каспийского моря.

В **Каспийском море** сочетаются процессы гумидной и аридной седиментации при значительном влиянии антропогенных факторов (зарегулированный сток р. Волги). В схеме вертикального распределения концентрации хл-а установлены общие черты с распределением этого фитопигмента в тропических водах океана. Такое сходство во многом обусловлено величиной ФАР, характерной для этих широт.

Наибольшие концентрации хл-а (до 20 мкг/л) и значительная (примерно в 2–10 раз) сезонная изменчивость обнаружены в Северном Каспии в области влияния маргинального фильтра р. Волги.

В Среднем и Южном Каспии наиболее высокие значения концентрации (>1–4 мкг/л) установлены в верхнем перемешанном слое (0–40 или 0–60 м в зависимости от степени прогрева воды) и приурочены к глубине залегания сезонного термоклина (как правило, 20–60 м). Летом концентрирование хлорофиллсодержащих клеток происходит, как правило, в слое термоклина или непосредственно под ним, что нередко формирует два пика в вертикальном распределении флуоресценции хл-а. Заглубление «хлорофильного» максимума – достаточно характерное явление для аридной зоны. На этих глубинах (20–60 м) формируется, так называемый, биогенный взвесенесущий слой, где сконцентрировано основное количество взвешенного ОВ в водной толще.

Обращают на себя внимание повышенные значения концентрации хл-а (~2 мкг/л) на глубинах превышающих 200 м в Дербентской и Южной котловинах, где обнаружены скопления нативных клеток водорослей [10].

Для Каспийского моря характерна высокая концентрация хл-а вблизи дна и в поверхностном слое осадков: >26 мкг/л в слое наддонной воды (20 см от дна); 3–5 мкг/см³ в наилке и верхнем слое осадков. Доля фео-а

колеблется от 1 до 70%, возрастая от наддонного слоя воды к осадку. Микроскопическое исследование проб наилка и осадков Дербентской котловины показало, что в их составе содержатся хлорофиллсодержащие клетки пениатной диатомеи (предположительно *Pseudo-nitzschiaseriata*).

Черное море. Исследования концентрации хл-а в северо-восточной части Черного моря в июне показали, что наиболее заметное влияние на ее вертикальное распределение оказывают количество ФАР, прогрев верхнего перемешанного слоя и гидродинамические условия. Средние концентрации хл-а в июне в фотическом слое варьируют год от года: 0.36–0.74 мкг/л. Количество хл-а в воде в это время зависит от соотношения водорослей доминирующих отделов – диатомовых и кокколитофорид. Наиболее высокие концентрации (до 1.80 мкг/л) приурочены к зоне термоклина и фиксируются на глубинах ~15 м и более. Основная доля фотосинтетических пигментов приходится на функциональный хл-а (доля фео-а обычно $\leq 20\%$).

Заключение. Распределение концентрации хл-а в водной толще изученных морей подчиняется климатической и вертикальной зональности и в первую очередь определяется величиной ФАР и степенью стратифицированности водной толщи вследствие формирования сезонного термоклина. Хл-а маркирует положение наиболее биогеохимически активных взвешенных слоев водной толщи, где сосредоточено основное количество взвешенного ОВ и протекают важные с точки зрения седиментации процессы преобразования вещества с участием микроорганизмов.

В Белом море эти процессы приурочены к поверхностному слою 0–10 м. Это обстоятельство позволяет судить об уровне первичной продукции по данным спутниковых сканеров цвета, которые для большей части Белого моря характеризуют верхнюю часть фотического слоя, толщина которого не превышает нескольких метров.

В Каспийском и Черном морях слои «хлорофильного» максимума заглублены и приурочены к верхней и/или нижней границе сезонного термоклина: 20–45–60 м и ~15–20 м соответственно. В этом случае оценка продуктивности по спутниковым данным будет некорректной.

В пограничном слое вода – донные осадки Белого моря максимальные концентрации хл-а сосредоточены в наилке – тонком жидком флокулированном переходном слое, к которому приурочены наибольшие скорости преобразования взвеси. В Каспийском море отмечается рост концентрации хл-а от наддонной воды к поверхностному слою осадков. ОВ верхнего слоя осадков Каспийского моря незрелое, автохтонно-аллохтонное, диагенетически мало преобразованное [11].

Исследование пространственно-временной изменчивости концентрации хл-а и феопигментов в изученных морях позволяет косвенно, но достаточно уверенно судить о ходе биогенных процессов седиментации в водной толще и на границе вода – донные осадки.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (№№ 11-05-00456-а, 11-05-00087а, 13-05-00618-а, 12-05-00210-а), Президента РФ № НШ-618-2012-5, программы № 23 Президиума РАН п. 10.1, проектом Минобрнауки РФ (Соглашение № 8767).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Stephens M.P., Kadko D.C., Smith C.R., Latasa M. Chlorophyll-a and pheopigments as tracers of labile organic carbon at the central equatorial Pacific seafloor // *Ceochim. et Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. № 21. P. 4605–4619.
2. Система Белого моря. Т. 3. / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2013. 600 с.
3. Reuss N., Conley D.J., Bianchi T.S. Preservation conditions and the use of sediment pigments as a tool for recent ecological reconstruction in four Northern European estuaries // *Marine Chemistry*. 2005. № 95. P. 283–302.
4. Кутюрин В.М., Лисицын А.П. Растительные пигменты во взвеси и донных осадках Индийского океана // *Океанологические исследования*. 1961. № 3. С. 90–116.
5. Holm Hansen O., Riemann B. Chlorophyll “a” determination: improvements in methodology // *Oikos*. 1978. V. 30. P. 438–447.
6. Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Политова Н.В. и др. Исследование биогенной и абиогенной части взвеси дельты реки Волги в период весеннего половодья, май 2008 г. // *Водные ресурсы*. 2013. Т. 40. № 2. С. 151–164.
7. Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V. Case studies of optical remote sensing in the Barents Sea, Black Sea and Caspian Sea // *Remote sensing of the European Seas*. Springer, 2008. P. 53–66.
8. Кравчишина М.Д., Буренков В.И., Копелевич О.В. и др. Новые данные о пространственно-временной изменчивости концентрации хлорофилла “а” в Белом море // *ДАН*. 2013. Т. 448. № 3. С. 342–348.
9. Rybakova I.V., Kopelevich O.V., Burenkov V.I. et al. Validation of the satellite bio-optical algorithms in the Caspian Sea // *Current problems in optics of natural waters*. St. Petersburg: Nauka, 2011. P. 196–198.
10. Паутова Л.А., Кравчишина М.Д., Востоков С.В. и др. Особенности вертикального распределения фитопланктона Каспийского моря в летний период // *Настоящий сборник*. Т. 3. 2013.
11. Леин А.Ю., Саввичев А.С., Кравчишина М.Д. и др. Микробиологические и биогеохимические особенности водной толщи и осадков Каспийского моря // *Настоящий сборник*. Т. 3. 2013.

Phytopigments are among the most important components of the organic compounds of suspended particulate matter (SPM). Chlorophyll is not only a parameter used for primary production calculations chl-a and its derivatives may be used as markers for the assessing the labile forms of organic carbon in both seawater and bottom sediments, where these molecules characterize the impact of solely the phytoplankton on organic matter.

Леонова Г.А., Бобров В.А.

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

Осадкообразующая роль планктона в малых озерах юга Сибири

Leonova G.A., Bobrov V.A.

(Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences)

The role of plankton in sedimentation of the small lakes in Southern Siberia

В настоящем сообщении авторы преследовали цель кратко осветить ту область геохимических исследований, где планктон представляет несомненный интерес как геологический объект – его осадкообразующую роль.

Отмирающий планктон, как показано многими исследователями, служит источником органического и биогенного неорганического (кремнезем, карбонат кальция) вещества в донных осадках как современных, так и древних [1–5 и др.]. Большинство ученых, поддерживающих гипотезу органического происхождения нефти, полагают, что основным исходным веществом для ее образования служил планктон, обеспечивавший наибольшую биопroduкцию в морских палеобассейнах [6–8 и др.]. В юрских толщах Западной Сибири основными нефтематеринскими осадками считаются породы баженовской свиты, органическое вещество которых представлено почти исключительно сапропелевым планктоногенным материалом. Так, в работе [7] А.Э. Конторович отмечает, что количества биогенного кремнистого и углеродистого (планктоно- и бактериогенного) материала в разрезах баженовской свиты в центральной части бассейна превышает 50%. В вещественном составе отложений куонамского палеобассейна (морские сильнобитуминозные отложения нижнего-среднего кембрия), по данным Ф.Г. Гурари с соавторами [4], преобладает, как и в баженовской свите, планктоногенное коллоальгинитовое органическое вещество. Обзорную характеристику природы первичного биогенного материала (планктоно- и бактериогенного) среднеюрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности дал Ю.Н. Занин с соавторами [5], однако он не считает работу по расшифровке природы биогенного материала законченной.

Современные представления о геохимической роли планктона в Мировом океане развивают ведущие океанологи нашей страны – школа академика А.П. Лисицына. Его биофильтрационная (биоседиментационная) концепция “живого океана” принципиально изменила существующие ранее представления о седиментогенезе в океанах и морях [9]. Исследования,

обоснованные тысячами анализов взвеси из всех частей Мирового океана, показали, что осадочный процесс в “живом океане” идет под определяющим воздействием живых организмов планктона и бентоса, которое удалось охарактеризовать числом и мерой во всем пространстве Мирового океана на всех глубинах и во времени [10–12]. Открытие решающего значения Биоса на всех этапах океанского седиментогенеза можно причислить к одним из важнейших достижений науки конца XX столетия.

Осадкообразующая роль планктона в различных типах континентальных водоемов (реки, водохранилища, озера) неоднозначна и практически не исследована, за исключением [13]. В водотоках, например реках и верхних участках водохранилищ, из-за высоких скоростей течения планктон не развивается в массовых количествах и, по этой причине, его осадкообразующая роль проявляется слабо, уступая место абиотическому фактору – литодинамическому (осаждение речной терригенной взвеси под действием гравитационных сил), который превалирует и на нижних озеровидных участках водохранилищ [14].

Однако существует определенный тип континентальных водоемов – озера, где планктон может играть ведущую роль в образовании биогенных донных осадков. Но для того, чтобы та или иная группа планктонных организмов приняла заметное участие в их формировании, она должна, во-первых, иметь условия для нормального развития в водоеме (высокая первичная продукция), а во-вторых, должны сохраняться в донных отложениях либо неорганические остатки (створки, панцири и пр.), либо неразложившееся органическое вещество [15].

В глубоководных озерах умеренных и высоких широт при определенных условиях могут формироваться осадки биогенного происхождения – диатомовые илы, состоящие преимущественно из аморфной кремнекислоты (SiO_2), как, например, в глубоководных озерах Байкал [16] и Кристалл штата Висконсин [17]. К.К. Вотинцев [16] показал, что при формировании кремнеземистых осадков оз. Байкал органическая часть отмирающего планктона разлагается в водной толще, а большая часть кремнезема створок увлекается на дно. Согласно данным анализа материала седиментационных ловушек, установленных в южной и северных котловинах оз. Байкал в конце 1995 г., 50% материала – биогенный кремнезем, а содержание органического углерода составляет всего 6.5% [18]. В малых озерах не отмечается образования диатомовых илов, поскольку холодолюбивые диатомовые водоросли обитают преимущественно в крупных проточных, хорошо аэрируемых, холодных или умеренно теплых водоемах. В малых озерах гумидной зоны, как правило, образуются богатые неразложившимся органическим веществом органические отложения – сапропели [15]. Большое значение в образовании органического вещества сапропелей имеет планктон, особенно синезеленые водоросли (цианофицеи) или

цианобактерии. Цианофицейные сапропели откладывались в теплые климатические периоды и не случайно древние ископаемые породы, содержащие остатки цианофицей, представлены углями и горючими сланцами [19].

Наибольший интерес для авторов представляют осадки малых озер, содержащие более 50% органического вещества (т.е. собственно сапропели по классификации Н.В. Кордэ [15]). В малых озерах сибирского региона в настоящее время формируются два биологических типа сапропелей: планктоногенный (основной продуцент органического вещества – планктон) и макрофитогенный (основной продуцент – макрофиты) [20]. По нашему предварительному заключению, различия природно-климатических и ландшафтно-геохимических условий в Восточной и Западной Сибири обуславливают формирование в настоящее время в малых озерах Южного Прибайкалья преимущественно планктоногенных сапропелей, а в озерах Западной Сибири (за исключением заболоченных северных районов Новосибирской области) – макрофитогенных сапропелей. В таблице представлен элементный состав верхних горизонтов планктоногенных сапропелей оз. Кирек (Западная Сибирь, юг Томской области), оз. Очки и Духовое (Восточная Сибирь, Южное Прибайкалье) и основного сапропелеобразующего материала – фито- и зоопланктона. Химические элементы, прижизненно накопленные планктонными организмами, при отмирании планктона в составе детрита наследуются верхними слоями озерных осадков. Ранее авторами показано [13], что для ряда элементов, в том числе группы халькофильных, планктонная поставка в озерные сапропели достаточно значима. Эти элементы, обогащающие верхние горизонты озерных сапропелей относительно кларков глинистых сланцев, определяют “геохимический облик” современных органогенных озерных отложений (сапропелей) и выделены авторами в группу “сапропелефильных” элементов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№№ 04-05-65168, 08-05-00392, 11-05-00655, 11-05-12038-офи-м).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г., Лисицын А.П. О современном пелагическом процессе в Тихом океане // ДАН СССР. 1979. Т. 247. № 2. С. 429–433.
2. Виноградов М.Е., Лисицын А.П. Глобальные распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков. Закономерности распределения планктона и бентоса в океане // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1981. № 3. С. 67–85.
3. Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.
4. Гурари Ф.Г., Гавшин В.М., Матвиенко Н.И. и др. Геохимия микроэлементов в морских планктоногенных отложениях нижнего-среднего кембрия Сибирской платформы // Ассоциация микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири. Новосибирск, 1984. С. 41–69.

Таблица. Элементный состав планктона и верхних горизонтов планктоногенных сапропелей малых озер, мг/кг (%) сухой массы

Озеро	Объект	Зольн., %	Na	Mg	Al	P	K	Ca	Sc	Ti	Cr	Mn	Fe
Кирек (цент. часть)	зоопланктон	10	1.02	0.16	0.03	1.59	0.57	0.74	0.021	0.0013	7.5	0.017	0.042
	сапропель	47	0.103	0.5	-	0.88	1.8	3.8	1.8	0.16	15	0.69	16
Очки	зоопланктон	7.7-	0.646	0.095	0.097	1.04	0.033	0.045	0.16	0.0054	3	0.0072	0.113
	фитопланктон	3.8	0.016	0.011	0.054	0.03	0.021	0.019	0.46	0.004	16	0.0009	0.057
Духовое	сапропель	27.6	0.31	0.21	1.91	0.154	0.198	0.433	3.86	0.081	26	0.095	0.67
	зоопланктон	12	0.38	0.23	0.28	0.45	0.64	0.88	-	0.011	7	0.026	0.57
Озеро	сапропель	28.2	0.21	0.26	1.77	-	0.36	0.86	5.4	0.12	32	0.038	2.7
	Объект												
Кирек (цент. часть)	зоопланктон	0.24	0.5	13.8	80	0.8	220	3.5	58	0.068	0.1	0.023	0.48
	сапропель	6	26	66	90	92	140	25	130	9	30	1.8	7
Очки	зоопланктон	0.60	4	12	118	2.5	49	21	19.6	0.38	0.2	0.13	0.42
	фитопланктон	0.69	2.5	5.9	10	5	-	1.1	3.3	0.65	6.2	0.36	2
Духовое	сапропель	4.9	18	25	75	3.5	16	15	62	8	47	3	1.2
	зоопланктон	0.05	4.8	11	112	1.1	-	6.4	155	1.3	-	0.29	1.56
	сапропель	11	34	32	78	4	88	34	110	14	52	2.4	2.1
Озеро	Объект												
	зоопланктон	0.22	0.28	0.4	0.029	34	0.51	0.22	0.057	0.081	0.014	0.005	0.02
Кирек (цент. часть)	сапропель	0.5	-	-	1	125	4.2	10.5	-	-	1.2	0.22	-
	зоопланктон	1.8	0.42	0.69	0.19	43	0.55	0.98	0.077	0.45	0.1	0.018	0.076
Очки	фитопланктон	0.01	0.18	0.67	0.12	7.4	0.44	0.82	0.097	0.34	0.095	0.016	0.89
	сапропель	0.47	1.3	1.3	-	146	10	21	2.7	9	2	0.42	1.8
Духовое	зоопланктон	0.3	4.3	0.46	0.21	54	2.24	4.97	0.53	1.76	0.303	0.066	0.33
	сапропель	0.37	0.9	3.3	1.4	202	15	32	4	13	2.38	0.51	2.51
Озеро	Объект												
	зоопланктон	0.002	0.014	0.003	0.008	0.001	0.008	0.001	0.011	0.024	17.6	0.02	-
Кирек (цент. часть)	сапропель	0.17	-	-	-	-	0.8	-	0.57	-	25	1.3	1
	зоопланктон	0.013	0.05	0.011	0.032	0.005	0.046	0.007	0.028	0.12	7.2	0.14	0.09
Очки	фитопланктон	0.013	0.082	0.016	0.045	0.008	0.049	0.008	0.18	0.049	2.2	0.12	0.06
	сапропель	0.27	1.2	0.24	0.67	0.1	0.97	0.14	0.88	0.047	61	3.4	1.29
Духовое	зоопланктон	0.045	0.24	0.047	0.14	0.021	0.13	0.02	0.05	0.04	5.96	0.54	2.5
	сапропель	0.35	1.89	0.39	1.16	0.19	1.2	0.18	0.55	0.04	13.8	3.8	14.8

5. Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Лившиц В.Р., Эдер В.Г. О роли скелетного и бесскелетного биогенного материала в формировании органического вещества баженовской свиты // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 357–366.
6. Успенский В.А., Инденбом Ф.Б., Чернышова А.С., Сенникова В.Н. К разработке генетической классификации рассеянного органического вещества // Вопросы образования нефти. Тр. ВНИГРИ. 1958. Вып. 128. С. 221–314.
7. Конторович А.Э., Полякова И.Д., Трушков П.А. и др. Геохимия мезозойских отложений нефтегазоносных бассейнов Сибири. Новосиб.: СНИИГГиМС, 1971. 86 с.
8. Богородская Л.И. Кислородсодержащие функциональные группы сапропелевого рассеянного органического вещества // Геохимические критерии перспектив нефтегазоносности мезозойских и палеозойских отложений Сибири. Тр. СНИИГГиМС. 1976. Вып. 231. С. 26–36.
9. Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 15–48.
10. Лисицын А.П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана // Океанологические исследования. М.: Наука, 1964. С. 173–184.
11. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 440 с.
12. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 391 с.
13. Леонова Г.А., Бобров В.А. Геохимическая роль планктона континентальных водоемов Сибири в концентрировании и биоседиментации микроэлементов. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2012. 308 с.
14. Бобров В.А., Леонова Г.А., Маликов Ю.И. Геохимические особенности илистого осадка Новосибирского водохранилища // Вод. Ресурсы. 2009. Т. 36. № 5. С. 551–563.
15. Кордэ Н.В. Биостратиграфия и типология русских сапропелей. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 219 с.
16. Вотинцев К.К. Гидрохимия озера Байкал. М.: Изд-во Акад. Наук СССР, 1961. 311 с.
17. Conger P.S. The contribution of diatoms to the sediments of Crystal Lake Vilas-Country, Wisconsin Amer. // J. Sci. 1939. V. 237. № 5. P. 132–139.
18. Muller B., Maerki M., Schmid M. et al. Internal carbon and nutrient cycling in Lake Baikal: sedimentation, upwelling, and early diagenesis // Global and Planet. Change. 2005. V. 46. P. 101–124.
19. Залесский М.Д. О морском сапропелите силурийского возраста, образованном синезеленой водорослью // Изв. Имп. Академии наук. 1917. Сер. VI. № 1. С. 3–18.
20. Leonova G.A., Bobrov V.A., Krivonogov S.K., Bogush A.A., Maltsev A.E., Anoshin G.N. Biogeochemical types of lake sapropels in Siberia // Mineralogical Magazine. 2013. V. 77. P. 1587 (doi:10.1180/minmag.2013.077.5.12).

The area of geochemical studies is featured where plankton is of certain interest as a geological matter due to its role in sedimentation. The primary distinction between sedimentation conditions in oceans and continental lakes is shown on the basis of which a method of quantitative calculation of the planktonogenic contribution of chemical elements into organic matter of lacustrine sediments has been suggested. The method permits “geochemical specialization” of recent lacustrine sediments to be revealed.

Максимова М.П.

(Московский Государственный Областной Университет, Москва,
e-mail: MirJr@gmail.com)

Сравнительное экосистемное мореведение – новое направление в океанологии

Maksimova M.P.

(Moscow State Regional University, Moscow)

The comparative ecosystem explorations of seas – it is a new direction in oceanology

Перспективным направлением представляется сравнительное экосистемное мореведение, основанное на системном (экосистемном) подходе – изучении интегральных показателей функционирования морских экосистем на гидробиогеохимическом уровне, и являющимся результатом теоретических разработок автора и обработки обширного фактического материала. В сравнительном мореведении особое значение имеет научный анализ в сравнительном аспекте интегральных функций, экосистем морей, основанный на единой методологии и полученных по единой методике.

Методика – «Интегральная оценка функционирования морских экосистем на гидробиогеохимическом уровне» кратко представлена в докладе и в Материалах XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии [1], более развернуто и с теоретическим обоснованием – на конкретных материалах в публикациях [2, 3]. Реализация экосистемного подхода автора к исследованиям морей отражена в работе [4]. Начало проработки по представленной тематике относится к 1995 г. [5].

Моря рассматриваются как сложные открытые динамические гидробиогеохимические системы, эволюционно сбалансированные на определенном квазистабильном уровне. Интегральные экосистемные функции прежде всего проявляются в обмене веществ – основе функционирования экосистемы моря – со смежными системами (экзодовоемые процессы) и сообществом организмов населяющих водоем со средой обитания (эндоводовые). Интегральные экосистемные показатели должны удовлетворять требованиям: быть ведущими факторами, определяющими функционирование и особенности водных экосистем, являться результирующими, объединяющими по возможности большее число связей с другими факторами и параметрами. Несмотря на чрезвычайную сложность и многообразие структур и процессов, составляющих сложность экологической системы, выделено некоторое конечное число группировок, свойств, параметров, достаточно хорошо описывающих состояние всей системы, как структурных, так и функциональных [2].

Следует подчеркнуть – к важнейшим интегральным характеристикам

функционирования экосистемы морей можно отнести цикл углерода и сопутствующих жизненно важных элементов – азота и фосфора, а также расчеты баланса этих элементов в водоеме, являющихся результирующими показателями как экзогенных, так и эндогенных процессов. Углерод – самый технофильный элемент, может служить показателем антропогенного воздействия.

Каждому морю свойственна своя специфика комплекса природных характеристик, обуславливающая структуру и функционирование экосистемы моря. Системные исследования разнотипных морей, выполненные по единой методологии (Белое, Балтийское, Черное, Азовское Каспийское, Аральское), рассмотренные в сравнительном аспекте, позволили установить специфику функционирования экосистем морей расположенных в различных климатических зонах (гумидной, аридной), различных по морфометрии, характеру и интенсивности гидрологических, геохимических и биохимических процессов. Сравнительный анализ комплекса интегральных показателей, как баланса вещества, так и системы интегральных коэффициентов позволил на количественном уровне оценить гидробиогеохимическую активность функционирования разнотипных морских экосистем [2]. В таблице (из-за ограниченного объема) представлены только моря – Белое, Балтийское, Каспийское, прочие, также как и развернутая трактовка, – в книге [2].

Основная цель доклада – показать фактические результаты сравнительного экосистемного мореведения на примере разнотипных морей. Комплекс интегральных показателей функционирования экосистем разнотипных морей (представленных в таблице) позволяет, наряду с балансовыми расчетами, количественно оценить их геохимическую и биохимическую активность. В таблице представлены: коэффициенты обмена экосистемы морей со смежными системами (водного, биогенными элементами – азот, фосфор, кремний и органическим веществом); коэффициенты обмена фитопланктона биогенными элементами со средой обитания (азот, фосфор, кремний); коэффициенты фоссилизации – КФ показывают долю захоронения органического вещества в грунты (в процентах) от суммы первичной продукции. Следует отметить, что коэффициенты отложения органического вещества в грунты, рассчитаны автором, вопреки традиционным, в трех вариантах: отложение ОВ в грунты (в процентах) не только от первичной продукции, но и в % от общего прихода органического вещества в море (согласно расчетам баланса ОВ), а также и с учетом выноса ОВ. Последние – весьма информативны.

Интегральные показатели, представленные в таблице, свидетельствуют об очень высокой геохимической активности и слабой биохимической – арктического Белого моря. Годичное поступление биогенных элементов (БЭ) из смежных систем достигает более половины их содержания в море. При коэффициенте водообмена 0.54, коэффициенты обмена БЭ составляют:

Нобщ. – 0.77, Робщ. – 0.52, Si – 0.66, Сорг. – 0.46; Коэффициенты обмена фитопланктона со средой обитания: N – 0.20, P – 0.33, Si – 0.52

Таблица. Интегральные показатели, характеризующие функционирование экосистемы разнотипных морей

Показатель		Единицы измерения	Море		
			Белое	Балтийское	Каспийское
Фактор окружения среды			11	4.2	9.6
Показатель удельной поверхности			12	19	4.8
Модули стока Коэффициент экспорта (КЭ)	водного	л/с/км ² т/км ² /год	10	36	2.4
	азота общего		0.400	0.310	0.108
	фосфора общего		0.015	0.028	0.010
	кремния		0.650	0.500	0.180
	углерода орган.		4.00	2.75	0.690
Показатели удельного поступления (нагрузки) в моря	азота общего	т/км ²	25	2.28	1.61
		т/км ³	305	40.0	7.78
	фосфора общего	т/км ²	1.49	0.23	0.11
		т/км ³	18.1	4.1	0.52
	кремния	т/км ²	33.7	2.47	1.94
		т/км ³	411	43.2	9.34
	углерода органического	т/км ²	131	124	273
		т/км ³	1.60	2.32	1.31
коэффициенты фоссилизации	от первичной продукции	%	3.7	9.8	4.15
	от общего прихода ОВ		1.06	8.20	4.04
	то же с учетом выноса		2.35	8.84	4.04
Отложение ОВ в грунты		т/км ² /год	1.40	10.1	11.0
Коэффициент водообмена			0.540	0.066	0.0045
Коэффициенты массообмена моря со смежными морями	азот общий		0.771	0.175	0.012
	фосфор общий		0.517	0.126	0.010
	кремний		0.660		0.008
	углерод орган.		0.457	0.578	0.205
Коэффициенты обмена фитопланктона со средой	азот		0.205	1.28	0.283
	фосфор		0.331	1.28	0.498
	кремний		0.521		0.612

Соответственно этим же показателям Балтийского моря, можно отметить высокую биохимическую активность и относительно слабую – геохимическую. В эвтрофированном Балтийском море биотический круговорот настолько интенсивен, что годовичная ассимиляция БЭ (N и P) фитопланктоном в процессе фотосинтеза почти в полтора раза превышает их содержание в объеме моря (коэффициенты обмена N и P фитопланктона со средой обитания 1.28). Слабая геохимическая активность Балтийского моря отражена низкими коэффициентами обмена экосистемы моря со смежными системами (Нобщ. – 0.18, Робщ. – 0.13).

Бессточное Каспийское море отличается чрезвычайно низким коэффициентом водообмена (0.0045) и низкими коэффициентами обмена БЭ со смежными системами, что свидетельствует о низкой геохимической активности функционирования экосистемы Каспия. Коэффициенты обмена фитопланктона БЭ со средой обитания также невелики, что свидетельствует об относительно невысокой биохимической активности функционировании экосистемы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Максимова М.П. Интегральная оценка функционирования морских экосистем на гидробиогеохимическом уровне. Проблематика, методология и методика. // Материалы XIX международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: Изд-во ГЕОС, 2011. С. 100–104.
2. Максимова М.П. Сравнительная гидрохимия морей // Новые идеи в океанологии. М.: Наука, 2004. Т. 1. С. 168–189.
3. Максимова. М.П. Океанология – наука системная. Парадигма, концепция, методология и методика интегральной оценки функционирования морских экосистем как единого целого. // Вестник МГОУ. Серия естественные науки. 2013. № 3.
4. Maksimova M.P. Ecosystematic Hydrochemistry of the White Sea. Oceanology Supplement to Oceanology 2003. P. 32–62.
5. Максимова М.П. Система интегральных показателей биогеохимической активности функционирования морских экосистем (методические аспекты) // Тез. докл. конф. Современные проблемы комплексного исследования морей. М.: ГОИН, 1995. С. 30–31.

Примечание: детализирующий перечень литературы по рассматриваемой теме – в книге [2].

The article presents the comparative ecosystem explorations of seas – it is a new direction in oceanology. It is rested on the system (ecosystem) method of the integral parameters of evaluation of sea ecosystems functioning on hydrobiogeochemical level. The aim of the paper is presentation of actual results of comparative ecosystem explorations of seas for the different-types seas (White, Baltic, Azov, Caspian).

Мещеряков Н.И.

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

Изучение ледового переноса осадочного вещества в заливе Грен-фьорд

Meshcheriakov N.I.

(Murmansk marine biological institute KRS RAS. Murmansk)

The study of ice sediment transport materials in the Gren-fjord

Изучение природных агентов влияющих на поступление, накопление и перераспределение осадочного материала во фьордах Шпицбергена является важной задачей седиментологии, решение которой вызывает особый интерес. Прежде всего, это оценка темпов современного осадкообразования в условиях активного сокращения выводных ледников [1, 2], в связи с прослеживающейся в последние годы тенденцией смягчения климата в регионе [3]. Важным природным агентом, влияющим на перераспределение осадочного материала на шельфовых зонах арктических морей и в прибрежной полосе, является ледовый фактор (береговой припай, стамухи, паковый лед, речной лед и др.) [4–6].

Настоящее исследование направленно на решение части фундаментальной научной проблемы, связанной с развитием представлений о современных седиментационных процессах, протекающих в высокоширотных районах Арктики.

Работы выполнялись, в ноябре-декабре 2012 г. и апреле-мае 2013 г., в береговой полосе залива Грен-фьорд (рис. 1).

Геологические, физико-географические, климатические и океанологические условия района исследований известны из многочисленных публикаций [7–9].

Для получения ледового керна из припая использовался цилиндрический ледовый бур с мотором. Диаметр всех колонок составлял 10 см.

Объемный вес керна и гранулометрический состав ледового терригенного вещества определялись в лаборатории Шпицбергенской Биогеостанции ММБИ.

В период проведения работ берега залива имели ледовый припай, мощность которого достигала 1.5 м. Припай имел вид абразионных «карнизов», при отливе нависающих над берегом на расстоянии до 2-х м (рис. 2). Во время сизигийного прилива уровень моря поднимался до поверхности берегового припая.

Наибольшая его мощность прослеживалась в кутовой части залива. На поверхности припая отмечены скопления осадочного материала, представленного в основном мелкозернистыми частицами, перемещенными волновым заплеском. Характерно, что осадочный материал содержится также в толще припая в виде горизонтальных пластов (рис. 3).

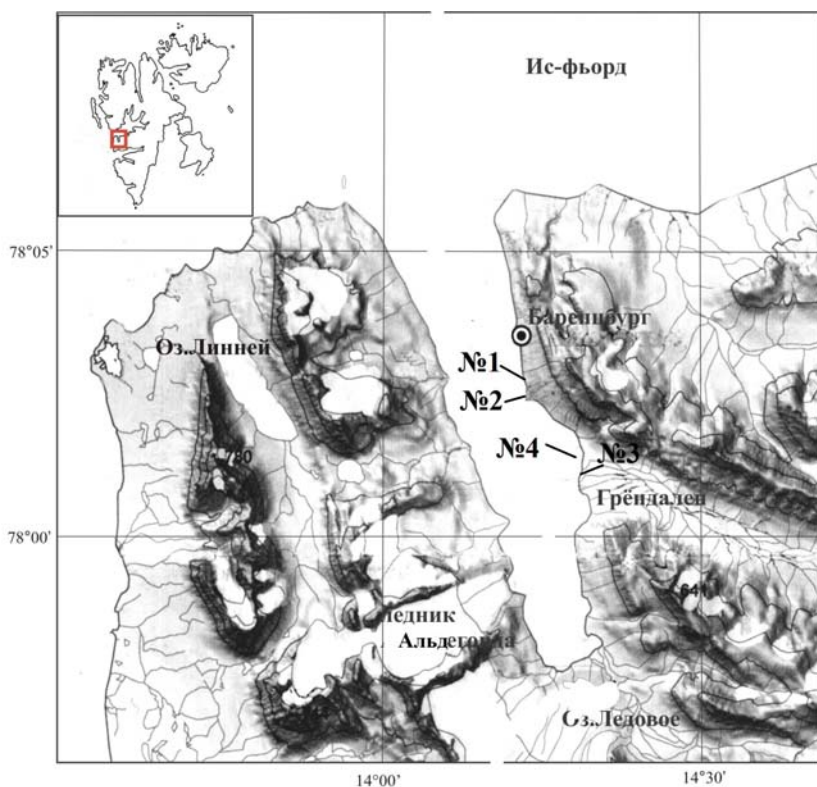


Рисунок 1. Район работ

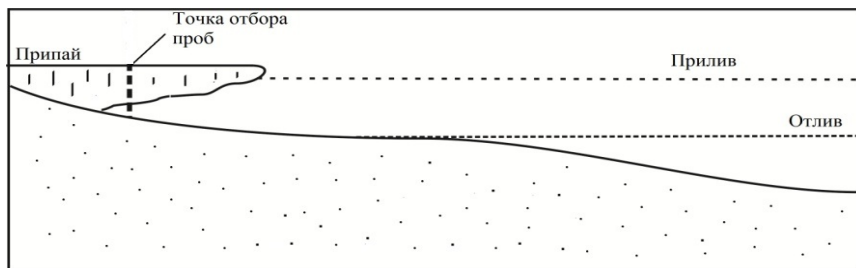


Рисунок 2. Типичный профиль аккумулятивного берега с ледяным припасом

В целом такой припай имеет мутноватый вид. При этом мутность льда не везде одинакова. Так в областях залива, где дно представлено преимущественно материалом гравийно - галечной фракции, припай менее

замутнен, чем в районах, где преобладают более тонкие и легко взмучиваемые осадки (алевриты, глины).

В районе «Биогеостанция ММБИ – м. Финносет» в структуре ледового керна (№ 1 и № 2) припая, визуально наблюдается незначительная замутненность. Мощность колонки составила около 60 см. Дно валунно-гравийно-галечное.

В устьевой зоне р. Грендален мощность керна № 3 составила чуть более 40 см. Проба сильно замутнена, равномерно обогащена терригенным материалом различной размерности. Точка отбора расположена в зоне обширной осушки. Дно имеет преимущественное содержание мелкозернистых фракций (пелит, алеврит, мелкозернистый песок).

Проба № 4 отобрана в устьевой зоне р. Грендален с припайного льда, привязанного к галечно-гравийному наносу. Проба имеет меньшую степень замутнения относительно пробы № 3.



Рисунок 3. Береговой (ледовый) припай с гнездами терригенного вещества

После обработки проб в лабораторных условиях были получены данные содержания терригенного материала из расчета на 1 см^3 . Как видно из таблицы, в области р. Грендален в сравнении с районом м. Финносет содержание осадочного вещества в припае существенно выше (табл.). Это можно объяснить различием в гранулометрическом составе дна. В придонную поверхность берегового припая осадочный материал попадает во время отлива. При этом лед оседает на грунт и всплывает во время приливной воды, но уже с вмержшейся терригенной составляющей. Количество и объем таких включений при контактном захвате может напрямую зависеть от размера ледового массива, а также от структуры

грунта. Следует отметить, что тонкофракционные частицы более подвержены взмучиванию и приводятся в движение под действием гидродинамических процессов даже при незначительном волнении. Это дает возможность бесконтактного захвата припаем терригенного материала.

Включение терригенного материала в структуру льда происходит с самого начала ледостава, до момента активной абляции ледяного массива.

Таблица. Содержание и гранулометрический состав (в %) терригенного материала в припае залива Грен-фьорд

№	Объем льда, см ³	Масса терригенного материала, г	>2	2– 1.5	1.5– 1	1– 0.5	0.5– 0.25	0.25– 0.1	0.1– 0.05	<0.05
1	4631	0.865	60.0	12.0	4	9	6	7.5	1	-
2	4631	0.543	33.5	3	2	4	8.5	36	10.7	2.3
3	3140	17.351	27.4	8	3.1	11	20.3	23.3	5.8	1.2
4	3925	7.981	15.7	10	4	20	25	14	7.6	3.7

Наблюдения в период начала формирования припая (ноябрь- декабрь 2012) показали, что в структуре образовавшегося льда заметны присыпки терригенного материала (мелкий гравий, крупный песок).

Нами были исследованы отдельно дрейфующие льдины в заливе Грен-фьорд. В своей структуре и на своих абразионных карнизах они несли большое количество осадочного материала. Их происхождение точно установить достаточно сложно. Однако, изучив осадочный материал, содержащийся на абразионных нишах отдельно взятого ледяного массива, отобранного со льда в районе м. Финносет, можно предположить, что данный массив является отколовшейся частью берегового припая района. Терригенный материал, отобранный с ледяного массива, в минералопетрографическом составе сходен с материалом устьевой зоны реки Грендален. Собственно гидрологический режим залива и направление ветра оказывают существенное влияние на характер дрейфа и вообще на ледовую обстановку.

Таким образом, ледовый фактор оказывает существенное влияние на перераспределение осадков в заливе. Количество осадочного материала в структуре льда, зависит от ряда факторов. Сформировавшийся в зоне обширной приливной осушки лед сильно насыщен терригенным материалом. Здесь количество осадочного материала в структуре льда во много раз превышает массу осадков в припае зон другого генезиса акватории залива Грен-фьорд. Устьевая зона реки Грендален имеет большое количество материала песчанно-алевритово-пелитовой размерности, что делает возможным сочетание контактного и бесконтактного захвата терригенного материала припаем. В результате разница в количестве кластического материала включенного в припай может достигать до 30 раз.

При этом в устье р. Грендален более 50% осадочного материала приходится на разноразмерную песчаную фракцию.

Исходя из этого, можно сделать вывод, что ледовый припай устьевой зоны р. Грендален играет наиболее существенную роль в перераспределении осадков. По объемам терригенного материала поставляемого в залив, устьевой припай, существенно превосходит припай других областей залива Грен-фьорд.

Автор признателен д.г.-м.н. профессору Тарасову, и всем, кто помогал в проведении исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гляциология Шпицбергена. М.: «Наука», 1985. 200 с.
2. Мавлюдов Б.Р. О деградации горно-долинных ледников Шпицбергена // Комплексные исследования Шпицбергена. Вып. 4. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2004. С. 207–216.
3. Иванов Б.В., Журавский Д.М., Священников П.Н., Павлов А.К. Многолетняя изменчивость ледового режима в заливе Грен-фьорд (арх. Шпицберген) // Комплексные исследования Шпицбергена. Вып. 10. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2010. С. 398–402.
4. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.
5. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 447 с.
6. Тарасов Г.А., Матишов Г.Г. Особенности ледового седиментогенеза на шельфе Западно-Арктических морей // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 6. С. 799–802.
7. Моисеев Д.В., Ионов В.В. Некоторые результаты океанографических исследований в заливах и фьордах о. Западный Шпицберген летом 2001 и 2002 гг. // Комплексные исследования Шпицбергена. Вып. 6. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2006. С. 261–270.
8. Weslawski J.M., Jankowski A., Kwasniewski S. et al. Summer Hydrology and Zooplankton in two Svalbard Fjords // Polish Polar Res. 1991. V. 12. № 3. P. 445–460.
9. Тарасов Г.А. Новые данные изучения ледового транспорта осадочного вещества в заливе Грен-фьорд // Комплексные исследования Шпицбергена. Вып. 10. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2010. С. 480–485.

The study of ice sediment transport agents in the Gren-fjord was carried out in November–December 2012 and April–May 2013 in the coastal strip of the bay. Cores were collected from the coastal fast ice in different areas of the bay. Fast ice estuarine zone river Grondalen plays the most important role in the redistribution of precipitation.

Митяев М.В.¹, Герасимова М.В.¹, Бергер В.Я.²

(¹Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, e-mail: mityaev@mmbi.info; ²Зоологический институт Российской Академии наук)

Взвесь и вертикальные потоки осадочного вещества в губе Чупа (Карельское побережье) и губе Ярнышная (Мурманское побережье)

Mityaev M.V.¹, Gerasimova M.V.¹, Berger V.Ya.²

(¹Murmansk marine biological institute KNC RAS, Murmansk; ²Zoological institute RAS, St. Petersburg)

Suspension and vertical streams particle fluxes in Chupa bay (Karelian coast) and Yarnischnaja bay (Murmansk coast)

В настоящее время в научной литературе общепризнанным считается тот факт, что взвешенное вещество (ВВ) не выносятся из заливов, а большая его часть отлагается внутри них. Для проверки данного утверждения применительно к узким фиордоподобным заливам Баренцева и Белого морей были выполнены работы по синхронному определению концентрации ВВ (в том числе взвешенного органического вещества (ВОВ)) и вертикальному потоку осадочного вещества.

Материалы и методы

Для изучения потоков осадочного вещества была использована малая седиментационная ловушка (МСЛ). Постановка МСЛ осуществлялась стандартным способом [1]. В губе Ярнышная устанавливалось 5 МСЛ (три поперек и три вдоль оси залива). Установки МСЛ производились 15–16 июля и 12–14 августа 2012 г. В губе Чупа устанавливалось 4 МСЛ поперек оси залива (рис. 1). Установки МСЛ производились 13–16 июня, 23–25 июля и 1–6 октября 2012 г. В середине каждого этапа в местах постановки МСЛ производился отбор проб воды на определение концентрации ВВ (в пробах из губы Чупа определялся взвешенный $S_{\text{орг}}$ методом бихроматного окисления [2] и пересчитывался в ВОВ). Пробы отбирались от поверхности до дна через 5 м интервал. Обработка проб и расчет «валового» запаса ВВ (W) проводились стандартными методами [3]. Сразу после подъема МСЛ в один флакон добавляли 30 мл 40% формалина и закрывали крышкой, вторую пробу подвергали центрифугированию при скорости 2500 об/мин, при 5 повторениях. Осевшее вещество высушивалось до постоянного веса при t 60–65°C, взвешивалось с точностью до 1 мг и подвергалось бихроматному окислению [2]. В пробе из 2 флакона определялся влажный, сухой вес и объем и рассчитывалась тотальная плотность вещества.

Результаты

Концентрация ВВ в губе Чупа увеличивалась от середины июня к концу июля и резко сокращалась к началу октября. Средняя концентрация ВВ за летне-осенний сезон в фотическом слое воды составляла 0.79 ± 0.08 мг/л

($n=36$), в основной толще воды 0.48 ± 0.06 мг/л ($n=52$) и в нефелоидном слое воды 0.81 ± 0.08 мг/л ($n=36$). Концентрация органического вещества в фотическом слое воды составляла 0.56 ± 0.09 мг/л ($n=9$), в основной толще воды 0.35 ± 0.12 мг/л ($n=9$) и в нефелоидном слое воды 0.59 ± 0.16 мг/л ($n=9$). В губе Ярнышной концентрация взвеси в летний сезон была выше, чем в губе Чупа, и составляла: в фотическом слое 1.25 ± 0.16 мг/л ($n=10$), в толще 0.94 ± 0.12 мг/л ($n=30$) и в нефелоидном слое 1.32 ± 0.18 мг/л ($n=10$).

Запас W от мелководья до осевой части губы Чупа изменяется в 2.5 раза, а временные изменения не превышают 95% (ст. 1). В губе Ярнышной латеральные изменения W не превышают 2 крат, а временные не менее чем на 90%. Пространственное изменение (поперек залива) W в губе Чупа происходит с интенсивностью $10.5 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$ на 1 км, в губе Ярнышной – $24.5 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$ на 1 км. Изменения вдоль оси губы Ярнышной в среднем происходит с интенсивностью $7 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$ на 1 км, при этом с юга (от внутренней части губы) на север (к центру губы) W увеличивается, а далее на север (к устью залива) уменьшается. В июле увеличение и последующее снижение W вдоль оси губы происходило с одинаковой скоростью, а в августе снижение W к устью залива было в 6 раз интенсивней. В среднем в губе Ярнышной W больше, чем в губе Чупа (табл. 1, 2), и ее изменения более быстрые.

Таблица 1. Вертикальные потоки вещества и W , губа Чупа

№ № ст.	Координаты		Глубина моря, м	Время экспозиции, сутки	Поток мг·м ⁻² ·сут ⁻¹		Запас ВВ, гр·м ⁻²
	с.ш.	в.д.			общее	C _{орг}	
С 13 по 16 июня 2012 г.							
1	66°19.458'	33°39.660'	37	2.50	331	64.2	20.2
2	66°19.745'	33°39.116'	56	2.55	2188	235.9	32.2
3	66°19.972'	33°38.732'	37	2.58	380	61.9	18.5
4	66°20.193'	33°38.313'	20	2.51	230	70.8	13.5
С 23 по 25 июля 2012 г.							
1	66°19.458'	33°39.660'	37	2.39	938	116.0	38.8
2	66°19.745'	33°39.116'	56	2.38	6849	479.2	42.3
3	66°19.972'	33°38.732'	37	2.42	1938	182.8	26.1
4	66°20.193'	33°38.313'	20	2.44	288	72.9	14.7
С 1 по 6 октября 2012 г.							
1	66°19.458'	33°39.660'	37	5.34	365	-	20.0
2	66°19.745'	33°39.116'	56	5.34	3317	-	36.8
3	66°19.972'	33°38.732'	37	5.36	173	-	24.8
4	66°20.193'	33°38.313'	20	5.32	106	-	14.3

Концентрация ВОВ в осевой части губы Чупа изменялось от 0.22 до 0.51 $\text{мг} C_{\text{орг}}/\text{л}$, от содержания ВВ оно составляло в среднем 65%. В фотическом слое доля ВОВ в среднем составляет 64% (от 54 до 72%), на термоклине 71% (от 62 до 76%), а в нефелоидном слое 61% (от 42 до 72%). Запас ОВ изменялся от 9.3 до 14.2 $\text{г} C_{\text{орг}} \cdot \text{м}^{-2}$, что в среднем составляло 68% от W . Если в абсолютных значениях запас ОВ изменялся аналогично W , то в

относительных единицах (доля от W) оно постоянно (от начала лета к осени) уменьшалась с 85 до 48%.

Средний летне-осенний вертикальный поток вещества в губе Чупа составлял $1478 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (в июне – 782, в июле – 2511, в августе 1142 – $\text{мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$), а диапазон латеральных изменений вертикальных потоков достигал 30 крат (табл. 1). От начала летнего сезона к середине лета вертикальные потоки вещества увеличиваются от 25% (ст. 4) до 3-5 раз, и уменьшается к осеннему периоду до 10 раз (ст. 3). Временные изменения вертикального потока $C_{\text{орг}}$ аналогичны общему потоку вещества, но диапазон его изменения не превышает 3 крат. Интенсивность временных изменений вертикальных потоков вещества (за одни сутки) в губе Чупа в среднем составляли $35 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$. При этом в устье мелководной бухты Круглая (ст. 4) эти изменения не превышали $3 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, на подводных склонах (ст. 1, 3) они изменялись с 9 до $42 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, а в осевой части залива превышали $55 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$. Летнее увеличение потоков вещества происходило в 2 раза интенсивней, чем последующее снижение к осени, за исключением ст. 4, где ситуация была обратной. Интенсивность латеральных изменений вертикальных потоков вещества (за одну милю) в среднем составляют $3.7 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$. От мелководной бухты Круглая к подводному склону они не превышают $3 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (в среднем $1 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$). От подводных склонов к оси залива интенсивность изменения в среднем составляет $5.7 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (с 3 до $10 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$). В июле интенсивность латерального изменения от подводных склонов к оси залива составляла $3 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, в июле $9 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, а в октябре $5 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$.

Таблица 2. Вертикальные потоки осадочного вещества и W, губа Ярнышная

№№ ст.	Координаты		Глубина морья, м	Время экспозиции, сутки	Поток, мг·м ⁻² ·сут ⁻¹	Запас ВВ, гр·м ⁻²
	с.ш.	в.д.				
С 15 по 16 июля 2012 г.						
1	69°06.675'	36°02.892'	30	1.29	977	24.2
2	69°06.698	36°03.013'	40	1.30	4317	31.1
3	69°06.699'	36°03.164'	20	1.25	399	15.8
4	69°06.486'	36°03.229'	27	1.25	495	21.9
5	69°07.053'	36°02.686'	27	1.19	682	19.8
С 12 по 14 августа 2012 г.						
1	69°06.675'	36°02.892'	30	1.37	2865	31.3
2	69°06.698	36°03.013'	40	1.39	5062	47.5
3	69°06.699'	36°03.164'	20	1.37	486	41.4
4	69°06.486'	36°03.229'	27	1.40	502	45.0
5	69°07.053'	36°02.686'	27	1.39	1898	28.9

Среднее значение летних вертикальных потоков вещества в губе Ярнышной составлял $1770 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (в июле – $1375 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, в августе – $2160 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$), а диапазон латеральных изменений вертикальных потоков достигал 10 крат (табл. 2). От середины июля к середине августа

вертикальный поток вещества на 3 станциях (ст. 2, 3, 4) увеличился менее чем 20%, а на 2 других эти изменения достигали 3 крат. Интенсивность временных изменений вертикальных потоков вещества (за одни сутки) в губе Ярнышная в среднем $29 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$. При этом на 2 станциях (ст. 3, 4) эти изменения не превышали $3 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, на 3 других более $27 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$. Вдоль оси губы, с юга на север, интенсивность временных изменений вертикальных потоков вещества увеличивалась с 0.5 до $45 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, а поперек оси губы, с востока на запад, увеличивалась с 3 до $70 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$. Интенсивность латеральных изменений вертикальных потоков вещества (за одну милю) в губе Ярнышная в среднем составляли $8.6 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (в июле – 8.8, в августе – $8.4 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$). Вдоль оси губы эти изменения не превышали $4 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (в среднем $3.2 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$), а поперек губы более $8.5 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (в среднем $14 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$). В июле и августе скорости латеральных изменений сопоставимы, а различия в среднем менее 20%.

Обсуждение результатов

Полученные данные противоречат общепринятому мнению о преобладающей седиментации взвесей внутри заливов [4–12]. ВВ выносятся из линейно вытянутых (фиордов, или фиордоподобных) заливов в открытые акватории моря, где, вероятно, рассеивается в толще воды. Если 10–15% литогенного ВВ все же осаждается в заливах, то BOB практически полностью утилизируется, а в осадконакопление участвует менее 2.5%.

В губе Ярнышной исследования проводились в летний период, и по нашему мнению, они дополняют данные по губе Чупа. То есть мы считаем, что от начала до конца летнего сезона значения вертикальных потоков вещества постоянно увеличиваются (интенсивность изменений вначале сезона возрастает, а затем снижается) и только с наступлением осени значения вертикальных потоков вещества снижаются.

Подводя итог исследованиям необходимо сделать несколько выводов:

1. максимальные значения вертикальных потоков вещества наблюдались по осям заливов, причем различия между потоками в прибрежных мелководьях и глубоководной зоной достигают 30 крат. Следовательно, мелководья и подводные склоны это зоны транзита ВВ.
2. при увеличении запаса ВВ в толще воды увеличивается и вертикальный поток вещества (коэффициент корреляции 0.62, $n=22$)
3. в составе ВВ в среднем 65% составляет BOB, а в составе вещества участвующего в вертикальном потоке доля ОВ не превышает 30%. В вертикальном потоке вещества участвует менее 16% от запаса ВВ и менее 2.5% от запаса BOB, следовательно, можно предположить, что в заливах ВВ практически не осаждается, а выносятся в открытые акватории моря.
4. временные изменения вертикальных потоков вещества менее масштабны, чем пространственные различия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лукашин В.Н., Шевченко В.П., Романкевич Е.А. и др. Потоки осадочного вещества // Биогеохимия пограничных зон Атлантического океана. М.: Наука, 1994. С. 46–55.
2. Остапеня А.П. Калорийность вещества тела водных организмов и методы её определения // Методы определения продукции водных животных. Минск, 1968. С. 26–38.
3. Лукашин В.Н. Седиментация на континентальных склонах под влиянием контурных течений. М.: ГЕОС, 2008. 250 с.
4. Мясников В.П., Карельская А.Г. Взвесь и биогенные элементы в морских водах береговой зоны Мурмана // Биология Баренцева и Белого морей. Апатиты, 1979. С. 60–65.
5. Лисицын А.П. Лавинная седиментация в океане // Ростов-на-Дону, 1982. С. 3–59.
6. Медведев В.С., Потехина Е.М. Вынос терригенной взвеси ледниками Новой Земли в Баренцево море // Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М.: Наука, 1990. С. 103–110.
7. Айбулатов Н.А. Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 271 с.
8. Шевченко В.П., Герасимова М.В., Корсун С.А и др. Количественное распределение и состав водной взвеси в зоне влияния ледников Северного острова архипелага Новая Земля // Биологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях океанического перигляциала. Мурманск, 1996. С. 71–72.
9. Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 15–48.
10. Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П. и др. О характере природных процессов в фазы прилива и отлива в эстуариях Карельского побережья Белого моря // Океанология. 2004. Т. 44. № 5. С. 784–792.
11. Политова Н.В., Шевченко В.П., Айбулатов Н.А и др. Влияние ледников Новой Земли на современное осадконакопление на примере залива Русская гавань (Северный остров архипелага Новая Земля) // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов. Архангельск: Изд. АГТУ, 2004. Т. 2. С. 172–176.
12. Gorlich K., Weslawski J. M., Zajackowski M. Suspension settling effect on macrobenthos biomass distribution in the Hornsund fjord, Spitsbergen // Polar Research. 1987. V. 5. № 2. P. 175–192.

Researches of suspensions and vertical streams of matter are carried out in two bays of identical morphology. It is revealed, that from a suspension stock in a vertical stream participates less than 15%. Consequently, the most part of suspensions is taken out from bay in open area of water the sea where dissipates in thickness of water.

Немировская И.А.

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

Трансформация углеводородов в океанских геосферах

I.A. Nemirovskaya

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

The transformation of hydrocarbons in the ocean geospheres

В связи с увеличением объемов добычи, производства и транспортировки нефти и нефтепродуктов изучение нефтяных загрязняющих веществ в океане приобретает особую актуальность. Нефть, попадая в море, распределяется по различным формам миграции. Загрязнения моря, также как и распределение природных соединений, происходит по геосферам – семи внешним и одной внутренней [1], то есть в атмо-, крио-, седименто- и литосферы, в их взаимодействии. В данном сообщении обобщены данные последних лет, полученные по содержанию и составу углеводородов (УВ) алифатических и полициклических ароматических в различных районах Мирового океана: от Арктики до Антарктики. Концентрации УВ определяли в сопоставлении с содержанием суммарной экстрагируемой фракцией (липидами), во взвеси – с содержанием взвеси, ВОУ и хлорофилла, в осадках – с содержанием $C_{орг}$. При таком подходе представляется возможным получить достаточно объективное представление о происхождении УВ [2].

К числу общих выводов, вытекающих из всей совокупности рассмотренных материалов, следует отнести, прежде всего, признание того, что поведение УВ определяется общими геохимическими закономерностями распределения вещества в океане, т.е. циркумконтинентальной, климатической, вертикальной и гидротермальной зональностью. Продуцирования УВ в океане носит глобальный характер. Суммарный поток биогенных УВ значительно превышает количество их ежегодного поступления в Мировой океан из антропогенных источников. Биогенные УВ медленно синтезируются и на огромных площадях, скорость их образования соответствуют скорости утилизации [3]. Из-за сбалансированности этого процесса алифатические и ароматические УВ не только не оказывают вредного воздействия на морскую среду, а наоборот поддерживают ее стабильность за счет участия в сложных процессах регулирования экологического метаболизма в море. Поэтому распределение антропогенных УВ происходит на устойчивом природном фоне [2].

Аварийные разливы, вопреки распространенному мнению, не являются главным источником нефтяного загрязнения Мирового океана. Их вклад по последним оценкам составляет от 9 до 13% от общего глобального потока нефти в морскую среду. Однако именно они наносят наибольший ущерб морской среде, особенно в прибрежной зоне. К опасным источникам загрязнения относится также транспортировка нефти и нефтепродуктов.

Однако по данным мировой статистики аварийность танкеров дедеветом более 10 тыс. т составляет около 2.4 %, аварийность газозовов – 0.73 %. Прогноз аварий показал, что диапазон максимально возможных суммарных объемов нефтяных разливов при всех видах промысловой и транспортной деятельности по проектам освоения нефтегазовых месторождений на арктическом шельфе изменяется в пределах от 7 тыс. до 70 тыс.т., при общей планируемой добыче к 2020 г. около 700 млн.т [4]. При другом варианте расчетов потери нефти при ее добыче и транспортировке в рамках российских арктических проектов не будут превышать 2400 тыс.т. Наибольшие потери нефти (более 40%) прогнозируются при авариях нефтеналивных танкеров, тогда как утечки при буровых и промысловых работах на платформах будут минимальными (менее 1%). Однако самые большие нефтяные разливы связаны с добычей нефти. Международный опыт мероприятий по ликвидации последствий показал, что в арктических условиях только 10–15% нефти удастся собрать и утилизировать.

Ледовый покров на всех стадиях его образования сильно замедляет процессы трансформации нефти, способствует образованию устойчивых эмульсий, аккумулирует нефть в значительных количествах и полностью блокирует ее перенос под слоем льда. Содержание и состав нефтепродуктов в снежно-ледяном покрове определяется метеоусловиями в районе катастрофы, градиентом температуры в системе вода-лед-воздух, строением льда и свойствами самой нефти. Гидрофобные свойства алифатических УВ обуславливают преимущественное содержание их в снеге и льдах во взвешенной форме. Движение нефти в толще льда зависит от его возраста, структуры, пористости, плотности, заснеженности и других характеристик. При этом по капиллярным каналам и каналам стока может происходить как сорбция нефтепродуктов льдом, так и их фильтрация через толщу льда. При трансформации нефтяных УВ на многолетних льдах основную роль приобретают ветровые процессы, а на припайных, пористых льдах - фильтрация по капиллярам и каналам стока, обусловленная конвективно-диффузионным механизмом [2].

Снежный покров обладает свойствами, делающими его удобным индикатором состояния экосистемы, так как выступает в качестве «планшета», который сорбирует «свежее» загрязнение не только атмосферных осадков и атмосферного воздуха, но и загрязнений, поступающих из воды. Лед, как насос, концентрирует ОС соединения из снега и воды [1]. Поэтому увеличение концентраций УВ в импактных районах происходит в снеге и в верхней части льдов, а в фоновых районах на границе лед–вода.

УВ могут далеко транспортироваться снегом и льдом в латеральном и вертикальном направлении. На распределение УВ в толще льда оказывает влияние не столько его возраст, но и условия его образования и дрейфа. Впервые при изучении припайного снежно-ледяного покрова было

зафиксировано явление гипоксии в антарктических льдах. Связано это с большой толщиной фирна и льда, а также количеством диатомовых водорослей сконцентрированных в нижней части многолетнего льда, образующих ОС. Необходимо отметить, что если в Арктике в связи с потеплением климата произошло уменьшение толщины льда, то в Восточной Антарктике из-за более низких температур в последние годы не наблюдалось вскрытие припайных льдов. Вопреки распространенному мнению о затухании окислительных процессов при низких температурах, льды могут обладать каталитическими функциями [1] за счет увеличения количества микрогетеротрофов [5]. Разложение автохтонных ОС, сопровождающееся интенсивным потреблением кислорода, приводит к образованию сероводорода.

Анализ уровней УВ (содержание и состав алифатических УВ и ПАУ) в водах и донных осадках Карского, Баренцева, Белого и др. морей показал, что современная экологическая ситуация в арктических морях России отличается большим разнообразием условий и факторов антропогенного воздействия [6]. Повышенные уровни нефтяного загрязнения характерны в основном для мелководной прибрежной зоны вблизи городов портов гаваней [2]. Крупная взвесь считается основным поставщиком УВ на дно в прибрежных районах и эстуарных зонах. Однако по мере осаждения в основной своей части лабильное ОВ биогенной и антропогенной взвеси растворяется, причем скорость выхода разных компонентов различается, т.е. идет сепарация исходного вещества по глубине [1]. В результате автохтонные и низкомолекулярные нефтяные УВ, практически, не достигают дна. Поэтому установлены существенные различия в составе УВ в фильтрационной, сепарационной взвесьях и донных осадках. В составе ПАУ донных осадков (согласно маркерам), максимальное количество пирогенных соединений установлено в районе, с максимальным их количеством в снежно-ледяном покрове. Видимо, при небольших глубинах полиарены при таянии снега попадают с взвесью в донные осадки без существенных изменений (скорость осаждения превышает скорость трансформации).

Загрязнения, выносимы реками, оседают в области смещения речных вод с морскими (район маргинального фильтра рек [1]) за счет трансформации и выпадения как антропогенных, так и природных соединений. В основном это высокомолекулярные УВ, в частности бенз(а)пирена и других канцерогенные полиарены [2]. По мере удаления от таких районов в сторону открытого моря количество ЗВ уменьшается до величин, регистрация которых становится невозможной на фоне естественной динамики природных процессов. Градиент концентраций УВ в этих областях в значительной степени определяется величиной речного стока, соленостью морских, гидрологических особенностями эстуарных зон. Поэтому ЗВ, поступающие с речным стоком, не попадают в открытые

района моря и мнение о том, что основное загрязнение несут реки явно преувеличено.

Фоновые концентрации УВ в донных осадках обычно не превышают 10–20 мкг/г для песчаных и 100 мкг/г для илистых отложений, при этом в составе $C_{орг}$ их доля $\leq 1\%$. Увеличение концентраций УВ (в пересчете на сухую массу и в составе $C_{орг}$) происходит в осадках загрязненных нефтепродуктами, особенно в зоне лавинной седиментации. Донные осадки Белого и Карского морей на периферии маргинальных фильтров рек характеризуются доминированием природных наиболее устойчивых высокомолекулярных УВ (терригенных, аллохтонных или автохтонных, образующихся в биологической зоне маргинального фильтра). В частности в устье Северной Двины в районе о. Мудьюг во время паводка концентрация УВ в осадках достигала 330 мкг/г, но составляли всего 1.8% от $C_{орг}$, при этом в составе алканов преобладали терригенные компоненты. Напротив, при меньших концентрациях УВ (20–40 мкг/г в песчаных осадках) и высокой их доли в составе $C_{орг}$ (35.9%) маркеры указывали на их нефтяное происхождение. Следовательно, суммарная концентрация не может служить мерой загрязненности морских объектов [2].

Анализ приведенных результатов показывает, что, начиная с 1990 г., в концентрациях и составе УВ в донных осадках изменения произошли только в прибрежных районах арктических морей. В пелагиале эти изменения оказались минимальными. Этот вывод основан на детальных исследованиях ПАУ в осадках Баренцева моря в 1990-ых и в 2000-ые годы [6]. Уровень незамещенных ПАУ в осадках уменьшался с запада на восток в последовательности (нг/г): Баренцево море (Свальбард – 2144) > Печорское море (156) > Карское море (66–129) > море Лаптевых (13–40). В этой же последовательности уменьшалось в их составе количество пирогенных и нефтяных полиаренов, то есть более высокое содержание антропогенных соединений присуще осадкам Баренцева моря. Величины концентраций УВ в осадках моря Бофорта (597 нг/г), в дельте р. Маккензи (748 нг/г), а также в северо-западной части Баренцева моря (607 нг/г) и смежной с ним западной части СЛО (664 нг/г) можно считать близкими. В их составе доминировали петрогенные полиарены.

На основании данных по количеству поступающей нефти и количеству УВ в различных морских объектах считается, что суммарное ежегодное поступление н-алканов и ПАУ в моря Арктики составляет 10570 т. При этом основное их количество – 79% (8360 т) поступает при естественном (природном) просачивании углеводородов из осадочной толщи. На долю аварийных разливов в настоящее время приходится менее 6% (640 т), а нефтяной промышленности – 0.9% (91 т) [6].

В акваториях эксплуатируемых месторождений в Балтийском, Каспийском, Охотском морях не установлено увеличение содержания УВ в воде и осадках. Динамика концентраций УВ обусловлена естественными

природными процессами (флюидными потоками из толщи осадков, обрастанием платформ). Этот вывод подкрепляется всем массивом известных данных о нефтяном загрязнении морей. Особенно мониторингом загрязнения из космоса, согласно которому нефтяные пленки были обнаружены в основном на судоходных путях [7]. Причем самыми проблемными по степени загрязненности нефтепродуктами являются Финский залив Балтийского моря и Черное море, Белое и Охотское моря загрязнены в меньшей степени.

Работа выполнена при финансовой поддержке, РФФИ (грант 11-05-00456а); Программы № 23 фундаментальных исследований Президиума РАН, гранта Президента РФ (НШ-618.2012.5); проекта «Наночастицы во внутренних и внешних сферах Земли».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Система Белого моря. Т. 3. М.: Научный мир, 2013. С. 527–536.
2. Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природный поток). М.: Научный мир, 2013. 438 с.
3. Oil in the Sea III: Inputs, Fates, and Effects. National Research Council. Washington, D.C.: NAS, 2003. 265 p.
4. Патин С.А. Нефтяные разливы и их воздействие на морскую среду и биоресурсы. М.: ВНИРО, 2008. 507 с.
5. Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.И. Органическое вещество Белого моря // Белое море Т.2. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. С. 492–598.
6. AMAP. Chapter 4. Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo: AMAP, 2007. 87 p.
7. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А. и др. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ, 2011. 470 с.

Basing on the system biogeochemical approach, the regularities of the quantitative and qualitative distribution of anthropogenic and natural hydrocarbons (aliphatic, including alkanes, as well as polycyclic aromatic hydrocarbons) in all outer terrestrial spheres (atmosphere, criosphere, biosphere, hydrosphere, lithosphere) are described. The proposed set of criteria of the genetic interpretation of the hydrocarbon composition enabled one to determine the degree of accumulation of both natural and anthropogenic hydrocarbons in marine objects.

Орешкин В.Н.

(Институт фундаментальных проблем биологии РАН, г. Пущино,
ifpb@issp.serpukhov.su)

Новые разработки в аналитическом исследовании микроэлементного состава морских и речных вод и взвесей Oreshkin V.N.

(Institute of Basic Biological Problems RAS, Pushchino)

New development in analytical study of trace element composition of sea and river waters and suspended matter

Изучение микроэлементного состава морских и речных вод и взвесей важно для решения различных задач в области геологии, геохимии и экогеохимии. Но знания о распространенности в водах и взвесах ряда редких и рассеянных элементов (Ag, Bi, Cd, In, Hg, Pb, Tl и др.) не только ограничены, но нередко противоречивы. По мере накопления новых данных наблюдается тенденция к пересмотру кларковых содержаний элементов в воде и взвеси, как правило, в сторону более низких значений. Определение растворенных и взвешенных форм элементов на уровне ультрамалых фоновых содержаний является сложной задачей. Причина заключается не только в недостаточной чувствительности и селективности методов анализа. На всех этапах первичной подготовки образцов воды, хранения и последующего аналитического цикла (обычно с предварительным концентрированием) велики риски загрязнений или потерь элементов (химические реактивы и посуда, инструменты, фильтрационные установки, воздух лабораторного помещения и др.). Геохимическая интерпретация аналитических данных часто затруднена. Поэтому важным и актуальным является поиск новых подходов в комплексном аналитико-геохимическом изучении микроэлементов в морских и речных водах и взвесах, разработка "чистых" технологий на этапах аналитического цикла.

В морских геолого-геохимических исследованиях для определения ультрамалых количеств элементов в фильтрате и взвеси широко применяют высокочувствительные методы электротермического атомно-абсорбционного (АА) и атомно-флуоресцентного (АФ) анализа. В электротермический атомизатор обычно дозируют растворы (взвеси растворяют). Для улучшения метрологических характеристик определения элементы предварительно концентрируют (в этом случае твердые концентраты растворяют или десорбируют аналиты).

Какие же новые подходы могут быть предложены в АА. АФ анализе взвесей и вод? Прежде всего, перспективны варианты анализа с прямой атомизацией твердых образцов взвесей или концентратов вод. Поэтому предлагаемые новые разработки связаны с совершенствованием конструкций электротермических атомизаторов твердых образцов и расширением их функций в аналитическом цикле.

Выбор электротермического атомизатора. В АА, АФ анализе твердых образцов применяют электротермические атомизаторы различных типов. Простую конструкцию имеет графитовый тигель в форме стаканчика, пригодны для атомизации твердых образцов массой от ≤ 1 мг до 10-30 мг и более. Тигли впервые были использованы в атомно-эмиссионном анализе для фракционного испарения твердых образцов [1]. Однако опыт применения однокамерного тигля для прямого анализа морских и речных взвесей, концентратов вод, донных осадков [2–5] показал существенные его недостатки: отсутствие разделения и независимой регулировки нагрева зон испарения и атомизации, неизотермичность аналитической зоны, проблемы неселективных помех и матричных влияний. Вследствие значительного влияния состава образца, затруднялось достижение низких пределов обнаружения (10^{-7} – $10^{-6}\%$) элементов (Ag, Cd, Hg, Pb, Tl и др.). Такие же недостатки имеет и стержневой атомизатор, на торец которого помещали малые количества образца.

Двух/трехкамерные тигельные и стержневые атомизаторы. Возможности тигельных и стержневых атомизаторов могут быть значительно расширены при условии конструктивных изменений, прежде всего с целью независимой регуляции нагрева зон испарения и атомизации. Найдены подходы для конструирования двух/трехкамерных тигельных и стержневых атомизаторов. Предложенные модели атомизаторов ("тигель-ячейка", "тигель с разделенными зонами", "стержень-ячейка", "тигель-цилиндр-ячейка", "тигель-ячейка-стержень" и другие), состоят из отдельных независимо нагреваемых графитовых блоков: тиглей, стержней, цилиндров и ячеек с просвечиваемой аналитической зоной [5–8].

Уменьшение влияния состава взвесей и концентратов при определении ультрамалых количеств элементов. В двух/трехкамерных атомизаторах зоны испарения и атомизации разделены и нагреваются независимо, достигается испарение элементов в нагретую изотермичную аналитическую зону (принцип графитовой кюветы Львова) и влияние матричных компонентов уменьшается. Применение только этого приема часто недостаточно для определения следов Ag, Cd, Pb, Hg, Tl и других элементов в твердых образцах взвесей и концентратов. В рабочем объеме атомизаторов предложено проводить другие эффективные приемы подавления помех (фракционное испарение-конденсацию элементов и независимый анализ конденсата-концентрата, фильтрацию паров через графитовые фильтры, фракционное испарение в сочетании с фильтрацией и др.) [6–8].

Специализированные для анализа взвесей и концентратов тигельные и стержневые атомизаторы-испарители с двумя зонами конденсации. Введение в аналитический цикл селективного фракционного концентрирования элементов (без применения реагентов) практически всегда способствует уменьшению помех и снижению пределов прямого АА,

АФ обнаружения элементов в образцах взвесей и концентратов. Но на стадии фракционного испарения возникают значительные трудности вследствие нагрева зоны конденсации и трудно контролируемых потерь летучих элементов (Cd, Pb, Hg, Tl). Эти потери могут возрастать при испарении образцов с высоким содержанием органического вещества. Применение двух независимых последовательных стадий фракционного испарения: низкотемпературной (700–1000⁰С) и высокотемпературной (>1500⁰С), также не исключает потери летучего анализита. Эксперименты показали возможность других подходов [7, 8]. Предложен атомизатор-испаритель "тигель-цилиндр-стержень" с двумя зонами конденсации. Его особенности заключаются в том, что первая зона конденсации в цилиндре является нагретой (~1000⁰С), а вторая на поверхности стержня "холодной". Пары элементов конденсируются на поверхности цилиндра и частично на поверхности стержня. Такое решение позволяет не только уменьшить потери летучих элементов, но и повысить температуру испарения образца в тигле, т.е. достичь большей степени атомизации его компонентов. Другой испаритель "стержень-стержень" предложен для термического разложения (озоления) малых количеств морских и речных взвесей и концентратов вод (после выделения на мембранные фильтры) с последующим фракционным испарением элементов [7,8].

Тигель-микроколонка для динамического концентрирования. В комбинированных сорбционно-АА/АФ методах определения элементов в морских и речных водах в тигли помещали сорбенты-концентраты. Металлы (Ag, Bi, Cd, Pb, In, Tl, Hg) концентрировали ($K_{\text{конц}}=1000$) в статических условиях на полистирольных сорбентах с конформационно подвижными аминокарбоксильными группировками (ДЭТАТА-сорбенты) [5]. Для улучшения метрологических характеристик методов стадия концентрирования была перенесена непосредственно в тигельный атомизатор. Геометрические особенности тигля очень удобны для использования его в качестве микроколонки для динамического концентрирования. В тигле-микроколонке с графитовым или графитовым и мембранным фильтрами, наполненной ДЭТАТА-сорбентом, проводили концентрирование элементов и выделение взвеси из нефильтрованных образцов воды, фильтратов и растворов после разложения взвеси (объем <10–50 мл) с последующим анализом твердой матрицы (концентрат или концентрат+взвесь) [5–8].

Такие подходы позволяют упростить пробоподготовку, уменьшить риски загрязнений или потерь элементов, увеличить $K_{\text{конц}}$ (до 10⁴) и снизить пределы обнаружения элементов, определять наряду с растворенными формами суммарное содержание растворенных и взвешенных форм, регулировать чувствительность определения объемом прокачиваемого образца, определять элементы в ограниченных объемах уникальных образцов, концентрировать элементы в тигле в полевых условиях сразу же после отбора образца.

Таблица 1. Результаты определения кадмия и свинца в воде ($\text{Эл}_{\text{раст}}$) и взвеси ($\text{Эл}_{\text{взв}}$), мкг/л

Образец	Эле-мент	$\text{Эл}_{\text{раст}} + \text{Эл}_{\text{взв}}$ *	$\text{Эл}_{\text{раст}}$ **	$\text{Эл}_{\text{взв}}$ ***	$\text{Эл}_{\text{раст}} + \text{Эл}_{\text{взв}}$ ***
Речная вода р.Ока)	Cd	0.12	0.095	0.049(0.040)	0.14
	Pb	0.81	0.37	0.30(0.33)	0.67
Грунтовая вода (пойма Оки)	Cd	0.75	0.22	0.12(0.09)	0.34
	Pb	1.6	1.05	0.30(0.26)	1.35
Морская вода (Балтийское море)	Cd	0.040	0.041	0.010(0.007)	0.051
	Pb	0.35	0.90	0.18(0.20)	1.08

*Одновременное определение $\text{Эл}_{\text{раст}} + \text{Эл}_{\text{взв}}$ после фильтрации через тигель-микроколону с ДЭТАТА-сорбентом;

**Сорбционно-АА-определение элементов в фильтрате после выделения взвеси на фильтре методом мембранной ультрафильтрации;

***Прямое определение элементов во взвеси. В скобках приведены результаты сорбционно-АА определения элементов в растворах после разложения взвеси.

Таблица 2. Результаты определения элементов в речной и морской взвеси после выделения на мембранные фильтры (мкг/г)

Образец	Ag		Cd		Tl		Hg	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Речная взвесь, р. Ока	0.081± 0.008	0.075	0.24± 0.08	0.20	0.70	0.67	0.092± 0.009	0.11
Морская взвесь, Балтийское море	0.07± 0.01	0.06	0.53± 0.08	0.42	0.9± 0.2	0.8	0.054± 0.010	0.06
Морская взвесь, Ара-льское море	0.022± 0.007	0.02	0.061± 0.009	0.05	0.13± 0.05	0.10	0.019± 0.004	0.017

1 - определение с предварительным селективным фракционным испарением-концентрированием элементов в атомизаторе.

2 – сорбционно-АА метод после растворения взвеси и концентрирования в тигле-микроколону с ДЭТАТА-сорбентом.

Метрологические характеристики. Отличительная особенность разработок заключается в проведении приемов подавления влияния состава образцов и способов отделения и концентрирования элементов в рабочем объеме атомизаторов ("чистые" технологии в аналитическом цикле). Атомизаторы многофункциональны и специализированы для решения задач по определению ультрамалых количеств элементов в водах и взвесьях прямыми и сорбционно-АА/АФ методами. Пределы обнаружения Ag, Cd, Pb, In, Hg, Tl, Bi в морских и речных взвесьях и концентратах составили

$n \cdot 10^{-8} - n \cdot 10^{-6} \%$. Относительное стандартное отклонение результатов определения обычно находится в пределах 0.1–0.3.

В табл.1 приведены некоторые результаты определения элементов в образцах воды. Мембранная ультрафильтрация не была проведена сразу после отбора этих образцов, но для проверки предлагаемых подходов они пригодны. Результаты определения Cd и Pb в воде и взвеси р. Оки согласуются. В фильтрате грунтовой воды содержание $Cd_{\text{раст}}$, вероятно, занижено (0,22 мкг/л). При расчете концентрации ($Cd_{\text{раст}} = [(Cd_{\text{раст}}) + (Cd_{\text{взв}})] - (Cd_{\text{взв}})$) получено в три раза большее значение. Отметим, что два независимых определения элемента во взвеси мало отличаются. В воде Балтийского моря (Финский залив) содержание Pb в фильтрате составило 0,90 мкг/л, что в 5 раз выше расчетного: ($Pb_{\text{раст}} = [(Pb_{\text{раст}}) + (Pb_{\text{взв}})] - (Pb_{\text{взв}}) = 0,17$ мкг/л. Оценка содержания $Pb_{\text{взв}}$ подтверждена независимым определением. Возможно, что в этом образце несколько завышено и содержание $Cd_{\text{раст}}$. По-видимому, загрязнение морской воды свинцом и потери кадмия в грунтовой воде могли произойти на стадии мембранной ультрафильтрации образцов или при подготовке фильтрата.

Табл. 2 иллюстрирует эффективность применения в АА анализе малых количеств взвеси стадий концентрирования элементов в рабочем объеме атомизатора. Прямое определение затруднено вследствие матричных эффектов и потерь элементов на стадии термообработки – озоления [7, 8]. Но необходимо отметить, что предпочтительно использование концентрирования фракционным испарением, поскольку отсутствует стадия растворения взвеси применение сорбента и реагентов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 13-05-00714.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Спектральный анализ чистых веществ / Под ред. Зильберштейна Х.И. Л.: Химия, 1971. 416 с.
2. Орешкин В.Н., Беляев Ю.И., Внуковская Г.Л. // Заводск. лаборатория. 1990. Т. 56. № 12. С. 50.
3. Гордеев В.В., Орешкин В.Н. // Геохимия. 1990. № 2. С. 244.
4. Орешкин В.Н., Гурвич Е.Г. // Океанология. 1994. Т. 33. № 6. С. 842.
5. Орешкин В.Н., Цизин Г.И., Золотов Ю.А. // Журн. аналит. химии. 2002. Т. 57. № 9. С. 923.
6. Орешкин В.Н., Цизин Г.И. // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 532.
7. Орешкин В.Н., Цизин Г.И. // Журн.аналит.химии. 2012. Т. 67. № 10. С. 925.
8. Орешкин В.Н., Цизин Г.И. // Заводск. лаборатория Диагностика материалов. 2013. Т. 79. № 3. С. 18.

A new development in the study of trace element composition of sea and river waters and suspended matter with using of atomic absorption spectrometry is presented in the report.

Савенко В.С.

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

Роль сопряженных процессов испарения и конденсации паров воды в обмене CO_2 между океаном и атмосферой
Savenko V.S.

(Moscow M.V. Lomonosov State University)

Role of the conjugated processes of water vapor evaporation–condensation in CO_2 exchange between the ocean and the atmosphere

Газообмен между океаном и атмосферой, как правило, связывается с процессом молекулярной диффузии газов через границу раздела вода–воздух. Волнение, воздушные пузырьки, возникающие при ветровом обрушении волн, и капельки морской воды, образующиеся при схлопывании воздушных пузырьков на поверхности моря, влияют на интенсивность газообмена благодаря увеличению площади поверхности границы раздела вода–воздух при сохранении молекулярно-диффузионного механизма газообмена [1]. В настоящей работе обращается внимание на существование другого механизма газообмена, связанного с процессами водообмена между океаном и атмосферой.

Физическая сторона обсуждаемого механизма сводится к следующему. Вследствие небольших перепадов температуры на границе раздела вода–воздух¹ и высокой скорости гидратации газообразного CO_2 концентрация растворенного CO_2 в водном поверхностном микрослое близка к равновесному значению с воздушной средой, благодаря чему при испарении воды с поверхности моря происходит вынос в атмосферу всего количества CO_2 , которое было растворено в слое испарившейся воды. Для Мирового океана в целом испарение воды примерно на 90% компенсируется выпадением атмосферных осадков, преимущественно дождей [3]. В силу того, что температура воздуха в атмосфере снижается с высотой в среднем на $6^\circ\text{C}/\text{км}$ [4], конденсация паров воды, приводящая к образованию осадков, осуществляется при температуре, на $10\text{--}20^\circ\text{C}$ ниже той, при которой происходит испарение. Поскольку растворимость CO_2 уменьшается с ростом температуры и солёности [5], концентрация CO_2 в облачной (дождевой) воде ($[\text{CO}_2]_{\text{CW}}$) будет выше, чем в испарившейся морской воде ($[\text{CO}_2]_{\text{SW}}$) на величину $[\Delta\text{CO}_2]$, моль/л:

¹ Имеется в виду разность температур контактирующих слоев воды и воздуха. При толщине физической границы раздела вода–воздух около $0.2\text{--}0.5$ мм и разности температур $2\text{--}3^\circ\text{C}$ градиенты температуры достигают $1000^\circ\text{C}/\text{м}$ и более [2].

$$[\Delta\text{CO}_2] = [\text{CO}_2]_{\text{CW}} - [\text{CO}_2]_{\text{SW}} = P_{\text{CO}_2} (K_{\text{CO}_2}^{\text{CW}}(T_{\text{CW}}) - K_{\text{CO}_2}^{\text{SW}}(T_{\text{SW}})),$$

где P_{CO_2} – парциальное давление CO_2 в воздухе, атм; $K_{\text{CO}_2}^{\text{CW}}(T_{\text{CW}})$ и $K_{\text{CO}_2}^{\text{SW}}(T_{\text{SW}})$ – константы равновесия реакции растворения CO_2 в облачной и морской воде при температурах конденсации паров воды в атмосфере (T_{CW}) и на морской поверхности (T_{SW}) соответственно

$$K_{\text{CO}_2}^{\text{CW}}(T_{\text{CW}}) = \frac{[\text{CO}_2]_{\text{CW}}}{P_{\text{CO}_2}},$$

$$K_{\text{CO}_2}^{\text{SW}}(T_{\text{SW}}) = \frac{[\text{CO}_2]_{\text{SW}}}{P_{\text{CO}_2}}.$$

Данные о растворимости CO_2 в пресной и морской воде при температурах 0–30°C представлены в таблице.

Таблица. Растворимость CO_2 в пресной и морской воде при разной температуре [5]

$T, ^\circ\text{C}$	[CO_2], ммоль/л		$\frac{[\text{CO}_2](0\text{‰})}{[\text{CO}_2](35\text{‰})}$
	$S = 0\text{‰}$	$S = 35\text{‰}$	
0	77.6	64.7	1.20
5	64.1	53.6	1.20
10	53.7	45.1	1.19
15	45.6	38.5	1.19
20	39.1	33.2	1.18
25	34.0	29.1	1.17
30	29.8	25.7	1.16

Очевидно, что результирующий поток CO_2 , связанный с водообменом на границе раздела вода–воздух, равен

$$J_{\text{CO}_2} = P_{\text{CO}_2} ([\text{CO}_2]_{\text{CW}} V_{\text{CW}} - [\text{CO}_2]_{\text{SW}} V_{\text{SW}}) = P_{\text{CO}_2} [\text{CO}_2]_{\text{CW}} V_{\text{CW}} \left(1 - \frac{[\text{CO}_2]_{\text{SW}} V_{\text{SW}}}{[\text{CO}_2]_{\text{CW}} V_{\text{CW}}} \right),$$

где V_{CW} и V_{SW} – соответственно объемы воды, поступающей в океан с атмосферными осадками и испаряющейся с поверхности океана в течение года. Численные значения множителя

$$k = 1 - \frac{[\text{CO}_2]_{\text{SW}} V_{\text{SW}}}{[\text{CO}_2]_{\text{CW}} V_{\text{CW}}}$$

при разумных величинах T_{CW} и T_{SW} находятся в относительно небольшом диапазоне (рисунок), что позволяет принять среднее значение $k = 0.6 \pm 0.1$. Тогда, при $k = 0.6$, $P_{\text{CO}_2} = 3.5 \times 10^{-4}$ атм, $V_{\text{CW}} = 324$ тыс. км³/год [3], $T_{\text{CW}} = 0^\circ\text{C}$ и $[\text{CO}_2]_{\text{CW}} = 77.58$ ммоль/л [5] результирующий поток CO_2 , связанный с процессами водообмена на границе раздела вода–воздух, будет направлен из атмосферы в океан и равен $\sim 5.3 \times 10^{12}$ моль С/год, или 63 млн. т С/год.

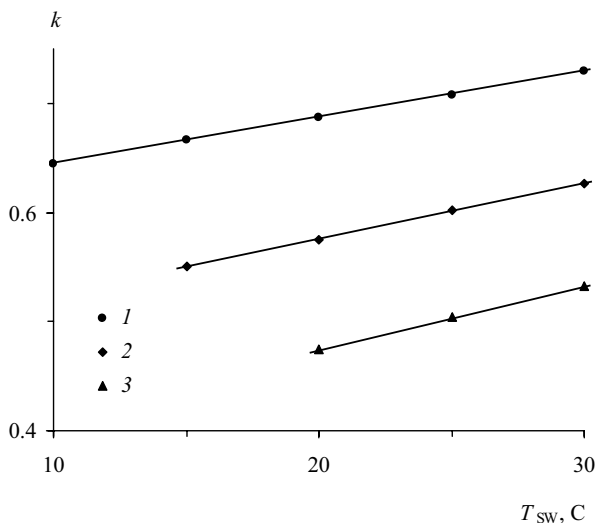


Рисунок. Зависимость величины коэффициента k от T_{sw} при разных значениях $\Delta T = T_{sw} - T_{cw}$.
 1 – $\Delta T = 10^\circ C$, 2 – $\Delta T = 15^\circ C$, 3 – $\Delta T = 20^\circ C$.

Хотя к настоящему времени выполнено большое число определений интенсивности потока CO_2 на границе раздела океан–атмосфера, до сих пор нет единого мнения не только в отношении абсолютной величины этого потока, но даже его знака: согласно расчетам одних авторов, синоптический поток CO_2 из атмосферы в океан составляет от 300 до 800 млн. т С/год [6], тогда как по другим оценкам океан, наоборот, выделяет CO_2 в атмосферу в количестве ~580 млн. т С/год [7]. Выполненные в настоящей работе расчеты, несмотря на всю их приближенность, показывают, что поступление CO_2 из атмосферы в океан, связанное с процессами водообмена на границе раздела океан–атмосфера, может иметь существенное значение для океанской геохимии углерода и этим механизмом газообмена пренебрегать не следует.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 11–05–00866).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Савенко В.С. Химия водного поверхностного микрослоя. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 184 с.
2. Хунджуа Г.Г., Андреев Е.Г. К вопросу определения потоков тепла и водяного пара в системе океан–атмосфера по данным наблюдений профилей температуры в тонком поверхностном слое моря // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 4. С. 841–843.
3. Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 400 с.

4. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. 582 с.
5. Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М. Морская вода. Справочное руководство. М.: Наука, 1979. 327 с.
6. Sarmiento J.L., Sundquist E.T. Revised for the oceanic uptake of anthropogenic carbon dioxide // *Nature*. 1992. V. 356. № 6370. P. 589–593.
7. Савенко В.С. Океан является источником углекислого газа атмосферы? // *Геохимия*. 1995. № 11. С. 1634–1642.

CO₂ exchange between the ocean and the atmosphere as a result of junction of opposite directed processes of water evaporation from the sea surface and rain precipitation was considered. At evaporation containing in seawater dissolved CO₂ passes in the atmosphere. Condensation of water vapor, on the contrary, is accompanied by absorption of atmospheric CO₂, which acts in the ocean with rainwater. Integrated flux of CO₂ as a result of these processes is directed from the atmosphere to the ocean and makes value about 60 million tons C a year that is caused by lower average temperature at which condensation of water vapor in the atmosphere is carried out in comparison with temperature of the sea surface and reduction of CO₂ solubility with temperature and salinity increase.

**Серебряный А.Н.¹, Кравчишина М.Д.², Пака В.Т.³,
Лисицын А.П.²**

(¹Акустический институт им. акад. Н.Н. Андреева, г. Москва, e-mail:

serebryanu@hotmail.com; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва;

³Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Калининград)

**Временная изменчивость распределения взвеси на
суточной станции в Двинском заливе Белого моря по
данным ADCP – первые исследования новыми методами**

**Serebryany A.N.¹, Kravchishina M.D.², Paka V.T.³,
Lisitzyn A.P.²**

(¹Andreyev Acoustics Institute, Moscow; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS,
Moscow; ³Shirshov Institute of Oceanology RAS, Atlantic Branch, Kaliningrad)

**Temporal variability of sediment distribution during diurnal
station in the Dvinsky Bay of the White Sea on the basis of
ADCP data – the first studies carried out by the new methods**

Акустические доплеровские профилометры течений (ADCP) по своему назначению – приборы для измерения направления и силы течения в толще воды. Однако возможности ADCP, который может регистрировать обратно рассеянный акустический сигнал, выходят за рамки своего штатного применения, позволяют использовать его для измерения концентрации взвешенного вещества в водной толще.

Чтобы использовать ADCP для измерения концентрации взвешенных частиц в воде проводят калибровку данных сигнала обратного акустического рассеяния путем одновременных измерений акустическим профилографом и другим способом, дающим информацию о взвешенном веществе. К последним способам относятся традиционные способы отбора образцов воды на различных горизонтах с последующей фильтрацией, а также измерение концентрации взвеси оптическими методами. Результаты проведенной калибровки в последствии используют для пересчета измеренного с помощью ADCP (на пространственных разрезах или якорных наблюдений в точке) эхо-сигнала в концентрацию взвешенного вещества. Калибровка и ее теоретическое обоснование описана неоднократно во многих публикациях, например [1–3]. На основании фундаментальных положений теории подводной акустики связь между уровнем отраженного сигнала и влияющими на него факторами выражается «уравнением сонара», которое для ADCP фирмы TRD Instruments, выглядит следующим образом [4]:

$$10 \log_{10}(\text{SSC}) = C_k + 10 \log_{10}(R^2) + 2\alpha_w R + K_c E \quad (1)$$

где SSC – концентрация взвешенных частиц в (кг/м³), R – расстояние от излучателя до частицы, E – сила эхо-сигнала (разы), K_c – множитель силы

полученного сигнала, C_k – комбинированная константа, α_w – коэффициент ослабления акустического сигнала в воде. Коэффициент $\alpha_w = 0.15$ дБ/м для частоты 600 кГц, на которой работает используемый нами ADCP «Rio Grande» [4].

Константы C_k и K_c определяются опытным путем – процедурой калибровки данных обратного рассеянного акустического сигнала взвешенными частицами с известной концентрацией. Проведя процедуру оценки этих параметров, используя уравнение (1) и данные наших измерений на суточной станции в Двинском заливе Белого моря во время 80-го рейса НИС «Профессор Штокман», мы преобразовали уравнение (1) в уравнение (2) следующего вида:

$$\log_{10}(\text{SSC}) = -0.5335 + \log_{10}(R^2) + 2 \cdot 0.015 \cdot R + 0.0182 \cdot E \quad (2)$$

Уравнение (2) можно использовать для пересчета данных, собранных ADCP «Rio Grande 600 kHz» об интенсивности обратного рассеяния в концентрацию взвешенного вещества, что мы и сделаем для последующего анализа временной изменчивости концентрации взвеси на суточной станции.

Суточная станция 6042, проведенная с борта НИС «Профессор Штокман» в Двинском заливе с 14 по 15 августа 2006 г. благодаря непрерывным замерам ADCP, позволила выявить как особенности вертикального распределения взвешенного вещества в море, так и временную изменчивость вертикального профиля концентрации взвеси. На рис. 1 приведена полученная с помощью ADCP (с применением вышеописанной процедуры калибровки прибора), картина распределения концентрации взвешенного вещества по глубине, развернутая во времени за весь период наблюдений. Приведенные данные имеют две явно выделяющиеся особенности. Первая особенность – в существенно большем присутствии взвеси в начальном периоде наблюдений (первые 4–5 часов) по всей глубине водного столба по сравнению со всем остальным временем. Вторая особенность связана с присутствием повышенной концентрацией взвеси в приповерхностном слое моря на протяжении всего периода наблюдений.

На рис. 2 представлен набор вертикальных профилей с дискретностью в два часа, который демонстрирует пределы, в которых изменялась концентрация взвеси за все время наблюдений. Из представленных данных видно, что концентрация взвеси в водной толще ниже глубин 7–8 м изменялась в пределах от 0.5 до 0.65 мг/л. В приповерхностном слое (выше 7–8 м) концентрация взвеси существенно увеличивалась и, согласно проведенным оценкам, достигала величин 0.8–0.9 мг/л при максимуме 1.0 мг/л. Рассмотрим более детально изменчивость концентрации взвеси во времени, обращаясь к рис. 2 и рис. 1.

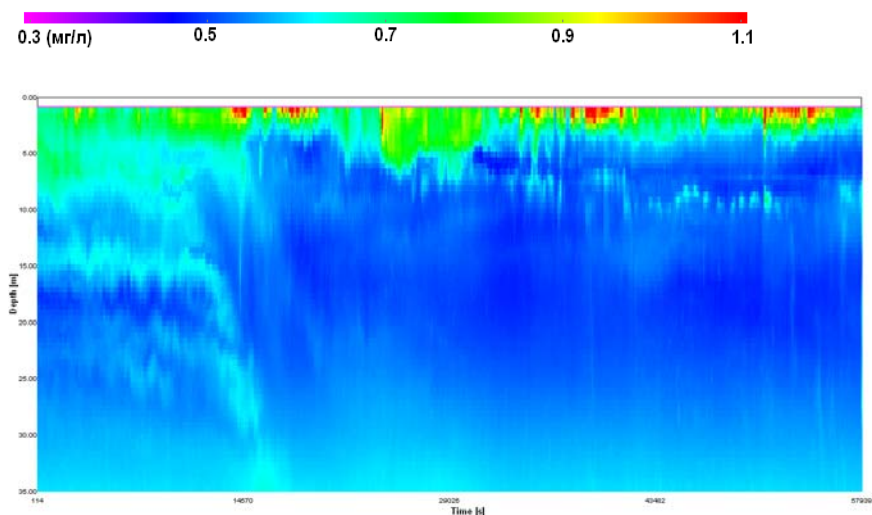


Рисунок 1. Изменчивость концентрации взвешенного вещества в водной толще на суточной станции 14–15 августа 2006 г., измеренная с помощью ADCP «Rio Grande 600 kHz»

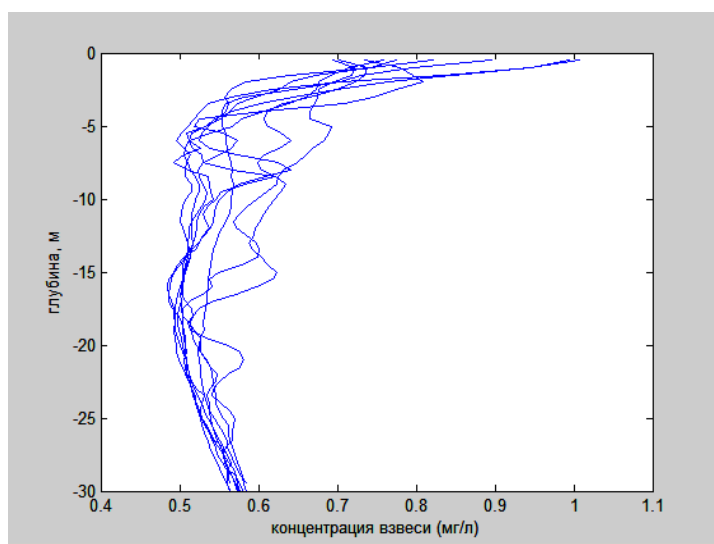


Рисунок 2. Вертикальные профили, демонстрирующие пределы изменчивости концентрации взвешенного вещества на суточной станции (получены с помощью ADCP)

Измерения с помощью ADCP начались в ночное время (14 августа, 22:30) и продолжились до вечера 15 августа (18:00), чем и объясняется зарегистрированное наличие усиленного сигнала обратного рассеяния в первые несколько часов наблюдений. Усиленный сигнал обратного рассеяния объяснялся повышенной концентрацией взвешенного вещества в ночное время в месте наблюдений и присутствием активно плавающего планктона, распределенного по всей толще воды. Он располагался хорошо видимыми слоями повышенной концентрации, по-видимому, на прослойках скачков плотности. На вертикальных профилях концентрации взвеси, относящихся к этому периоду, явно выражена переслоенность водной толщи рассеивателями акустического сигнала (рис. 1). Вертикальные профили концентрации взвеси в ночное время представляли собой извилистые линии с локальными максимумами (размах колебаний около 1 мг/л) с пространственной периодичностью в 3–6 м по глубине. Присутствие планктона помимо прочего в ночное время также давало возможность следить за вертикальными смещениями водных слоев, вызванных проходящими короткопериодными внутренними волнами с размахом колебаний в несколько метров.

С рассветом (между 4 и 5 ч.) количество рассеивателей резко уменьшилось, что объясняется их перемещением в участки моря с большей глубиной. Соответственно концентрация взвешенного вещества уменьшилась. Следует заметить, что в утренние часы имело место приливное течение до 0.2 м/с, которое охватывало почти всю толщу моря. В это же время в тонком приповерхностном слое (1–2 м) обнаруживается сильное рассеивание акустического сигнала, что было связано с появившимися воздушными пузырьками от небольшого ветрового волнения над морем. Помимо данного случая усиление обратно рассеянного акустического сигнала в тонком приповерхностном слое моря, связанное с воздушными пузырьками наблюдалось за день еще дважды. В завершающей стадии прилива в приповерхностном 5-метровом слое возникло течение западно-северо-западной направленности (до 0.15 м/с), одновременно с появлением которого произошло значительное увеличение концентрации взвешенного вещества (рис. 1) в том же слое, где присутствовало приповерхностное течение. Концентрация взвеси при этом в приповерхностном слое была почти в 2 раза больше средней концентрации взвеси в нижележащих слоях (0.8–1.0 мг/л против 0.5 мг/л). Исходя из измеренных данных, есть все основания считать, что наблюдавшаяся порция взвешенного вещества большой концентрации поступила с распресненными поверхностными водами из прибрежных районов западного берега Двинского залива.

В дальнейшем при наступлении последующей фазы – отлив, течения были относительно слабыми (в среднем не более 0.1 м/с), чем может быть объяснена незначительная временная изменчивость концентрации взвеси в

водной толще. Однако, приповерхностный слой моря оставался наиболее насыщенным взвесью.

Делая краткое заключение о проведенной оценке взвешенного вещества в море с помощью ADCP, мы можем с одной стороны констатировать успешность применения прибора в решении конкретной задачи, а с другой стороны говорить о новых возможностях, которые он открывает в целом для морской геологии. Мы рассмотрели данные, полученные ADCP на заякоренной станции, и изучили временную изменчивость концентрации взвеси в конкретной точке залива, но аналогичные измерения с помощью ADCP (подкрепленные соответствующей калибровкой) можно проводить на пространственных разрезах, что позволит получать пространственные характеристики распределения взвеси на морской акватории с детализацией картины, недостижимой при применении традиционных методов измерения взвеси в морской среде.

Авторы признательны В.И. Баранову и Н.В. Политовой за помощь при проведении измерений и обработки данных эксперимента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Thorne P.D., Vincent C.E., Harcastle P.J., Rehman S., Pearson N. Measuring suspended sediment concentration using acoustic backscatter devices // *Marine Geology*. 1991. V. 98. P. 7–16.
2. Holdaway G.P., Thorne P.D., Flatt D., Jones S.E., Prandle D. Comparison between ADCP and transmissometer measurements of suspended sediment concentration // *Continental Shelf Research*. 1999. V. 19. P. 421–441.
3. Kim Y.H., Voulgaris G. Estimation of suspended sediment concentration in estuarine environments using acoustic backscatter from an ADCP // *Proceedings of the International Conference on Coastal Sediments 2003*. CD-ROM Published by World Scientific Publishing Corp. and East Meets Productions, Corpus Christi, Texas, USA.
4. Deines K.L. Backscatter estimation using broadband acoustic Doppler current profilers // *Proceedings IEEE 6th Working Conference on Current Measurements*. 1999. P. 249–253.

It is shown application of acoustic Doppler current profiler for estimation of temporal variability of sediment concentration in the sea on the basis of data obtained during diurnal station in the Dvinsky Bay of the White Sea.

Сивков В.В.

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

**О формировании асимметричных осадочных тел в
Готландской впадине Балтийского моря: балтийские
дрифты и контуриты**

Sivkov V.V.

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

**On the formation of asymmetric sedimentary bodies in the
Gotland Basin of the Baltic Sea: the Baltic drifts and
contourites**

После соединения Балтийского и Северного морей через Датские проливы (7.8–8.2 тыс. лет назад) началась литориновая трансгрессия, и солёные воды стали проникать в южную часть Балтики. В настоящее время наряду с ежегодным циклическим квазипостоянным поступлением североморских вод происходят и «большие» затопы (major inflows), которые наблюдаются один раз в несколько лет и продолжаются от недели до месяца. Большие затопы способствуют проникновению в Балтийское море значительно более плотных вод, чем обычно, и дают представление о гидродинамических условиях в Балтике во время активных стадий литориновой трансгрессии. Борнхольмская впадина – первый на пути течения североморских вод относительно глубокий бассейн Балтики (максимальная глубина около 100 м). Солёная вода из Борнхольмской впадины преодолевает моренный Слупский порог (максимальная глубина 56 м), и устремляется в Слупский желоб, простирающийся с запада на восток, до Гданьско-Готландского поднятия. На Гданьско-Готландском поднятии илы на дне отсутствуют. Это обусловлено тем, что галоклин (пикноклин) здесь находится на глубине самого поднятия (75–85 м). Поскольку вблизи зоны контакта пикноклина с дном активность течений и внутренних волн повышена, и весь придонный слой находится в постоянном движении, донные осадки находятся под постоянным гидродинамическим воздействием, которое усиливается во время больших затопов. После Гданьско-Готландского поднятия направление распространения североморских вод раздваивается: основная ветвь направляется на север в Готландскую впадину, а более слабая – на восток в Гданьскую впадину. Наличие двух вариантов распространения придонных вод объясняется различиями в солёности (плотности), глубины и скорости течения разных затопов, а также вертикальными колебаниями галоклина (внутренние волны, сейши).

В Готландской впадине на глубинах 80–110 м значительная часть затопы (в зависимости от плотности вод) переходит в течение, движущиеся изопикнически вдоль склонов впадин. На левой периферии такого течения

скорость падает, и возникают условия для седиментации взвешенного вещества. В сочетании с внутрибассейновой циклонической циркуляцией вод за 8 тыс. лет это привело к формированию в центре впадин (круговоротов) илистых осадочных тел. В Готландской впадине в пределах такого тела морфологически выделяется «авандельта Слупской реки» [1], прилегающая к северному основанию Гданьско-Готландского поднятия.

В колонке донных осадков Psd-303590 (глубина 124 м), отобранной в районе «авандельты» экспедицией на судне “Посейдон” (Германия), отмечены самые высокие скорости осадконакопления и самая большая мощность литориновых илов (6–7 м) во всей Готландской впадине. Средняя скорость накопления илов в стадию морского голоцена в колонке Psd-590 колеблется в пределах 0,3–0,9 мм в год [2], т.е. она является, примерно такой же, как и в Гданьской впадине, находящейся под влиянием выносов крупнейшей в южной Прибалтике реки Вислы.

Полученная в 103-м рейсе НИС «Профессор Штокман» (2010 г.) серия детальных геоакустических разрезов «авандельты Слупской реки» позволила выявить асимметрию слагающего ее илистого осадочного тела. Максимум мощности илов смещен к восточному склону Готландской впадины, где граничит с полосой неотложения осадков, выраженной в виде «канала» (шириной порядка 1 км и глубиной 2–6 м) и обнажения морены (рис.). Полоса неотложения сужается и выклинивается на север – в направлении распространения затоков.

Таким образом, в «авандельте Слупской реки» выявлено существование «основного русла» и «прируслового вала». Скорость осадконакопления в прирусловом вале, судя по мощности морских литориновых и постлиториновых илов, соответствует максимальным скоростям, определенным при изучении колонки Psd-590 [2].

Происхождение асимметричных осадочных тел связывается обычно с действием струйных придонных течений, в океанах называемых контурными. Нулевая (минимальная) седиментация отмечается под ядром контурного течения, тогда как разгрузка потока от взвешенного материала – на границе ядра в зоне максимальных отрицательных градиентов скорости. В северном полушарии (под действием силы Кориолиса) ядро течения смещается вправо, а аккумулятивное тело (дрифт) формируется слева.

Гидродинамические особенности, связанные с затоками плотных вод, обуславливают существование в Балтийском море течений аналогичных океанским контурным течениям. Рассматриваемые геоакустические данные, полученные в зоне действия балтийских контурных течений, наглядно демонстрирует сопутствующие этим течениям морфологические особенности распределения донных осадков. Таким образом, по аналогии с океанскими дрефтами (осадочными телами, сформированными контурными течениями), можно говорить и о балтийских дрефтах и слагающих их осадках – контуритах.

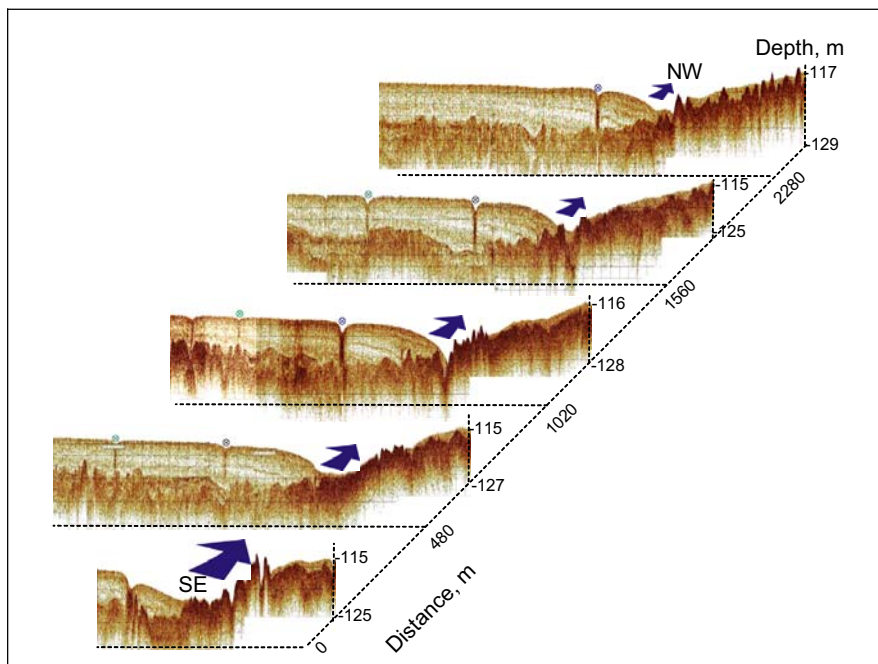


Рисунок. Осадочное тело (дрифт), сложенное морскими илами, и прилегающая полоса неотложения осадков на юго-восточном склоне Готландской впадины. Стрелками показано ядро течения североморских вод во время сильных затопов.

В сейсмофации морских илов (контуритов) рассматриваемого дрифта прослеживаются 4 отражающих горизонта, разделяющих 5 акустически прозрачных слоев. Такая слоистость указывает на стадийность (цикличность) формирования дрифта, а значит – и литориновой трансгрессии. Это не противоречит сложившимся представлениям о неравномерном поступлении североморских вод в Балтику [2]. Полученные данные позволяют говорить о пяти стадиях литориновой трансгрессии, сопровождавшихся ускорением формирования рассматриваемого дрифта.

Полученная информация о геологической деятельности придонных течений имеет важное практическое значение, поскольку в районе исследований расположена одна из крупных свалок химического оружия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Emelyanov E.M. The geochemical and geocological situation of the Gotland Basin in the Baltic Sea where chemical munitions were dumped // *Geologija*. 2007. № 60. P. 10–26.

2. Емельянов Е.М, Тримонис Э.С., Вайкутене Г., Харфф Я. Опорная колонка осадков и палеография «Авандельты» Слупской реки, Балтийское море //Океанология. 2011.Т. 51.№ 5. С. 889–901.

The inflows of saline and dense water from the North Sea are responsible for the existence of contour currents in the Baltic Sea. The asymmetrical muddy bodies specify at the existence of the drifts and contourites in the southern part of the Gotland Basin. The inhomogeneity of the seismic facies indicates the staging (cycling) of the drift formation as well the Littorina transgression.

Синицына Н.Н.

(Украинский морской институт, г. Севастополь)

Осциллирование оседающего облака частиц

Sinitsina N.N.

(Ukraine Marina Institute, Sevastopol)

Oscelling of power sedimental particles clouds

С целью теоретического объяснения натурных экспериментов с осаждением проб песка в седиментометрах рассмотрим частный случай осаждения частиц в жидкости с помощью моделирования частицами. Первым шагом поместим в вершины воображаемой кубической конструкции сферические частицы. Из простейшей геометрии известно, что куб вписывается в шар и цилиндр. То есть, расположив шарики в указанные места, мы можем считать, что они находятся равно и на поверхности шара и на поверхности цилиндра, что немаловажно для общих установок в теории осаждения. В данной модели учитывается гидродинамическое взаимодействие между сферическими частицами. Обопремся в наших рассуждениях на аналитические результаты, полученные В.В. Струминским и др. [1, 2], посвященных этой теме, а также на исследования Тэма [3] и Лэмба [4].

Изложим основные положения. В моделирования осаждения частиц используем ползущие уравнения Стокса:

$$\nabla p = \mu \cdot \Delta \vec{V}, \nabla \cdot \vec{V} \quad (1)$$

$$V_x = V_y = V_z = 0, \text{ или кратко } |\vec{V}| = 0 \text{ на поверхности сфер;}$$

$$V_x \rightarrow U, V_y \rightarrow 0, V_z \rightarrow 0, \text{ или } |\vec{V}| = V_x = U \text{ на бесконечности, или в}$$

присутствии внешних сил $F(x, y, z)$, действующих на систему:

$$\frac{\mu}{\rho} \cdot \Delta \vec{V} + \vec{F} = \nabla p / \rho \quad (2)$$

Стандартным способом, используя приближение точечных сил, то есть замену реальных частиц силами, действующими на (из) центр (-ра) частицы, выпишем известное классическое решение для p и V_i :

$$p = \frac{F}{4\pi} \cdot \frac{x}{r^3}, U = \frac{F}{8\pi\mu a} \left[\frac{e}{r} + \frac{x^2}{r^3} \right], \quad (3)$$

Ось OX_1 направлена вниз, а также $OX_1 \parallel \vec{g}$, где $\vec{g}$ – вектор ускорения свободного падения. Внешняя сила, действующая в этом направлении с учетом силы тяжести и архимедового выталкивания, равна:

$$F_1^k = \frac{4}{3} \pi g \cdot a^3 (\rho_1 - \rho) \quad (4)$$

Если частицы неотличимы друг от друга, мы имеем систему $3N$ уравнений для $3N$ неизвестных. Скорость примет вид:

$$V_i^k = \frac{1}{6\pi\mu a} \cdot \left\{ F_1^k + \frac{3\alpha}{4} \sum_{j=1}^N \sum_{s=1}^3 F_s^j \left[\delta_{is} / r_{kj} + ((x_i^k - x_i^j)(x_i^k - x_i^j)) / r_{kj}^3 \right] \right\} \quad (5)$$

Взаимодействия частиц на расстоянии, большем трех начальных промежутков не учитывается, то есть считается, что поля этих частиц не влияют друг на друга и падают по Стоксу. Сила межчастичного взаимодействия выведена с учетом результатов Тэма (1969) и представлена следующим образом:

$$f^U = F / (1 - k), \quad (6)$$

$$\text{где } k = 0; \frac{3}{2} \alpha; \frac{3}{2} \alpha \left(\frac{1}{3} \alpha^3 - 1 \right); F = 6\pi\mu a U = 1.$$

Коэффициенты k зависят от степени аппроксимации силы сопротивления.

ПРОСТЕЙШИЙ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ ОСЦИЛЛЯТОР

Был проведен численный эксперимент с кубической структурой системы восьми частиц.

Численно интегрируя:

$$dX_i^k / dt = U_i^{km}; i = 1, 2, 3. \quad (7)$$

имеем траектории каждой частицы. Как оказалось, частицы в процессе оседания ложатся на огибающие поверхности объёмных двойных волн. При этом сами поверхности оказываются самозакручивающимися (в проекции на вертикальную плоскость – циклоидами). Эти поверхности описывают горизонтальные рёбра противоположных граней куба, как первоначальной системы частиц (рис. 1а).

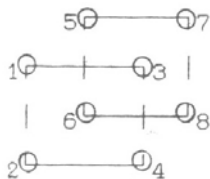


Рисунок 1а. Первоначальная система 8 частиц

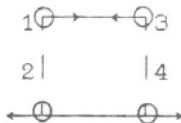


Рисунок 1б. Передняя грань куба, распределение скоростей

Виртуальные отрезки 1–2 и 3–4 (проекция на фронтальную плоскость, рис. 1б) вращаются навстречу друг другу, верхние частицы 1 и 3 проваливаются между частицами нижней пары 2 и 4. Бывшая кубическая боковая грань переходит в трапецию сначала с большим нижним основанием, а потом с большим верхним основанием, которое, в свою

очередь, плавно сокращается, и вновь трапеция принимает форму квадрата, а усечённая пирамида, которая одно мгновение имеет вид плоскости, и вслед за ним она перевёрнута, снова становится кубом.

Фиг. 2. а. Передняя часть куба. Фиг. 2. б. Задняя часть куба.

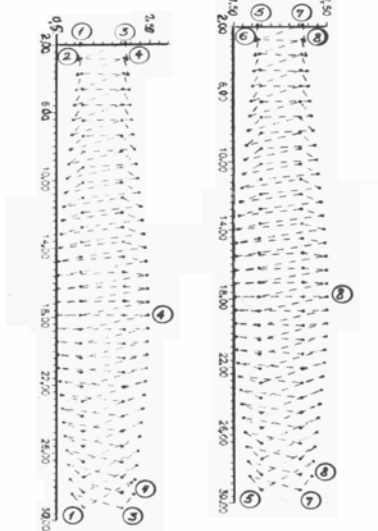


Рисунок 2. Оседание частиц передней грани куба в реальном масштабе.

Проекция на фронтальную плоскость.

ПФП – проекция облака частиц на фронтальную плоскость,
 ПГП – проекция облака частиц на горизонтальную плоскость,
 а – проекция передней части системы частиц,
 б – проекция центральной части системы частиц,
 в – проекция задней части системы частиц.

1, 2 и т.д. – цифры после буквы – номер периода времени, за который проделан расчет на представленном рисунке * – центры частиц,
 --- – соединительная линия слежения за движением системы частиц.

Пунктирная линия соединяет частицы в порядке нумерации по колонкам куба. Масштаб выбран так, чтобы прослеживалась линия точек проекций траектории частиц.

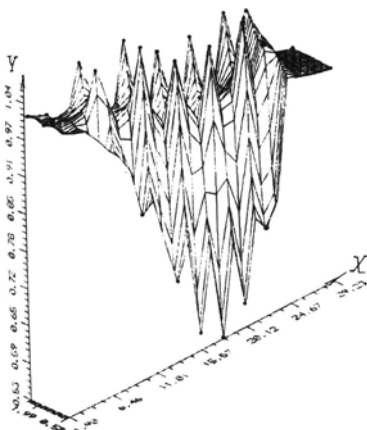


Рисунок 3. Объемное представление результата

Рис. 3 демонстрирует объёмное изображение рис. 2. Он помогает представить картину осаждения в пространстве; штрихи, соединяющие пики, показывают заметаемую частицами область координатного пространства.

Рис 4а демонстрирует проекции на горизонтальную плоскость временной эволюции кубической структуры частиц "Порхающая бабочка". "Размах крыльев" такой бабочки, или амплитуда отклонений составляет по

горизонтальной плоскости 2 ед. Наибольшее схождение частиц 0.8 ед. от первоначальной 1 ед. В начальной стадии колонка из двух частиц вращается вокруг оси, находящейся в заданной (в системе частиц) координате. Через четверть периода наклонные пары частиц передней квазиплоскости "разъезжаются" от центра, достигая максимального удаления еще через четверть периода, когда обе пары ложатся в одну плоскость. Далее четные и нечетные номера частиц меняются местами, и перевернутая трапеция за полпериода снова становится квадратом. А вся система кубом. Затем следует повторение цикла. При стороне куба в 1 ед., длина "волны" равна 33 ед., период – 20 ед. времени.

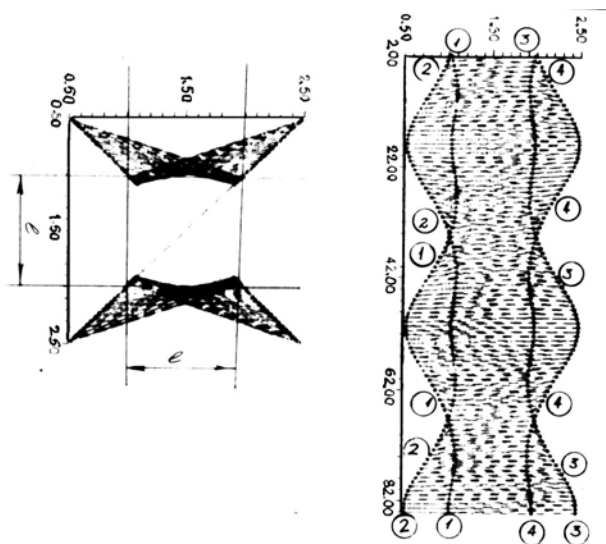


Рисунок 4. Слева: а) Проекция на горизонтальную плоскость временной эволюции кубической структуры частиц "Порхающая бабочка"; справа: б) временной файл в 2.5 периода

Анализ движения проекций на горизонтальную плоскость (ПГП) проводился с целью выяснения обстоятельства – соприкасаются ли сферы друг с другом в процессе осаждения, с целями контроля последнего. Выяснилось, что в простой кубической системе не только такой факт не наблюдается, но и возникают колебательные движения. В дальнейшем выяснилось, что куб из 8 частиц в его вершинах – простейший и самый яркий осциллятор многочастичного типа. Получить эти результаты стало возможным благодаря реальному учету межчастичного гидродинамического взаимодействия в процессе оседания систем частиц в неподвижной жидкости. Вертикальные пары частиц наклоняются внутрь навстречу друг к другу, причем внешние расходятся дальше внутренних и описывают синусоидальные волны, а внутренние – циклоиды. Процесс является устойчивым, малые отклонения до 0.01% от начального не изменяют картины движения. На рис. 4б. отображен временной файл в 2.5

периода. Вид внешней кривой полностью соответствует синусоиде, а внутренней – циклоиде.

Таким образом, проведенное численное исследование, выявляет факт наличия простейшей объёмной ячейки циркуляции оседающих частиц, которая может служить элементарным гидродинамическим осциллятором. Частицы его, ранее составлявшие кубическую пространственную систему вновь и вновь возвращаются в нее с изменением пространственного совокупного положения с течением времени. Очень близкий экспериментальный результат был получен Онищенко, Анциферовым при исследовании осаждения проб в седиментационных сосудах [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Струминский В.В., Гуськов О.Б., Кульбицкий Ю.Н. Гидродинамика дисперсных и газожидкостных потоков // ДАН СССР. 1984. Т. 278. № 1. С. 65–68.
2. Кульбицкий Ю.Н., Струминский В.В. Общее решение задачи о движении N дисперсных частиц в приближении Стокса. М., Препринт. Изд-во СМНС АН СССР. 1987. № 17. 75 с.
3. Tam C.K.W. // J.Fluid Mech. 1969. V. 38.
4. Лэмб Г. Гидродинамика. М.-Л.: ГИТТЛ, 1945. 928с.
5. Синицына Н.Н. Осциллирование в простейших системах частиц, оседающих в безграничной жидкости. Деп. ВИНТИ, № 806–В94. 1994. Севастополь. МГИ НАН Украины.
6. Онищенко Э.Л., Анциферов С.М., Об осаждении твердых частиц в седиментационных сосудах // Метеорол. и гидрология. 1986. № 4. С. 94–103.

Simplest third-demensional hydrodynamical oscillator is chosen from eight spherical particles settling under the gravity, at the first time were residing in top imaginative cub in work. Under the gravity action and hydrodynamical interaction the particles form the most simplest circulations cell that is a quotient by event circulations cell third-dimensional cloude with the particles large number , calculated and demonstrated Struminsky, Kulbitsky, Guskov and others [1–4]. The Researchers of IO RAN, Onischenko and Ancyferov [6] have shown the similar result in experiment with sand grains partion in sedimentometer, which had interpreted theoretically comfortable by means of presented numerical experiment with hard particles sedimentation in fluids under the gravity.

**Стародымова Д.П.¹, Шевченко В.П.¹, Попова С.А.²,
Макаров В.И.²**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: d.smokie@gmail.com; ²Институт химической кинетики и горения им. В.В. Воеводского СО РАН, г. Новосибирск)

**Особенности распределения сажевого углерода в атмосфере
в окрестностях Беломорской биологической станции МГУ
(северо-западное побережье Кандалакшского залива)**

**Starodymova D.P.¹, Shevchenko V.P.¹, Popova S.A.²,
Makarov V.I.²**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Voevodsky Institute of Chemical Kinetics and Combustion of Siberian Branch of RAS, Novosibirsk)

**Features of distribution of the black carbon near the White Sea
biological station of MSU (north-west coast of Kandalaksha
Bay)**

Атмосферный перенос взвешенных частиц является быстрым путем поступления многих веществ (включая сажевый углерод) в удаленные районы. Этот механизм переноса вещества имеет особенно большое значение для окружающей среды Арктики. Сажевый углерод (СУ) является продуктом неполного сгорания различных видов топлива (в особенности угля и дизельного топлива), биомассы (леса, травы, сельскохозяйственных отходов) или биотоплива. Аэрозольный СУ является компонентом атмосферы, вносящим значительный вклад в климатические изменения Арктического региона [1–3]. Было показано, что СУ снижает альбедо снега и льда и способствует разогреванию атмосферы [4, 5], поскольку из всех взвешенных частиц СУ наиболее эффективно поглощает видимый свет.

С 2010 г. в окрестностях Беломорской биологической станции им. Н.А. Перцова МГУ им. М.В. Ломоносова (ББС МГУ), расположенной на полуострове Киндо на северо-западном побережье Кандалакшского залива (рис. 1) работает аэрозольная станция, производящая отбор проб атмосферных аэрозолей с помощью универсального пробоотборника воздуха UAS-310, который с помощью насоса пропускает атмосферный воздух через стекловолоконный фильтр Pall A/E. Скорость прокачки воздуха составляет 270 л/мин. Размер фильтра, на котором осаждаются частицы размером менее 2.5 мкм (PM 2.5) составляет 225 мм*172 мм. Длительность отбора одной пробы составляет порядка недели. На зиму работа насоса приостанавливается. На настоящий момент отобрано более 100 аэрозольных проб. После отбора аэрозольные фильтры хранятся в стерильных пакетах в холодильнике.

Количество СУ на фильтрах определялось термическим методом. Анализ проводился в Институте химической кинетики и горения СО РАН.

Метод основан на последовательном окислении в углекислый газ сначала углерода органических соединений при температуре 450°C, а затем элементарного углерода при температуре 900°C с измерением количества углекислого газа, выделившегося на каждом этапе [6]. Затем, исходя из количества выделившегося углекислого газа, рассчитывается количество органического и элементарного (сажевого) углерода в фильтре.

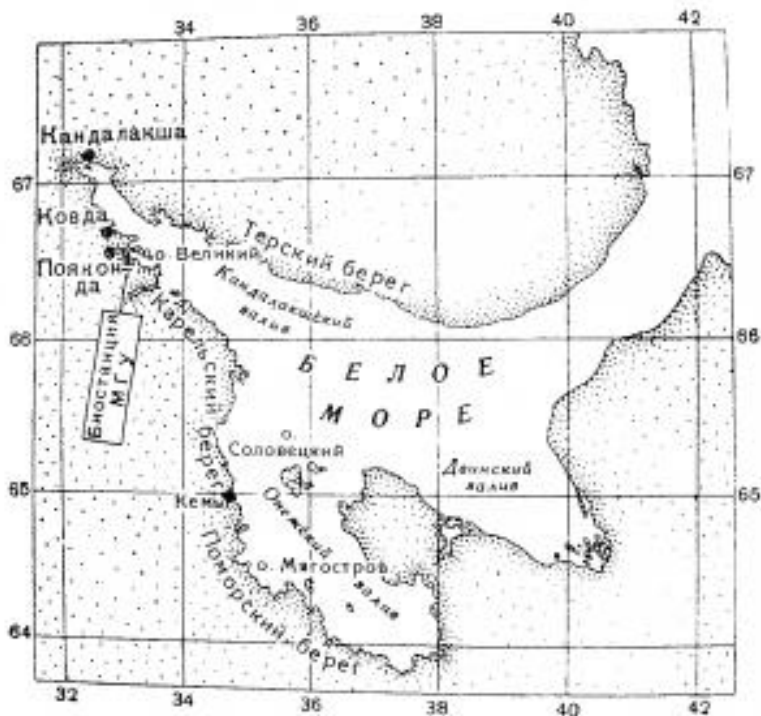


Рисунок 1. Расположение Беломорской биологической станции МГУ

На данный момент концентрации СУ определены в 46 пробах, которые были отобраны в периоды с 27.05.2010 по 27.11.2010, с 18.03.2011 по 09.06.2011 и с 10.08.2012 по 21.09.2012. Максимальная концентрация сажевого углерода в атмосфере в окрестностях ББС МГУ составила 356 нг/м^3 (в пробе, отобранной 10.07–17.07.2010). Средняя концентрация СУ равно 110 нг/м^3 при стандартном отклонении 81 нг/м^3 . Средняя концентрация в три раза ниже концентраций, измеренных в Тикси [7] (табл.), находится на фоновом для Белого, Баренцева и Карского морей уровне [8, 9] и выше, чем в Центральной Арктике [10].

Для определения возможных источников поступления СУ в окрестности ББС МГУ были вычислены обратные траектории воздушных масс с помощью NOAA HYSPLIT модели [11].

Наивысшие концентрации СУ были измерены в период с июля по начало августа 2010 г (рис. 2), когда на Европейской части России действовали многочисленные лесные пожары. Средняя концентрация СУ в воздухе в этот период составила 220 нг/м^3 , что в два раза ниже средней концентрации по выборке. Наивысшие концентрации СУ наблюдаются в пробах, отобранных в те дни, когда воздушные массы приходили со стороны Европейской части России, более низкие концентрации СУ в июле 2010 г. получены в пробах, отобранных в те дни, когда воздушные массы приходили со стороны Европы.

Таблица. Концентрации сажевого углерода (СУ) в атмосфере в районе ББС МГУ и в других районах Арктики

Регион	Концентрация СУ (нг/м^3)
ББС МГУ (среднее содержание) (наши данные)	107
ББС МГУ (июль 2010) (наши данные)	220
ББС МГУ (максимальное содержание) (наши данные)	356
Тикси (среднее значение) [7]	340
Центральная Арктика (зима, среднее значение) [10]	96
Центральная Арктика (лето) [10]	8

У нас была возможность сравнить концентрации СУ, измеренные в одни и те же месяцы разных лет. Так, средние концентрации СУ в августе и сентябре 2010 г. составляют 172 и 190 нг/м^3 , соответственно. А концентрации СУ в те же месяцы 2012 г. составляют 61 и 132 нг/м^3 . Таким образом, концентрация сажевого углерода в воздухе такого фонового района как ББС МГУ существенно увеличивалась в период сильных лесных пожаров в Европейской части России.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за ценные советы, А.А. Ключиткину, А.Н. Новигатскому и А.С. Филиппову за помощь в введении в эксплуатацию пробоотборника аэрозолей, директору ББС МГУ А.Б. Цетлину и ее сотрудникам В.П. Сивонен, В.В. Сивонену, А.В. Савченко, Е.Д. Красновой и многим другим за поддержку и помощь.

Работы проводились при финансовой поддержке Программы № 23 фундаментальных исследований Президиума РАН (проект «Трансевропейский меридиональный геолого-геохимический морской

разрезов»), РФФИ (проект № 11-05-00300), Отделения наук о Земле РАН (проект «Наночастицы»), гранта поддержки ведущих научных школ НШ-618.2012.5.



Рисунок 2. Концентрации сажевого углерода (СУ) в аэрозолях в окрестностях ББС МГУ в 2010 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Eleftheriadis K., Vratolis S., Nyeki S. Aerosol black carbon in the European Arctic: Measurements at Zeppelin station, Ny-Ålesund, Svalbard from 1998–2007 // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. L02809, doi:10.1029/2008GL035741.
2. Hegg D.A., Warren S.G., Grenfell T.C. et al. (2010) Sources of light-absorbing aerosol in arctic snow and their seasonal variation // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 2010. V. 10. P. 13755–13796.
3. Quinn P.K., Stohl A., Arneth A. et al. The Impact of Black Carbon on Arctic Climate. Oslo: Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), 2011. 72 p.
4. Hansen J., Nazarenko L. Soot climate forcing via snow and ice albedos // *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 2004. V. 101. P. 423–428.
5. Vignati E., Karl M., Krol M. et al. (2010) Sources of uncertainties in modelling black carbon at the global scale // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 10. P. 2595–2611.
6. Самсонов Ю.Н., Попова С.А., Беленко О.А., Чанкина О.В. Химический состав и дисперсные характеристики дымовой аэрозольной эмиссии от пожаров в бореальных лесах Сибири // *Оптика атмосферы и океана*. 2008. Т. 21. С. 523–531
7. Макаров В.Н., Охта С. Органический и неорганический углерод в атмосферных аэрозолях над Якутией // *Оптика атмосферы и океана*. 2004. Т.17. С. 690–693.
8. Полькин В.В., Панченко М.В., Грищенко И.В. и др. Исследования дисперсного состава приводного аэрозоля Белого моря в конце летнего сезона 2007 г. // *Оптика атмосферы и океана*. 2008. Т. 21. С. 836–840.

9. Shevchenko V.P., Novigatsky A.N., Kopeikin V.M., Starodymova D.P. The distribution of atmospheric black carbon in marine boundary layer over the seas of the western part of the Russian Arctic in September–October 2011 // *Geophysical Research Abstracts*. 2012. V. 14. EGU2012-5966.
10. Sharma S, Lavoue D., Cachier H. et al. Long-term trends of the black carbon concentrations in the Canadian Arctic // *Journal of Geophysical Research*. 2004. V. 109, D15203, doi:10.1029/2003JD004331.
11. Draxler R.R., Rolf G.D. HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory). Silver Spring (MD): NOAA Air Resources Lab. 2003. Mod access via NOAA ARL READY Website (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>).

Concentrations of black carbon (soot) in the atmosphere were studied at White Sea biological station during few years (27.05.2010–27.11.2010, 18.03.2011–09.06.2011, 10.08.2012–21.09.2012). Mean concentration corresponds to background level of the White Sea region. Maximum concentrations of soot relate to air masses coming from forest fires regions.

Тарасов Г.А.

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

**Новые представления о суточной изменчивости потока
осадочного вещества в фьордовом заливе Шпицбергена
Tarasov G.A.**

(Murmansk Marine Biological Institute KSC RAS)

**New introductions on daily variability of sediment flow in
Spitsbergen fjord gulf**

Характерной особенностью в современном седиментогенезе в перигляциальных областях высокоширотной Арктики является поступление большого объема осадочного вещества в море. Общеизвестно, что осадочный терригенный материал выносится в пределы шельфа под влиянием различных экзогенных процессов. Одним из агентов поставки минерального вещества в прибрежные воды является сток талых ледниковых вод. Количественная оценка терригенного осадочного материала, поступающего со стоком талых ледниковых вод в прибрежные зоны арктических архипелагов, представляет большой теоретический интерес для специалистов седиментологов. В литературе имеется ряд публикаций, касающихся роли талых ледниковых вод в современном ледниково-морском седиментогенезе как геологического агента поставки осадочного вещества в арктическом бассейне [1–3]. Однако, сведения стационарных наблюдений о количестве осаждаемого минерального вещества в арктических фьордах и прибрежном шельфе единичны.

Ранее нами [4] были получены первые результаты количественного определения взвешенного вещества в заливе Грен-фьорд на Западном Шпицбергене с использованием седиментологических ловушек на станциях 1 и 2 (рис. 1), продолжительностью нахождения ловушек от недели до нескольких месяцев. Результаты наблюдений показали, что здесь на дно залива осадочное вещество поступает в пересчете на месяц порядка до 2 кг/м².

Данный залив, депрессия которого имеет тектоническую природу, свободно сообщается с Ис-фьордом, являясь его южным рукавом. Залив простирается в меридиональном направлении на 16 км на юг, представляя классический водобассейн фьордового типа с глубинами до 170 м. На юге залива, т.е. в его кутовой части, находятся отступающие ледники Гренфьорд и Альдегонда, фронт которых в настоящее время удален от береговой линии залива на 2–5 км, продолжая сокращаться порядка 30 м в год. Сток всех рек и ручейков бассейна Грен-фьорд формируется за счет летнего таяния ледников и сильно обогащен минеральным веществом. По данным [5] содержание взвешенных веществ в ручьях максимально составляет:

Грендален – 6.6636 (среднее 1.9313), Альдегонда – 2.1363 (среднее 0.1284), Гренфьорд – 1.6603 (среднее 0.7096), река из озера Ледовое – 0.3634 г/л (среднее 0.2613). В целом река Грендален, а также и другие реки обогащаются взвешенным наносом в период паводковых вод в результате размыва морено-глинистых обнажений, в ходе солифлюкционного смещения оттаявшего склонового рыхлого ледникового материала, а также в результате действия других эрозионных процессов. В орографической системе водосбора бассейна выделяется ручей Грендален, простирающийся с востока на запад южнее мыса Финносет на восточном берегу залива. В устьевой зоне ручей разделяется на несколько рукавов, создавая при впадении в залив относительно мощную эстуарную систему. Эти основные водно-ручьевые артерии поставляют основную массу пресной воды летом, а также являясь высокоплотностными водными артериями, насыщенными минеральной взвесью, поставляют в большом объеме осадочное вещество в морской бассейн.

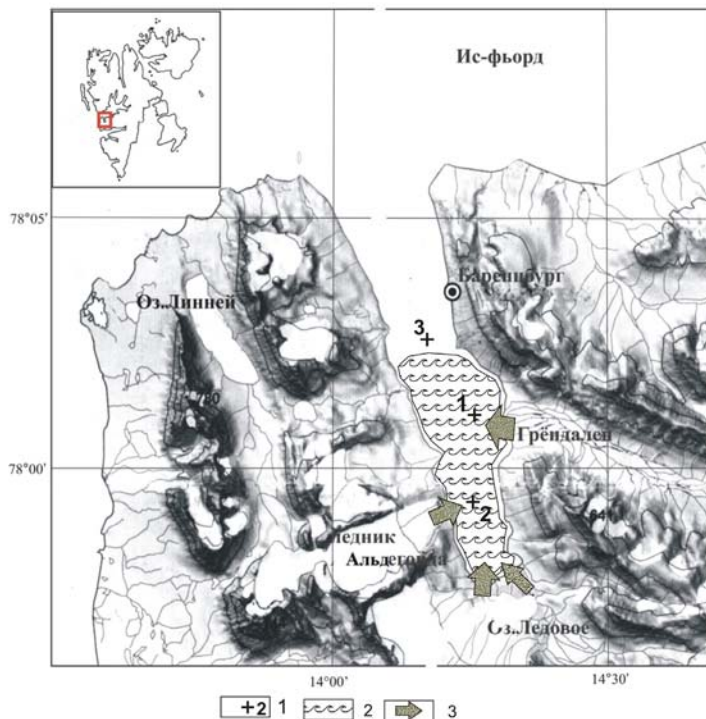


Рисунок 1. Схема расположения станций (1), наблюдаемая область распространения шлейфа пресной воды (2) в заливе Грен-фьорд и основные стоки талых ледниковых вод (3)

Наблюдения показали, что речная вода Грендален, сильно насыщенная взвешенным веществом и имеющая низкую соленость и плотность, поступая в морской залив, растекается поверх морской воды в виде шлейфа, распространяясь на достаточно большой площади. Динамика шлейфа в заливе зависит главным образом от направления ветра, ветровых волнений и ветровых течений. Соответственно речной шлейф в зависимости от изменения направления ветра испытывает суточные вариации. Ветры с З и СЗ препятствуют распространению шлейфа Грендален на север. При благоприятных погодных условиях и ветрах южных направлений шлейф вытягивается вдоль восточного берега залива до мыса Финносет (рис. 1). Здесь шлейф под напором приливного течения заворачивает на восток и совершает циркуляционное движение. При этом граница шлейфа постепенно размывается, что можно проследить визуально. Это показывает, что взвешенное осадочное вещество перешло из верхнего опресненного горизонта в нижерасположенный морской слой воды. Таким образом, в результате перемешивания верхнего слоя (шлейфа) воды пониженной солености, отделенного от нижнего – более высокой плотности, двухслойный поток перестает существовать. При этом смешанная вода, обладающая еще относительно пониженной соленостью и содержащимся в ней рассеянным взвешенным веществом, сливается в общий поток морской воды. Взвешенное осадочное вещество в приливо-отливном потоке постепенно перемещается все ниже и ниже водного столба, пока не достигнет дна залива. Более быстрому опусканию осадочных частиц вниз в морской воде способствуют процессы флокуляции и биогенной агломерации, благодаря чему формируются более крупные частицы осадка.

Нами была поставлена задача: получить количественные данные содержания минерального осадочного вещества в ежесуточном режиме и проследить динамику этого процесса во времени. С этой целью в июне-июле 2011 г. были выполнены ежесуточные стационарные наблюдения с использованием седиментологических ловушек на станциях 2–3. Ловушки на каждой станции находились на фиксированных глубинах 20 м от поверхности воды и на горизонте 20 м от дна залива, соответственно на глубине водной толщи 70 м (глубина залива 90 м на ст. 2) и 120 м (140 м на ст. 3).

Отбор проб из седиментологических ловушек, подвешенных на капроновом фале основного буя, производились ежесуточно без подъема якоря с тросом, находящегося стационарно на заданной точке залива. После замены контейнера с пробой из ловушки на новый, прибор снова опускали на заданную глубину. Такая процедура работы с ловушкой позволяла получать более качественную пробу взвеси.

В дальнейшем полученные пробы взвеси подвергались фильтрованию, для чего применяли синий фильтр с порами 0.45 мкм, а затем просушенные фильтры с осадком до комнатной температуры (20°) взвешивались. С целью

удаления органики в пробах фильтры с навеской подвергались прокаливанию в муфельной печи в течение 4-х часов при температуре 450°, а после – взвешиванию. Тем самым получали объем минеральной части взвеси.

Как видно из рис. 2, за период наблюдений содержание осадочного вещества колебалось в широких пределах. Учитывая то, что шлейф с осадочным веществом распространяется только до мыса Финносет (по визуальному определению), нами было решено продолжить наблюдения севернее мыса на ст. 3., т.е. за пределом распространения шлейфа. Как было отмечено, что содержание осадочного вещества в придонных ловушках значительно выше, чем в приповерхностных (рис. 2), решено было отбор проб производить только из придонной ловушки. Соответственно нами в 2012 г. были получены ежесуточные данные содержания осадочного вещества во взвеси на ст. 3 в заливе Грен-фьорд в апреле (4), июне (11) и сентябре (9 проб) (рис. 3).

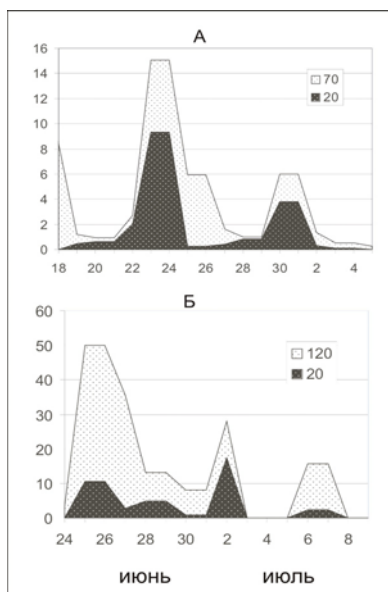


Рисунок 2. Динамика распределения осадочного вещества в июне-июле 2011 г., г/м².сутки. А – станция 2; Б – станция 3

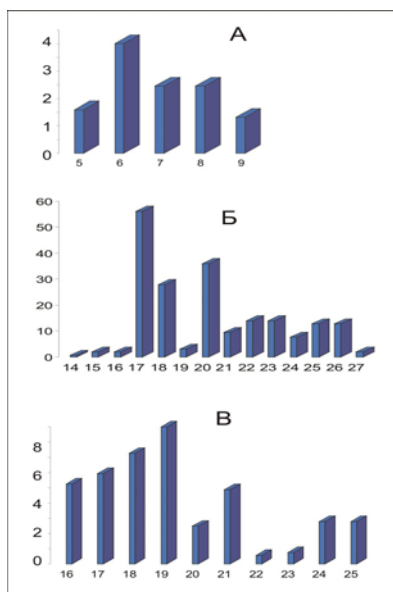


Рисунок 3. Суточная изменчивость содержания осадочного вещества на станции 3 в 2012 г., г/м².сутки. А – в апреле; Б – в июне; В – в сентябре

Как видно из рис. 3, наблюдается изменчивость количества материала изо дня в день на всех этапах проведения работ. В апреле содержание осадка в расчете на минеральную составляющую колебалось в пределах

1.32–4.01 г/м²*сутки⁻¹ и содержание минеральной части в пробах от 59.5 до 96.7%, в июне – 0.646–56.086 г/м²*сутки⁻¹ и минеральная часть – 62–96.8%, в сентябре – 0.56–8.99 г/м²*сутки⁻¹ и терригенная часть – 84.87–100% .

В целом содержание взвеси в пересчете на минеральную составляющую отмечается максимально в июне со средним значением 14.3, а минимально в апреле – 2.34 г/м²*сутки⁻¹.

Просмотр образцов под микроскопом показал, что в основном осадки представлены глинистыми терригенными частицами, крупнее 0.45 мкм с присутствием единичных зерен алевритовой размерности. Такой размерный состав терригенного материала, не характерного для фиордов Шпицбергена, можно объяснить природными условиями 2012 г., в течение всех 12 месяцев, впервые за много лет в заливе не было льда. К тому же не получило развитие образование берегового припая. Как правило, песчаные частицы и более крупные обломки пород в залив Грен-фьорд поставляются морским льдом или береговым припаем [4]. В органической части примеси, по определениям [6], присутствуют от основного фона численности (около 90%) неидентифицированные до вида мелкие пennisные диатомеи размерной фракции < 50 мкм и центрические диатомеи <20 мкм. Отмечены характерные для этого периода виды: *Amphiprora hyperborea* Grunow, *Fragilariopsis oceanica* Hasle, *Navicula septentrionalis* Gran, *N. vanhoeffenii* Gran, *Nitzschia* aff. *frigida* Grunow. Суммарная численность ранневесенних видов составляет $\approx 1\text{--}5 \times 10^2$ кл./л, общая численность микроводорослей $\approx 1.5\text{--}7.0 \times 10^3$ кл./л, общая биомасса $\approx 5\text{--}8$ мкг/л.

Таким образом, ежесуточное колебание содержания терригенного тонкозернисто осадочного вещества в заливе обусловлено гидродинамическими условиями бассейна и периодическим затоком атлантических вод через Ис-фьорд в залив Грен-фьорд. В известной степени [7] периодическое внедрение атлантических вод характерно только для северной части залива. Однако, наши данные показывают проникновение атлантических вод практически до траверза ледника Альдегонда. С этой водной массой связана изменчивость содержания минеральных частиц, что хорошо просматривается на рисунке 2. Здесь пики высокого содержания осадочного вещества, приходящиеся на 23 и 24 июня, а также 30 июня и 1 июля на ст. 2 (рис. 2а) повторяются со смещением на два дня на ст. 3 (рис. 2б) (25 и 26 июня; 2 июля, соответственно).

В целом, можно отметить, что в фьордовых заливах высокоширотных архипелагов скорость седиментации тонкозернистого терригенного осадочного вещества крайне изменчива и испытывает пространственно-временные вариации как в сезонном, так и в суточном циклах, поведение которой определяется динамикой водной среды.

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.
3. Тарасов Г.А. Современное ледовое и ледниково-морское осадконакопление в условиях Западного Шпицбергена // Арктика и Антарктика. 2004. Вып. 3 (37). С. 50–55.
5. Соловьянова И.Ю., Третьяков М.В. Наблюдения за стоком взвешенных наносов рек бассейна залива Грен-фьорд // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 4. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. С. 230–237.
6. Олейник А.А. Весеннее развитие микропланктона во фьордах Западного Шпицбергена // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 11. М.: ГЕОС, 2012. С. 206–210.
7. Третьяков М.В., Голованов О.Ф., Павлов А.К. и др. Результаты комплексных океанографических исследований залива Грен-фьорд летом 2006 г. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 7. Апатиты: КНЦ РАН, 2007. С. 164–174.

Data of everyday suspended sediment matter station research obtained with sediment traps in the period of 5–9 of April, 14–27 of June, 16–25 of September 2012 in the Green-Fjord Gulf of West Spitsbergen was presented. Concentration of fine-grained mineral matter in bottom water layer of the gulf changes every day, for example, from 1.3221 to 4.0131 in April, from 0.6460 to 56.0860 in June, from 0.7610 to 8.9910 g/m²/day. High contain of suspension is observed in summer due to melted glacial water intake to the Gulf.

Топчая В.Ю., Чечко В.А.

(Атлантическое отделение института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград; e-mail: che-chko@mail.ru)

Многолетняя динамика нерастворимых аэрозольных частиц, поступающих из атмосферы в береговую зону юго-восточной Балтики

Topchaya V.Y., Chechko V.A.

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

Long-term dynamics of insoluble particles coming from the atmosphere into the coastal zone of the South-East Baltic

Неотъемлемой составляющей атмосферного воздуха являются аэрозоли – совокупность твердых или жидких частиц различного состава и размера, взвешенных в атмосферном воздухе. По мнению академика Трохана А.М., даже самый чистый воздух на планете содержит не менее 100 частиц аэрозолей в одном кубическом сантиметре. В условиях глобального взаимодействия геосфер происходит постоянное поступление и осаждение аэрозольных частиц. Более крупные частицы осаждаются сами, а мелкие выступают ядрами конденсации и вымываются атмосферными осадками, т.е. с дождем или снегом.

Выпадающие путем гравитационного осаждения и вымываемые осадками нерастворимые аэрозольные частицы являются источниками не только осадочного материала, но и загрязняющих веществ, например, тяжелых металлов. Они оказывают существенное влияние на состояние экосистемы Вислинского и Куршского заливов [1, 2], которые расположены в юго-восточной Балтике, т.е., на пути трансграничного переноса загрязнений воздушным путем из промышленных центров Европы на восток. Следовательно, для правильной оценки степени влияния аэрозольного материала на природную среду, необходимо изучать материал, осаждающийся всеми известными способами.

В работе представлены результаты исследований нерастворимых частиц аэрозоля, собранных в результате гравитационного осаждения и вымываемых атмосферными осадками (дождем и снегом), которые выполнялись в период с 2005 по 2013 гг. Методы сбора дождевой воды и материала, осаждающегося гравитационным путем, описаны ранее [3]. Отбор проб снега производился по методикам, принятым в практике изучения снега Арктики [4, 5]. Исследования охватывали российский сектор береговой зоны юго-восточной Балтики, включая Вислинский и Куршский заливы (рис. 1). Всего было собрано и обработано 70 проб снега, 153 пробы дождевой воды и 54 пробы материала, осевшего гравитационным путем.

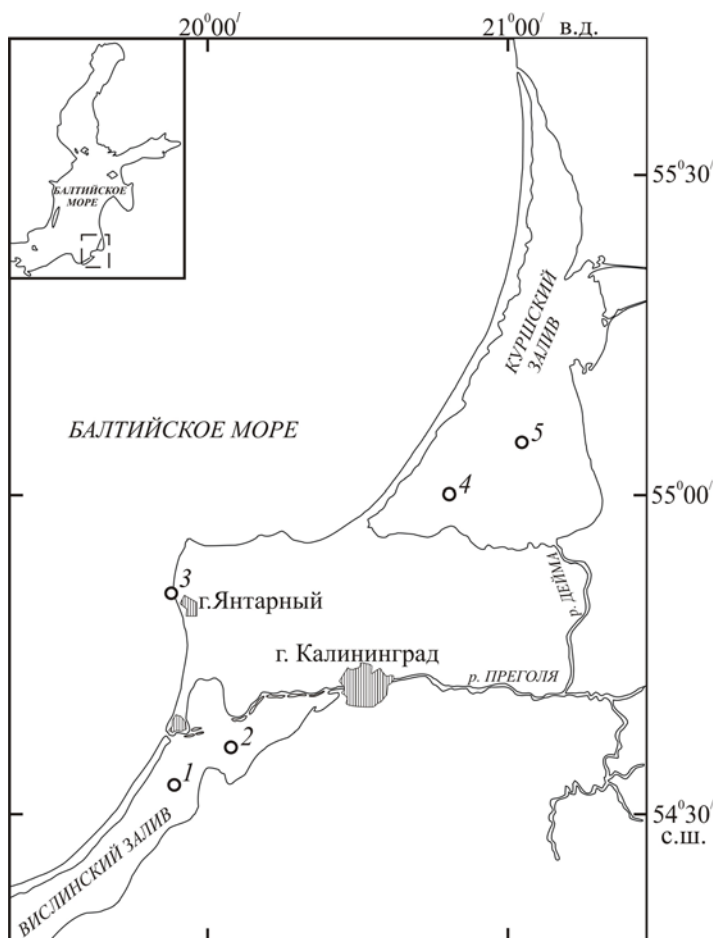


Рисунок 1. Схема расположения станций отбора проб оседающего аэрозольного материала

В результате естественного осаждения в сухую погоду на акваторию Вислинского залива поступает в среднем $43,6 \text{ мг/м}^2/\text{сутки}$, на акваторию Куршского залива – $54,5 \text{ мг/м}^2/\text{сутки}$. Максимальные величины ($223 \text{ мг/м}^2/\text{сутки}$) аэрозоля, оседающего гравитационным путем, зафиксированы в 2008 году в прибрежной части Балтийского моря (г. Янтарный).

Многолетняя динамика поступления нерастворимых аэрозольных частиц с дождем и снегом показана на рис. 2. Как следует из графика, основное количество аэрозольного материала в береговую зону юго-восточной Балтики поступает в результате его вымывания дождем из атмосферы.

Величина потоков нерастворимых аэрозольных частиц, вымываемых дождем из атмосферы, колеблется в диапазоне 20–50 мг/м²/сутки. Максимальные величины (50 мг/м²/сутки) были зафиксированы летом 2010 года. Это объясняется, возможно, тем, что лето 2010 г. было самым жарким в восточной Европе за последние 50 лет, в результате чего создались благоприятные условия для образования атмосферной пыли.

В зимний период межгодовые величины вертикальных потоков характеризуются большей стабильностью. Их значения относительно не велики (в несколько раз меньше вертикальных потоков аэрозольного материала, вымываемого дождем), и не выходят за пределы 3–13 мг/м²/сутки.

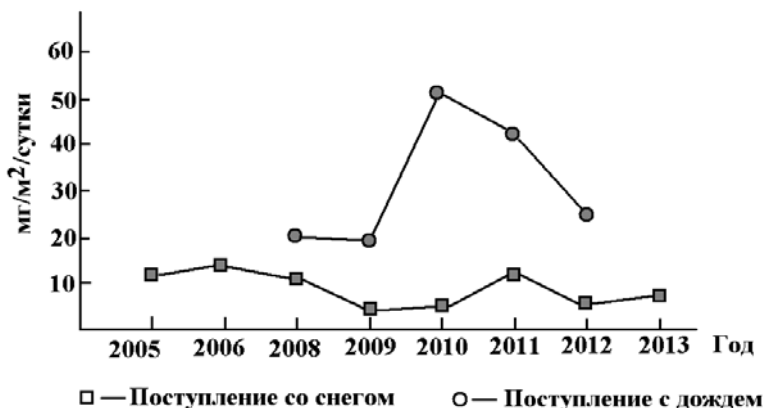


Рисунок 2. Многолетняя динамика нерастворимых атмосферных аэрозольных частиц, поступающих с осадками юго-восточной части Балтийского моря

Интересными являются результаты, полученные зимой 2011 г., когда в снежный покров поступило 13 мг/м²/сутки аэрозольного материала, что значительно выше данных, полученных в предыдущий и последующие годы. Поступление такого большого количества атмосферного материала объясняется, на наш взгляд, также последствием жаркого лета 2010 г.

Полученные значения вертикальных потоков аэрозольного вещества в несколько раз выше значений для снежного покрова Арктики, которые составляют, в среднем, 0.39 мг/м²/сутки [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горинова Г.В. Биогеохимическая индикация аэрозольного загрязнения окружающей среды в странах Балтийского региона // Тез. докл. XXVIII науч. конф. КГУ. Калининград. 1997. Ч. 1. С. 24–25.

2. Юденкова Н.М. Загрязнение Балтийского моря тяжелыми металлами // Тез. докл. Межд. Науч. конф. КГТУ. Калининград. 1999. С. 98.
3. Чечко В.А, Курченко В.Ю. Методы исследований эолового материала в береговой зоне юго-восточной Балтики // Создание и использование искусственных земельных участков на берегах и акватории водоемов. Труды межд. конференции. Новосибирск. Изд-во Сибирского отделения РАН. 2009. С. 175–180.
4. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
5. Шевченко В.П., Лисицын А.П., Полякова Е.И., Детлеф Д., Серов В.В., Штайн Р. Распределение и состав осадочного материала в снежном покрове дрейфующих льдов Арктики (пролив Фрама) // Доклады РАН. 2002. Т. 383. № 3. С. 385–389.

More than 277 samples of insoluble particles of aerosols coming from the atmosphere into the coastal zone of the South-East Baltic were studied. The results of the analysis of the quantitative composition of aerosol samples in rain, snow and dry (gravitational) deposition are presented.

Усенков С.М.

(Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
e-mail: usenkov@su1922.spb.edu)

Геохимические особенности современных донных отложений шельфа Южных Курил

Usenkov S.M.

(St. Petersburg State University, St. Petersburg)

Geochemical peculiarities of recent bottom sediments of the shelf of the South Kuril Islands

Изучение геохимических особенностей донных осадков наряду с исследованием их литологических характеристик имеет большое значение при раскрытии закономерностей осадконакопления в современных седиментационных бассейнах.

В пределах акватории Охотского моря, прилегающей к островам южной части Курильской гряды, современные отложения имеют практически повсеместное распространение и представляют собой фациальный ряд, крайними членами которого являются гравийно-галечные отложения (в основном прибрежные) и песчано-глинистые алевриты, залегающие на охотоморском континентальном склоне на глубинах ниже 100–120 м.

Неординарность структурных особенностей донных осадков на шельфах одной из типичных тихоокеанских островных дуг – Курильской гряды – была выявлена достаточно давно. Еще в 1961 году И.О. Мурдмаа по результатам первых проводившихся здесь систематических литологических исследований указал на основные отличия осадков островных шельфов от материковых – их разнотекстурность и низкую степень механической дифференциации [1].

Специфика приостровного осадкообразования характеризуется, прежде всего, преимущественно терригенной направленностью в бассейнах; значительное влияние на процессы седиментогенеза окраины оказывает вулканическая деятельность. На фоне общих закономерностей зонального распределения осадочного материала отмечаются отклонения, обусловленные морфологией берегов – наличие заливов, выступов суши, островов, сужение акваторий, осложняющие циркуляцию водных масс и создающие во многих случаях «теневой» (экранирующий) эффект (снижение гидродинамической активности вод и, как следствие, осаждение более тонкого материала).

Проведенный факторный анализ содержания элементов и значений ряда седиментологических параметров показал, что в геохимическом отношении для осадков характерна пестро-переходная модификация неупорядоченного типа с признаками структуризации для двух групп элементов: (1) железа, марганца, цинка и отчасти ванадия и кобальта, а также (2) меди и мышьяка.

Это, вероятно, указывает на низкую степень химической дифференциации вещества в областях сноса и в бассейне седиментации вследствие быстрых темпов денудации, переноса и накопления материала [2, 3]. Изучаемые элементы поступают в бассейн седиментации в основном в составе обломочной части осадков, лишь наиболее подвижные из них (Cu и As) представлены сорбированными глинистыми мицеллами и в виде растворов. Распределение элементов в современных условиях происходит в основном по законам механической седиментации, в меньшей мере наблюдается сорбционное и химическое их осаждение.

Характер распределения элементов в осадках обусловлен слабым химическим выветриванием в обстановках активных окраин океана и умеренно-холодного гумидного климата. Отрицательную роль в накоплении элементов играет также активность тектонического режима в пределах области сноса. Отчетливо выделяется ассоциация кластофильных элементов. Из рассматриваемых металлов наиболее резко выраженные кластофильные черты имеют: железо, марганец и цинк. Значительное влияние на распределение элементов оказал также вулканизм (кайнозойский и современный) в областях сноса и в бассейне. В процессе его осадки обогащались темноцветными и железосодержащими акцессориями (магнетит, пироксены и др.), в кристаллическую решетку которых входят такие элементы, как ванадий, кобальт и др. Мышьяк и медь – наиболее подвижные элементы – ассоциируются с наиболее тонкими в гранулометрическом отношении песчано-алевроглинистыми осадками. Что касается хрома, возможно, что на некоторых станциях с высоким потенциалом окисления имеются благоприятные условия для накопления Cr в виде лимонита и хромита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мурдмаа И.О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 405–418.
2. Bindeman I., Bailey J. Trace elements in anorthite megacrysts from the Kurile Island Arc: a window to across-arc geochemical variations in magma compositions // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. №169. P. 209–226.
3. Martynov A.Y., Kimura J-I., Martynov Y.A., Rybin A.V. Geochemistry of late Cenozoic lavas Kunashir Island, Kurile Arc // *Island Arc*. 2010. V. 19. P. 86–104.

Based on bathymetry, physical oceanography, grain-size, and geochemical compositions of surficial bottom sediments the main features of recent sedimentation were revealed for the shelf of the South Kuril Islands.

Уткин И.В.

(Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
utkin@poi.dvo.ru)

Катастрофическая эксплозия вулкана Пектусан (~ 938 г. н.э.) и его отражение на дне морской глубоководной котловины в виде прослоя дистальной тефры Томакомаи (попытки моделирования)

Utkin I.V.

(Pacific oceanological institute of FEB RAS, Vladivostok)

The catastrophic explosion (ca. 938 AD) of the Baegdusan Volcano and its reflection on the marine deep basin bottom as the distal tephra interlayer Tomakomai (modeling endeavors)

К регионам катастрофического эксплозивного вулканизма относится юг Дальнего Востока, в пределах которого особо выделяется вулканический центр Чанбайшань с вулканом Байтоушань (Пектусан, Baegdusan).

В его истории известно несколько катастрофических эксплозий, но наибольшую известность получила последняя. Было выброшено такое количество тефры, которое смогло не только покрыть всю центральную часть акватории Японского моря (с образованием на морском дне прослоя мощностью несколько см), но и достичь Японского архипелага и даже южных Курил. По принятой в Японии методике, получившей и международное признание, прослой получил название Томакомаи (Baegdusan-Tomakomai, В-Тм) по месту первой сухопутной находки.

Ход извержения детально описан многочисленными исследователями. Известно не менее шести эпизодов (традиционное обозначение: А – F). Что касается прослоя В-Тм, то только в последнее время, благодаря исследованию ленточных глин в озерах Японии, было установлено, что он является суммарным отражением двух эпизодов этого извержения (В и С). По мнению автора, исходя из имеющихся литературных данных, наиболее вероятно, что эти эпизоды имели место осенью и весной 938 г. н.э.

Изучаемый прослой (В-Тм) уникален по своей гранулометрической изученности (325 подробных анализов на 184 точках), поэтому идеально подходит для палеоисследований, связанных с выбором различных методических разработок.

За процесс формирования пирокластического прослоя ответственны только погодные (для воздушной среды) и океанографические (для водной толщи) условия, а они, в свою очередь, могут быть воссозданы, если известна пространственная изменчивость гранулометрического спектра конкретного прослоя.

Автором были уточнены расчеты выпавшей массы пепла. Для этого была заново проанализирована изменчивость гранулометрического спектра

по разрезу колонок. И действительно, двустадийность извержения в большинстве таких разрезов была обнаружена. На схемах (рис. 1), показывающих общую массу выпавшего вещества, отчетливо видна ее пространственная бимодальность.

Для моделирования были использованы три программных Fortran-модуля. Они составлены автором на основе опубликованных алгоритмов программ SFT (Brown & Wohletz, 1995), GSTA (Gao, 1996) и Hazmap 2.4 (Macedonio, Costa, Longo, 2005). Первая оценивает тренд распространения частиц путем сведения конкретных гранулометрических кривых для каждой станции к трехпараметрическому SFT-распределению "последовательного дробления и селекции" (sequential fragmentation and transport), имеющему физическое обоснование. Вторая позволяет в векторном виде показать направление перемещения частиц, если известно, в какую сторону (уменьшения или увеличения) изменение каждого из трех параметров будет способствовать перемещению. Третья (в виде обратной модели) позволяет как бы раскрутить движение частиц в воде в противоположную по времени сторону.

В целом, была сделана попытка реконструкции общей массы вещества, выпавшего на поверхность моря по массе вещества, выпавшего на поверхность дна (с учетом того, что эксплозивных событий было два). Результаты можно посмотреть на рис. 2 (а, б). Первый рисунок отражает более раннее событие, второй – более позднее.

Глядя на общую сложную картину осаждения пепла на морском дне (рис. 1), можно было бы предположить, что она создана в основном за счет вихреобразной структуры водных масс, а результат осаждения пепла на водную поверхность за счет дифференциации в воздухе (рис. 2) должен был бы быть более простым (овалообразным), но этого не произошло. Выделяются три главных района аккумуляции частиц. На наш взгляд, это связано не столько со сложностями атмосферной циркуляции, сколько с существованием различных популяций в составе общей массы частиц.

Моделирование показало, что ветровое перемещение частиц в рамках обоих эксплозивных эпизодов было возможно только в рамках общей направленности просоя с юго-запада на северо-восток в виде изогнутой дуги (выпуклая часть при этом обращена к юго-востоку), то есть без перпендикулярных к этому направлению отклонений за счет действий летнего или зимнего муссонов. Сравнение с метеоданными означает, что действительно время обоих эпизодов приходится на период перестройки атмосферы между зимним и летним муссоном (весна для первого эпизода, при северном расположении главной оси воздушного перемещения) и между летним и зимним муссоном (осень для второго эпизода, при южном расположении) (вероятно, в 938 AD). Искривление, возможно, отражает наличие области пониженного давления к северо-западу от рассматриваемого региона.

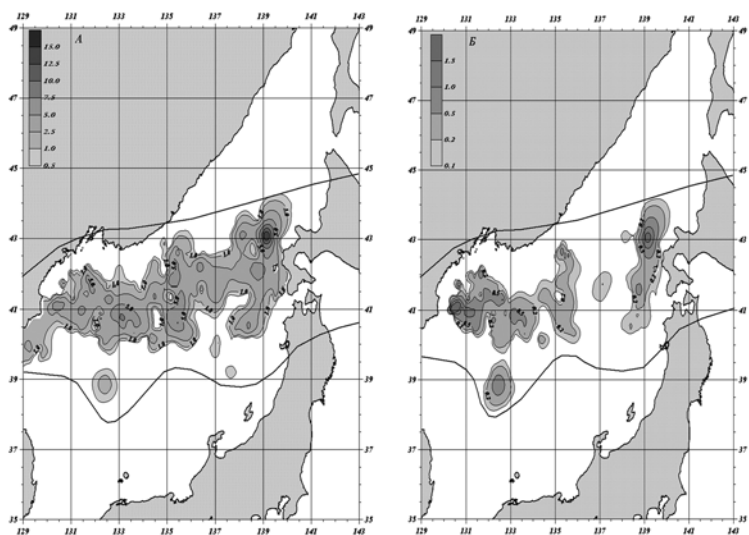


Рисунок 1. Общая масса (в г/см^3) прослоя В-Тм (А) и общая масса (в г/см^3) частиц более 0.05 мм (Б) на морском дне

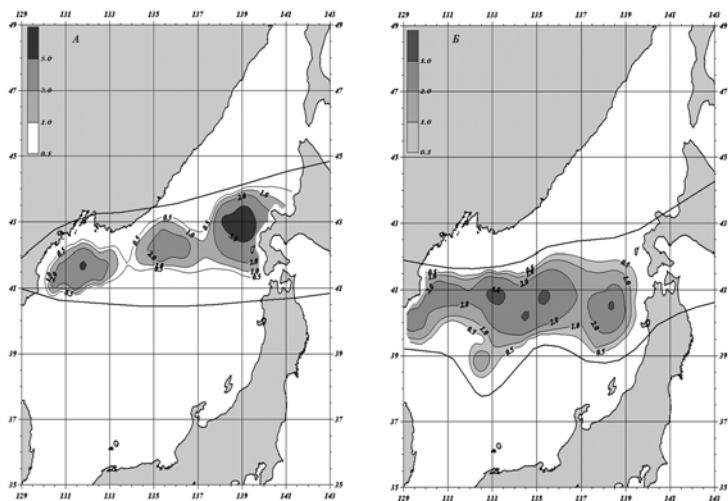


Рисунок 2. Общая масса (в г/см^3) прослоя В-Тм, выпавшая на поверхность моря: А – модель для раннего эксплозивного эпизода, Б – модель для позднего эксплозивного эпизода

После выпадения пепла на водную поверхность, на его перемещение оказывало влияние сложная вихреобразная структура водных масс Японского моря. Отмечено не менее десятка участков концентрирования частиц, вызванных нисходящим движением водных масс в системе антициклонических водоворотов; многие из последних наблюдаются в данных местах и сегодня.

Моделирование оценивает высоту столба взрывной колонны в 20-25 км. В Японском море прослой занимает примерно 0.3 млн. км^3 . Общий объем рыхлой тефры, поступивший туда, составил примерно 5.0 км^3 , или 2.8 км^3 в пересчете на твердый материал, при общем объеме рыхлых отложений на суше 96 км^3 и пересчете на магму – 24 км^3 .

Данное исследование подтвердило возможность (при значительной детальности опробования) оценить характер водно-воздушной среды по структурно-текстурным особенностям дистальной тефры и характеру осадения и захоронения ее частиц.

The features of occurrence and accumulation of the fine-grained ash material from Baegdusan-Tomakomai layer (B-Tm), being settled on the sea bottom after the high-powered ultraplinian explosion near 938 AD, have been analyzed in details. It has been established, then with the availability of the large digital set of grain-size analyses, evaluated as surficial variability as vertical one, and with the processing of modern mathematical methods, we can obtain the previously unknown information about the character of the eruption, its location, air and water pathways, the state of the atmosphere and water columns during the explosion.

Уткин И.В.

(Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
utkin@poi.dvo.ru)

Моделирование накопления тонкодисперсного осадка на дне внутреннего шельфа Восточно-Корейского залива (Японское море)

Utkin I.V.

(Pacific oceanological institute of FEB RAS, Vladivostok)

Modeling of the accumulation of the fine-dispersed sediment on the inner shelf bottom of the East-Korean Bay (the Japan Sea)

Базой для подобной работы стала обработка материалов экспедиционных исследований в Восточно-Корейском заливе Японского моря, где широко проявлены реликтовые формы рельефа в виде береговых валов и затопленных палеодолин рек. Затопленные палеодолины рек обнаружены на многих шельфах мира [1]. Часто в них встречаются и тонкодисперсные илы - например, в Желтом и Восточно-Китайском морях [2, 3]. Но о динамике и/или перераспределении таких илов сведения очень противоречивы. Неясно, перераспределяются они приливно-отливными [3] или же стоковыми течениями, переходящими в придонные нефелоидные мутьевые потоки [4], поверхностными течениями, либо же просто представляя собой ловушки осадочного вещества [5]. Любые новые оценки по этому вопросу представляют интерес для экологических прогнозов и хозяйственной деятельности на шельфе.

Район изучения (Восточно-Корейский залив) в настоящее время практически закрыт для исследований, а тем более инструментальных. Многолетние работы были направлены на то, чтобы без натурных измерений оценить пути перемещения частиц, а также реконструировать свойства водной среды и донного ландшафта, в том числе для целей анализа экологической устойчивости.

Ранее проведенные исследования [6] показали, что различные способы компонентного анализа (разбиения гранспектра на составляющие) с детальным рассмотрением выделенных компонентов (динамических популяций) позволяет выявить мелкие особенности и показать всю сложность взаимодействия литодинамических обстановок и различных способов поставки материала. Для настоящей работы впервые к донным осадкам сольтационного и суспензионного генезиса был применен метод разбиения гранулометрической кривой распределения зерен по размерам на группу динамических популяций с помощью модели SFT (ранее она применялась только к рыхлой пирокластике). Теория этого метода разрабатывалась сначала У. Брауном [7], а затем продолжена им же в соавторстве с К. Уолетцом и М. Шериданом [8, 9]. В окончательном виде

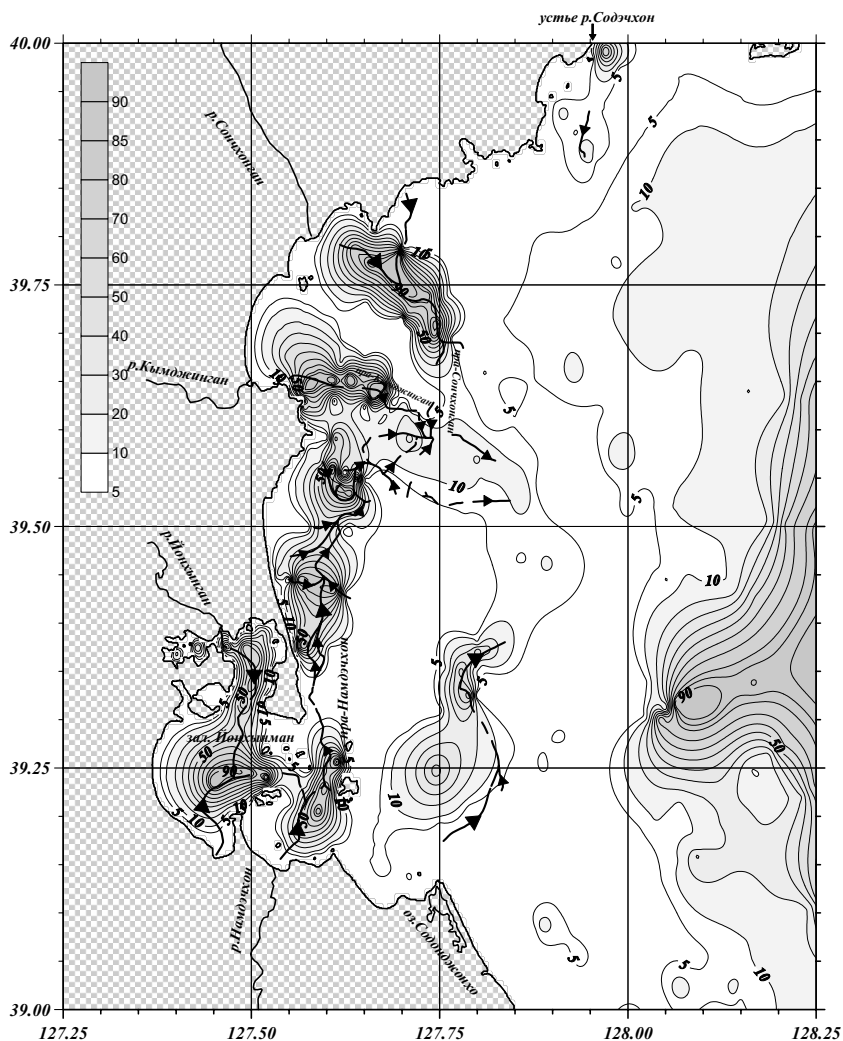


Рисунок. Содержание нефелоидной (мелкоалеврит-пелитовой) составляющей в поверхностном слое донных осадков.

Цветовая шкала и изолинии показывают процентное содержание этой составляющей

она была названа теорией последовательного дробления и селекции (sequential fragmentation transport, SFT). Достоинством ее является то, что она имеет достаточно обоснованный простой вывод, базирующийся на физико-математических основах процессов дробления.

Донные отложения внутреннего шельфа Восточно-Корейского залива оказались разбиты на семь популяций с модами в 0.43, 1.60, 2.59, 3.42, 5.79, 7.83 и 10.41 ϕ (0.742, 0.330, 0.166, 0.093, 0.018, 0.004 и 0.0007 мм). Три последние популяции представляют различные способы перемещения в суспензии (нефелоидные частицы), анализу пространственного распределения которых было уделено особое внимание. Было выяснено, что имеются большие разрывы в их местоположении на шельфе (существуют аседиментогенные зоны для конкретных динамических популяций). Вблизи берега нефелоид концентрируется только в реликтовых подводных долинах, а дальше от берега - уже за пределами вдольберегового вала.

Изучение схем пространственного распределения как отдельных популяций, так и нефелоидного материала в целом (рис.), сопровождаемое анализом морфометрических особенностей палеодолин и просмотром колонок донных отложений в них, показывает, что последние представляют собой в современную эпоху ловушки осадочного материала, принесенного приповерхностными, а не придонными водными массами. Иногда над расширениями палеодолин фиксируются следы слабых круговоротов. В распределении отдельных параметров гранспектра тонких частиц не отмечается каких-либо особых отличий, присущих только палеодолинам. Между тем, аналогия с Гудзоновым заливом, имеющим сходные очертания, рельеф и структуру течений с Восточно-Корейским [10], позволяет предположить возможность небольших приливно-отливных перемещений илистого вещества по долине пра-Кымджинган (в обоих направлениях, особенно в зимнее время).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Syvitski J.P.M., Peckham S.D., Hilberman R., Mulder T. Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective // *Sedim. Geol.* 2003. V. 162. № 1. P. 5–24.
2. Collins M.B., Ke X.-K., Gao S. Tidally-induced flow structure over intertidal flats // *Estuarine, Coastal and Shelf Science.* 1998. V. 46. № 2. P. 233–250.
3. Liu J. P., Milliman J. D., Gao S. The Shandong mud wedge and post-glacial sediment accumulation in the Yellow Sea // *Geo-Marine Letters.* 2002. V. 21. P. 212–218.
4. Лихт Ф.Р. Нефелоидные отложения - индикаторы условий образования, геодинамических и минерагенических особенностей приконтинентальных бассейнов // *Тихоокеан. геология.* 2003. Т. 22. № 5. С. 13–22.
5. Марков Ю.Д., Лихт Ф.Р., Деркачев А.Н. и др. Осадки затопленных долин шельфа Восточно-Корейского залива – индикаторы палеогеографических условий голоцена // *Тихоокеанская геология.* 2008. Т.27. № 3. С. 74–92. (*Russian Journal of Pacific Geology.* 2008. V. 2. № 3. P. 255–271).
6. Уткин И.В. Компьютерная статистическая обработка данных по гранулометрии морских донных осадков для характеристики обстановок современного осадкообразования // *Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука,* 2002. С. 96–113.

7. Brown W.K. A theory of sequential fragmentation and its astronomical applications // J. Astrophys. Astr. 1989. V. 10. № 1. P. 89–112.
8. Brown W.K., Wohletz K.H. A derivation of the Weibull distribution based on physical principles and its connection to the Rosin-Rammler and the lognormal distributions // Journal of Applied Physics. 1995. V.78. № 4. P. 2758–2763.
9. Wohletz K.H., Sheridan M.F., Brown W.K. Particle size distribution and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash // J. Geophys. Res. 1989. V.94. № 15. P. 703–721.
10. Harris C.K., Butman B., Traykovski P. Winter-time circulation and sediment transport in the Hudson Shelf Valley // Continental Shelf Research. 2003. V. 23. P. 801–820.

Modeling of the nepheloid (suspensional) material distribution on the sea bottom has been performed with the application of the SFT procedure. The analysis shows, that paleo-valleys on the inner shelf represent the traps for this material now, and it was supplied by surficial (not near-bottom) currents.

Popovicheva O.B., Kireeva E.D., Persianseva N.M.

(Institute of Nuclear Physics, Moscow State University, Moscow, e-mail: polga@mics.msu.su)

Ship emission aerosols: characteristics and interactions in atmosphere

Поповичева О.Б., Киреева Е.Д., Персианцева Н.М.

(Институт ядерной физики им. Д.В.Скобельцына, Московский Государственный Университет, г. Москва)

Аэрозоли в эмиссии морского транспорта: свойства и взаимодействия в атмосфере

Man-made emission of aerosols into atmosphere is a major concern with regard to climate impact. Soot, also known as black carbon (BC), is a product of incomplete combustion of fossil fuel and biomass burning emitted into the atmosphere by various sources. Global emission estimates for soot are as high as 8–17 Tg/year in respect to various combustion sources, emission factors, and fuel use. The emissions from oil fuel combustion (industrial, residential), transportation (highway diesel, aircraft and ships), and biomass burning (wildfires, domestic wood combustion) are accounted for approximately 25% of all anthropogenic fine aerosol emissions. In urban areas the soot particles are recognized as dangerous pollutant affecting human health, especially in the regions of public transportation (near roads and harbors). Soot emission from transport systems is currently acknowledged to be the largest source of uncertainty in understanding the impact of fossil fuel burning on radiative balance and cloudiness related to global climate change². Many environmental monitoring agencies consider BC aerosols as the most important constituent of atmospheric pollutants whose emission has to be limited. However, the lack of data on physical/chemical/toxicological characteristics of transport-emitted soot strongly confines presently the emission inventories and possibility of emission limitations.

Ships are a highly concentrated source of particulate pollutants which are emitted into clean marine environment and areas of harbors. Ship emission particulates can act as nuclei for the formation of cloud droplets and affect by that means the life cycle and radiative properties of marine stratus clouds at the top of the marine boundary layer. Currently, the problem of shipping emission has drawn a particular interest because of large uncertainties in estimates of ship emission climatic effects in comparison with other transport emissions. Global modeling shows that the ship-emitted aerosols can essentially increase the concentration of cloud droplets from 5 to 30%, depending on the type of engine, fuel, and geographic area. Shipping emission in Arctic attract much attention because pollution of the most clean and sensitive area. With respect to interaction of ship emission with ocean, presently fertilization of the ocean by iron is a hot

topic in the atmospheres-oceans community. Contribution of anthropogenic iron in the current atmosphere has doubled in the last 50 years. Phytoplankton growth by adding iron to ocean due to ship emission in subarctic area becomes an arising point if anthropogenic ship emitted iron is more biavailable. However, ship exhaust soot is presently poorly investigated; ships are still not subjected to the strict air quality regulations applied to land-based transport.

A number of European and bilateral US – Russian project is going to document the physic-chemical nature of original ship emitted soot particulates, to improvement of ship emission inventories and scientific aspects of soot exhaust limitation from transport systems. This presentation concerns current research work devoted to characterization of particulates emitted by marine a ship diesel engine sampled during EC QUANTIFY and TRANSFORM measurement campaigns on board of marine cargo ships. Comprehensive analysis is made in respect to morphology, microstructure, elemental composition, inorganic/mineral/metal chemistry, and water soluble compounds. Particulate emission collected at the marine diesel engine exhaust pipe demonstrates heterogeneous morphological and different chemical identities and complex multicomponent structure. Fig. presents the typical SEM images of ship emitted particulates, strong mixture of various morphological structures and highly polluted by V, Ni, and Fe, respectively.

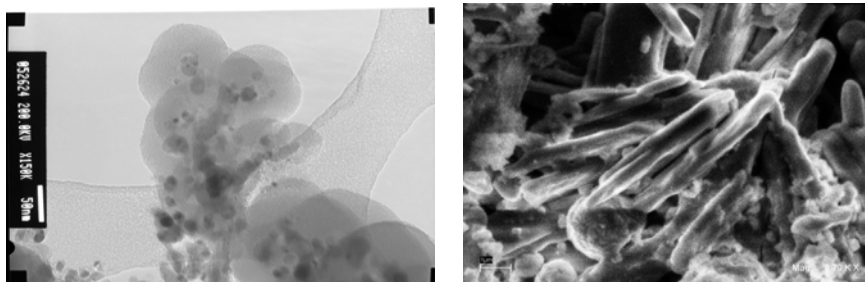


Figure. TEM/SEM images of marine ship diesel engine soot and mixture with minerals

Individual particle analysis allows the separation of emitted soot particles on groups with dominant presence of chain soot agglomerates, irregular internally mixed soot, and particles of distinct morphology, respectively. Relation of oxygen and sulfur abundance to ability of soot to uptake water is analyzed as a measure for fractionation of transport engine-generated particles and estimates of potential impacts of hydrophobic/hydrophilic and hygroscopic soots on CCN/IN formation in the atmosphere in the global modeling⁴. Strong contamination of soot particles by transitional metals indicates the high toxicity of such emission particulates. Determining bioavailable iron in the ship-derived particulates allow the conclusion that percentage of labile iron is higher in the heavy oil fuel

particulate emission than in diesel oil fuel one, indicating a particularly bioavailable source of Fe in the most polluted ship-emitted aerosols and increasing hazard of ocean pollution by increasing emission marine transport.

REFERENCES

1. Bond T., Streets D., Yarber K. et al. // *Geophys. Res.* 2004. V. 109. P. 14203.
2. Chen Y., Penner J. // *Atmos. Chem. Phys.* 2005. V. 5. P. 2935–2948.
3. Popovicheva O., Kireeva E., Shonija N. et al. // *Environ. Monit.* 2009. V. 11. P. 2077–2086.
4. Kireeva E., Popovicheva O., Persianhtseva N. et al. // *Atmos. Chem.* 2010. P. 129–147, doi 10.1007/s10874-010-9173-y
5. Popovicheva O., Kireeva E., Persiantseva N. et al. // *J. Environ. Monit.* 2012. V. 14. P. 3101–3110.

В ряде измерительных компаний ЕС QUANTIFY и TRANSFORM исследованы физико-химические свойства углеродосодержащих аэрозолей эмиссии морских кораблей, использующих мазутное и дизельное топливо. Изучены морфология, элементный состав, состав органической и ионной фракций, химия поверхности и структура частиц собираемых на выхлопе дизельного двигателя на борту корабля в круизных условиях. Сравнительный анализ частиц показывает общие характеристики и отличительные особенности в зависимости от качества используемого топлива. При сжигании мазутного топлива в составе углеродосодержащих аэрозолей в атмосферу эмитируется значительное количество экологически опасных органических соединений, оксидов металлов, сульфатов и солей, высокая гигроскопичность которых определяет формирование облачности и климатические последствия эмиссии морского транспорта в атмосферу. Высокая концентрация переходных металлов определяет токсичность частиц, идентифицируя высокую примесь железа и эмиссию морского транспорта как значительный и опасный источник биологически активного железа в океане.

***СИСТЕМА БЕЛОГО МОРЯ,
4-D ИССЛЕДОВАНИЯ***

***WHITE SEA SYSTEM,
4-D INVESTIGATIONS***

**Алешинская А.С.¹, Шевченко В.П.², Матуль А.Г.²,
Алиев Р.А.³, Кокрятская Н.М.⁴, Одри С.⁵,
Покровский О.С.^{5,4}, Травкина А.В.⁶, Широкова Л.С.^{4,5}**

(¹Институт археологии РАН, г. Москва, e-mail: asalesh@mail.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва; ³Химический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва; ⁴Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск; ⁵Лаборатория георесурсов и окружающей среды, Университет Тулузы, г. Тулуза, Франция; ⁶Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва)

Природные изменения в ЮЗ части Архангельской области за последние 200 лет: новые спорово-пыльцевые данные по оз. Святое

**Aleshinskaya A.S.¹, Shevchenko V.P.², Matul A.G.²,
Aliiev R.A.³, Kokryatskaya N.M.⁴, Audry S.⁵, Pokrovsky O.S.^{5,4},
Travkina A.V.⁶, Shirokova L.S.^{4,5}**

(¹Institute of Archeology RAS, Moscow; ²P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ³Chemistry Department of M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow; ⁴Institute of Ecological Problems of the North, UB RAS, Arkhangelsk; ⁵Geosciences Environment Toulouse (GET), Universite de Toulouse, CNRS-IRD-OMP, Toulouse; ⁶V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow)

Environmental changes in SW Arkhangelsk Region for the last 200 years: new pollen data on Svyatoe Lake

Спорово-пыльцевой анализ – один из ведущих методов реконструкции палеогеографии на различных этапах геологического времени. Современным требованием в данной области знаний является как можно большая детализация реконструкций с разрешением в первые десятки лет или еще подробнее, чтобы улучшить знание о быстрых глобальных и региональных климатических изменениях. Разрезы озерных, а также, в определенных случаях, и морских отложений могут обеспечить такую детальность. На северо-западе европейской части России расположено большое количество озер, донные осадки которых содержат непрерывную летопись природных событий в течение голоцена. Мы изучили разрез длиной 38 см из трубки гравитационного типа с вакуумным клапаном, отобранный рядом с научным стационаром РАН «Ротковец» на мелководной станции «М» на глубине 2.5 м в северной части озера Святое, Коношский район Архангельской области у границы с Вологодской областью в марте 2009 г. (рис.). Для расчета скорости накопления и, соответственно, возраста осадков использован радионуклидный анализ ¹³⁷Cs и ²¹⁰Pb, выполненный методом гамма-спектрометрии на установке с детектором из сверхчистого германия по методике, описанной ранее [1, 2]. Средняя скорость седиментации составила 2 мм/год. Следовательно, разрез колонки охватывает последние почти 200 лет. Такая же ско-

рость осадконакопления (2 мм/год) измерена и в центральной, глубоководной части озера на реперной станции «Р» (глубина 17 м). Близкие значения скоростей осадконакопления измерены и в других озерах региона, например, на Соловецких островах (1.6–2.1 мм/год) [3].



Рисунок. Схема расположения станций отбора донных осадков в оз. Святом (точки «М» - мелководная, «Р» - глубоководная).

Спорово-пыльцевые спектры изучены в 18 пробах осадков с детальностью каждые 2 см (в двух случаях 3 см) по разрезу. Лабораторная обработка проведена по стандартной методике, описанной в [4]. Статистический анализ полученных данных, составление компьютерных файлов и построение диаграмм проводились с применением специальной компьютерной программы FLORA, разработанной в Лаборатории естественнонаучных методов Института археологии РАН [5]. Отмечены следующие особенности распределения пыльцы и спор.

1. В изученных пробах преобладает пыльца древесных пород, составляя, как правило, более 50% всего спектра; максимум 68–85% отмечается в нижней части колонки в интервале 19–37 см.
2. Для спорово-пыльцевых комплексов верхней части разреза 1–17 см

характерно более низкое содержание пыльцы древесных пород в пределах 46–62% с большей долей спор до 26–40%.

3. По составу доминирующих древесных пород разрез можно разделить на три части: с преобладанием пыльцы ели (*Picea*) в интервале 19–37 см, сосны (*Pinus*) в интервале 3–17 см, березы (*Betula*) в пробе с глубины 1 см.

4. Во всех образцах помимо пыльцы *Pinus sylvestris* встречается пыльца *Pinus Haploxylon*, на которую приходится 1% и меньше.

5. Среди пыльцы березы наряду с обычной *Betula sec. Albae* постоянно отмечается пыльца кустарниковой (карликовой) березы *Betula nana*, количество которой составляет около 1%.

6. На протяжении всего разреза в образцах примерно в одном и том же количестве (10–15% среди древесных пород с увеличением до 20% в самой верхней части колонки) присутствует пыльца ольхи (*Alnus*).

7. В небольшом количестве постоянно встречается пыльца лещины (*Corylus*), ивы (*Salix*), пихты (*Abies*), можжевельника (*Juniperus*).

8. Пыльцы широколиственных пород мало, тем не менее, она отмечается во всех образцах. Наиболее высокое ее содержание (до 3% среди древесных) отмечается в спорово-пыльцевом комплексе интервала 19–37 см. Присутствует пыльца дуба (*Quercus*), вяза (*Ulmus*). В ряде проб из нижней части разреза встречается пыльца липы (*Tilia*), а на уровнях 31 и 37 см зафиксирована пыльца граба (*Carpinus*). Липа и вяз могут считаться обычными, хотя и редкими представителями местной растительности, т.к. попадают в границы своих ареалов. Северная граница распространения дуба проходит чуть южнее г. Вологды; присутствие его пыльцы в образцах можно считать результатом ее заноса из более южных регионов. Произрастание граба в условиях средней тайги кажется совсем невероятным, и его пыльцевые зерна, безусловно, принесены воздушными массами из южных и/или юго-западных регионов.

9. В группе травянистых растений во всех образцах доминирует пыльца злаков (Poaceae) с абсолютным максимумом более 50% от суммы травянистых растений в слое 11–23 см. Помимо мелкой злаковой пыльцы, в значительных количествах отмечается пыльца крупного размера, которая может принадлежать культурным злакам.

10. Пыльца разнотравья встречается на протяжении всего разреза. В его составе постоянно присутствует пыльца щавеля (*Rumex*), а также других представителей из семейства гречишных (Polygonaceae), пыльца крестоцветных (Brassicaceae). Во многих образцах наблюдается пыльца сложноцветных (Compositae), зонтичных (Apiaceae), бобовых (Fabaceae), колокольчиковых (Campanulaceae), розоцветных (Rosaceae), в том числе рода лабазник (*Filipendula*), подорожниковых (Plantaginaceae). Большинство представителей этих семейств являются сорными растениями.

11. Практически во всех образцах, но в очень маленьком количестве фиксируется пыльца прибрежно-водных и водных растений из семейств

сусаковых (Butomaceae), рясковых (Lemnaceae), а также ежеголовка (*Sparanium*), уруть (*Myriophyllum*), рдест (*Potamogeton*), рогоз (*Typha*).

12. Довольно часто (10–21% среди травянистых растений) встречается пыльца семейства осоковых (Cyperaceae), более высокое содержание которых приходится на нижний спорово-пыльцевой комплекс 19–37 см.

13. В небольшом количестве постоянно фиксируется пыльца семейства маревых (Chenopodiaceae) и рода полыней *Artemisia*.

14. В группе споровых растений во всем разрезе преобладают споры зеленых мхов (*Bryales*). Кроме этого отмечаются споры папоротников из семейства многоножковых (Polypodiaceae), сфагновых мхов (*Sphagnum*), хвощей (*Equisetum*), плаунов (*Lycopodium*). Из общей картины выпадают три нижних образца из разреза в слое 33–37 см. Здесь спор зеленых мхов (*Bryales*) меньше, чем в других образцах (55–62% от всех споровых) и отмечается повышенное содержание спор папоротников семейства многоножковых (Polypodiaceae) (20–28%) и сфагновых мхов (*Sphagnum*) (8–15%).

Анализ первичных данных по спорово-пыльцевым спектрам позволяет сделать ряд заключений об изменениях местной растительности в течение последних двух столетий.

Глобальный климатический тренд к потеплению после окончания малого ледникового периода с середины XIX века выразился в региональном уменьшении развития хвойных еловых лесов в целом, а также в усилении роли сосны в составе хвойной растительности по направлению к современности. В конце XX века преобладание ели сменилось преобладанием сосны.

На общеклиматическом фоне происходили изменения растительности, предположительно отражающие основные события в хозяйственной деятельности и новейшей истории России [6, 7].

1. Середина XIX века – начало хозяйственных реформ в России, в том числе на северо-западных территориях. В спорово-пыльцевых спектрах отмечено первое значительное снижение содержания древесных пород и увеличение доли травянистых растений как возможный признак вырубki лесов; четко проявился рост роли березы как основного элемента вторичных смешанных лесов на месте коренных хвойных.

2. Конец XIX века – быстрое развитие рыночного капитализма в России; сильное расширение маслобойного и других производств в северо-западных районах. В спорово-пыльцевых спектрах резко растет доля злаковых растений, вероятно, отражая более интенсивную сельскохозяйственную деятельность в регионе.

3. Первая половина XX века – индустриализация и общий подъем экономики СССР. В спорово-пыльцевых спектрах отмечено падение роли древесных пород до абсолютного минимума за последние 200 лет как вероятное следствие интенсивной вырубki лесов, а содержание злаковых достигает своего максимума.

4. Конец XX века – ухудшение экономических условий. В спорово-

пыльцевых спектрах отмечено резкое снижение роли злаковых растений и увеличение содержания сорного разнотравья; сильно развивались вторичные леса с преобладанием березы и ольхи.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты № 11-05-98802-р-север и № 11-06-00035-а) и Программы 23 фундаментальных исследований Президиума РАН (проект «Трансевропейский морской эколого-геохимический разрез»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиев Р.А. Природные радионуклиды в морских исследованиях // Океанология. 2005. Т. 45. № 5. С. 936–948.
2. Aliev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N. et al. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2007. V. 274. No. 2. P. 315–321.
3. Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В. и др. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446. № 2. С. 183–190.
4. Пыльцевой анализ / Под ред. Покровской И.М. М.: Гостеолиздат, 1950. 540 с.
5. Кочанова М.Д., Алешинская А.С., Спиридонова Е.А. Новое программное обеспечение для обработки данных спорово-пыльцевого анализа // Материалы XI Всероссийской палинологической конференции "Палинология: теория и практика". М.: ПИН РАН, 2005. С. 13–15.
6. Боханов А.Н., Горинов М.М. История России с начала XVIII до конца XIX века. М.: АСТ, 2001. 543 с.
7. История России XX – начала XXI века / Под ред. Милова Л.В. М.: Изд-во МГУ, 2006. 960 с.

Pollen analysis of Lake Svyatoye sediments, SW Arkhangelsk Region of NW Russia, documents local environmental changes during the last 200 years. Global warming trend after the Little Ice Age is marked in general decline of coniferous spruce forests, and substitution of spruce by pine. Multiple changes of woodlands, and cultivar/ruderal grass vegetation reflect major events in development of Russian economy, therefore, anthropogenic influence.

Баженов А.В., Киселева И.М., Дружинин С.В.

(Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск,
kiselevgp@yandex.ru)

**Новый состав радиоактивных изотопов донных осадков
дельты реки Северная Двина**

Bazhenov A.V., Kiseleva I.M., Druzhinin S.V.

(Institute of ecological problems of the North, Ural Branch of the Russian Academy of
Sciences, Arkhangelsk)

**The new composition of the radioactive isotopes of bottom
sediments of the Delta of the Northern Dvina River**

Изучение радиоизотопного состава донных осадков дельты Северной Двины проводится с 1999 года лабораторией экологической радиологии ИЭПС УрО РАН [1, 2]. В 2012–2013 годах эти исследования были продолжены. Их актуальность обусловлена многими причинами. В первую очередь – это определение областей радиоактивного загрязнения донных осадков в связи с ядерными испытаниями на Новой Земле, с чернобыльской аварией и работой ядерных центров атомного судостроения в г. Северодвинске. Дельта реки представляет сложную систему взаимодействия реки и моря. Это маргинальный фильтр, где происходит процесс фракционирования химических (радиоактивных) элементов, то есть, осаждение одних в донные отложения и дальнейший транспорт в море других. Причем, этот фильтр не является стационарным, он постоянно изменяемый во времени и пространстве. Наиболее сложная фильтрующая система формируется на морской окраине дельты сильными неоднородными приливными течениями, смешиванием морских соленых и речных пресных вод, резким временным изменением химического состава и уровня вод в примерном интервале времени 3, 6, 12, 24 часа, усложняемых ветровыми процессами. С другой стороны такая активная зона является квазистационарной на протяжении нескольких лет и в ней происходит седиментация взвесей, как привнесенных, так и образованных здесь же, то есть, происходит образование донных осадков и их накопление. Процессы седиментации в реках, а так же рукавах дельты достаточно изучены, а седиментация на морском краю дельты имеет свои особенности, которые изучены слабо.

В этот же период времени был выполнен отбор проб донных осадков дельты реки Северной Двины. Координаты отбора проб привязывались с помощью спутникового навигатора. Было отобрано 90 проб двухковшовым дночерпателем «Океан» с верхней 5 см части донных отложений. Этот отбор проб является аналогом отбора проведенного в 1999 г. В дальнейшем в лабораторных условиях, пробы доводились до воздушно-сухого состояния и измерялись в геометрии Маринелли на сцинтилляционном гамма-спектрометре «Прогресс 2000» с определением удельной активности тория-

232, радия-226, калия-40, цезия-137 и других гамма-активных изотопов.

Результаты определения удельных активностей цезия-137, тория-234, радия-226 и калия-40 были внесены в базу данных по дельте Северной Двины, подготовленную ранее. Были построены карты распределения этих изотопов в верхней 5 см толще донных осадков дельты с учетом полученных новых данных (рис. 1).

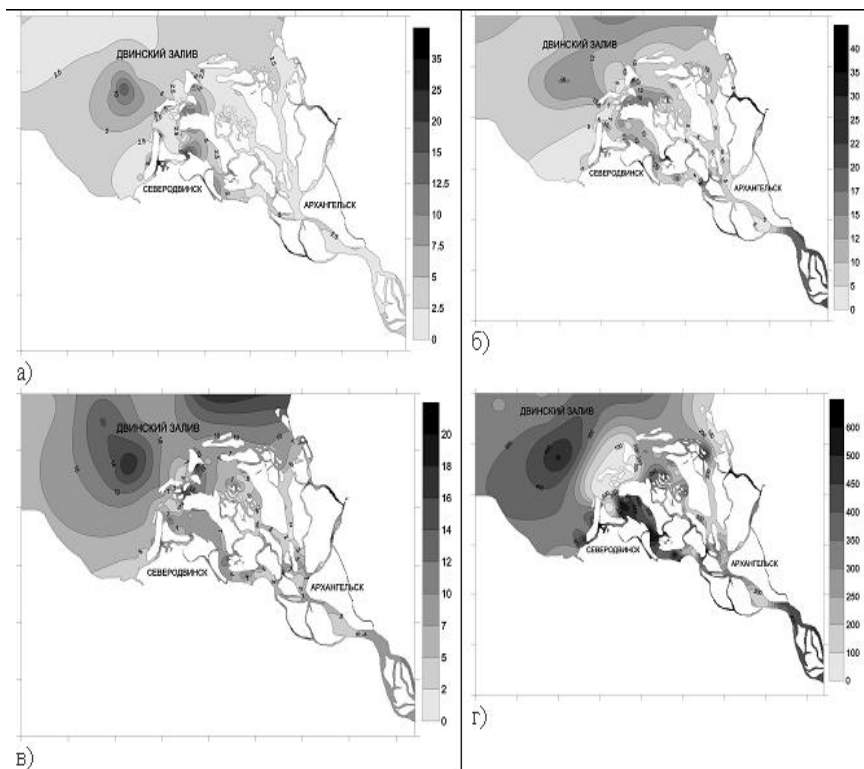


Рисунок 1. Распределение удельных активностей цезия-134, тория-234, радия-226 и калия-40 в донных отложениях дельты Северной Двины в 1999 году с добавлением результатов измерений 2005 года, Бк/кг

а – удельная активность цезия-137; б – удельная активность тория-234; в – удельная активность радия-226; г – удельная активность калия-40

В результате чего установлено, что на морской границе дельты (морская граница проходит по краям северных островов дельты), формируется зона осадконакопления с активным выносом естественных и искусственных радионуклидов. Наиболее эффективными геохимическими барьерами дельты для осаждения взвесей, содержащих цезий-137, радий-226, торий-232 и

калий-40 является морская отмеля и предморская часть дельты.

Полученные данные анализировались в различных аспектах. Были построены корреляционные графики зависимости активности изотопов по отношению к активности калия-40 (рис. 2). Этот параметр является показателем сортировки осадочного материала в процессе транспорта и седиментации.

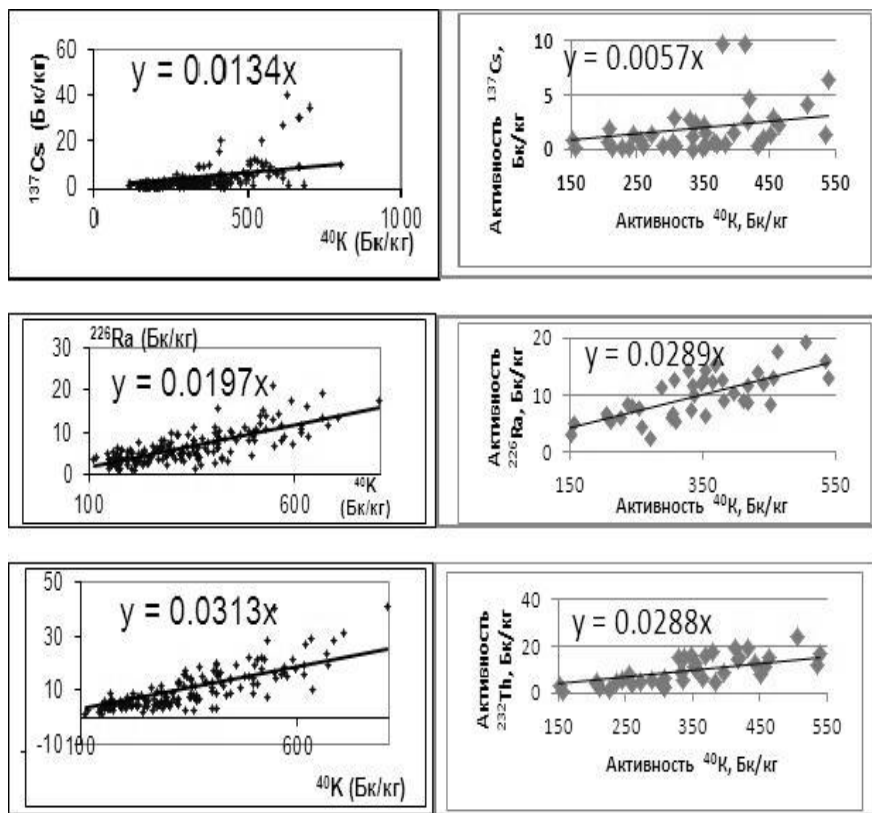


Рисунок 2. Корреляционные графики цезий-137 - калий-40; радий-226 - калий-40; торий-232 – калий-40 (левая часть на период 1999 года, правая на период 2012 год)

За 13 лет в дельте произошли изменения в изотопном составе донных осадков. Наклон корреляционной кривой определяет направление изменения тех или иных изотопных параметров. В донных осадках уменьшилась активность цезия-137, что частично может объясняться распадом цезия-137, количество радия-226 несколько увеличилось, а тория-232 уменьшилось. Это указывает на смену состава осадков в дельте.

Работа выполнена по проекту 12-5-4-022-АРКТИКА и при поддержке гранта РФФИ №11-05-98810-р_север_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Киселев Г.П., Зыков С.Б., Баженов А.В, Киселева И.М. Радиоактивность донных отложений дельты Северной Двины // Поморье в Баренц-регионе на рубеже веков: экология, экономика: Матер. межд. конф. Архангельск, 2000. С. 106–108.
2. Дерук А.О., Шевченко В.П., Киселев Г.П., Богунов А.Ю. Радиоактивность донных отложений дельты Северной Двины // Академическая наука и ее роль в развитии производительных сил в северных регионах России: Всеросс. конф. с межд. участием, 19-23 июня 2006: [Электронный ресурс]. Электронные, текстовые, граф. данные. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2006. 1 электрон. опт. диск (CD-ROM): цв. Загл. с экрана.

Repeated researches of a radioactivity of the western part of delta of the river Northern Dvina, for the purpose of control of radioactive pollution are conducted. It is shown that in bottom sediments have changed activity of radioactive isotopes of ^{137}Cs (the quantity has decreased), ^{226}Ra , ^{232}Th , that speaks change of structure of bottom sediment in time.

Будько Д.Ф.¹, Мартынова Д.М.², Филиппов А.С.¹

⁽¹⁾Институт Океанологии РАН, г. Москва, e-mail: dmitry.b-1990@yandex.ru;

⁽²⁾Зоологический Институт РАН, г. Санкт-Петербург)

Новые данные по биоаккумуляции некоторых микроэлементов в сестоне и донной фауне беломорской прибрежной экосистемы

Budko D.F.¹, Martynova D.M.², Filippov A.S.¹

⁽¹⁾P. P. Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow; ⁽²⁾Zoological Institute of the Russian Academy of Sciences (ZIN))

New data on the trace elements' bioaccumulation in suspended particular matter and benthic fauna of the White Sea coastal ecosystem

Несмотря на увеличивающуюся антропогенную нагрузку многие районы Белого моря до сих пор не испытывают значительного влияния человеческой деятельности, что дает возможность исследовать процессы биоаккумуляции тяжелых металлов в естественных фоновых условиях.

Цель данной работы – исследование особенностей биоаккумуляции ряда металлов и металлоидов (Fe, Zn, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Pb, Cd, As) в различных компонентах беломорской экосистемы в прибрежной зоне.

Изучались организмы, являющиеся наиболее активными фильтраторами водной толщи – двухстворчатые моллюски, а также взвесь (сестон). Отбор проб производился в прибрежной зоне губы Чупа, Кандакшского залива Белого моря в районе ББС «Картеш» Зоологического института РАН в 2011 и 2013 гг., а также с причала в пос. Чупа. В лаборатории биостанции вода проходила первичную фильтрацию через капроновые сита размером ячеек 20 и 200 мкм и, затем, фильтровалась через ядерные фильтры (диаметр пор в 0.45 мкм). Беломорские мидии (*Mytilus edulis* L.) собирались вручную во время отлива на литоральной зоне. Измерялась длина и вес каждой особи целиком. Все пробы промывались деионизованной водой и высушивались в термостате (T=60°C).

Анализы на металлы проводились в лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии им П.П. Ширшова РАН методами атомно-абсорбционной спектроскопии (ААС) в пламенном варианте на спектрометре «КВАНТ-2А» (Zn, Fe, Mn), и электротермическом варианте на спектрометре «КВАНТ-Z.ЭТА» (As) (фирмы КОРТЭК, Россия), масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе “Agilent 7500a” (INTERLAB, США) (Pb, Cr, Co, Ni, Cu, Se и Cd).

Организмы фитопланктона (диатомовые водоросли, динофлагелляты и т.д.) поглощают из воды растворенные формы элементов, концентрируя их в цитоплазме и скелетных образованиях, переводя тем самым растворенную форму вещества во взвешенную. Организмы зоопланктона, активно фильт-

руя водную массу, поглощают вещества во взвешенном состоянии, скрепляя их в пеллетные комки, которые осаждаются на дно, где их вместе с другим детритом поглощают бентосные организмы. В отличие от зоопланктона, донная фауна способна поглощать, помимо тонкого взвешенного материала, крупный детрит – вплоть до частиц песка [1].

Полученные данные по содержанию металлов и мышьяка в сестоне губы Чупа можно расположить в ряд по убыванию содержания: $\text{Fe} > \text{Zn} > \text{Mn} > \text{Pb} > \text{Cu} > \text{As} > \text{Co} > \text{Ni} > \text{Cr} > \text{Cd}$. Данное сопоставление элементов приближено к их концентрациям в воде Кандалакшского залива [2], а также соответствует литературным данным по сестону [3]. Однако по значению концентраций полученные данные являются выше литературных.

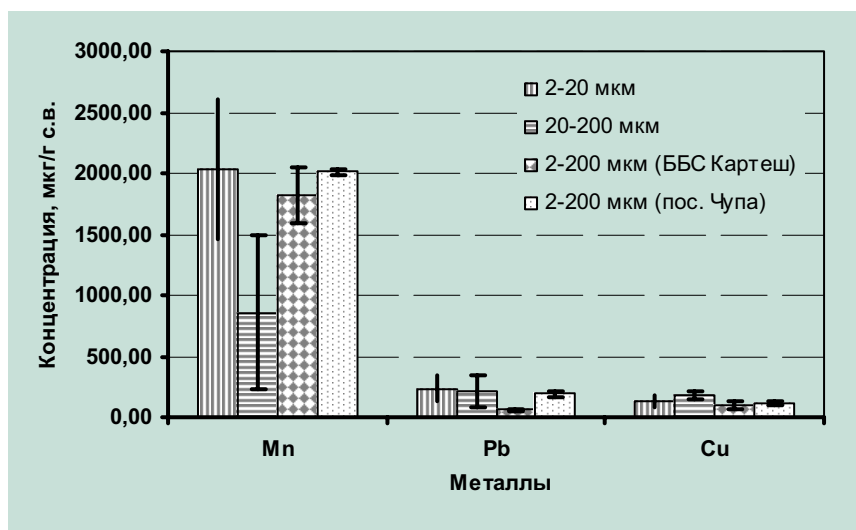
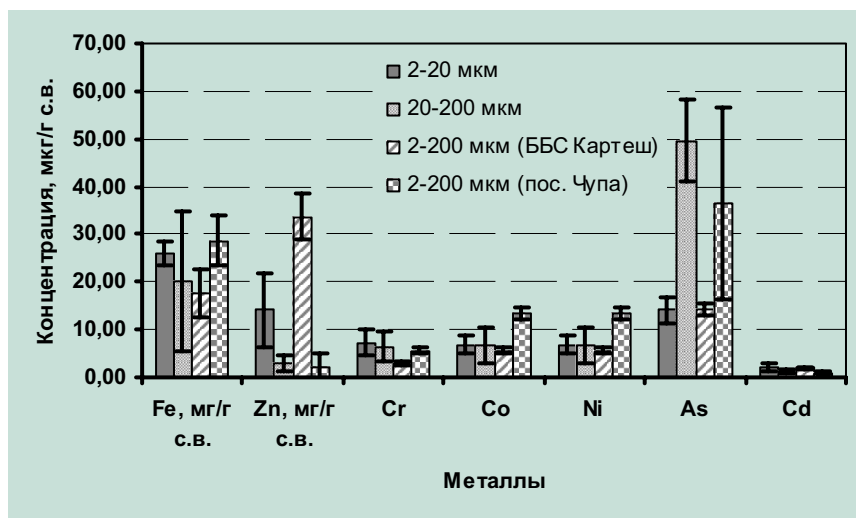
Для большинства микроэлементов в сестоне, собранном в районе ББС «Картеш», наибольшие средние концентрации зафиксированы для частиц 2–20 мкм ($\text{Fe} - 26.04$ мг/г с.в.; $\text{Cr} - 7.17$; $\text{Mn} - 2030.79$; $\text{Co} - 6.90$; $\text{Ni} - 6.86$; $\text{Cd} - 2.05$; $\text{Pb} - 233.35$ мкг/г с.в.). Если рассматривать весь массив данных, полученные значения зачастую перекрывают друг друга (рис. 1, 2.). Соответственно, такие металлы как Fe, Cr, Co, Ni, Cu и Pb не имеет каких-либо отличий в значениях концентраций среди размерных групп сестона

Для Zn, Mn, Cd наблюдается понижение концентрации с увеличением размера взвеси. Средние значения для размерностей 2–20/20–200 мкм: Zn – $14.08/2.79$ мг/г с.в.; Mn – $2030.79/857.43$; Cd – $2.05/1.18$ мкг/г с.в. Данные элементы адсорбируются на мельчайших частицах взвеси, в том числе, как металлы биогенного типа поведения [4], могут содержаться в организмах нанопланктона (размером 2–20 мкм), представляющего собой одноклеточные водоросли. Мышьяк имеет пик концентраций в частицах 20–200 мкм (среднее значение 49.64 мкг/г с.в.). Для объяснения данного наблюдения необходимо проведение дополнительных исследований.

Общая размерность сестона (2–200 мкм) для большинства элементов соответствует усредненному значению между размерностями 2–20 и 20–200 мкм, за исключением Zn, Cr и Pb, что говорит о достоверности полученных

Концентрации металлов в сестоне (2–200 мкм), собранном в районе причала пос. Чупа, в среднем выше по всем элементам (кроме Zn и Cd) в два раза (от 1.09 для Cu до 3.21 раз для Pb), по сравнению с сестоном мыса Картеш. Полученные результаты говорят о возможном влиянии двух факторов. Во-первых, за счет увеличенной концентрации минеральных частиц в результате взмучивания воды в береговой зоне (отбор проб осуществлялся примерно в 10 м от берега). О чем говорит разница в концентрации взвеси в воде по данным пробам, которая более чем в два раза выше в районе чупинского причала. Например, средняя концентрация взвеси около мыса Картеш 0.77 мг/л, около причала пос. Чупа 1.63 мг/л. Во-вторых, за счет хозяйственной деятельности в поселке (судоходство).

По полученным концентрациям микроэлементов в мидиях следует, что наибольшие значения характерны для мягких тканей. Наиболее обогащены



Рисунки 1, 2. Распределение микроэлементов в сестоне Белого моря (Fe, Zn – мг/г с.в., остальные – мкг/г с.в.), июнь–июль 2013 г.

мягкие ткани относительно раковин такими элементами как Cu – в среднем в 424 раза, Cd – в 44 раза, Se – в 25 раз, Zn – в 15 раз, Ni – в 10 раз и т.д. Такие элементы как Mn и As имеют близкие содержания в мягких тканях и раковинах. Все полученные концентрации Pb оказались ниже предела обна-

ружения, равного примерно 0.05 мкг/г с.в. Данные результаты полностью соответствуют предыдущим исследованиям [5, 6].

Таблица. Содержание микроэлементов (мкг/г. сух. в.) в мягких тканях (м.т.) и раковинах (рак.) беломорских мидий в зависимости от размера организма, август 2011 г.

Металл		Концентрация, мкг/г с.в.		
		Мидии 20–22 мм	Мидии 24–29 мм	Мидии 30–45 мм
Fe	м.т.	54.37±33.08	57.39±14.41	113.16±100.33
	рак.	19.60±14.5	3.02±1.96	4.17±2.82
Mn	м.т.	6.14±1.58	4.02±3.06	5.15±3.15
	рак.	14.64±6.68	6.31±1.32	1.32±2.50
Zn	м.т.	83.52±19.52	76.99±17.72	60.11±17.16
	рак.	6.16±1.71	4.26±3.42	4.84±2.89
Se	м.т.	2.63±0.41	2.76±0.47	2.92±0.39
	рак.	0.08±0.03	0.15±0.04	0.11±0.02
Co	м.т.	0.46±0.1	0.44±0.17	0.49±0.15
	рак.	0.05±0.01	0.06±0.01	0.06±0.01
Ni	м.т.	8.59±2.7	6.75±4.62	5.88±3.21
	рак.	0.43±0.1	0.77±0.21	0.76±0.08
Cu	м.т.	14.42±2.68	11.86±2.5	11.91±1.21
	рак.	0.05±0.07	0.04±0.05	0.01±0.01
Cd	м.т.	0.44±0.11	0.41±0.12	0.47±0.13
	рак.	0.01±0.01	0.01±0	0.01±0
As	м.т.	1.48±0.83	1.2±0.33	0.634±0.14
	рак.	1.90±0.77	1.85±1.24	1.63±0.83

Концентрационный ряд данных микроэлементов по усреднённым значениям (Fe, Zn, Cu, Mn, Ni, As) имеет корреляцию с содержанием данных элементов в воде [2].

Концентрации практически всех элементов в мягких тканях имеют нелинейную тенденцию к снижению относительно увеличения длины раковины. Положительные тренды концентрирования наблюдаются только для Fe (диапазон значений 23.64–292.03 мкг/г с.в.) и, в меньшей степени для Co (0.33–0.75 мкг/г с.в.) и Se (2.09–3.37 мкг/г с.в.). Для остальных элементов максимумы концентраций характерны для группы организмов 20–22 мм, минимумы для группы 24–29 мм или самых крупных организмов 30–45 мм (для Zn, As). Для раковин также характерно нелинейное снижение концентрации от меньших особей к большим. Как исключение выделяется Ni и Se. Объясняется данный тренд биохимической активностью молодых организмов по отношению к более взрослым особям.

Сравнение полученных концентраций в мягких тканях с условными фоновыми значениями для морей северной Европы (Zn < 200, Cu < 10, Pb < 5,

Cd <2 мкг/г. с.в.) [7] даёт следующие выводы: концентрации по Zn, Pb и Cd не превышают фон, Cu соответствуют или незначительно превышают (в среднем в 1.3 раза), что говорит об отсутствии загрязнения данной территории изучаемыми тяжёлыми металлами.

Исследование поддержано грантом Лаборатории им. Отто Шмидта (Otto Schmidt Labor, no. OSL-13-14).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Маргинальные фильтры и биофильтры мирового океана // Океанология на старте XXI века / отв. ред. А.Л. Верещака; Ин-т Океанологии им П.П. Ширшова РАН. М.: Наука, 2003. С. 159–224.
2. Berger V., Dahle S., Galaktionov K. et al. White Sea. Ecology and Environment. St. Peterburg-Tromsø: Dersavets Publisher, 2001. 158 p.
3. Демина Л.Л., Немировская И.А. Пространственное распределение микроэлементов в сестоне Белого моря. // Океанология. 2007. Т. 47. № 3. С. 390–402.
4. Гордеев В.В., Филиппов А.С., Шевченко В.П. Микроэлементы в воде и взвеси открытой части Белого моря // Система Белого моря. Том II. М.: Научный мир, 2012. С. 579–582.
5. Демина Л.Л., Мартынова Д.М., Подлесных К.В. Биоаккумуляция тяжелых металлов различными компонентами экосистем Кандалакшского залива Белого моря. // Биологические ресурсы Белого моря и внутренних водоемов Европейского Севера. Материалы XXVIII международной конференции. 5–8 октября 2009 г. Петрозаводск, 2009. С. 183–188.
6. Остроумов С.А. Экология: инновации в науке и образовании: Науч. конф. Водные экосистемы, организмы, инновации – 9. М.: МАКС Пресс, 2009. 192 с.
7. Laane R.W.P.M. Background concentrations of natural compounds in rivers, sea water, atmosphere and mussels // Report DGW-92.033, Tidal Waters Division, Ministry of transport, public works and water management. The Hague. 1992. 84 p.

Behavior of trace elements was studied in SPM and benthic fauna of the Chupa Inlet of Kandalaksha Bay, the White Sea. Zn, Mn, Cd are mainly accumulated in fine fraction of SPM (2–20µm). Concentrations of most elements decrease with mollusc's age.

**Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Кропачев Ю.П.,
Неевин И.А.**

(Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, e-mail: Andrey_Grigiryev@vsegei.ru)

Новые данные о неотектонических процессах в Двинском заливе Белого моря

Grigoriev A.G., Zhamoida V.A., Kropachev Yu.P., Neevin I.A.

(Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St.Petersburg)

New data on neotectonic processes in the Dvina Bay of the White Sea

В геологическом строении Восточного Беломорья выделяются два геолого-структурных этажа. Нижний, представляющий собой кристаллический фундамент, объединяет сложно дислоцированные толщи беломорской серии архея и залегающие на них фрагментарно развитые нижнепротерозойские конгломераты. В верхнем геолого-структурном этаже осадочного чехла выделяются два структурных яруса: рифейский и вендский. Выше практически сплошным покровом залегают четвертичные отложения.

На дне Двинского залива по его простиранию методом непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) зафиксированы узкие и протяженные зоны опускания северо-западного простирания. Глубина их вреза может достигать 40 и более метров, углы склона колеблются от 2^0 до 21^0 . Положение бортов выделенных структур, как правило, ассиметрично. Преобладающими являются крутые юго-западные и пологие северо-восточные борта. Хотя отмечаются и крутые северо-восточные борта при пологих юго-западных, а в редких случаях фиксируется практически симметричное положение вреза (рис. 1–3). Асимметричность подобных структур, вероятно, обусловлена соотношением опущенных и приподнятых крыльев структурных ступеней. Протяженность выделенных зон, только в пределах изученного участка, достигает ста и более километров.

Наблюдаемые зоны опускания согласно неотектонической схеме региона Белого моря [1] расположены на продолжении современного Кандалакшского грабена, протягивающегося от одноименного залива к юго-востоку вплоть до центральной части Двинской губы, и возрождающего древнюю рифейскую впадину.

Выделенные грабеноподобные структуры, судя по их положению в разрезе, можно разделить на две группы. К первой группе относятся структуры вероятнее всего, обусловленные неотектонической активизацией территории в четвертичное и голоценовое время, которая наследует вендские тектонические движения. Пространственно подобные структуры приурочены к разрывным нарушениям северо-западного простирания, активизированным на неотектоническом этапе [1]. Аналогичные по своим геолого-

морфологическим признакам структуры Кандалакшского залива А.С. Балув в работе [2] называет зарождающимися полуграбенами. На профилях НСП (рис. 1 и 2) прослеживаются разрывные нарушения в породах венда, на которые наложены современные зарождающиеся полуграбены. Одним из доказательств современной тектонической активизации, является тот факт, что четвертичные и голоценовые отложения в полуграбенах залегают не горизонтально, а наклонно, падая вниз совместно с коренными породами венда.

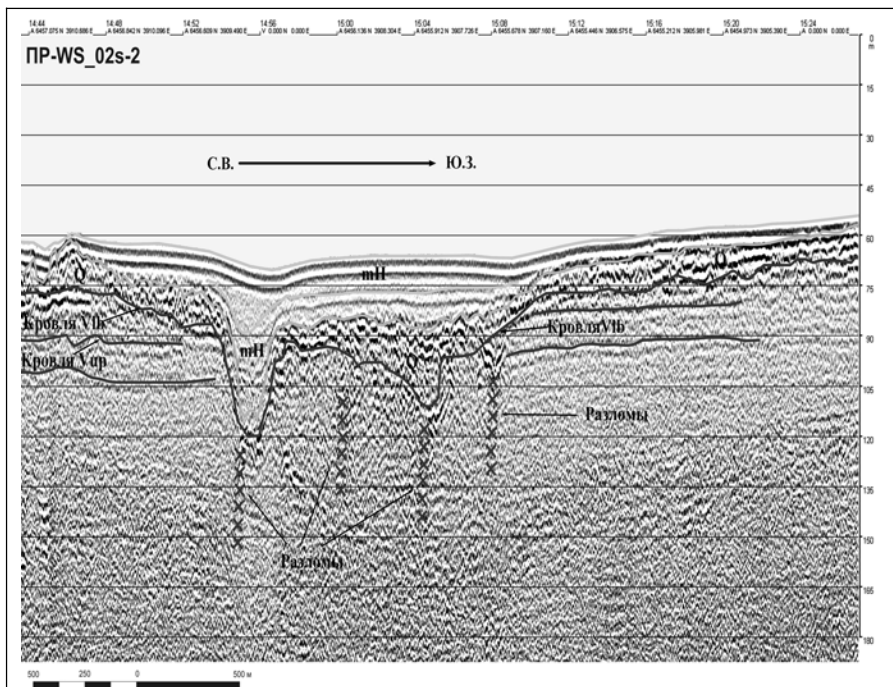


Рисунок 1. Пример сейсмогеологического разреза относительно симметричной грабеноподобной структуры, связанной с неотектонической активизацией территории в четвертичное и голоценовое время, наследующей верхне-вендские (Vlb) тектонические движения: mH – морские отложения голоцена, Q – нерасчлененные отложения четвертичного возраста, Vlb – любимская свита венда, Vur – усть-пинезская свита венда

Полуграбен, представленный на рис. 1, близок к симметричному, но, тем не менее, просматривается несколько большая крутизна северо-восточного борта. На рис. 2 явно прослеживается асимметрия бортов полуграбена, с более крутым юго-западным склоном.

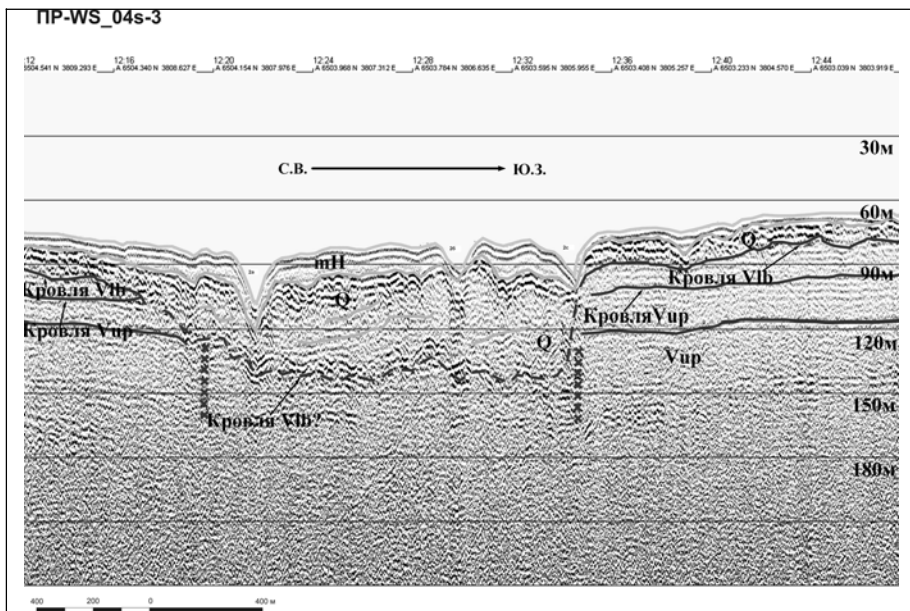


Рисунок 2. Пример сейсмогеологического разреза асимметричной грабеноподобной структуры, связанной с неотектонической активизацией территории в четвертичное и голоценовое время, наследующей верхне-вендские (Vlb) тектонические движения: mH – морские отложения голоцена, Q – нерасчлененные отложения четвертичного возраста, Vlb – любимская свита венда, Vur – усть-пинезская свита венда

Исходя из материалов, приведенных в работах [2, 3], выделенные полу-грабены, вероятно, являются сегментами структуры продолжения современного Кандалакшского грабена в пределах Двинского залива.

Ко второй группе относятся верхне - вендские (Vlb) грабены, полностью перекрытые мощной толщей четвертичных осадков, пространственно совмещенные с древними разломами (рис. 3). Подобные структуры не затронуты неотектонической активизацией, о чем свидетельствуют перекрывающие полуграбены, толщи четвертичных и голоценовых осадков, залегающие горизонтально. На рис. 3 хорошо просматривается асимметрия бортов полуграбенов. Расположенная на северо-востоке структура имеет крутой юго-западный и пологий северо-восточный борт. Для грабена, расположенного юго-западнее по профилю, наблюдается обратная картина.

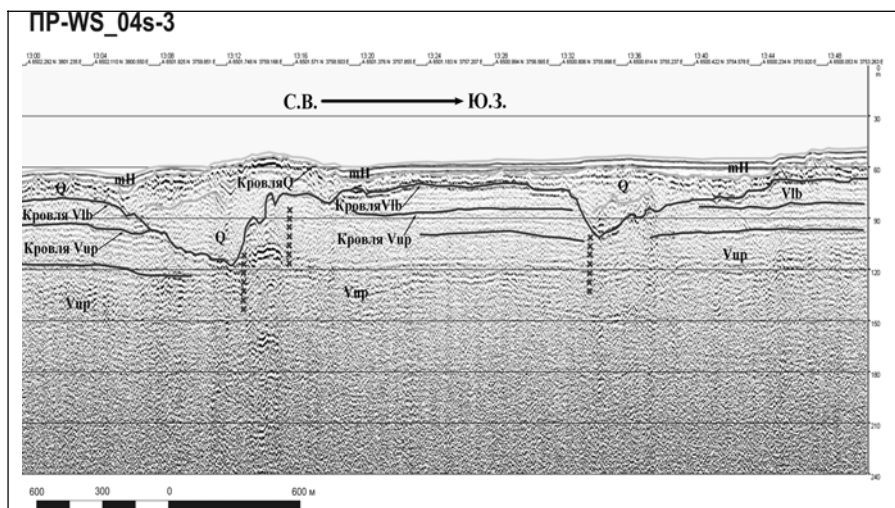


Рисунок 3. Пример сейсмогеологического разреза с вендскими (Vlb) грабенами, не затронутыми современными тектоническими движениями: mH – морские отложения голоцена, Q – нерасчлененные отложения четвертичного возраста, Vlb – любимская свита венда, Vup – усть-пинезская свита венда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балуев А.С., Журавлев В.А., Колодяжный С.Ю. и др. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий м-ба 1:1500000. Гл. редакторы Леонов М.Г., Казанин Г.С. Отв. редактор Балуев А.С. М.: ИПП «Куна». 2010.
2. Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000). Тр. ГИН РАН, Вып. 597. М.: ГЕОС, 2012. 104 с.
3. Макаров В.И., Шукин Ю.К., Юдахин Ф.Н. Позиция Соловецких островов в неотектонической структуре Беломорья // Литосфера. 2007. № 3. С. 86–94

As a result of geophysical investigations several narrow elongated tectonic depressions covered by Holocene sediments were identified within the Dvina Bay. The depth of depressions can reach 40 meters or more, the slope angles range from 20 to 21°. These grabens were possibly reactivated due to neotectonic activity during Quaternary and even Holocene time. The similar by their geological and morphological characteristics structures found in Kandalakshsky Gulf some researchers consider as inceptive semi-grabens.

Гусакова А.И.¹, Дара О.М.²

(¹Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Геленджик, e-mail: anastasia.gusakova@gmail.com; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

Терригенно-минералогические ассоциации позднеледниковых–голоценовых отложений Белого моря

Gusakova A.I.¹, Dara O.M.²

(¹South branch of Shirshov Institute of Oceanology RAS, Gelendzhik; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Terrigenous–mineralogical associations of Late glacial–Holocene sediments of the White Sea

Наиболее достоверные данные, позволяющие судить об истории и обстановках формирования геологических объектов запечатлены в самих породах. История Белого моря может быть надежно восстановлена при изучении осадков, отложенных непосредственно в его бассейне. Прекрасным индикатором смены условий при изучении палеообстановок осадконакопления является терригенно-минералогическая ассоциация отложений [1–3]. В настоящей работе проведено сопоставление результатов минералогического анализа колонок донных отложений с сейсмостратиграфическими комплексами осадков в местах отбора проб, что позволило дополнить картину палеореконструкций этого района в его позднеледниковый этап развития.

В данной работе для позднеледниковых–голоценовых отложений опорными являются разрезы, вскрытые колонкой (6062) в Онежском заливе и двумя колонками (6042, 6050) в кутовой и открытой части Двинского залива (рис.). Пробы были получены в ходе проведения многократных экспедиций сотрудниками лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН под руководством академика А.П. Лисицына.

Литологическое описание колонок показало, что характерными для позднеледниковых осадков являются глинистые алевроиты и алевропелиты оливково-серого и зеленовато-серого цвета. Данным отложения свойственны мощные прослои гидротроилита и частично скопления органического вещества. Меньше распространены алевроиты с песчаной примесью и вкраплениями гальки и гравия.

Осадки переходного этапа от ледниково-морских к морским условиям седиментации представлены, главным образом, плотными глинами коричнево-серого и бурого цвета, в которых проявлены редкие стяжения гидротроилита или полностью отсутствуют.

Наиболее древними формированиями, изучаемых разрезов являются ледниковые отложения, они слагаются уплотненными монотонными пластичными глинами оливково-серого цвета. Были вскрыты лишь в донной

части колонки (6062) в Онежском заливе.

Центральная часть Двинского залива (колонка 6042). В целом по колонке можно выделить 4 комплекса. Верхний комплекс (0–135 см) выделен по относительно пониженным содержаниям амфибола, пироксенов, турмалина и выше среднего концентрациям граната, эпидота, циркона и метаморфических минералов. Повышенные значения устойчивых минералов могут быть связаны с преобладанием песчаных фракций в осадке, а также с терригенным выносом р. Северная Двина, дренирующей осадочные породы Русской плиты, которые имеют зрелый минеральный состав. На горизонте 135–305 см был выделен второй комплекс. Ему свойственны повышенные содержания амфиболов, пироксенов, турмалина, циркона, рудных, и слюд, вместе с тем здесь слегка понижаются концентрации граната и эпидота. В третий комплекс выделены осадки на интервале 305–403 см, которые по распространению минералов похожи на 1 горизонт, но отличаются низкими концентрациями эпидота. Ситуация вновь меняется на интервале 403–457 см, который по своему строению повторяет 2 комплекс с тем лишь отличием, что здесь обнаружены повышенные содержания эпидота и низкие значения турмалина. Таким образом, во время формирования 1 и 3 комплексов усиливалось влияние пород Русской плиты как питающего материала Двинского залива.

Сейсмоакустическое профилирование показало, что колонка 6042 представлена двумя различными сейсмостратиграфическими комплексами. Нижнюю часть колонки составляют отложения переходного типа от ледниково-морских к морским условиям осадконакопления. Данный комплекс четко прослеживается на сейсмоакустическом разрезе по неясному и прерывистому характеру записи. Проводя корреляцию с литологической характеристикой колонки, этот комплекс отличается незначительным повышением содержания полевых шпатов, тяжелых и глинистых минералов на фоне снижения концентраций кварца и карбонатов. В ассоциации тяжелых минералов падает доля устойчивых минералов, в частности, турмалина. Легкой подфракции свойственно уменьшение кварц/полевошпатового отношения глубже 402 см. Эти факты указывают на ослабевание влияния в формировании минерального состава южной области сноса (а именно, древних осадочных пород и четвертичных отложений Русской плиты).

Восточная часть Бассейна Белого моря (колонка 6050). Отложения колонки 6050 могут быть разделены на пять комплексов. Верхний комплекс 0–10 см характеризуется содержаниями выше среднего буро-зеленой и зеленой роговой обманки, актинолита, эпидота, циркона, сфена, кианита и монацита, в то время как пироксены, гранат, турмалин, андалузит, рутил, рудные и слюды имеют заниженные содержания. В следующий комплекс выделены отложения в интервале 10–121 см. Их определяет повышенное содержание пироксена, граната, эпидота, бурой, зеленой и базальтической роговой обманки, андалузита, рутила, бурой слюды, рудных и обломков

карбонатных пород и, напротив, понижение буро-зеленой роговой обманки, актинолита, сфена, минералов метаморфических пород и монацита. Для третьего комплекса центральной части колонки в промежутке 121–275 см присуще повышение относительно вышележащего слоя концентрации буро-зеленой роговой обманки, турмалина, сфена и минералов метаморфических пород, одновременно с этим снижаются содержания граната, циркона и рутила. Комплекс отложений в интервале 275–307 см. характеризуется минимальной для колонки концентрацией буро-зеленой роговой обманки и напротив повышением содержания граната, циркона, актинолита и базальтической роговой обманки. Нижняя часть колонки (307–319 см) имеет схожие черты распределения минералов с третьим комплексом, отличается от него низкими содержаниями клинопироксена, эпидота, сфена и турмалина, актинолита и бурой роговой обманки.

Несмотря на однообразное распределение осадкообразующих групп минералов валового образца, детальное изучение тяжелой крупноалевритовой подфракции указывает на флуктуации содержаний отдельных групп минералов, что может быть сопряжено с изменениями в условиях питания областей сноса.

Смена пребореального и атлантического периода характеризуется обогащением осадка минералами устойчивой и ультраустойчивой группы, которые в данном р-не являются индикаторами питания осадочными породами Русской плиты. В верхней части осадков атлантического периода тяжелая минеральная ассоциация становится похожей на пребореальную, в ней возрастает роль амфиболов и минералов метаморфической группы и снижается количество устойчивых минералов, а, следовательно, на данном этапе становится менее активным принос материала с южных питающих областей. Осадки нижней части суббореальной толщи резко отличаются от нижележащих повышенными концентрациями минералов-индикаторов осадочных пород севера Русской плиты, что соответствует повторному усилению питания из этой области.

Таким образом, для отложений данного разреза мы наблюдаем эпизодические, приуроченные к смене обстановок осадконакопления, проявления более интенсивной подачи обломочного материала из южных областей питающей области Русской плиты.

Северо-Восточная часть Онежского залива (колонка 6062). Минеральная ассоциация осадков колонки 6062 является продуктом ледниковой переработки коренных пород Балтийского щита. В целом отложения колонки можно разделить на три комплекса. Нижняя часть колонки в интервале 339–300 см характеризуется повышенными содержаниями амфиболов, эпидота, клинопироксена и немного выше среднего значениями граната, циркона и рудных, что указывает на активное поступление материала с Балтийского щита и среднюю степень гидродинамической активности. В горизонте 89–240 см установлены максимальные концентрации ультраустойчивых и

устойчивых минералов, на ряду, с высокими концентрациями амфиболов это связано не только с широким распространением в районе источника сноса гранитно–метаморфических пород кристаллического щита и морены, но и с участием пород северной части платформенного чехла, в тяжелой подфракции которых циркон, рутил, турмалин доминируют. Отложения в интервале 0–89 см характеризуются пониженными содержаниями амфиболов, одновременно с этим здесь появляются апатит и обломки карбонатных пород, возрастают значения сфена, гранатов, циркона и эпидота. Очевидно, на формирование отложений данного горизонта большое влияние оказал снос обломочного материала из южных областей водосбора, несмотря на близость кристаллического щита, минеральный набор соответствует зрелой ассоциации осадочных пород Русской плиты.

Данные сейсмоакустического профилирования показали, что колонка 6062 была отобрана в толще отложений соответствующих морской, переходной и ледниково–морской обстановке осадконакопления. К низу, в разрезе постепенно падает содержание полевых шпатов и слюды, одновременно с этим возрастает содержание устойчивых и рудных минералов. Анализ минерального состава позволяет заключить, что осадки ледниково–морской и переходной обстановки в большей степени находились под влиянием речного стока Русской плиты (р. Северная Двина, р. Онега), чем морские отложения.

Количественные изменения в составе главных акцессорных минералов рассмотренных колонок донных отложений связаны чаще всего с различиями гранулометрии осадка. Так, слюдами обогащены алевриты, а гранатами и минералами групп амфиболов и пироксенов – песчаные породы. Некоторые особенности в распределении акцессорных минералов фиксируются в отложениях различных климатических периодов.

В изученных колонках зафиксирована единая амфибол–гранат–эпидот–пироксеновая ассоциация, но соотношение акцессорных минералов в морских, переходных и ледниково–морских отложениях колеблется. Осадки пребореала характеризуются повышением относительно вышележащих слоев содержаний рудных минералов, рутила, циркона и турмалина. Отложениям, относимым к атлантическому–субатлантическому периоду, соответствует та же амфибол–гранат–эпидот–пироксеновая ассоциация, однако отличительной чертой являются повышенные, относительно более древних, концентрации эпидота и буро-зеленой роговой обманки.

Таким образом, наиболее существенными отличиями в составе и соотношении акцессорных минералов отложений разного возраста в колонках донных отложений Двинского и Онежского заливов являются: повышенное содержание рудных и минералов устойчивой группы в позднеледниковых отложениях. Высокие концентрации граната, амфиболов, пироксенов и эпидота свойственны морским осадкам атлантики–субатлантики.

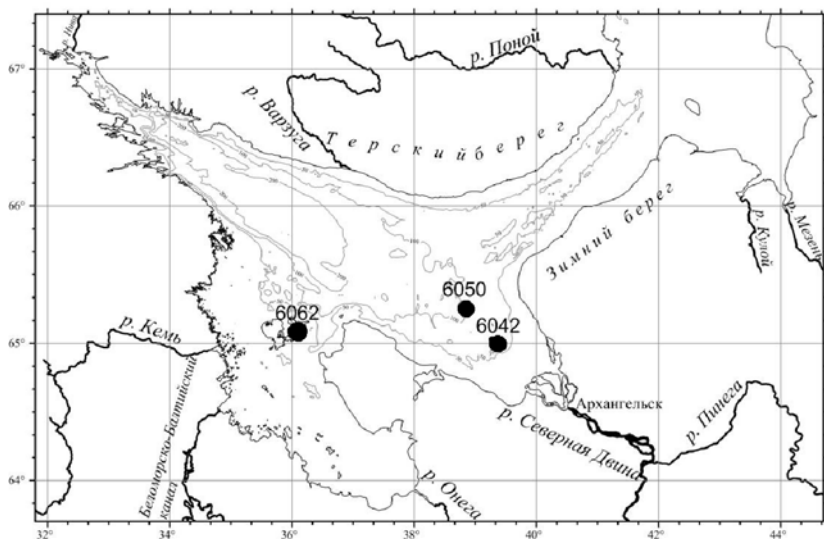


Рисунок. Схема расположения колонок донных отложений

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну, В.П. Шевченко, А.Н. Новигатскому, М.Д. Кравчишиной, Е.А. Новичковой и др. за организацию и проведение экспедиционных и аналитических работ, научное руководство и ценные замечания.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 13-05-90724.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бергер М.Г. Терригенная минералогия. М.: Недра, 1986. 228 с.
2. Mange M.A., Wright D.T. Heavy minerals in Use. Publisher: Elsevier, 2007. 1283 p.
3. Morton A.C., Smale D. The effects of transport and weathering on heavy minerals from the Cascade River, New Zeland // Sedimentary Geology. 1990. V. 68. P. 117–123.

Terrigenous-mineralogical association is excellent indicator of the conditions change in the study of sedimentary palaeoenvironments. In the paper, a comparison of the results of mineralogical analysis of bottom core sediments was realized with the seismostratigraphic sediments complexes, this brought to complete the paleoreconstructions picture of the area in the late glacial stage of its development.

Демиденко Н.А.

(ФГБУ «Государственный океанографический институт им. Н.Н.Зубова (ФГБУ «ГОИН»)), г. Москва, e-mail: demidenko_nikola@mail.ru)

Термические и ледовые процессы в Мезенском заливе и эстуариях Мезени и Кулоя

Demidenko N.A.

(State Oceanographic Institute, Moscow)

Thermal and ice processes of the Mezen bay and the estuaries of Mezen and Kuloy

Мезенский залив и устьевая область р. Мезень и Кулой расположены на северо-востоке ЕТР, в Архангельской области. Залив находится в юго-восточной части Белого моря. Морской границей залива является линия, соединяющая мысы Воронов и Конушин, длина которой составляет 98 км. Акватория залива занимает 6800 км². Залив мелководен, на 75% площади глубины не превышают 10 м. Залив вдается в материк на расстояние 92 км. Берега залива расчленены глубокими и узкими долинами рек. Наиболее значительными из них являются рр. Мезень, Кулой, Койда, Несь, Чига, Семжа. Они впадают в расширяющиеся воронкообразные участки (эстуарии) Мезенского залива и сильно меандрируют (рисунок).

Основные черты термического режима рек Мезени и Кулоя определены особенностями климата этого региона. Средняя годовая температура воды в рассматриваемом районе эстуариев Мезени и Кулоя равна 4,0°C, в то время как средняя годовая температура воздуха – (–1,0°C). Температура воды в устьях рек изменяется также под влиянием сезонных колебаний притока воды, приливов и нагонов. Переход температуры воды через 0,2°C весной в низовьях рек отмечается в среднем 10 мая. В отдельные годы даты перехода отличаются от среднего на 2–3 недели [1].

В мае средняя температура воды в вершине устьевой области р.Мезени составляет 4–6°C. В июне она повышается до 12–16°C. Наиболее высокие температуры воды (в среднем около 17°C) наблюдаются в июле. Максимальные их значения за месяц значения могут достигать 22°C (1974 г.), а максимальные суточные величины – 28,3°C (14.07.1972 г.). Наибольшая амплитуда суточных колебаний температуры воды в июне достигает 1,5–2,0°C. В августе обычно начинается охлаждение воды. Средняя температура воды в низовьях рассматриваемых рек в сентябре составляет около 8°C. Осенний переход температуры воды через 0,2°C осуществляется в среднем 27 октября.

Для Мезенского залива выделяют следующие сезоны термического режима: весну (май–июнь), лето (июль–август), осень (сентябрь–ноябрь) и зиму (декабрь–апрель). Средние величины температуры поверхностного слоя воды весной изменяются от северо-западной границы Мезенского за-

лива до устьевового створа эстуария Мезени с 1.0 до 2.0°C. Согласно [2], максимальные температуры воды весной в том же направлении могут возрастать с 7 до 10°C.



Рисунок. Карта-схема расположения Мезенского залива и эстуариев Мезени и Кулоя

Летом средние температуры поверхностного слоя залива от о.Моржовец до эстуария Мезени возрастают с 9.5 до 10°C. Согласно [2], средние температуры воды на поверхности возрастают в сторону вершины Мезенского залива с 9 до 13°C. Максимальные значения температуры в этом же направлении могут возрастать с 11 до 17°C [2]. Осенью средние температуры воды на поверхности вдоль залива в сторону эстуария Мезени уменьшаются с 2 до 1°C. Максимальные температуры осенью, согласно [2], составляют в заливе 4–5°C.

В зимние месяцы (январь–март) температура воды в эстуарии Мезени районе устья р. Семжи равна температуре замерзания воды соответствующей солености (-1.0 – -1.1 °C). В апреле месяце начинается постепенное повышение температуры воды, средняя температура воды достигает -0.5 °C. Переход температуры воды через 0 °C к положительной величине происходит в среднем в первой декаде мая, когда возрастает тепловой сток реки. После очищения акватории залива ото льда происходит быстрый рост температуры. В последней декаде мая средняя температура воды составляет 4.4 °C. В июне на устьевом взморье Мезени и в районе д. Семжа средняя температура воды повышается до 10.5 °C. Наибольшей величины температура воды достигает здесь в июле. Средняя месячная температура воды равна в этот период 15.0 °C, средняя за последнюю декаду июля – 15.8 °C. Абсолютный максимум температуры воды у ГМС Семжи составил 26.7 °C (7 июля 1954 г.).

В августе начинается постепенное охлаждение водной массы залива (средняя температура воды – 13.8 °C). Процесс осеннего охлаждения водной массы продолжается в сентябре (средняя температура 8.7 °C) и октябре (средняя температура 2.2 °C). Переход температуры воды через 0 °C к отрицательным значениям наблюдается в среднем в первой декаде ноября. К концу ноября температура воды снижается обычно до значений -0.9 °C и остается на этом пределе до января. Абсолютный минимум температуры воды у ГМС Семжи составил -1.8 °C (5 марта 1964 г.).

Ледовый режим в низовьях р. Мезени и Кулоя отражает условия сурового климата. Их изменение влияет на сроки наступления ледовых явлений и их продолжительность (табл. 1). Вследствие особенностей рельефа водосбора верховья р. Мезени замерзают раньше, чем низовья. Вскрытие реки происходит почти одновременно по ее длине [3].

Таблица 1. Продолжительность ледовых явлений в низовьях р. Мезени (д. Малонисогорская)

Ледовое явление	Продолжительность, сут		
	Наибольшая	Средняя	Наименьшая
Осенний шугоход	49	6	0
Осенний ледоход	34	9	1
Ледостав	212	180	146
Весенний ледоход	11	6	1
Все ледовые явления	239	204	162

Ледовые явления в эстуариях Мезени и Кулоя обусловлены сочетанием климатических, речных, морских и геоморфологических факторов. В ледовом режиме в эстуариях Мезени и Кулоя выделяются три основных этапа: осеннее льдообразование, зимнее развитие неподвижного льда в речной

части устьев рек Мезени и Кулоя и увеличение количества дрейфующего льда в Мезенском заливе, весеннее вскрытие и вынос льда из бассейна залива. Продолжительность ледоставного периода составляет 7–8 месяцев и наблюдается с октября по май месяц.

Характерными фазами процесса замерзания вод в эстуарии являются:

1) начало образования льда — дата первого появления неподвижного льда, 2) начало устойчивого льдообразования, 3) образование устойчивого припая.

Эстуарии Мезени и Кулоя вследствие распресненности своих вод, повышенной их мутности, наличия ядер кристаллизации, мелководности, является местом начала льдообразования на морях. В других районах моря и на устьевом участке реки льдообразование обычно начинается позже.

Наибольшие темпы нарастания льда отмечаются в ноябре – декабре (от 3 до 15 см за декаду). Толщина ненарушенного льда в вершине устьевой области р. Мезени достигает 1 м, а в ее устье – до 1.5 м. Толщина припайного льда на взморье р. Мезени и Кулоя достигает в среднем 1–1.5 м, в умеренные зимы – 0.8–1 м, в мягкие зимы – 0.6–0.8 м. Однако, в районе зоны смешения речных и морских вод и формирования «ледяной плотины» в эстуарии Мезень (участок р. Пыя – р. Б.Чеца и м. Толстик – м. Симонов) и эстуарии Кулой (участок м. Бараний – м. Каменский и м. Оленичий Нос – м. Мининский) толщина припайного льда достигает 3 метров и более.

При процессах торошения льда характерной особенностью в эстуариях Мезени и Кулоя в зоне приливных осушек является образование крупных ледяных бугров из битого льда, сидящих на грунте подводных кос и отмелей (стамухи). Стамухи образуются при осенних подвижках льда при нагонах и могут достигать 5–6 м в высоту и десятки метров в ширину. В конце марта в период отлива на осушках остается максимальное количество стамух. Весной стамухи исчезают на 10–15-е сутки после очищения устьевого взморья ото льда. К неподвижным ледяным образованиям морского сектора относятся льды припая и крупные стамухи. Припай вдоль морского берега развит повсеместно. Его ширина различается на разных участках, от 3–5 м (м. Перечный) до 500 м (устье р. Нижя). Средние значения 30–50 м. Мощность льдов припая 2–3 м. Эти льды формируются при активном участии приливо-отливных колебаний уровня и течений. Нарастание происходит как снизу, так и сверху путём надвига льдин и захлёста воды в фазы прилива.

В ходе полевых работ апреля 2008 г.а были проведены экспресс оценки прочностных характеристик ледяных образований Мезенского залива. Были детально исследованы стамухи, находящиеся на осушке в фазу отлива у Абрамовского и Михайловского мысов. При проведении испытаний ряда образцов значения модуля упругости находятся в пределах от 0.1 до 2.3 ГПа. Наибольшие значения отмечаются у речного льда, наименьшие у неконсолидированной части стамухи у м. Абрамовский. Сравнить эти зна-

чения между собой не совсем корректно, поскольку велико различие характеристик собственно самих исследуемых льдов (солёность, пористость, особенности кристаллического строения). Также представлялось невозможным в полевых условиях соблюдать температурный режим при проведении измерений.

Ежегодно в ноябре-декабре на устьевом участке реки Мезени при формировании ледостава в условиях сильных приливных движений вод образуются своеобразные «ледяные плотины», блокирующие устьевой участок реки. Эти «плотины» демпфируют приливную волну и создают в своем верхнем бьефе условия подпорного потока. Обычно «ледяная плотина» в эстуарии Мезени располагается вблизи устья р. Пыя, а в эстуарии Кулоя в районе м. Бараний – м. Каменский. Ниже «плотины» неподвижный лед устанавливается лишь вдоль берегов эстуария.

В декабре происходит интенсивное образование льда и появление серобелых торосистых льдов в виде крупнобитых обломков. Сплоченность льда преимущественно 8–9 баллов (табл. 2).

Таблица 2. Сплоченность льда в эстуарии р. Мезень– с. Семжа

Месяцы	XII	I	II	III	IV	V	VI
Баллы	8–9	8–10	8–10	8–10	8–10	7–8	3–4

Морской лёд включает в себя ряд ледяных образований. В начале периода ледостава они представлены ниласом, шугой, битым льдом. Динамика этих образований обусловлена ветровым режимом, который в свою очередь определяется циклональным типом атмосферной циркуляции.

Под влиянием ветра и течений на взморье наблюдается дрейф плавучего льда вдоль кромки припая или по всей акватории взморья при разрушении припая. Средняя скорость дрейфа льда составляет обычно 10–15 км за приливо-отливный цикл. Большая скорость дрейфа льда отмечается при вдольбереговом ветре. В зоне дрейфа часто происходит сплочение и сжатие льдов с нажимом на кромку припая, особенно при нагонных ветрах, что сопровождается образованием торосов.

Ледяные поля в Мезенском заливе представлен льдинами следующих форм: овальные – 71–72%, удлинённые – 11–20%, округлые – 9–17%. Максимальная льдина, зафиксированная в Мезенском заливе по данным визуальных наблюдений, достигала по площади 5.17 км². Максимальная площадь льдины, зафиксированной по данным спутникового зондирования поверхности Мезенского залива составила 60 км².

Ограничивая акваторию Мезенского залива створом «мыс Абрамовский – мыс Михайловский», в период экспедиционных работ в эстуариях Мезени и Кулоя апреле 2008 г. на дату 11.04.2008 г. льдом занято около 1100 км². Общий объём дрейфующего льда на этой территории составляет 0.15–0.2

км³. На космическом снимке отчётливо видны ледяные поля старого однолетнего льда, находящиеся на стадии деградации, размерами до 3 км. На участках отмелей, контакта нескольких полей происходит торошение льдов, формируются мелкобитые льды и наслоения.

Очищение эстуариев Мезени и Кулоя ото льда весной происходит в среднем с 7 по 21 мая. Первая дата относится к очищению от местного льда, вторая – к полному очищению от морского льда, иногда нагоняемого ветром из Мезенского залива. Средняя продолжительность ледового периода в районе с. Семжи составляет 200 дней, минимальная – 153 дня, наибольшая – 247 дней [1].

Ледовые явления на устьевом взморье оказывают огромное влияние на устьевые гидролого-морфологические процессы. Установление ледяного покрова уменьшает и даже прекращает воздействие на эти процессы приливов, сгонов и нагонов, ветрового течения и волнения. Это вносит ряд существенных изменений в гидрологический и гидрохимический режим эстуариев.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том. 3. Северный край // Л.: Гидрометеиздат. 1972.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море. Вып. 1 Гидрометеорологические условия. // Л.: Гидрометеиздат. 1991.
3. Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее // М.: ГЕОС, 1997.

The temperature regime and ice processes of the Mezen bay and of the estuaries of the rivers Mezen and Kuloy depend on the rivers discharges of the water, sediment and heat, tidal waves and intrusion of the salt water into the estuaries. The coastal ice and storm surges are influence on the water level, flow velocity and the estuarine sedimentation. The tidal estuaries bed and offshore are the dimensional stability.

Евзеров В.Я.

(Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: yevzerov@geoksc.apatity.ru)

**Оледенения и морские трансгрессии на северо-востоке
Фенноскандии в последние 140 тысяч лет**

Yevzerov V.Ya.

(Geological institute of Kola Scientific Centre RAS, Apatity)

Glaciations and marine transgressions in the Northeast Fennoscandia during the last 140 thousand years

В периоды оледенений огромные массы влаги изымались из океанского резервуара и аккумулировались в ледниковых покровах. Под влиянием нагрузки льда происходило прогибание земной коры. Оценки величины этого прогибания доходят до трети мощности ледника [1 и др.]. Комплексный анализ материалов по дегляциации и морским образованиям побережий Мурмана и Белого моря на протяжении позднего плейстоцена и голоцена позволил реконструировать три гляциоэвстатические трансгрессии [2]. Первая из них развивалась по мере дегляциации территории в бёллинге и аллереде вследствие более низкого положения континента по отношению к уровню Мирового океана. Вторая трансгрессия произошла в позднем дриасе в пределах площади распространения покровного ледника. В этот период возросшая нагрузка льда замедлила или приостановила поднятие территории, вследствие чего скорость поднятия уровня океана превзошла скорость поднятия континента. И, наконец, третья самая малоамплитудная трансгрессия, имевшая место в голоцене, охватила районы незначительного гляциоизостатического поднятия полностью освободившегося ото льда европейского континента в результате поступления в океан большого количества талых ледниковых вод в заключительный более поздний этап деградации Лаврентийского ледникового щита.

Положение уровня Мирового океана на протяжении последних 140 тысяч лет установлено на основании определения соотношения O^{16} и O^{18} в раковинах фораминифер и кораллах и датирования образцов [3]. Нами взята за основу кривая Н. Шеклетона [4], поскольку именно с её опорными точками лучше согласуются результаты исследования кораллов. В соответствии с этой кривой океан на протяжении рассматриваемого отрезка времени достигал положительных отметок только в периоды земской (микулинской) межледниковой трансгрессии и в конце голоцена. В остальное время морские трансгрессии с учетом приведенных выше сведений о самых молодых гляциоэвстатических трансгрессиях могли происходить только в случае опускания континента под влиянием ледниковой нагрузки. Иными словами, положение уровня океана имеет ключевое значение для согласования данных о трансгрессиях и оледенениях. Его значимость превосходит значимость результатов датирования, а в отдельных случаях и результатов палеонтоло-

гических исследований.

Рассмотрим далее попарно от древних к молодым оледенения и следующие за ними периоды потеплений, к большей части которых приурочены морские трансгрессии.

МИС 6 – 5e. Данные по северо-востоку Фенноскандии не позволяют составить полное представление о масштабах развития покровного оледенения, имевшего место в МИС 6. Отложения этого оледенения встречаются по всей площади региона, но в ограниченном количестве пунктов. Причиной фрагментарного развития ледниковых образований является, в основном, экзарационное воздействие более молодых ледниковых покровов. Вместе с тем материалы по соседним территориям, обобщенные в работе [5], свидетельствуют, что в МИС 6 ледник занимал огромную площадь на севере Европы, включающую СВ Фенноскандии.

К МИС 5e относятся отложения микулинской межледниковой трансгрессии, обнажения которых широко развиты по берегам рек, впадающих в Белое море и вскрыты скважинами [6–9]. В Кольском регионе они получили название понойских слоёв [10]. Уровень Мирового океана в МИС 6 располагался на отрицательных отметках, близких к 120 м. Микулинская трансгрессия развивалась по сценарию первой из позднелейстоцен-голоценовых трансгрессий: море проникало на территорию континента по мере её дегляциации. Трансгрессия достигла максимального распространения в суровых климатических условиях, а климатический оптимум межледниковья пришёлся на регрессию подобно тому, как это имело место, например, во время второй позднелейстоцен-голоценовой трансгрессии. Вопрос о повторных наступлениях моря в микулинское время требует дополнительного изучения.

МИС 5d – 5c. Во время этих подстадий уровень Мирового океана располагался примерно на отметках –50 м и –20 м. Что касается оледенения, то оно в период стадияла хернинг было сконцентрировано, в основном, на территории Скандинавского полуострова, не распространяясь в пределы северо-востока Фенноскандии. Учитывая отмеченные обстоятельства, можно обоснованно утверждать, что в период последующего межстадияла брёруп на северо – востоке Фенноскандии не могла развиваться морская трансгрессия.

МИС 5b – 5a. Уровень Мирового океана в эти подстадии находился примерно на тех же отметках, что и в МИС 5d и 5c. Однако оледенение во время стадияльного похолодания редесталл распространялось на северо-восток Фенноскандии. Согласно реконструкции международной группы исследователей [5] ледник в это время занимал западную часть Кольского региона, а так же Воронку и часть Горла Белого моря. Такая картина ледниковой экспансии ледника отвечает результатам геофизических наблюдений в центральной части Кольского полуострова [12], но не увязывается с материалами по распространению ледниковых отложений в Северной Финлян-

дии [13] и морских отложений стрельнинской трансгрессии на побережьях Белого моря.

Российские и финские ученые, проводившие геотермические исследования в глубоких скважинах на расслоенных массивах основного состава (Федорова тундра и Пана) и севернее Панской интрузии, реконструировали палеотемпературный режим земной поверхности на протяжении последних 150 тысяч лет [12]. Полученный ими график свидетельствует, что территория расположения скважин покрывалась ледниками только в периоды московского оледенения и позднего валдая, когда температура дневной поверхности была близка к 0°C; на протяжении раннего и среднего валдая имело место существенное переохлаждение поверхностных пород региона вследствие отсутствия здесь ледникового покрова.

Детальное изучение ледниковых отложений северной Финляндии проводилось геологической службой Финляндии. Результаты исследований опубликованы Х. Гирвасом [13]. В этой работе отложения межстадиала перьяпохьёла соотносились с брёрупом. Соответственно, морена, подстилающая упомянутые межстадиальные осадки (морена стадии III), должна была соответствовать предшествующему стадияльному похолоданию (хернинг), во время которого оледенение, как отмечалось, не покрывало всю северную Финляндию. В современной стратиграфической схеме морена стадии III располагается под осадками межстадиала оддерате, отвечая стадиялу редесталл [14]. Направления перемещения обломочного материала ледником в этот период в северной Финляндии совместно с расположением точек наблюдения свидетельствуют о том, что ледниковый поток неизбежно должен был внедряться в Беломорскую котловину и огибать восточную часть Кольского полуострова. На территории России морена под межстадиальными отложениями раннего валдая встречена в нескольких пунктах вблизи границы с Финляндией и на южном побережье Кольского полуострова. Однако её принадлежность к стадиялу редесталл остается недоказанной. Северная ветвь ледника не распространялась далее предполагаемых гряд плохой сохранности субмеридиональной ориентировки примерно в 90 км западнее мыса Святой Нос. Предложенная модель объясняет развитие стрельнинской трансгрессии, отложения которой распространены не только на северном, но и на южном побережье Белого моря [8].

Стрельнинские слои залегают на ледниковых отложениях, возраст которых, как отмечалось, точно не определен или с размывом на понойских слоях. В период максимума трансгрессии уровень моря превышал отметку в 70 м. По палеоклиматической характеристике стрельнинские слои являются межстадиальными. Они однотипны по палинологическим данным в исследованных разрезах и вполне удовлетворительно сопоставляются с осадками межстадиала перьяпохьёла северной Финляндии [15]. Для них методами ЭПР и ОСЛ получены датировки в диапазоне от 44,4±3,2 до 101,9±12,2 тыс. лет до н.в. [16].

МИС 4 – МИС 3. Этим стадиям отвечает низкое положение уровня Мирового океана в диапазоне примерно от -50 до -70 м. В стадию МИС 4, по представлениям международного коллектива исследователей [5] оледенение покрывало почти весь северо-запад России. Это противоречит приведенным выше геофизическим данным и не имеет никаких геологических подтверждений. Шведские исследователи [17] существенно сократили распространение ледника в восточном направлении. Однако вполне вероятно, что ледниковый покров на северо востоке занимал еще меньшую площадь. Только в этом случае становится понятным отсутствие морены этой стадии в работе Х. Гирваса [13], базирующейся на выделении и непрерывном прослеживании горизонтов морен в многочисленных выработках, пройденных экскаватором, и в имеющихся карьерах.

В Кольском регионе морена и перекрывающие её межстадиальные отложения, представленные субгоризонтально слоистыми супесью или суглинком и торфом, обнаружены только в окрестностях г. Ковдора. Во время их формирования на окружающих пространствах господствовала тундровая растительность. По геологическому положению и палинологическим данным эти межморенные образования и подстилающая их морена вполне удовлетворительно сопоставляются с мореной стадии шалкхольц и осадками межстадиала 3, обнаруженными в северной Финляндии примерно в 50 км к северо-западу от г. Ковдор [14]. Низкое положение уровня Мирового океана и весьма ограниченное распространение оледенения в МИС 4 не позволяют даже предполагать, что на северо-востоке Фенноскандии МИС 3 могла развиваться морская трансгрессия. Что касается попыток её выделения [16 и др.], то они базируются только на датировках, принимаемых за абсолютные.

МИС 2 – МИС 1. Уровень Мирового океана в МИС 2 находился примерно на отметках -120 – -70 м. В этот период развивалось поздневалдайское (поздневислинское) оледенение. Оно занимало несколько меньшую площадь, чем оледенение в МИС 6, но тем не менее покрывало весь северо-восток Фенноскандии [5]. О трансгрессиях, имевших место в период деградации оледенения, вкратце сказано в начале сообщения.

Работа частично поддержана РФФИ, грант 13-05-01039а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Изд. иностранной литературы, 1963. 576 с.
2. Евзеров В.Я. Позднеплейстоцен-голоценовые трансгрессии на побережьях Мурмана и Белого моря в связи с дегляциацией // Геоморфология. 2012. № 4. С. 53–64.
3. Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G. U-Th ages obtained by spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130000 years // Nature. 1990. V. 346. P. 456–458.
4. Shackleton N.J. Oxygen isotopes, ice volume and sea level//Quaternary Science Re-

views. 1987. V. 6. P. 183–190.

5. Svendsen J.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. P. 1229–1271.

6. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1960. 234 с.

7. Девятова Э.И. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Онеги. М.: Наука, 1961. 89 с.

8. Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и её влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. 156 с.

9. Девятова Э.И., Лосева Э.И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. Л.: Наука, 1964. 106 с.

10. Гудина В.И., Евзеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973. 146 с.

11. Molodkov A., Yevzerov V. ESR/OSL ages of long-debated sub-till fossil-bearing marine deposits from the southern Kola Peninsula, Varzuga section: stratigraphic implications // *Boreas*. 2004. V. 33. P. 123–131.

12. Глазнев В.Н., Кукконен И.Т., Раевский А.Б., Ёркинен Я. Новые данные о тепловом потоке в центральной части Кольского п-ова // Доклады РАН. 2004. Т. 396. № 1. С. 102–104.

13. Hirvas H. Pleistocene stratigraphy of Finnish Lapland. Geological Survey of Finland. 1991. Bulletin 354. 123 p.

14. Helmens K.F., Räsänen M.E., Jochansson P.W. et al. The Last Interglacial-Glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Fin. Lapland) // *Quaternary Science Reviews*. 2000. V. 19. P. 1605–1623.

15. Евзеров В.Я. Отложения позднелейстоценовых морских трансгрессий в Беломорской котловине // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 172–178.

16. Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В. Геолого-стратиграфическая позиция верхнелейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // ДАН. 2004. Т. 398. № 2. С. 218–222.

17. Kleman J., Hättestrand C., Borgström I., Stroeven A. Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacialgeological inversion model // *Journal of Glaciology*. 1997. V. 43. № 144. P. 283–299.

The most probable areas of glaciation distribution during marine isotope stages and substages (MIS) 5b, 4 have been reconstructed. It is shown that the sea transgressions related to glaciations took place in MIS 5e, d, 2 and 1.

**Забелина С.А., Покровский О.С., Климов С.И.,
Чупаков А.В., Кокрятская Н.М., Воробьева Т.Я.**

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

Первые результаты о содержании метана в системе стратифицированных озер реки Светлая (водосборный бассейн Белого моря)

**Zabelina S.A., Pokrovsky O.S., Klimov S.I., Chupakov A.V.,
Kokryatskaya N.M., Vorobieva T.Ya**

(Institute of ecological problems of the North Ural Branch Russian Academy of Science, Arkhangelsk)

The first results of the methane concentration in the stratified lakes of the River Svetlaya (the catchment area of the White Sea)

В последние десятилетия большое внимание уделяется изучению содержания метана, его потоков в атмосферу с поверхности водных экосистем, поскольку, являясь вторым по значимости парниковым газом, он оказывает существенное влияние на климат планеты в целом. Начиная со второй половины XX века, концентрация метана в атмосфере ежегодно возрастает на 1% [1], при этом существенный вклад в общую его эмиссию вносят водные экосистемы. Метан поверхностных вод имеет почти исключительно биогенное происхождение. Пресноводные озера рассматриваются в настоящее время как один из важных источников метана, по разным оценкам составляющий от 6 до 16% его общей эмиссии в атмосферу [2]. Метаногенез, являясь одним из важнейших процессов трансформации вещества и энергии в водоёме, оказывает значительное влияние на формирование его химического и газового режима.

В представленной работе приводятся первые данные о содержании метана в водной толще пяти малых озер, образующих исток реки Светлая, принадлежащей водосборному бассейну Белого моря (рис. 1).

Отбор проб производился поликарбонатным горизонтальным батометром Aquatic Research объемом 5 л. Измерение концентрации растворенного в воде кислорода и температуры осуществляли при помощи зонда-оксиметра WTW Oxi 330i. Содержание метана в пробах воды определялись на газовом хроматографе SRI 86 10C в Лаборатории георесурсов и окружающей среды (Тулуза, Франция). Для оз. Светлое-1 был рассчитан аккумулятивный запас метана для водного столба в точке отбора проб и для всего озера путем умножения значений концентрации на объем каждого слоя.

Изучаемые озера представляют собой небольшие вытянутые водоемы, длиной до 1 км, с максимальной глубиной 39 м (Светлое-1), 24 м (Светлое-2), 26.5 м (Светлое-3), 6 м (Светлое-4), 15 м (Светлое-5), соединенных мел-

кими короткими ручьями. Точки отбора проб находились в местах с максимальной глубиной. Особенности гидрохимического состава вод для первых трех озер системы описаны в работах [3, 4]. Для озера Светлое-1 достоверно установлен меромиктический статус с железо-марганцевым типом меромиктии. Хемоклин расположен на глубине 22–24 метра. Для озер Светлое-2 и Светлое-3 проведено недостаточное количество полевых съемок для достоверной констатации наличия круглогодичной плотностной стратификации, однако все первичные признаки меромиктии (кислородная стратификация, наличие «скачкообразного» увеличения удельной электропроводности) в периоды отбора проб присутствовали.

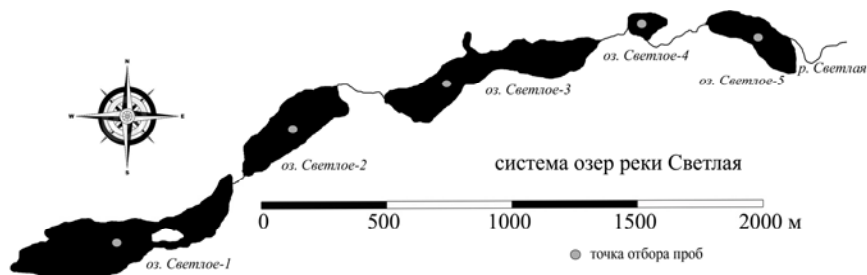


Рисунок 1. Карта-схема расположения системы озер реки Светлая

Берега озер в основном крутые, сформированы песчаником и ледниковыми отложениями, южный берег выше северного. Для озер Светлое-3 и Светлое-4 характерен заболоченный северный берег, однако, по всей видимости, это является результатом процесса их сукцессии.

Известно, что важнейшую роль в трансформации органического вещества в меромиктических водоемах играет анаэробная деструкция, в результате которой в мнимолимнионе происходит накопление продуктов ее терминальных этапов – метана и сероводорода. В то же время невысокие концентрации сульфата (в среднем 10.4 мг/л) в изученных озерах ограничивают процесс сульфатредукции и доминирующим процессом анаэробной минерализации ОВ становится метаногенез, о чем свидетельствуют обнаруженные высокие концентрации метана.

На рис. 2 представлена сезонная динамика распределения содержания метана в оз. Светлое-1. Концентрация метана изменялась от 0.124 до 1267.92 μM . Как видно из представленных на рисунке данных для озера Светлое-1 характерно относительно постоянная концентрация метана в мнимолимнионе с резким уменьшением его содержания в зоне хемоклина в результате окисления метанотрофными бактериями, препятствующими выходу значительных количеств метана в атмосферу.

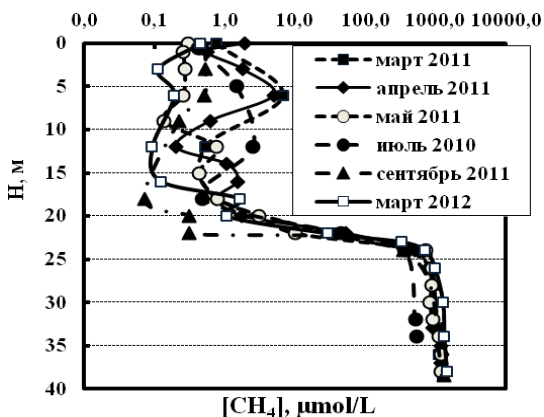


Рисунок 2. Сезонная динамика содержания метана в оз. Светлое-1

Наибольшие сезонные вариации содержания метана отмечены в миксолимнионе, где его концентрации определяются комплексом факторов, таких как поверхностный сток, интенсивность метаноокисления, перемешивание водных слоев, активность метаногенов в анаэробных микронишах водной толщи (частицы взвеси, детритного материала и т.д.) [5]. Максимальная концентрация в поверхностном горизонте зафиксирована в апреле 2011 г. (1.945 μM) после таяния льда, в придонном горизонте – в марте 2011 г. (1267.92 μM).

Сезонные исследования показали, что метан аккумулируется в монималимнионе и изменения его запаса в течение года незначительны. Общий запас метана в озере Светлое-1 в среднем составил 2.36 ± 0.04 тонн, варьируя от 2.27 до 2.43 тонн в течение года.

В мае 2011 г., в период предполагаемой гомотермии, проведены рекогносцировочные исследования системы озер реки Светлой. Результаты показали, что в весенний период во всех озерах сохраняется температурная и кислородная стратификация (рис. 3 а, б). Концентрации метана в водной толще исследованных озер изменялась в очень широком диапазоне значений от 0.060 до 2497.67 μM . Поверхностная концентрация метана увеличивалась от озера оз. Светлое-1 к озеру Светлое-3 от 0.302 до 0.423 μM , резко возрастая (почти в 50 раз) в поверхностном слое мелководного оз. Светлое-4 (15.59 μM), где уже на 3.5 м концентрация метана достигала 290.24 μM , увеличиваясь в придонной воде до 694.02 μM . В оз. Светлое-5 поверхностная концентрация метана составила 5.96 μM . Исследования бореальных озер S. Juutinen et al. [6] показали, что поверхностные концентрации метана связаны с глубиной озера, более мелкие озера демонстрируют более высокие концентрации метана в поверхностных горизонтах.

Максимальная концентрация метана в придонном горизонте зафиксиро-

вана в оз. Светлое-3 (2497.67 μM). Однако, поскольку при отборе проб придонной воды оз. Светлого-3 наблюдалась интенсивная дегазация, реальная концентрация метана в придонной воде может быть выше.

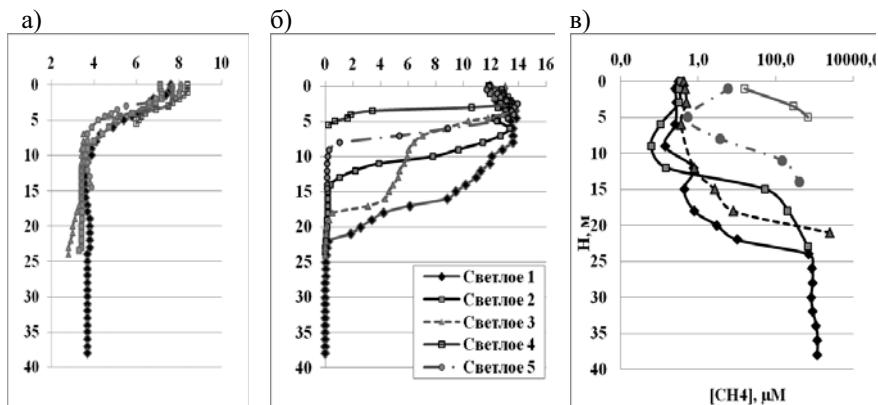


Рисунок 3. Вертикальные профили распределения температуры $^{\circ}\text{C}$ (а), растворенного O_2 мг/л (б), CH_4 μM (в) в системе озер реки Светлая в мае 2011 г.

Характер распределения содержания метана в толще воды исследованных озер аналогичен: максимально высокие концентрации в придонных горизонтах, резкое снижение содержания на границе аэробной/анаэробной зон и увеличение в поверхностном горизонте (рис. 3 в). Такое распределение метана типично для меромиктических озер. Исключение составляет самое мелководное в системе оз.Светлое-4, где по глубине наблюдалось равномерное увеличение содержания метана.

Исходя из вертикального распределения метана в водной толще озер, можно сделать вывод, что в исследованных озерах продукция метана происходит в менимнионе, а поглощение большей его части осуществляется на границе аэробной/анаэробной зон. Таким образом, метан, как конечный продукт анаэробной деструкции ОР и источник питания для метанотрофных бактерий, трансформирующих его в микробную биомассу, является важным компонентом углеродного цикла в экосистемах изученных озер.

В целом система Светлых озер демонстрирует аномально высокие концентрации метана. Воды озер перенасыщены метаном и являются источником его потока в атмосферу. Уровень содержания метана в озерах Светлое-1 и Светлое-3 сравним с наблюдаемым в озере Матано ($H=600$ м), Индонезия, где более 50% автохтонного органического вещества минерализуется через метаногенез [7]. Подобные концентрации наблюдаются также в озере вулканического происхождения Киву с поступающими вулканическими газами [8].

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ 12-05-91055-НЦНИ_а, РФФИ № 11-05-98802 р_север_а, Программы Президиума УрО РАН № 12-У-5-1034.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bolle H.J., Seiler W., Bolin B. Other greenhouse gases and aerosols // The greenhouse effect, climatic change and ecosystems / Ed. Bolin B. et al. 1986. SCOPE 29. P. 157–203.
2. Bastviken D., Cole J., Pace M., Tranvik L. Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate // Glob. Biogeochem. Cycles. 2004. V.18. P. 1–12.
3. Кокрятская Н.М., Забелина С.А., Титова К.В. и др. Биогеохимические исследования системы стратифицированных озер реки Светлая (водосборный бассейн Белого моря) // Геология морей и океанов: Матер. XIX международной научной конференции (Школы) по морской геологии, г. Москва, 14–18.11.2011 г. Т. IV. С. 58–62.
4. Чупаков А.В., Покровский О.С., Широкова Л.С. и др. Гидрохимические особенности пресноводного меромиктического оз. Светлое (Архангельская область) // Вестник Северного (Арктического) федерального университета. Серия "Естественные науки". № 1. 2013. С. 20–31.
5. De Angelis M.A., Lee C. Methane production during zooplankton grazing on marine phytoplankton// Limnol.Oceanogr. 1994. V. 39. P. 1298–1308.
6. Juutinen S., Rantakari M., Kortelainen P. et al. Methane dynamics in different boreal lake types // Biogeosciences. 2009. V. 6. P. 209–223.
7. Crowe S.A., Katsev S., Leslie K. et al. The methane cycle in ferruginous Lake Matano // Geobiology. 2011. V. 9. P. 61–78.
8. Schmid M., Halbwachs M., Wehrli B., Wuest A. Weakmixing in Lake Kivu: new insights indicate increasing risk of uncontrolled gas eruption // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2005. V. 6. Q07009. 11 pp.

The results of stratified (meromictic) small lakes of the River Svetlaya (the catchment area of the White Sea) studies are presented. Vertical distribution of dissolved methane in various seasons is investigated.

Забелина С.А., Воробьева Т.Я., Широкова Л.С.

(Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, e-mail: svetzabelina@gmail.com)

Особенности распределения гетеротрофного бактериопланктона в воде устьевой области реки Северной Двины
Zabelina S.A., Vorobieva T.Ya, Shirokova L.S.

(Institute of ecological problems of the North Ural Branch Russian Academy of Science, Arkhangelsk)

Features of the eco-trophic groups of heterotrophic bacterioplankton distribution in the water of the Northern Dvina River mouth area

Устьевые участки крупных рек играют существенную барьерную роль на пути выноса загрязняющих веществ в прибрежные зоны арктических морей [1]. Устьевая область Северной Двины была объектом многочисленных исследований ее гидрохимического состояния, однако исследований динамики численности и структуры гетеротрофного бактериопланктона – основного деструктора органического вещества автохтонного и аллохтонного происхождения, в зоне смешения морских и речных вод не проводилось. Гетеротрофной микрофлоре принадлежит ведущая роль в биотрансформации растворенного и взвешенного органического вещества, которое служит этой группе микроорганизмов источником питания. Увеличение количества эвтрофных бактерий при загрязнении водоемов наблюдается прежде, чем становится заметным изменение химических показателей воды. Изменяется структура микробного сообщества, включая изменения соотношения количества эколого-трофических групп, а также величина размаха кратковременных колебаний численности и т.д. Активность гетеротрофных бактерий во многом определяет интенсивность и характер процессов очищения гидросферы от широкого спектра загрязняющих веществ. По этой причине учет гетеротрофной микрофлоры – очень важный показатель эколого-гического состояния водоема, а также процессов его самоочищения [2, 3].

Анализ литературных данных по распределению бактериопланктона в устьях северных рек показал наличие лишь единичных публикаций по данной теме, касающихся микробиологических исследований Сибирских рек, рек Кольского полуострова [1, 4]. В большинстве публикаций рассматривается динамика гидролого-гидрохимического состояния водной среды устьевых областей северных рек. Микробиологическим исследованиям зоны смешения морских и речных вод не уделялось достаточного внимания. В устье Северной Двины на границе река–море М.Д. Кравчишиной с соавт. [5] проводилось параллельное изучение концентрации взвеси и общей численности микроорганизмов (ОЧМ), учитываемой прямым счетом на мембран-

ных фильтрах, в поверхностном слое воды в летнюю межень. Авторами были установлены изменения содержания взвеси и ОЧМ на трех ступенях маргинального фильтра.

Сотрудниками лаборатории пресноводных и морских экосистем ИЭПС УрО РАН проводятся систематические микробиологические исследования устьевой области Северной Двины. Наблюдения за изменчивостью концентраций гетеротрофного бактериопланктона (ГБ) в воде на станциях, неподверженных влиянию промышленных сточных вод (СВ), свидетельствуют о довольно устойчивой динамике их развития в сезонном и межгодовом аспектах, зависящей, в основном, от содержания легкоокисляемого органического вещества. Проведенные исследования выявили закономерности распространения гетеротрофных микроорганизмов, в том числе аллохтонных, в экосистеме устья Северной Двины. Количественные и качественные показатели позволили достаточно четко обозначить локальные районы влияния сточных вод АЦБК и СЦБК, в то время как различия по гидрохимическим показателям (БПК₅, ХПК, содержанию общего фосфора, фосфатов, нитратов и др.) были статистически недостоверны [6, 7].

В рамках комплексных исследований устьевой области Северной Двины в летнюю межень 2009, 2011, 2012 гг. проводилось изучение количественных показателей развития различных эколого-трофических групп гетеротрофного бактериопланктона (эвтрофных бактерий (ЭБ), факультативно-олиготрофных бактерий (ФОВ), растущих на среде Горбенко, олиготрофных бактерий (ОБ) на голодном агаре). Целью работы являлось изучение особенностей распределения и динамики структуры гетеротрофного микробценоза воды устьевой области Северной Двины в зависимости от гидролого-гидрохимических факторов среды и от степени загрязнения акватории. Схема отбора проб представлена на рисунке.

Численность гетеротрофного бактериопланктона в устье реки варьировала в широких пределах: ЭБ – от 20 до 2820 КОЕ/мл, ФОВ – от 80 до 6240 КОЕ/мл, ОБ – от 40 до 6120 КОЕ/мл. Наиболее загрязненными участками по микробиологическим показателям являются район ж/д моста в черте г. Архангельска (ст. 24) и район выпуска сточных вод АЦБК: здесь обнаружено максимальное содержание всех изученных групп бактерий.

В дельте реки (ст. 22, 23, 21, 20) отмечены невысокие вариации численности эвтрофных бактерий – от 620 до 690 КОЕ/мл в поверхностном слое, от 150 до 440 КОЕ/мл – в придонном слое. Данные количественные показатели характерны для незагрязненных вод. По мере приближения к морскому краю дельты (ст. 0, 19, 18) численность ЭБ снижается в 3–4 раза (до 150–250 КОЕ/мл) вследствие смешения речных и морских вод. Для гетеротрофных бактерий, растущих на обедненных средах, характерна более высокая и сложная изменчивость, зависящая от гидродинамики вод конкретного района. Количественные характеристики и структура ГБ отражают динамические изменения условий окружающей среды, являясь чувствительными ин-

дикаторами ее состояния.

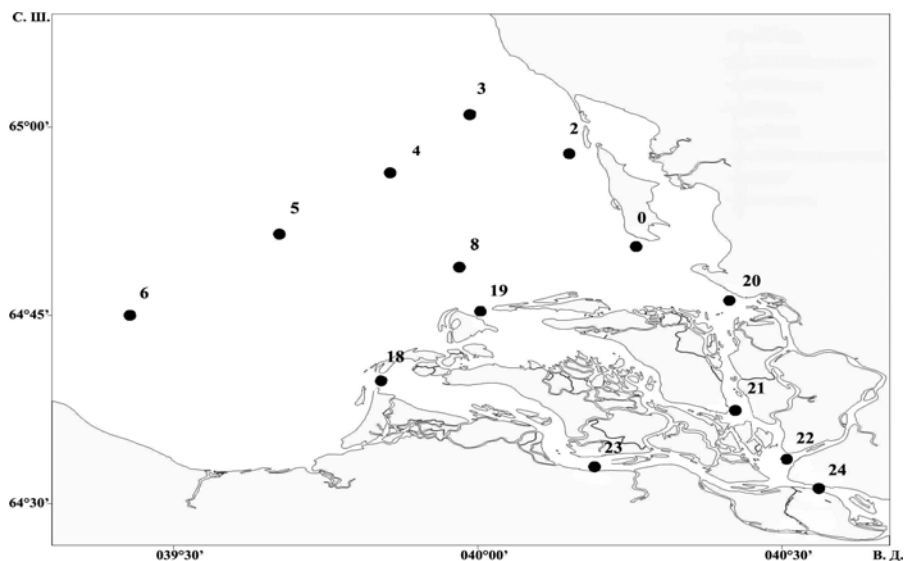


Рисунок. Схема расположения станций отбора проб воды в устьевой области реки Северной Двины

Численность ФОБ, ОБ варьирует соответственно от 180–190 (ст. 19) до 2600 КОЕ/мл (ст.0), от 180–290 (ст.0) до 6120 КОЕ/мл (ст.19). Исключение составляет ст. 18, где наблюдалось наибольшая концентрация всех групп гетеротрофного бактериопланктона в дельте реки (ЭБ – 1780, ГБ – 6240), вызванная влиянием речного стока Никольского рукава. При поступлении морских вод во время прилива (соленость воды в поверхностно-придонном слое воды увеличивается соответственно до 10.56–25.19‰) численность бактериопланктона в этом районе уменьшается в 2–3 раза.

Экологическая структура микробного сообщества в зоне смешения морских и речных вод характеризуется преобладанием автохтонных олиготрофных бактерий. Увеличение численности ГБ, растущих на обедненных средах, вероятно, вызвано поступлением в среду автохтонного РОВ, образующихся при отмирании при данной солености воды как пресноводного, так и морского планктона [5].

В вершине Двинского залива численность различных групп гетеротрофного бактериопланктона отличается незначительно. Исследование зависимости численности гетеротрофного бактериопланктона зоны смешения морских и речных вод от температуры, мутности и солености воды не выявили значимых взаимосвязей. Статистически значимая корреляция

($r=0,458$, $p \leq 0.05$, $n=30$) выявлена только между мутностью воды и численностью олиготрофных бактерий – представителей автохтонного бактериоценоза водоема.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ 12-05-91055-НЦНИ а, 11-05-98810-р север а, Программы Президиума УрО РАН № 12-У-5-1034, Проекта фундаментальных исследований «Арктика» № 12-5-4-007.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Брызгалов В.А., Иванов В.В. Антропогенная нагрузка с водосборов северных и сибирских рек России на их устьевые экосистемы // Экологическая химия. 2003. Т. 12. № 3. С. 160–170.
2. Кузнецов С.И., Дубинина Г.А. Методы изучения водных микроорганизмов. М.: Наука, 1989. 286 с.
3. Руководство по гидробиологическому мониторингу пресноводных экосистем / Под ред. д.б.н. В.А. Абакумова. С-Пб.: Гидрометеиздат, 1992. 318 с.
4. Мищенко Е.С., Богданова О.Ю. Динамика функционирования сообществ гетеротрофного бактериопланктона водных масс литорали Кольского залива // Успехи современного естествознания. 2011. № 8 С. 51–52
5. Кравчишина М.Д., Мицкевич И.Н., Веслополова Е.Ф. и др. Взаимосвязь взвеси и микроорганизмов в водах Белого моря // Океанология. 2008. Т. 48. № 6. С. 900–917.
6. Забелина С.А. Распространение дрожжеподобных грибов в устьевой части р. Северной Двины // Материалы Международной конф. «Экология Северных территорий России. Проблемы, прогноз ситуации, пути развития, решения». Т.2. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2002. С. 361–364.
7. Воробьева Т.Я., Забелина С.А. Аллохтонная микрофлора в зоне влияния Архангельского и Соломбальского ЦБК // Биологические ресурсы Белого моря и внутренних водоемов Европейского Севера: Тез. докл. III (XXXVI) межд. конф. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2003. С. 20.

The results of studies of the quantitative distribution of the structure and dynamics of heterotrophic bacterioplankton water of the Northern Dvina mouth area are presented. Quantitative characteristics and structure of the GB reflect dynamic changes of environmental conditions, being the most sensitive indicators of its condition.

**Зарецкая Н.Е.¹, Максимов Ф.Е.², Хайтов В.М.³,
Шевченко Н.В.⁴, Кузнецов В.Ю.², Покровский Б.Г.¹**

(¹ Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: n_zaretskaya@inbox.ru; ² СПбГУ, г. Санкт-Петербург; ³ СПбГУ, Кандалакшский Государственный Заповедник, г. Санкт-Петербург; ⁴ МГУ им. Ломоносова, г. Москва)

Междисциплинарные исследования резервуарного эффекта Белого моря

**Zaretskaya N.E.¹, Maksimov F.E.², Khaitov V.M.³,
Shevchenko N.V.⁴, Kuznetsov V.Ju.², Pokrovskiy B.G.¹**

(¹ Geological Institute of RAS, Moscow; ² St-Petersburg State University, St-Petersburg³; St-Petersburg State University, Kandalaksha Natural Reserve, St-Petersburg; ⁴ Moscow State University, Moscow)

Interdisciplinary studies of the White Sea reservoir effect

Раковины морских моллюсков, в силу своего происхождения и местобитания организмов, являются одним из самых сложных материалов для радиоуглеродного анализа, так как подвержены пространственным вариациям концентрации радиоуглерода – так называемому резервуарному эффекту. В морских и океанических бассейнах (или же резервуарах) приповерхностные воды постоянно обмениваются углекислым газом с атмосферой, поэтому соотношение $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ в них близко к атмосферному значению. Глубинная же циркуляция протекает медленнее, глубинные воды не обмениваются с атмосферой, и содержание в них ^{14}C постоянно уменьшается. Это вызывает «старение» радиоуглерода, растворенного в воде, и приводит к тому, что современные морские формации могут иметь кажущийся возраст – резервуарный эффект. Поскольку перемешивание вод определяется локальными условиями, такими как форма побережья, приливно-отливные течения и ветер, величина резервуарного эффекта может меняться во времени и пространстве, хотя в среднем составляет порядка 400 лет [1].

Морские организмы при постройке своих тел переносят в них изотопное соотношение $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$, присущее морской воде. Таким образом, возраст образцов раковин может быть значительно удревнен из-за дефицита углерода, синхронного времени его поглощения морскими моллюсками. С другой стороны, при метаболизме морского организма происходит фракционирование изотопов углерода, что, в свою очередь, вызывает омоложение его радиоуглеродного возраста. Поэтому радиоуглеродное датирование раковин моллюсков требует решения методических задач.

Для западных берегов Белого моря, с их высокими скоростями поднятия, острым дефицитом наносов в береговой зоне и маломощным чехлом рыхлых отложений, раковины морских моллюсков до недавнего времени являлись единственным материалом для геохронологических исследований четвертичных морских отложений. Даты, полученные по образцам таких рако-

вин, могут быть важными хронологическими реперами для стратиграфических реконструкций. Поэтому мы решали сразу несколько задач: 1) геохронологическую, – исследовали погребенные раковины как валидный/невалидный материал для радиоуглеродного датирования; для этого нужно было определить величину изотопного фракционирования, и резервуарного эффекта; 2) палеобиологическую, – исследовали раковинные тафоценозы, их возраст и особенности их формирования, результаты решения этой задачи опубликованы [2].

Для определения величины морского резервуарного эффекта есть три пути: 1) самый простой, – провести параллельное датирование образцов морского и терригенного происхождения; такое возможно обычно при датировании археологических стоянок, в погребенных раковинных линзах подходящих образцов нет; 2) провести параллельное радиоуглеродное (^{14}C) и уран-ториевое ($^{230}\text{Th}/\text{U}$) датирование; 3) измерить активность радиоуглерода в так называемых «добомбовых» образцах – возраста до 1950 года, до начала массовых испытаний ядерного и атомного оружия. Последний подход требует измерений микро-образцов на ускорительных масс-спектрометрах (AMS), так как образцы раковин «добомбовых» сборов обычно хранятся в коллекциях и малы по объему, что создает дополнительные трудности ввиду отсутствия в России такого измерительного оборудования.

Изначально мы предполагали, что величина резервуарного эффекта для голоценовых раковин в Белом море будет незначительна в силу мощных приливно-отливных течений и активного перемешивания приповерхностных и подповерхностных вод, но, это предположение следовало или доказать, или опровергнуть. Исследования были начаты с параллельного ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования погребенных раковин двустворчатых моллюсков, найденных нами в большом количестве в ракушечных линзах на литорали и на высоте 25 м над современным уровнем Белого моря. Результаты приведены в табл. 1.

Было выбрано два вида двустворчатых моллюсков – *Hiatella arctica* и *Tridonta borealis*, доминирующих в составе голоценовых раковинных тафоценозов Кандалакшского залива Белого моря. В лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН (Москва) было выполнено радиоуглеродное датирование, а также измерены величины $\delta^{13}\text{C}$ для определения поправки на изотопное фракционирование. Радиоуглеродные даты, для приведения их к календарному возрасту и последующему сравнению с уран-ториевыми датами, были откалиброваны в программе CalPal [3]. Затем остатки раковин радиоуглеродных образцов были отправлены в геохронологическую лабораторию СПбГУ. Первые параллельные результаты показали нам довольно обнадеживающими (образцы ГИН-14388tb = ЛУУ-580 и ГИН-14388ha = ЛУУ-579), ^{14}C - и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -даты получились практически идентичными. Для двух образцов результаты в преде-

лах ошибок оказались близки (образцы ГИН-14389ha = ЛУУ-582 и ГИН-14670ha = ЛУУ-681). Для остальных трех образцов отмечены существенные расхождения между результатами ^{14}C - и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования, что может быть связано с нарушением в той или иной степени теоретических предпосылок используемых методов. В частности во всех семи образцах (а точнее в их внутренних фракциях, которые подвергались радиохимическому анализу) зафиксированы некоторые количества ^{232}Th , что может свидетельствовать об изотопном загрязнении раковин. Однако для четырех образцов, где ^{14}C - (калиброванные) и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датировки близки, это обстоятельство не играет существенной роли. Для остальных образцов $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -возраст либо омоложен по сравнению с калиброванным радиоуглеродным (1 образец), либо удревлен (2 образца). Собственно эти факты подтверждают мнение [4] о том, что датирование раковин является непростой задачей, требующей дальнейших исследований.

Таблица 1. Результаты параллельного ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования голоценовых раковин моллюсков в Кандалакшском заливе Белого моря

№ ГИН-	Основные виды	^{14}C дата	калиброванный возраст	№ ЛУУ-	$^{230}\text{Th}/\text{U}$ дата (внутренняя фракция)
14388 tb, «Палеонтологический объект»	<i>Tridonta borealis</i>	7700 ± 80	8499 ± 68	580	8400±1300
14388 ha, «Палеонтологический объект»	<i>Hiatella arctica</i>	7750±100	8567 ± 113	579	8900±600
14389 ha, бухта Биофильтров	<i>Hiatella arctica</i>	6250 ± 60	7152 ± 90	582	6600±500
14679tb, «Палеонтологический объект»	<i>Tridonta borealis</i>	7990 ± 40	8872 ± 89	682	2400±300
14670ha, бухта Биофильтров	<i>Hiatella arctica</i>	6140 ± 50	7052 ± 82	681	6300±1200
14672 ha, Зелёный мыс	<i>Hiatella arctica</i>	5520 ± 60	6334 ± 53	664	10300±1600
14672 tb, Зелёный мыс	<i>Tridonta borealis</i>	5990±100	6848 ± 124	670	9800±1100

Таким образом, на первом этапе наших исследований основная цель не была достигнута, хотя мы получили данные о параллельном ^{14}C - и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датировании голоценовых раковин Белого моря, что само по себе является существенным результатом. Поэтому пришлось заняться поисками «добобовых» образцов раковин. Благодаря усилиям с.н.с. П.П. Стрелкова, на кафедре гидробиологии и ихтиологии Биолого-почвенного факультета СПбГУ были найдены раковины из сборов К.М. Дерюгина 1925 года. Поскольку пробы были очень малы по массе, они были отданы на ^{14}C датирование в

AMS-лабораторию г. Познань (Университет Адама Мицкевича), Польша. Результаты представлены в табл. 2.

Таблица 2. Результаты ^{14}C AMS-датирования раковин 1925 года.

Название 1925 года	Современное название	Глубина обитания, м [5].	Индекс и номер обр.	^{14}C дата
<i>Astarte elliptica</i>	<i>Elliptica elliptica</i>	3-155 (макс. обилия – 30)	Poz-55757	435 ± 25
<i>Astarte bansesi</i>	<i>Nicania montagui</i>	2-220 (макс. обилия – 20)	Poz-55758	440 ± 25
<i>Tellina calcarea</i>	<i>Macoma calcarea</i>	0-20 (макс. обилия – 15)	Poz-55759	510 ± 30
<i>Saxicava arctica</i>	<i>Hiatella arctica</i>	2-140 (макс. обилия – 8-20)	Poz-55763	535 ± 30
<i>Thyasira flexuosa</i>	<i>Thyasira gouldi</i>	2-290 (макс. обилия – 20)	Poz-55762	995 ± 25

Из приведенных в табл. 2 видов два встречаются в исследованных нами тафоценозах – *Elliptica elliptica* и *Hiatella arctica*. Величина резервуарного эффекта в этих образцах – 435 ± 25 и 535 ± 30 соответственно, то есть, практически соответствует средней величине резервуарного эффекта. Поскольку величина изотопного фракционирования ($\delta^{13}\text{C}$) исследованных в ГИНе образцов колеблется от -0.8 до 1 (от 387 до 416 лет соответственно), то, в целом, можно сказать, что величина резервуарного эффекта в Белом море гасится поправкой на $\delta^{13}\text{C}$. Большая величина резервуарного эффекта в образце Poz-55762 (995 ± 25 , *Thyasira gouldi*) связана, возможно, с тем, что раковина была добыта с большей, чем остальные образцы, глубины. Для Кандалакшского залива и Бассейна Белого моря характерно стратификационное, трехчленное строение водной массы, где нижний, самый глубокий слой характеризуется низкими температурами, высокой соленостью и имеет ограниченное взаимодействие с поверхностной водной массой. Придонный и поверхностные слои разделены промежуточным слоем (т.н. «теплым промежуточным слоем» или ТПС); он начинает формироваться в конце сентября на глубинах порядка 10 м, а в максимум развития (с ноября по декабрь) глубина возрастает от 20 до 40 м; разрушение промежуточного слоя происходит с января по конец мая [6].

Поэтому можно сделать вывод, что величина резервуарного эффекта в образцах двустворчатых моллюсков Белого моря, обитающих, в основном, на глубинах 20–30 м (возможно, и немного глубже), колеблется в интервале $435\text{--}535$ ^{14}C лет, и практически гасится поправкой на изотопное фракционирование. Массовые скопления древней ракушки формировались на сравнительно небольших глубинах в условиях относительно высокой гидродинамической активности. Поэтому результаты радиоуглеродного датирования массовых скоплений раковин двустворчатых моллюсков можно использовать для геологических и тафономических реконструкций в масштабах вре-

мени голоцена, однако для высокоточного датирования они не пригодны. Для раковин одиночных моллюсков, обитающих на глубинах более 30–40 м, резервуарный эффект может быть существенно выше.

Авторы выражают глубокую признательность П. П. Стрелкову за предоставленные образцы раковин 1925 года, и Томашу Гослару – за проведенное AMS-датирование.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, гранты № 11-05-00538, 12-05-00998 и 13-05-00854.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М.: Техносфера, 2006. 576 с.
2. Зарецкая Н.Е., Шевченко Н.В., Хайтов В.М. Голоценовые тафоценозы малакофауны Белого моря: особенности формирования и радиоуглеродная хронология // Динамика современных экосистем в голоцене. Казань, 2013. С. 160–163.
3. Danzeglocke U., Joris O., Weninger B. CalPal-2007. <http://www.calpal-online.de/>, accessed 2013-09-12.
4. Geyh M.A., Schleicher H. Absolute Age Determination. Physical and Chemical Dating Methods and Their Application. Heidelberg: Springer, 1990. 503 p.
5. Наумов А.Д. Двустворчатые моллюски Белого моря; опыт эколого-фаунистического анализа. С-Пб., 2006. 351 с.
6. Океанографические условия и биологическая продуктивность Белого моря (Аннотированный атлас). Мурманск: ПИНРО, 1991. 115 с. 101 карта.

We present the results of the multi-proxy studies of the reservoir effect in the Kandalaksha inlet of the White Sea. Parallel ^{14}C and $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of bulk shell samples first showed promising results, but the presence of ^{232}Th marked the isotope contamination of samples. AMS-dating of 1925 year samples allowed to measure the reservoir effect as 435–535 ^{14}C years.

Зыкин Н.Н.¹, Рейхард Л.Е.², Клювиткин А.А.², Кравчишина М.Д.², Филиппов А.С.², Будько Д.Ф.²

(¹Всероссийский научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий (ООО «Газпром ВНИИГАЗ»), г. Москва, e-mail: nznz@yandex.ru;

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: mollusc@mail.ru)

Результаты исследований изотопного состава кислорода и водорода вод Белого моря

Zykin N.N.¹, Reykhard L.E.², Klyuvitkin A.A.², Kravchishina M.D.², Filippov A.S.², Budko D.F.²

(¹Scientific-Research Institute of Natural Gases and Gas Technologies (Gazprom VNIIGAZ LLC), Moscow; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

The results of studies of the isotopic composition of oxygen and hydrogen of the White Sea water

С целью изучения вопроса о возможности использования геохимических особенностей вод Белого моря как индикатора его гидрологических условий в рейсе НИС «Эколог», проведённом в июле 2012 г. в рамках программы «Система Белого моря» под научным руководством академика А.П. Лисицына, комплекс традиционно используемых методов наблюдений [1] был дополнен исследованиями изотопного состава кислорода и водорода поверхностных и глубинных вод моря, вод питающих его источников, а также поровых вод верхней части донных отложений (рис. 1).

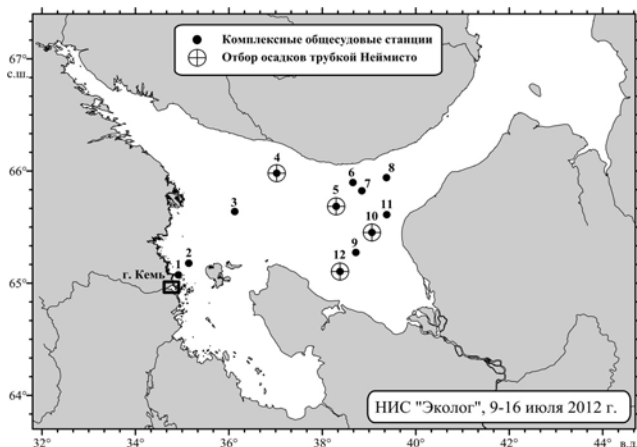


Рисунок 1. Схема расположения станций, выполненных в экспедиции на НИС «Эколог» в июле 2012 г.

Основной целью на первом этапе исследований была оценка возможности применения самого метода в условиях Белого моря, установление диапазона возможных

вариаций изотопного состава кислорода и водорода вод основных питающих источников, а также получение общих представлений о характере распределения геохимических характеристик вод по толще моря и в осадках.

Перспективность изучения изотопного состава вод Белого моря с целью выявления его гидрологических условий определяется двумя факторами: 1) Белое море является внутриконтинентальным, но при этом имеет непосредственную связь с океаном; 2) Белое море одновременно расположено в приполярной и полярной зонах. Исходя из этого, гидрология Белого моря во многом определяется его питанием за счёт двух основных источников: за счёт вод впадающих в него рек и притока вод открытого океана (вод Баренцева моря). В геохимическом отношении воды этих источников представляют собой наиболее контрастные разновидности природных вод, при этом изотопный состав метеогенных вод контролируется климатической зональностью.

Пробы морской воды отбирались при помощи батометров на комплексных общесудовых океанографических станциях (рис. 1). Для изотопных исследований вод по толще моря отбор проб производился из горизонтов, выбранных по результатам гидрооптического и гидрофизического зондирования. Отбор проб поверхностных вод в маргинальном фильтре р. Кемь (рис. 2) первоначально осуществлялся в пластиковые канистры. Для хранения и транспортировки пробы воды отбирались в герметичные полипропиленовые контейнеры объёмом 20 мл.

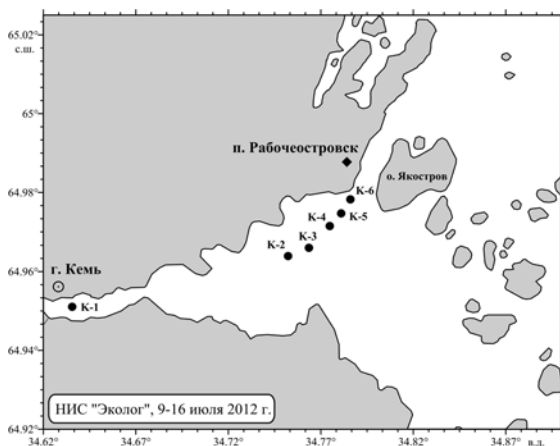


Рисунок 2. Схема расположения станций в маргинальном фильтре р. Кемь

Отбор проб донных осадков производился гравитационной грунтовой трубкой Неймисто (ГГТ) на станциях № 4, 5 и 12 (рис. 1). Пробы отбирались из верхней части донных отложений по определённой схеме: из интервалов 0–2 см, 2–10 см и 10–20 см.

Схема пробоотбора была обусловлена вертикальной минералогической зональностью отложений, выявленной в процессе литологического изучения донных осадков, отобранных ГГТ в данном рейсе.

Исследование изотопного состава вод проводилось на лазерном анализаторе LGR DLT-100. Измерения проводились с одновременным использованием стандартов V-SMOW и SLAP.

Проведённые исследования показали, что изотопный состав кислорода и водорода изученных вод характеризуется большим диапазоном значений δD

и $\delta^{18}\text{O}$, обусловленного климатическими и гидрографическими условиями района. Диапазон полученных характеристик для вод района в целом составил $-13.2 \div -2.42 \text{ ‰ (SMOW)}$ для $\delta^{18}\text{O}$ и $-102.6 \div -19.10 \text{ ‰ (SMOW)}$ – для δD . Наиболее изотопно-лёгкими являются воды р. Кемь, наиболее тяжёлыми – воды открытой акватории и поровые воды донных отложений. Установлено, что исследованные воды района не лежат на глобальной линии метеорных вод, а составляют линию местных атмосферных осадков, близкой к зависимости $\delta\text{D} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$ (рис. 3).

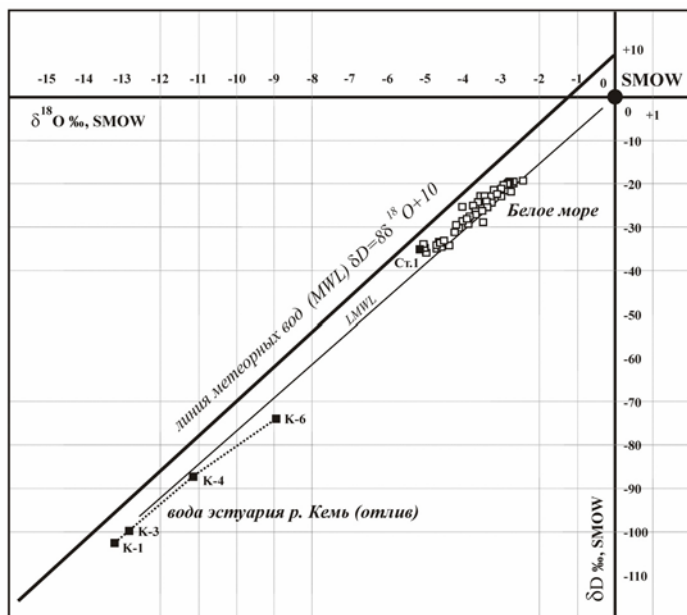


Рисунок 3. Изотопный состав изученных вод Белого моря

Рассмотрение характера изменения изотопного состава кислорода и водорода изученных проб воды по глубине водной толщи моря показало, что общей закономерностью для всех разрезов является обогащение вод тяжёлыми изотопами от поверхностных вод моря к его глубоким горизонтам, что указывает на достаточно выраженную стратификацию вод моря (рис. 4).

В верхних горизонтах геохимического профиля станций 4, 5, 9, 10 на фоне указанной общей закономерности установлено локальное отклонение, выражающееся в развитии верхней части водного слоя, обеднённого ^{18}O и D относительно поверхностных вод моря в целом и вод нижележающих горизонтов водной толщи. Отмеченный эффект может отражать как наличие в данном разрезе контрастного по составу течения (потока), так и являться следствием обеднения поверхностных вод лёгкими изотопами в результате их интенсивного испарения.

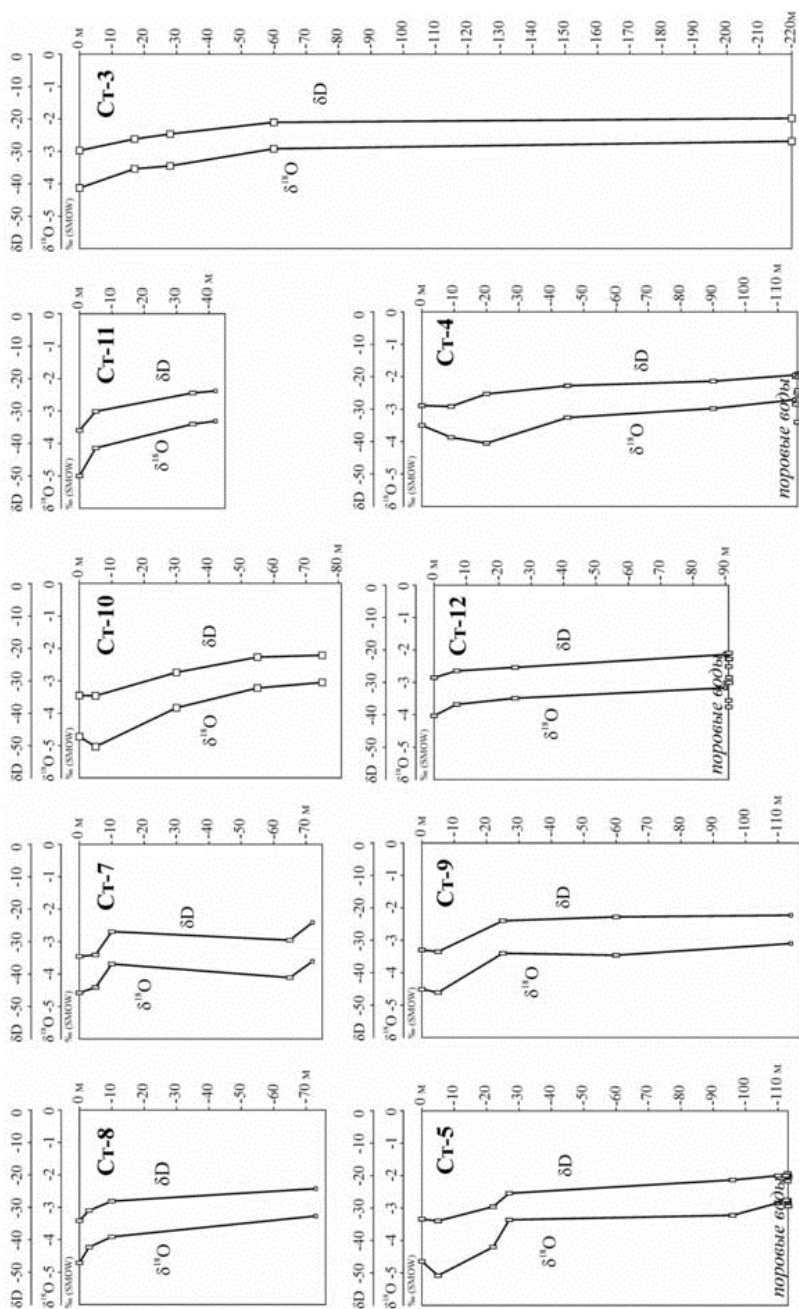


Рисунок 4. Характер изменения изотопного состава кислорода и водорода в вод Белого моря по глубине

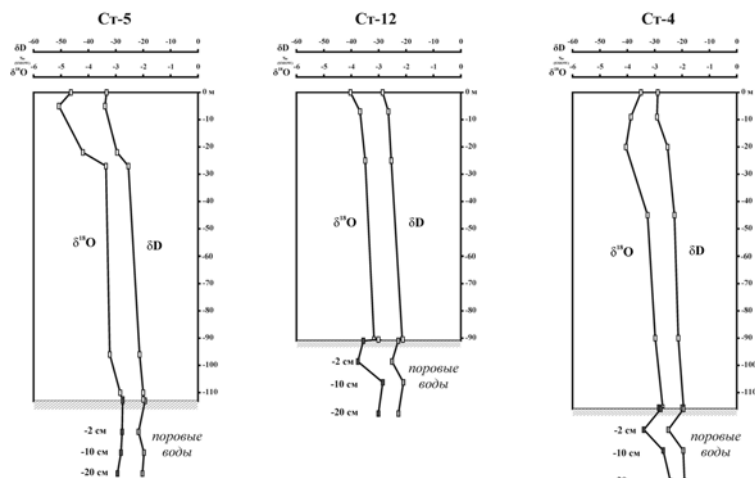


Рисунок 5. Характер изменения изотопного состава кислорода и водорода поровых вод донных отложений

Изучение поровых вод донных осадков показало, что в изотопном составе поровых вод донных отложений наблюдаются значительные вариации, отмечаемые даже в слоях малой мощности (рис. 5).

По всей видимости, это явление следует связывать с изменением химического состава донных отложений, вызванного преобразованием органического вещества, аутигенным минералообразованием и другими диагенетическими процессами в донных осадках. В целом, проведённые исследования показали, что геохимические свойства вод Белого моря и вод питающих его источников значительно отличаются и могут быть использованы в целях изучения гидрологических условий бассейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента РФ №НШ-618.2012.5 и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН №23 п.10.1. «Трансевропейский меридиональный морской эколого-геохимический разрез».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Система Белого моря. Том II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. 784 с.

Water samples were collected from different horizons of the White Sea water column and pore water samples from the top of the sediment for the study of the isotopic composition of oxygen and hydrogen during the expedition of the research vessel "Ecolog" in July 2012. The results of isotopic studies confirm the usefulness of the geochemical characteristics of the White Sea water as indicators of its hydrological conditions.

Зыков С.Б., Зыкова Е.Н.

(Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, E-mail: chatlanen-1@yandex.ru)

Уран-изотопный состав подземных и поверхностных вод водосбора и вод бассейна Белого моря

Zhykov S., Zhykova N.

(Institute of ecological problems of the North, UB RAS, Archangelsk)

Uranium-isotopic composition of groundwater and surface water catchment and water of the basin of the White Sea

Водосбор Белого моря отличается хорошо развитой речной сетью, обилием озер и болот. Обнаруженные особенности химического состава речных вод генетически связаны с составом горных пород, слагающих бассейны рек, различием в составе почв, обилием и характером болот.

Почвенно-геологические и климатические условия исследуемой области способствуют формированию маломинерализованных поверхностных вод. Наиболее низкой минерализацией отличаются реки Карельского, Поморского и Кандалакшского побережий (в среднем соответственно – 19 мг/л⁻¹, 29 мг/л⁻¹, 24 мг/л⁻¹), бассейны которых, в основном сложены трудновыщелачиваемыми кристаллическими архейскими образованиями.

Более значительная минерализация рек Терского побережья (в среднем около 40 мг/л⁻¹) обусловлена наличием более легкорастворимых вулканогенно-осадочных пород, относящихся к протерозою.

Наиболее высокая минерализация (в среднем около 50 мг/л⁻¹) свойственна рекам Онежского побережья, бассейны которых сложены осадочными палеозойскими породами. Известную роль в повышении минерализации воды этих рек играют соляные источники, выходящие на поверхность Онежского полуострова в результате разгрузки нижнекембрийского и каменноугольного комплексов Восточно-Русского артезианского бассейна.

1. Полигоны исследования уран-изотопного состава природных вод водосборного бассейна

В соответствии с «Программой научно-исследовательских работ на 2009–2011 гг.» лаборатории экологической радиологии по теме «Исследования процессов фракционирования радиоактивных изотопов в природных средах Севера с целью разработки методов прогнозирования месторождений полезных ископаемых и решения задач геоэкологии» нами были выбраны основные полигоны исследований в типовых геолого-гидрогеологических обстановках, благоприятных для формирования рудных концентраций и, соответственно, потенциально опасных в экологическом отношении: нижнепротерозойская Прионежская впадина; неоген-четвертичная Северо-Двинская впадина; Беломорско-Кулойское плато.

Проведены экспедиционные исследования. Определены места опробования подземных и поверхностных вод (подбор колодцев, скважин, источников, ручьев и озер). Выполнена привязка точек опробования с помощью спутниковой навигации. Отобраны пробы подземных и поверхностных вод и проведена их полевая радиохимическая подготовка и лабораторные исследования: определение уран-изотопного состава подземных и поверхностных вод с анализом полученных результатов, составлением таблиц и графиков изменения показателей.

2. Уран-изотопный состав подземных вод водосбора Белого моря

2.1. Северо-Двинская впадина. Проведено определение активности урана в подземных водах на территории неоген-четвертичной Северо-Двинской впадины. Из анализа полученных материалов следует, что минимальные активности изотопов урана преобладают в наиболее минерализованных водах (от 15 до 27 г/л), развитых под наиболее погруженными участками Северо-Двинской впадины. Для этих вод характерно некоторое снижение значений pH и Eh и содержаний гидрокарбонат-иона и повышенные концентрации Fe. Несколько повышаются активности изотопов урана в пресных водах, превышая предельно допустимые значения альфа-активности для питьевых вод. Эти воды выделяются повышенными значениями pH (до 9), Eh (до 300 мВ), содержаний гидрокарбонат-иона, O₂, CO₂ и пониженными концентрациями Fe.

Максимальные активности изотопов урана отмечены в зонах внедрения пресных гидрокарбонатных вод в соленые, на фронте «зон пластового окисления», где минерализация воды составляет 5–10 г/л. Здесь значения Eh – до 300 мВ, pH ~ 7. Характерны минимальные содержания O₂ (0.5 мг/л) и CO₂ (10 мг/л), низкие содержания Fe.

Намечается обратно-пропорциональная зависимость между содержаниями Fe и активностями изотопов урана. Внутренний контур области максимальных активностей урана приурочен к «гидрогеологическому окну» в водоупоре толщи глинистых отложений микулинского моря. Через эту зону происходит разгрузка подземных вод падунской свиты венда в долину р. Северной Двины.

Режимные наблюдения за изотопным составом урана подземных вод в эксплуатируемых скважинах в Северодвинской впадине показывают, что со временем эти параметры сильно меняются.

Скважины санаториев «Беломорье» и «Лазурный» постоянно эксплуатируются, при этом изотопное отношение урана-234 к урану-238 постоянно меняется. Скважина в Вождорме самоизливающаяся, при этом зеркало подземных вод и дебит скважины с годами понижается, а избыток урана-234 возрастает. Объяснение этому явлению находим в том, что запасы первоначальных вод истощаются, а их заменяют или метеогенные воды с малым избытком урана-234 или подтягиваются более глубинные воды, с еще большим избытком урана-234. То есть изотопы урана являются хорошим

индикатором запасов подземных вод при эксплуатации.

2.2. Беломорско-Кулойское плато. Установлены основные факторы и процессы формирования радиоактивных вод в водоносном комплексе алевролитов и песчаников падунской свиты венда на территории неоген-четвертичных палеодолин на Беломорско-Кулойском плато. В отличие от Северо-Двинской впадины, где этот комплекс на склонах впадины и под ее тальвегом перекрыт мощной толщей глинистых отложений микулинского моря, здесь он более открыт с поверхности. Поэтому в нем преобладают пресные воды, что свидетельствует о более активном водообмене.

Порядка 30% проб со средней минерализацией 300 мг/л характеризуются минимальными суммарными активностями изотопов урана (в среднем, 0.016 Бк/л) при среднем отношении активностей четных изотопов урана 3.2. Существует зависимость активности изотопов урана в подземных водах от сезонов года. Для четырех проб характерна близкая минерализация 277 мг/л. Однако, отношение активностей четных изотопов урана очень высоко: 11.36. За счет этого суммарная альфа-активность четных изотопов урана составляет 0.08, что уже близко к предельно допустимой по СанПиН для питьевых вод. Воды этого типа отбирались из наиболее глубоких частей разреза водоносного комплекса алевролитов и песчаников падунской свиты венда, куда метеорные воды уже длительный период времени не имеют доступа. Здесь химическое растворение урана практически отсутствует, и его поступление в воду определяется только радиационными процессами.

Большинство отобранных проб характеризуется несколько повышенной минерализацией (в среднем, 1300 мг/л) и максимальными суммарными активностями изотопов урана (в среднем, 0.11 Бк/л) при среднем отношении активностей четных изотопов урана 4.1. Суммарная альфа-активность четных изотопов урана превышает предельно допустимую по СанПиН для питьевых вод, что требует дополнительных исследований изотопного состава этих вод. Эти пробы отбирались из скважин, расположенных в большинстве случаев непосредственно под палеодолиной, то есть условия формирования альфа-активности этих вод близки к условиям, имеющим место в районе Северо-Двинской впадины (отсутствие разбавления метеорными водами).

При техногенном воздействии на подземные воды происходит изменение концентрации урана и его изотопного состава в водах. Так, например, при разработке месторождения алмазов им. Ломоносова изменяется изотопный состав как поверхностных, так и подземных вод. В результате проведенного ряда исследований изотопов урана в подземных водах алмазных месторождений установлено, что подземные воды, связанные с кимберлитовыми трубками обладают большим избытком урана-234 (до 14 относительных единиц по активности). При разработках месторождений рудничные воды откачиваются на поверхность и далее попадают в естественные грунтовые и поверхностные воды, загрязняя их. Распространение такого

загрязнения устанавливается по нахождению в поверхностных и грунтовых водах избытков урана-234, которых нет в исходных водах (или они не значительные).

Получены данные об активности изотопов урана-234 и урана-238 в подземных водах на месторождении алмазов имени Ломоносова. Здесь располагается 5 кимберлитовых трубок. Приведенные данные демонстрируют большие избытки урана-234 по отношению к урану-238 в подземных водах всех кимберлитовых трубок.

2.3. Прионежская впадина. Проведено опробование водоисточников в центральной части Онежского прогиба (Заонежье) в пределах Кедрозерского и Космозерского блоков V порядка Повенецкого блока IV порядка. Здесь расположены Тамбицкое, Космозерское, Ковкозерское и Святухинское рудные поля с месторождениями Средняя Падма, Царевское, Космозеро и несколькими рудопроявлениями. Основные рудные объекты (Падминское, Космозерское, Царевское месторождения и ряд рудопроявлений) расположены в северо-восточном секторе Онежского прогиба, примыкающего с юго-запада к архейскому кратону. В Онежском прогибе от месторождения урана «Средняя Падма» проявляется ореол рассеяния, направленный от месторождения по Тамбицкой зоне складчато-разрывных дислокаций северо-западной ориентировки в направлении ручья – источника Падмозера и далее вдоль озера Падмозера к реке Падме, вытекающей из озера. Также этот ореол прослеживается в северо-восточном направлении по системе разломов в направлении деревни Савинская. Ореол сформировался в результате дренирующего воздействия Онежского озера.

3. Уран-изотопный состав поверхностных вод водосбора и вод бассейна Белого моря

3.1. Беломорско-Кулойское плато. Месторождение имени Ломоносова располагается на правом берегу реки Золотица, которая впадает в Белое море. При разработке месторождения идет интенсивная откачка воды по ряду скважин, расположенных по периметру карьера. В водах альфаспектрометрическим методом определялся изотопный состав урана и отношение активностей урана-234 к урану-238 с точностью до 0.02.

Отношение активностей урана-234 к урану -238 в откачиваемых водах изменяется в зависимости от сезона года от 3.6 до 6 единиц и составляет в среднем 4 единицы. Это значительно выше, чем в поверхностных водах района. Как правило, поверхностные воды имеют малый избыток урана-234 по отношению к урану-238 и составляет в единицах активности 1-1.5. Карьерные воды сбрасываются прямо на болота, откуда дренируют в реку Золотица. Попадание рудничных вод в поверхностные и грунтовые воды изменяют их уран-изотопный состав, что и является показателем загрязнения поверхностных и грунтовых вод. В нижнем течении реки до начала работы карьера изотопное отношение активностей урана-234 и урана-238 составляло 1.7 (2003 г.), которое изменилось до 3.3 (2006 г.) после начала интенсив-

ных откачек. Это прямое свидетельство влияния карьерных вод на реку Золотица. В настоящее время, ниже по течению, в 10 км от месторождения уран-изотопное отношение в реке Золотица убывает до значения 2.4, что указывает на затухание загрязнения.

3.2. Белое море и прибрежная часть. Установлено, что в прибрежных морских водах в районах крупных рек наблюдаются высокие избытки урана-234. Особенно большое отношение урана-234 к урану-238 обнаружено в воде устья реки Пялица. При этом в приустьевых зонах рек наблюдается снижение концентрации урана в морской воде, что связано с низкими концентрациями его в поверхностном стоке.

Изотопный состав урана в водах Белого моря определен по 130 пробам, отобраным в различных его частях и на разных глубинах - от поверхности до 100м., а так же по более 40 пробам в прибрежных зонах и дельтах рек. Пробы воды отбирались в объеме 20л, из которой радиохимическим способом выделялся уран, а его изотопный состав определялся на альфа-спектрометре с полупроводниковым детектором с разрешением не хуже 30 кэВ. По результатам измерений для каждой пробы воды вычислялись изотопные отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (γ). Относительная погрешность определения указанного отношения составила от 0.5 до 3 %. Изотопные отношения (γ) в центральной части Белого моря изменяются для глубинных вод от 1.08 ± 0.01 до 1.25 ± 0.01 и для поверхностных вод от 1.09 ± 0.01 до 1.33 ± 0.01 . Существенные избытки урана-234, обусловленные на наш взгляд линзами континентальных вод, проникающими в море двумя путями. Первый путь - это речной сток, второй - проникновение подземных вод в морскую воду. В Горле и Бассейне Белого моря воды обладают избытком урана-234, характерным для мирового океана и в частности Баренцева моря. В прибрежных водах избыток урана-234 возрастает.

В некоторых прибрежных зонах обнаружены аномальные его избытки, в частности в Кандалакшской губе, Двинском заливе, в устье р. Поной и устье р.Кемь, которые достигают величины по активности – 2.2. По сравнению с водами Бассейна и Горла Белого моря (1.2–1.3) эти избытки урана-234 являются аномальными. Их природа обусловлена подтоком подземных вод, связанных с месторождениями урана, апатитов, железа, йода, алмазов в морскую среду.

Работы выполнены при поддержке гранта РФФИ №11-05-98810-р_север_а.

This article presents the results of studies of uranium isotopic composition of groundwater and surface water catchment area of the White Sea and the waters of the White Sea basin. Selected the key polygons research of standard geological and hydrological conditions, favorable for the formation of ore concentration and, respectively, of potentially hazardous for the environment.

Киселев Г.П., Зыков С.Б., Зыкова Е.Н.

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

Уран-изотопный состав вод Баренцева моря

Kiselyov G.P., Zykov S.B., Zyкова E.N.

(Institute of ecological problems of the North, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk)

Uranium – isotope composition of waters of the Barents Sea

Концентрация урана в морской воде впервые определена еще в 1933 году Гернером и Карлик. В работе [1] приведены данные о концентрации урана в Тихом и Атлантическом океанах - с поверхности и до глубины 3000 м, которая составляет от 2.2 до $2.8 \cdot 10^{-6}$ г/л. При этом указывается, что в морской воде уран изменяется в широком диапазоне (от $0.6 \cdot 10^{-6}$ до $3.2 \cdot 10^{-6}$ г/л) и зависит от количества привносимого урана с континента реками. Аналогичные данные приведены в монографии Шведова В.П. и Патина С.А. [2] и работе Киселева Г.П. [3]. Показательным влиянием сточных вод с континента на морскую воду является зависимость концентрации урана воды от ее солености в Балтийском море. При солености морской воды до 10 промилле концентрация урана может изменяться от $0.6 \cdot 10^{-6}$ до $5.8 \cdot 10^{-6}$ г/л. Высокие и низкие значения обусловлены речным стоком и абразией береговой линии морскими волнами с последующим растворением минерального состава горных пород. С увеличением солености Балтийского моря от 10 до 35 промилле, что наблюдается при удалении от заливов к открытому морю, концентрация урана изменяется от $0.6 \cdot 10^{-6}$ до $1.8 \cdot 10^{-6}$ г/л. Формирование концентрации урана в воде Мирового океана подробно изложено в работе [4]. В Черном море она близка к средней величине для Мирового океана, но при этом существует уменьшение концентрации с глубиной. Это явление объясняется Г.Н. Батуриным [5] концентрированием урана на поверхности в результате испарения и седиментацией из морской воды у дна.

Из совокупности данных по урану в мировом океане и открытых морях определен интервал его изменения от $0.7 \cdot 10$ до $5.8 \cdot 10^{-6}$ г/л. Отношение четных изотопов урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) для океанов первоначально изучалось Э.Д. Гольбергом. и М. Коиде [6], где показано, что в связи с высокой растворимостью урана и длительным нахождением его в морской воде открытых морей и мирового океана оно не изменяется и равно 1.14 ± 0.014 . В то же время работами Сигимура и Мияке [7] отношение четных изотопов урана для северо-западной части Тихого океана равно 1.09 ± 0.05 , близкое к значениям, приведенным выше. В работах В.В. Чердынцева и других приведены аналогичные данные по изотопам урана в юго-восточной части Тихого океана (1.167 ± 0.007), что указывает на постоянный избыток урана-234 в Мировом океане в пределах от 10 до 17%, объяснить который

возможно с позиции времени пребывания урана в океане, определенного в работах Эдвардса, Чена и Вассербурга [8] в 500000 лет, то есть, в два периода полураспада урана-234 (245000 лет), и привнесом урана в океан с континента поверхностным стоком со средним избытком урана-234 до 50%.

Нами изучается изотопный состав урана морских, прибрежно-морских и континентальных поверхностных и подземных вод на водосборном бассейне Белого моря с целью определения взаимодействия морских и континентальных вод. Показано распределение неравновесного урана в Белом море на поверхности и в придонных водах. Изотопный состав урана в водах Белого моря определен по 130 пробам, отобранным в различных его частях и на разных глубинах – от поверхности до 100 м., а так же по более 40 пробам в прибрежных зонах и дельтах рек. Пробы воды отбирались в объеме 20 л, из которой радиохимическим способом выделялся уран, а его изотопный состав определялся на альфа-спектрометре с полупроводниковым детектором с разрешением не хуже 30 кэВ. По результатам измерений для каждой пробы воды вычислялись изотопные отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (γ). Относительная погрешность определения указанного отношения составила от 0.5 до 3%. Изотопные отношения (γ) в Белом море изменяются для глубинных вод от 1.08 ± 0.01 до 1.25 ± 0.01 , для поверхностных вод от 1.09 ± 0.01 до 1.33 ± 0.01 . В прибрежных зонах уран-изотопное отношение существенно выше.

Ранее, нами было показано, что для Баренцева моря характерны значения изотопных отношений близкие к мировому океану – от 1.12 до 1.14. Такие же значения уран-изотопного отношения имеют поверхностные и глубинные воды центральной части Горла Белого моря. В глубинных водах в районе Соловецких островов установлен избыток урана-234.

С 1 июня по 10 июля 2012 г. была организована морская научно-исследовательская экспедиция в Белое и Баренцево моря на НИС «Профессор Молчанов». В состав экспедиции вошли сотрудники лаборатории экологической радиологии ИЭПС С.Б. Зыков и С.В. Дружинин, которые проводили радиологические исследования в донных осадках, морской воде и атмосфере Белого и Баренцева морей.

Методика определения уран-изотопного состава морских вод Баренцева моря не отличалась от методики ранее проводимых работ. Пробы воды в объеме 20 л отбирались с поверхности моря на станциях рейса, места отбора проб указаны на рисунке. Привязка станций осуществлялась бортовыми навигаторами. Вода проб подкислялась до $\text{pH} = 4$, в пробу добавлялся трассер из урана-232, уран осаждался на активированный уголь (БАУ), проба отстаивалась до полного осаждения угля. Уголь отфильтровывался и доставлялся в лабораторию. В лаборатории уголь прокаливался. Уран выделялся из угля по методикам ВИМСа и осаждался на металлическую подложку. Выход урана рассчитывался по выходу урана-232 и составлял от 10 до 30%. Подложка с нанесенными изотопами урана в виде тонкой пленки

измерялась на полупроводниковом альфа-спектрометре.

По спектрам программным обеспечением альфа-спектрометра вычислялись активности изотопов урана, рассчитывались уран-изотопное отношение урана-234 к урану-238 с погрешностью не хуже 2% и концентрация урана-238 с погрешность не хуже 10% в г/л.

Данные об уран-изотопном отношении урана-234 к урану-238 и концентрация урана в морских водах Баренцева моря приведены на рисунке. Концентрация урана в воде моря составляет от $0.49 \cdot 10^{-7}$ до $3.56 \cdot 10^{-6}$. Уран-изотопное отношение в морской воде изменяется от 1.11 ± 0.02 до 1.91 ± 0.02 .

Рейс «Профессор Молчанов» проходил через Нордкапское течение и его Новоземельскую ветвь. В этой связи представляет интерес определение уран-изотопного состава урана как трассера различных вод, формирующихся в Баренцевом море в результате морских течений и их взаимодействия с континентальными водами. Установлено, что в Нордкапском течении встречаются воды с аномально высоким (для морской воды) уран-изотопным отношением по активности $\gamma = 1.91$. Воды с таким параметром распространены на континентах. Мы предполагаем, что Нордкапское течение при своем движении захватывает континентальные воды со Скандинавского полуострова и переносит их на большие расстояния. Судя по уран-изотопному составу, воды Нордкапского течения имеют сложную структуру. Более равномерно по изотопному составу распределены воды в Новоземельской ветви, где γ изменяется от 1.12 до 1.20, что близко к значениям в Мировом океане.

В течении из Северного Ледовитого океана γ изменяется от 1.16 до 1.32. При этом, в районе встречи течения Новоземельской ветви и течения из Ледовитого океана сформировалась аномальная зона вод с γ от 1.32 до 1.43, наблюдаемая по шести станциям. Наиболее простое объяснение этой аномалии - подъем донных подземных вод в вихре, образованном при столкновении двух течений. Вдоль побережья Новой Земли не наблюдается примесей континентальных вод, что справедливо, так как в период проведения морской экспедиции интенсивного таяния снега на Новой Земле не было. На последней станции в прибрежной зоне Кольского полуострова наблюдается вода с концентрацией урана $0.49 \cdot 10^{-7}$ г/л и аномальным для морской воды отношением $\gamma = 1.78$. Это очевидно влияние талых вод с Кольского полуострова.

Исследование генезиса морских вод является актуальной проблемой. Изменение структуры воды особенно сказывается на подводном мореплаваннии. Для этих целей есть ряд методов, применяемых в физике морей. Полученные нами данные показывают, что изотопы урана могут существенно способствовать решения задач генезиса морских вод, а так же могут способствовать решению задач распространения и переноса загрязняющих веществ в морских пространствах.

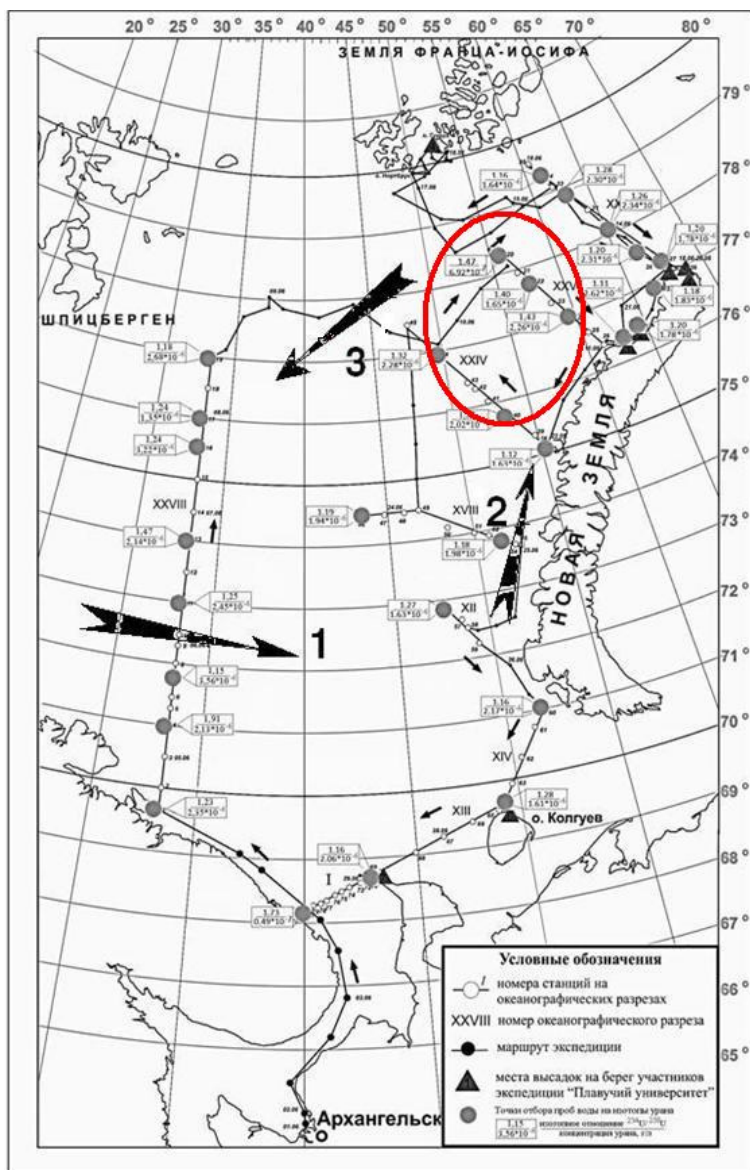


Рисунок. Маршрут рейса «профессор Молчанов» 1 июня–10 июля 2012 г. и результаты уран-изотопных исследований вод Баренцева моря (стрелками показаны оси течений: 1 – Нордкапского; 2 – Новоземельской ветви Нордкапского течения; 3 – обратного течения из Северного Ледовитого океана; округлым контуром показана аномальная зона избытка урана-234)

Работы выполнены при поддержке гранта РФФИ №11-05-98810-р_север_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Николаев Д.С., Ефимова Е.И., Дрожжин В.М. Средние данные по распределению урана, иония радия и тория в водах Тихого, Атлантического океанов и их морей // Изотопные исследования природных вод. М., 1979. С. 157–172.
2. Шведов В.П., Патин С.А. Радиоактивность океанов и морей. М.: Атомиздат, 1968. 287 с.
3. Киселев Г.П. Изотопы урана в геосфере. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 220 с.
4. Батурин Г.Н., Коченов А.В. Миграция урана в реках и время его пребывания в водах Мирового океана, морей и озер // Геохимия. 1969. № 6. С. 510–517.
5. Батурин Г.Н., Коченов А.В., Ковалева С.А. Некоторые особенности распределения урана в водах Черного моря // Докл. АН СССР. 1966. № 3. С. 698–700.
6. Гольберг Э.Д., Коиде М. Вопросы геохимии и геохронологии океана: Пер. с англ. / Под ред. В.М. Вдовенко. М.: Мир, 1965. С. 130–141.
7. Miyake Y., Sugimura J, Uchida T. Ratio $U^{234/238}U$ and the uranium concentration in sea water in western north Pacific // J.Geophys. Res. 1966. V. 71. P. 3083.
8. Edvards R.L., Chen J.H., Wasserburg G.J. ^{238}U - ^{230}Th - ^{232}Th sistematics and the precise measurement of time over the past 500 000 years // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 81. P. 465–475.

Experimental works on definition of isotopes of uranium in waters of the Barents Sea during sea voyage on a "Professor Molchanov" route on June 1– July 10, 2012 were carried out. It is shown that the Nordkapsky current has waters with big excess of uranium-234, not characteristic for waters of the World Ocean. The abnormal zone of excess of uranium-234 on a joint of the Novozemelsky current and a current from the Arctic Ocean is established.

**Клювиткин А.А.¹, Кравчишина М.Д.¹, Филиппов А.С.¹,
Толстиков А.В.², Рейхард Л.Е.¹, Мутовкин А.Д.¹,
Чульцова А.Л.³**

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, klyuvitkin@ocean.ru;

²Институт водных проблем Севера Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск;

³Северо-западное отделение ИО РАН, г. Архангельск)

**Комплексные исследования Белого моря в экспедиции
НИС “Эколог” в июле 2012 г.**

**Klyuvitkin A.A.¹, Kravchishina M.D.¹, Filippov A.S.¹,
Tolstikov A.V.², Reiherd L.E.¹, Mutovkin A.D.¹,
Chultsova A.L.³**

¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow,

²Institute of Northern Water Problems, Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk,

³North-Western Branch of IO RAS, Arkhangelsk)

**Comprehensive studies of the White Sea in the research cruise
of the RV “Ekolog” in July 2012**

В период с 9 по 16 июля 2012 г. в Белом море проводилась комплексная междисциплинарная экспедиция на борту НИС “Эколог”, организованная Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН и Институтом водных проблем Севера Карельского НЦ РАН. Исследования проводились в рамках проекта “Система Белого моря” (руководитель – академик А.П. Лисицын) [1]. В экспедиции участвовали сотрудники Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (в том числе, его Северо-Западного отделения), Института водных проблем Севера Карельского НЦ РАН и Санкт-Петербургского государственного университета. Маршрут экспедиции показан на рис. 1.

Основная цель экспедиции – междисциплинарное исследование осадочной системы Белого моря с охватом всех разделов океанологии (физики, химии, биологии и геологии). В экспедиции решались следующие задачи:

1. Изучение геохимических процессов на границе река – море (маргинальный фильтр (МФ) реки Кемь).
2. Прием и обработка данных спутниковых сканеров цвета моря (построение карт распределения взвеси, хлорофилла “а” (хл “а”), температуры).
3. Работа на ходу судна с отбором проб с поверхности для верификации данных спутникового сканера цвета моря MODIS-Aqua по распределению хл “а”, взвеси.
4. Гидрофизическое зондирование на станциях многопараметрическим зондом CTD 90M (Sea & Sun) с определением температуры, солености, мутности и др.
5. Определение глубины видимости диска Секки.
6. Отбор проб воды из водной толщи и ее фильтрация через ядерные и стекловолоконные фильтры для определения количественного распределения и состава взвеси, а также исследования растворенных форм углерода и металлов.
7. Изучение состава и биомассы фитопланктона.
8. Подъем и перестановка на новый срок притопленных буй-

ковых станций с седиментационными ловушками, поставленных в июле 2011 г. в рейсе НИС “Эколог”. 9. Отбор проб донных осадков дночерпателем и трубкой Неимисто. 10. Геофизические работы с помощью аппаратуры сейсмоакустического комплекса «Геонт-шельф» (спаркер).

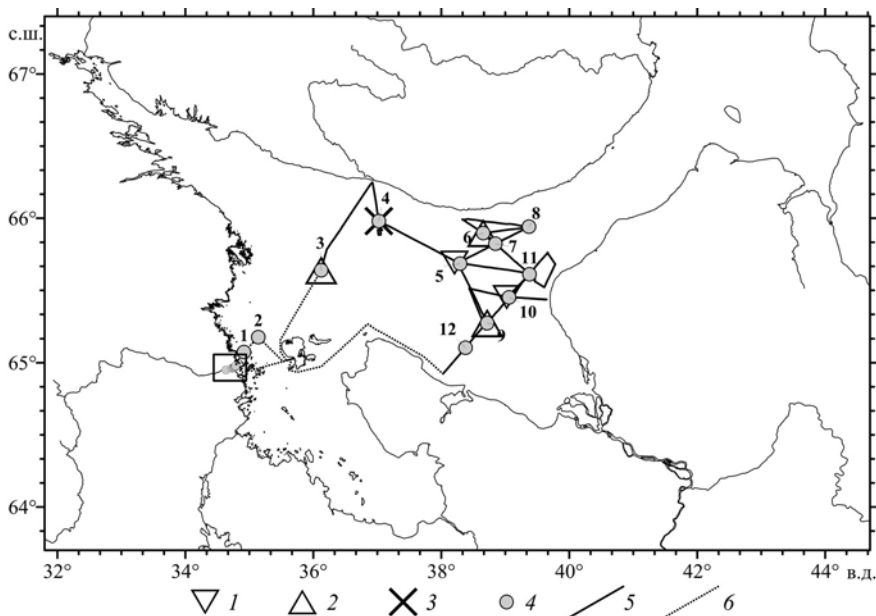


Рисунок 1. Маршрут экспедиции НИС “Эколог” в Белом море в июле 2012 г. (прямоугольником показан район маргинального фильтра р. Кемь).

1 – поднятые буйковые станции, 2 – поставленные буйковые станции, 3 – найденная буйковая станция, 4 – комплексные общесудовые станции, 5 – сейсмоакустические профили, 6 – путь судна без сеймопрофилирования.

Исследования были сфокусированы на трех полигонах: 1) область структурного фронта в южной части Горла, 2) область соленостного фронта в северной части Двинского залива и 3) область МФ р. Кеми.

В экспедиции судном было пройдено 705 морских миль, в т.ч. 415 морских миль с сеймопрофилированием, выполнено 18 станций (рис. 1). Для выполнения работ в МФ р. Кеми использовался катер “Казанка 5М”. Ниже представлены некоторые предварительные результаты исследований.

Температура поверхностного слоя в Бассейне Белого моря повышалась от 8 до 14°C в направлении с запада на восток. Наиболее теплым районом оказалась граница с Горлом.

Термоклин установлен на глубине 10–15 м. В придонном горизонте температура была не ниже –1°C, а в некоторых районах (ст. 2) достигала 5.5°C,

что хорошо согласуется с многолетними данными.

Соленость в поверхностном горизонте Бассейна составляла 26–27 епс. Положение галоклина в целом соответствовало положению термоклина (10–15 м). В придонном горизонте соленость достигала 28–29 епс.

В области соленостного фронта (на границе Бассейна и Двинского залива) в поверхностном слое соленость составила 25 епс (станции 9, 10, 11), повышаясь до 28 епс у Летнего берега (ст. 12). Положение термоклина установлено на глубинах 5–7 м. На ст. 12 был хорошо выражен суточный термоклин на глубине 2 м. В придонном слое температура составляла -0.2 – 0.4°C , а соленость – 28–29 епс.

Исследование взвеси в МФ р. Кеми показало, что между изохалинами 0.1 и 17 епс ее концентрация уменьшалась от 3.2 до 0.9 мг/л соответственно. В этом же направлении уменьшалась концентрация хл “а” от 2.3 до 0.97 мкг/л. Высокие значения концентрации этого фитопигмента (>2 мкг/л) обнаружены в пресной воде (до изохалины 0.1 епс). Наибольшая концентрация Si (до 69 мкг-ат/л) установлена между изохалинами 0.1–1.2 епс. На внешней ступени МФ (около 17 епс) она снижается примерно в 6 раз (11.8 мкг-ат/л). Между концентрациями хл “а” и Si установлена тесная корреляционная зависимость: $y = -31x^2 + 141x - 93$, $R^2 = 0.95$, $n = 7$.

Концентрация взвеси в поверхностном слое Бассейна составляла 0.3–0.5 мг/л. В районе Горла в гидродинамически активной мелководной области она повышалась до 0.6 (ст. 8), а у Зимнего берега (ст. 11) до 1.5 мг/л, что вызвано, вероятно, влиянием стокового течения р. Северной Двины (рис. 2). В промежуточном слое концентрация взвеси уменьшалась в несколько раз. В придонном слое на изученных полигонах отмечался нефелоидный слой, где концентрации взвеси несколько возрастали по сравнению с промежуточным слоем.

Концентрация хл “а” в фотическом слое, как правило, превышала 1 мкг/л. Наибольшие ее значения установлены в слое 0–9 м. На станциях 4, 7, 12 этот максимум приурочен к термоклину. В Горле Белого моря (ст. 8) и в области сточного течения р. Северной Двины (станции 10 и 11) она приближалась к 3 мкг/л. Содержание феофитина-а не превышало 20%.

Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и водорода (δD) изученных водных масс характеризуется большим диапазоном значений, обусловленных климатическими и гидрологическими условиями района. Наиболее изотопно-легкими являются воды р. Кеми, а наиболее тяжелыми – воды открытой акватории и поровые воды донных осадков. Для всех вод, в том числе и поровых вод осадков, наблюдается однонаправленный характер изменения изотопного состава кислорода и водорода. При этом воды Белого моря не лежат на глобальной линии метеорных вод, а составляют линию местных атмосферных осадков, близкую к зависимости $\delta\text{D} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$.

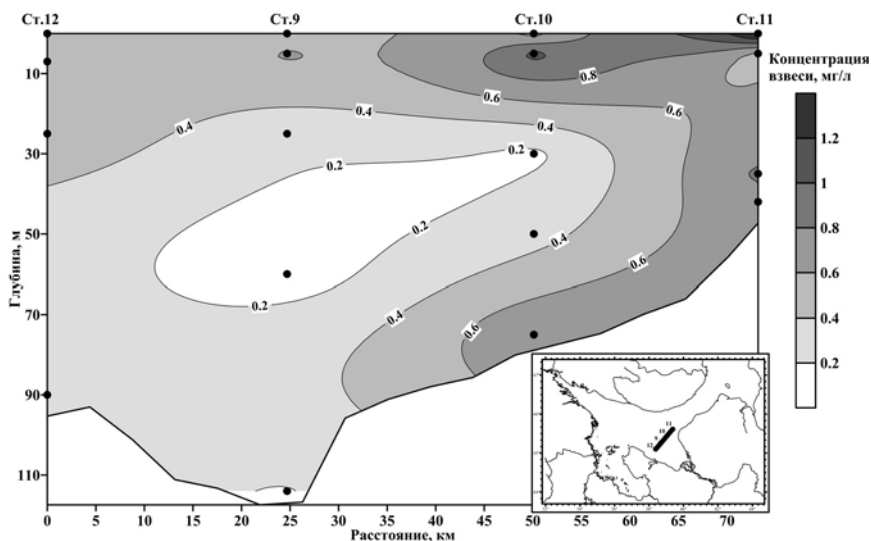


Рисунок 2. Распределение концентраций взвеси на разрезе в северо-западной части Двинского залива. На врезке – положение разреза.

В экспедиции подняты 3 притопленные буйковые станции, проработавшие в море 1 год. Предварительный анализ материала седиментационных ловушек, отработавших в составе станций, позволил установить высокие скорости вертикальных потоков вещества в мае–июне. Низкие значения отмечены в декабре–марте. Поставлены 2 новые станции.

Одной из главных задач экспедиции являлось продолжение изучения залегания, строения и состава, а также генезиса донных отложений Белого моря. Выполнено геологическое опробование верхней части разреза четвертичных отложений (на глубину 0–50 см) с целью получения представительного фактического материала для дальнейших лабораторных исследований. Проведено детальное литологическое описание полученных проб.

Работы с применением аппаратуры сейсмоакустического комплекса “Геонт-шельф” (спаркер) проводились в Белом море впервые. Всего выполнено более 800 км сейсмической съемки морского дна. Основной объем сейсмических работ в рейсе выполнен по профилям в южной части Горла и в Двинском заливе. На сеймопрофилях четко проявляются все основные типы четвертичных отложений: нижняя – коренной субстрат, средняя – ледниково-морские отложения и верхняя – морские осадки. На одних профилях виден резкий фациальный переход этих отложений, а на других на дне моря выявлены характерные аккумулятивно-эрозионные формы [2]. На отдельных участках видимая мощность осадков на сейсмических разрезах достигала 70 метров.

Полученные результаты позволили сделать следующие выводы:

1) Термохалинная структура вод Белого моря в целом соответствовала средним многолетним показателям. Положение галоклина в целом соответствовало положению термоклина (10–15 м). В области солёностного фронта на границе Двинского залива и Бассейна глубина залегания сезонного термоклина варьировала от 5 до 7 м, а суточный термоклин установлен на глубине 2 м.

2) В МФ р. Кеми концентрации взвеси, хл “а” и Si уменьшались в 3–4 раза на разрезе между изохалинами 0–17 епс. Наиболее резкие изменения значений концентраций установлены при солёности 1.2 епс.

3) Повышенные концентрации взвеси (более 1 мг/л) локализуются, как правило, в прибрежной полосе, в первую очередь, в районе влияния стокового течения р. Северной Двины. Концентрация хл “а” в фотическом слое обычно превышала 1 мкг/л. Для вертикального распределения взвеси и хл “а” характерен максимум в верхнем деятельном слое (0–10 м) и резкое уменьшение концентраций (часто на один порядок и более) под термоклинном.

4) Высокие скорости вертикальных потоков вещества (по предварительным оценкам) установлены для мая–июня, низкие – для декабря–марта.

5) Изотопный состав кислорода и водорода различных водных масс Белого моря значительно отличается и может быть использован в целях изучения его гидрологической структуры. Общей закономерностью является обогащение вод тяжёлыми изотопами от поверхностного горизонта к придонному.

Авторы благодарят академика А.П. Лисицына за научное руководство, В.П. Шевченко, чл.-корр. Н.Н. Филатова, В.Н. Коваленко и О.В. Копелевича за поддержку исследований, капитана и экипаж НИС “Эколог”, О.В. Баданину, Д.Ф. Будько, А.П. Георгиева, Н.В. Милановского и В.А. Григорьева за помощь в экспедиции.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 11-05-00087-а, Президента РФ № НШ-618.2012.5, программы № 23 Президиума РАН “Трансевропейский меридиональный морской эколого-геохимический разрез” и программы ОНЗ РАН № 5 “Микро- и наночастицы...”

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

2. Система Белого моря. Т. II. М.: Научный мир, 2012. 784 с.
1. Левченко О.В., Щербаков Ф.А. Приливно-отливные формы мезорельефа и структура донных осадков восточной части Белого моря (по данным высокоразрезающей сейсмоакустики) // Докл. РАН 2000. Т. 372. № 6. С. 796–800.

New data about hydrophysic, hydrochemistry, biogeochemistry and seismoacoustic measurements in the White Sea in July 2012 are presented.

Кокрятская Н.М., Титова К.В., Забелина С.А.

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

Сульфатредукция в зоне маргинального фильтра Северной Двины

Kokryatskaya N.M., Titova K.V., Zabelina S.A.

(Institute of ecological problems of the North Ural Branch Russian Academy of Science, Arkhangelsk)

Sulfate reduction in the marginal filter zone of the Northern Dvina River

Как известно, микробиологические процессы играют важную роль во многих ключевых процессах осадочной геохимии серы [1]. Именно бактериальная сульфатредукция с сопутствующей минерализацией органического вещества является одним из основных процессов глобального цикла серы. Сероводород, генерируемый сульфатредуцирующими бактериями, трансформируясь в ходе сопряженных химических и биологических процессов, является основой всего спектра соединений восстановленной серы в воде и донных осадках. Образование и перераспределение аутигенных минералов серы происходит в современных осадках на ранней стадии диагенеза и затем в значительной мере наследуется осадочными породами. Поэтому процесс сульфатредукции является ключевым в осадочной геохимии серы. Кроме того, сера, образующая в зависимости от условий среды соединения различного уровня восстановленности, является своеобразным индикатором, отражающим направленность и интенсивность редокс-процессов в водных экосистемах.

Важное значение для развития теории диагенеза представляют исследования по изучению окислительно-восстановительных процессов, протекающих на устьевых участках приливных рек, к которым относится, в частности, Северная Двина. Именно здесь происходит соосаждение и накопление в донных осадках речного (гуминового, более старого и инертного в микробиологических процессах) и морского (планктоногенного, свежего) органического вещества [2].

Настоящая работа направлена на изучение особенностей биогеохимии серы в условиях приливного устья реки Северной Двины. В результате проведенных исследований получены новые данные о геохимическом поведении серы и связанных с ней в процессах диагенеза железа и углерода, выявлены особенности протекания диагенетического преобразования донных осадков в специфических условиях северных водоемов, в том числе на геохимических барьерных.

Работа является продолжением более ранних исследований [3], и выполнена на примере проб, отобранных у обоих берегов реки в 2005 г., в рукавах

её дельты в 2005–2006 гг. и в кутовой части Двинского залива Белого моря в 2001, 2003, 2006 и 2009 гг. Поскольку пробы отбирались дночерпателем, большинство из них представлено усредненным поверхностным слоем мощностью до 10 см. На некоторых станциях удалось отобрать осадок по-слойно, однако и в этом случае мощность отложений была невелика – максимум 15 см.

Общее количество восстановленной серы ($\sum S_{H_2S}$) для всей выборки ($n = 109$), объединяющей пробы устья Северной Двины и Двинского залива за 2005–2009 гг., оставалось относительно невысоким и преимущественно изменялось в интервале от 0.3 до 0.9% (здесь и далее в расчете на сухой осадок), лишь в отдельных случаях превышая 1%.

Таблица 1. Среднее содержание восстановленной серы и её форм в донных осадках, в % на сухой осадок

Объекты исследования	n	S^{2-}	S^0	$S_{\text{пир}}$	$S_{\text{орг}}$	$\sum S_{H_2S}$
Основное русло Северной Двины	16	0.009	0.007	0.017	0.016	0.049
Дельта Северной Двины	22	0.005	0.006	0.022	0.020	0.053
Кутовая часть Двинского залива	41	0.006	0.005	0.019	0.018	0.048

Сопоставляя данные, приведенные в табл. 1, можно видеть, что количество $\sum S_{H_2S}$ практически не изменяется при переходе от чисто речных осадков к морским осадкам кутовой части Двинского залива. Заметно лишь очень небольшое увеличение этого показателя в осадках дельты реки. В целом мало меняется и соотношение отдельных форм в составе $\sum S_{H_2S}$. Исключение составляет сера кислоторастворимых сульфидов, доля которой при практически равных абсолютных значениях почти в два раза ниже в осадках залива по сравнению с чисто речными отложениями (табл. 2).

Таблица 2. Вклад форм восстановленной серы в $\sum S_{H_2S}$ в донных осадках, в % от $\sum S_{H_2S}$

Объекты исследования	n	% S^{2-}	% S^0	% $S_{\text{пир}}$	% $S_{\text{орг}}$
Основное русло Северной Двины	16	19.02	12.85	35.39	32.74
Дельта Северной Двины	22	10.53	13.13	36.85	39.49
Кутовая часть Двинского залива	41	9.41	8.84	38.41	43.34

Интересно отметить практически равное содержание в осадках различных участков исследуемой акватории количества пиритной серы, причем как в абсолютных значениях, так и по ее вкладу в $\sum S_{H_2S}$. Образование пирита

та по скорости практически не отстает от образования бактериального сероводорода, поэтому начало пиритообразования совпадает с началом сульфатредукции и наблюдается уже в микроочагах восстановительного процесса в верхнем слое донных отложений в условиях аэробно-анаэробного диагенеза (микроаэрофильные условия, отсутствие градиента сульфатов в иловой воде и свободного сероводорода в осадках). Исходя из этого, можно предполагать сопоставимость интенсивности процесса сульфатредукции в осадках, как устьевой области Северной Двины, так и кутовой части Двинского залива Белого моря.

Доля органической составляющей в общем содержании восстановленной серы несколько увеличивалась при переходе к осадкам кутовой части Двинского залива, при том, что в абсолютных значениях величина этого показателя менялась незначительно. Однако необходимо учитывать, что поскольку мы рассматриваем лишь верхний слой отложений, то в составе органической серы значительную часть может составлять сера, накопленная организмами при жизни.

Таким образом, уровень содержания восстановленной серы во всех исследованных осадках как устья Северной Двины (включая её дельту), так и мелководных станций вершины Двинского залива определяется, главным образом, накоплением в осадках наиболее стабильных форм восстановленной серы – пиритной и органической, суммарный вклад которых в ΣS_{H_2S} монотонно увеличивается от 6 % в чисто речных осадках до 7 % в дельте и 81% в морских осадках.

Рассматривая распределение восстановленной серы по мере погружения в толщу отложений (даже не смотря на их малую мощность), можно отметить ряд интересных особенностей. Во всех случаях в осадках визуально фиксировался окисленный слой толщиной 0.5–2 см, общее количество восстановленной серы в котором оставалось практически на одном уровне, составляя 0.41% в осадках основного русла реки, 0.47% – в её дельте и 0.39% – в вершинной части Двинского залива. По мере углубления в толщу отложений, при переходе к более восстановленным осадкам отмечено увеличение её содержания по мере продвижения от реки к морю – 0.042%, 0.067% и 0.087%. При этом в осадках дельты и залива заметно увеличивался вклад сульфидных форм в составе ΣS_{H_2S} (табл. 2), что позволяет говорить о более интенсивном протекании процесса сульфатредукции вследствие как повышения солености вод (увеличение содержания в них сульфатов), так и в результате поступления в осадки более доступного микроорганйзм органического вещества, осаждающегося в условиях маргинального фильтра.

Локальные участки повышенного содержания соединений восстановленной серы, приуроченные к геохимическим барьерам в зоне смешения речных и морских вод, характеризуются также максимальными из обнаруженных в дельте концентрациями сульфатредуцирующих бактерий (10^3 – 10^6 кл/см³). Об интенсивном течении процесса сульфатредукции в этих осадках

свидетельствует и их черный цвет – результат обогащения гидротроилитом (первым продуктом взаимодействия сероводорода и реакционноспособного Fe^{2+}). Также на локальных участках основного русла реки и ее авадельты жизнеспособные клетки СРБ (в количестве 10 кл/см³) выделены не только в донных осадках, но и в наддонной воде [4].

Невысокие значения содержания в осадках восстановленной серы не только в чисто речных отложениях, но и в осадках дельты (куда морская вода приникает во время приливов), и, особенно, в чисто морских позволяет предположить, что сдерживающим фактором в этом случае является не содержание растворенных в воде сульфатов, а качественный состав органического вещества (ОВ), поступающего в осадки. Его количество, как видно из данных таблицы 3, существенно – практически в два раза, меньше в осадках Двинского залива по сравнению с речными отложениями. При этом восстановительный потенциал этой органики (выраженный через соотношение S/C, где S – общее количество восстановленной серы в осадках, а C – содержание органического углерода) возрастает в ряду река – дельта – море, составляя 0.02, 0.03 и 0.07, соответственно. Однако необходимо отметить, что во всех случаях величина этого показателя является крайне невысокой, т.е. лишь незначительная часть ОВ, поступающего в осадки, расходуется на восстановление сульфатов.

Таблица 3. Среднее содержание органического углерода, гуминовых веществ (ГВ), гуминовых (ГК) и фульвовых (ФК) кислот в донных осадках, в % на сухой осадок

Объекты исследования	n	C _{орг}	S/C	ГВ	ГК	ФК
Основное русло Северной Двины	16	2.31	0.02	0.39	0.11	0.28
Дельта Северной Двины	22	2.02	0.03	0.30	0.09	0.21
Кутовая часть Двинского залива	37	1.34	0.07	0.50	0.16	0.34

Скорее всего, наиболее вероятной причиной низкой интенсивности сульфатредукции, как в осадках устья Северной Двины, так и осадках кутовой части Двинского залива являются специфические особенности качественного состава органического вещества водоемов северной гумидной зоны, а именно присутствие в его составе большой доли аллохтонных труднотрудноминализуемых веществ, недоступных микроорганизмам. По результатам наших исследований (табл. 3) вклад гуминовых веществ (ГВ) в общее количество органического углерода увеличивается в среднем от 16% в речных осадках до 21% в осадках Двинского залива при преобладании во всех случаях в составе ГВ фульвовых кислот (в среднем 70% от ГВ). Можно отметить, что по мере погружения в осадок соотношение между ГК и ФК в целом сохранялось, однако в осадках Двинского залива вклад ГК в общее содержание ГВ несколько увеличивался, составляя 35% от ГВ (по сравне-

нию с 29% в речных осадках). Скорее всего, увеличение содержания гуминовых веществ (особенно ГК) в осадках станций морского края дельты реки и кутовой части Двинского залива происходит вследствие коагуляции и флокуляции органического вещества при смешении речных вод с морскими в зоне маргинального фильтра, а затем ее накопления в донных осадках на гидрологически спокойных участках акватории.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ-Север № 11-05-98802-а, РФФИ 12-05-91055-НЦНИ-а, Программы Президиума УрО РАН № 12-П-5-1021.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 272 с.
2. Лисицын. А.П. Нерешенные проблемы океанологии Арктики // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный Мир, 2001. С. 31–74.
3. Кокрятская Н.М., Волков И.И., Демидова Т.П., Мурзина Т.С. Соединения серы и реакционноспособное железо в донных осадках устья Северной Двины // Актуальные проблемы океанологии. М.: Наука, 2003. С. 475–494.
4. Забелина С.А., Кокрятская Н.М., Воробьева Т.Я. Микробиологические аспекты цикла серы в устьевой области Северной Двины // Материалы XI Всероссийской конференции с международным участием «Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря», Санкт-Петербург, 9-11 ноября 2010 г. С. 49–50.

The results of the sulfate reduction process studies in the sediments in the Northern Dvina river mouth, its delta and the inner part of the Dvina Bay of the White Sea are presented. It was shown that the low intensity of sulphate reduction throughout the surveyed area is due to mainly qualitative organic matter composition, represented predominantly hard to mineralized lignin humic compounds of the river genesis.

**Колька В.В.¹, Корсакова О.П.¹, Лаврова Н.Б.²,
Шелехова Т.С.², Алексеева А.Н.¹, Толстобров Д.С.¹, Зарец-
кая Н.Е.³, Арсланов Х.А.⁴**

(¹Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: kolka@geoksc.apatity.ru; ²Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск; ³ГИН РАН, г. Москва, ⁴СПбГУ г. Санкт-Петербург)

**Перемещение береговой линии и палеогеография Онежско-
го залива Белого моря в позднеледниково́е и голоцено по
данным изучения донных осадков озер**

**Kolka V.¹, Korsakova O.¹, Lavrova N.², Shelekhova T.², Alek-
seeva A.¹, Tolstobrov D.¹, Zaretskaja N.³, Arslanov Kh.⁴**

(¹Geological Institute of Kola Science Centre RAS, Apatity, ²Institute of Geology Karelian Science Centre RAS, ³GIN RAN, ⁴St. Petersburg State University)

**Late Glacial and Holocene Relative Sea-level Change and Pa-
leogeography of White Sea Onega Bay According to Lake Bot-
tom Sediment Investigation**

Побережье Белого моря является относительно новым районом изучения неотектонических перемещений земной поверхности и изменения относительного уровня моря методом изолированных бассейнов. Основные исследования здесь проводились на побережьях Кандалакшского залива (районы пос. Умба, г. Кандалакши, пос. Лесозавод, Чупа) и Бассейна Белого моря (районы пос. Энгозеро и Кузема). В настоящем сообщении приводятся новые данные по изучению донных осадков серий озер, расположенных на различных высотных отметках в двух районах побережья Онежского залива Белого моря. В исследованном участке в окрестностях поселка Малошуйка, располагающемся в пределах лужских краевых образований, изучены донные осадки в пяти озерах. Участок в районе пос. Сумский Посад, расположен в зоне невских краевых образований и Сумозерской островной возвышенности. Здесь изучены донные осадки в семи озерах. При полевом и лабораторном изучении донных осадков озер здесь было выполнено стратиграфическое расчленения литологических последовательностей, проведены ботанические и микропалеонтологические исследования по всей протяженности изученных литологических последовательностей, радиоуглеродное датирование выделенных интервалов где происходила смена литологии в разрезе. На основе полученных данных реконструированы палеогеографические и неотектонические изменения в районе Онежского залива Белого моря в позднем плейстоцене – голоцене. Подробно об этом будет доложено в докладе на XX Морской Школе.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ
(№ 11-05-00791-а).*

The coast of White Sea is a comparatively new region for studying postglacial relative sea level (RSL) change. The investigations are conducted here in last 10 years. The new data of lake bottom sediments from two sites on the Onega Bay coast will be presented on XX International Conference on Marine Geology.

Кособокова К.Н.¹, Перцова Н.М.²

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

xcosobokova@ocean.ru; ²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва)

История изучения и основные итоги 60-летнего мониторинга зоопланктона на Беломорской биостанции МГУ

Kosobokova K.N.¹, Pertzova N.M.²

(¹Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow; Moscow State University, Biological Department, Moscow)

History of investigations and the main outcomes of the 60-year monitoring of the zooplankton communities at the White Sea Biological station of Moscow State University

Хорошо известно, что зоопланктон играет важнейшую роль в трансформации органического вещества, создаваемого в толще вод в процессе первичного продуцирования, и существенно влияет на состав взвеси, осаждающейся на дно водоемов. По этой причине знание состава, закономерностей количественного распределения и особенностей экологии планктонных организмов необходимо для формирования адекватных представлений о протекании процессов биоседimentации в любом водоеме.

Изучение зоопланктона Белого моря имеет более чем вековую историю. Первые работы, опубликованные еще в конце XIX века, были проведены в его прибрежье и в основном были посвящены описанию представителей отдельных таксономических групп зоопланктона и его качественному составу (Вагнер, 1885, Педашенко, 1897, Линко, 1900). В начале XX века за ними последовали работы по изучению состава и распределения зоопланктона открытых районов моря по материалам, собранным первыми судовыми экспедициями 1920-1930-х гг. (Дерюгин, 1928, Виркетис, 1926, 1929, 1939, Хмызникова, 1947). В частности, первые сведения о биомассе беломорского зоопланктона были получены в экспедиции исследовательского судна "Персей" в 1926 г. (Яшнов, 1940). С образованием Беломорской биологической станции Карельского филиала АН СССР с 1949 г. развернулось изучение зоопланктона как кормовой базы беломорской сельди. В этой связи в 1951–52 гг. исследования были проведены в Онежском заливе (Эпштейн, 1957а), а затем и в других районах моря (Эпштейн, 1957б, 1963; Иванова, 1962).

С 1959 г. непрерывные круглогодичные наблюдения за зоопланктоном были начаты сотрудниками Беломорской биостанции им. Н.А. Перцова Московского Государственного университета (Перцова, 1962, 1967, 1970, 1971, 1974 а, б, 1980а, б, 1981, 1983, 1984; Перцова, Сахарова, 1967, 1970; Кособокова, Перцова, 1990, 2005, 2012; Перцова, Пантюлин, 2005; Перцова, Кособокова, 1996, 2002, 2010; Арашкевич, Сергеева, 1991; Перцова и др. 2006), а несколькими годами позже - сотрудниками Беломорской биостанции Зоо-

логического института АН на мысе Картеш (Иванова, 1963; Прыгункова, 1968, 1974, 1985, 1987; Berger et al., 2001; Усов, 2011). За более чем полувековой период коллективами двух биостанций был накоплен исключительный по своему объему и ценности научный материал, всесторонне характеризующий структуру и закономерности функционирования планктонных сообществ прибрежных и открытых районов Кандалакшского и других заливов моря, его Бассейна и Горла (Перцова, Прыгункова, 1995; Pertsova, Kosobokova, 2003; Кособокова, Перцова, 2012).

Работы, проводившиеся на Беломорской биостанции МГУ с 1959 г. по 2012 г., включали в себя изучение всех основных аспектов структуры планктонных сообществ Белого моря, закономерностей количественного распределения зоопланктона в Кандалакшском заливе и других районах моря, жизненных циклов и особенностей экологии массовых видов, межгодовых колебаний структуры и количества зоопланктона. По итогам многолетних исследований фаунистического состава зоопланктона в 2011 г. впервые в истории изучения Белого моря был составлен и опубликован сводный видовой список и детальные видовые списки зоопланктона для каждого из его крупных заливов, Бассейна и Горла (Кособокова, Перцова, 2011). Исследования пространственного распределения зоопланктона, в том числе особенностей его горизонтального и вертикального распределения, сезонных и суточных вертикальных миграций (Перцова, 1962, 1970, 1983; Кособокова, Перцова, 1990, 2005; Перцова, 1984; Перцова и др., 2006) позволяют сегодня охарактеризовать все существенные черты и закономерности изменений его видового и биогеографического состава и характер сезонных колебаний численности и биомассы в течение годового цикла (Перцова, Прыгункова, 1995; Pertsova, Kosobokova, 2003). В ходе проведенных на ББС МГУ работ было показано существование в Белом море двух различающихся по своему отношению к параметрам внешней среды экологических комплексов планктонных животных – холодноводного и тепловодного комплексов (Перцова, 1980). Виды, входящие в состав тепловодного комплекса, населяют преимущественно мелководные районы и прогреваемые летом поверхностные слои вод. Их встречаемость в Белом море ограничена летним периодом, и с их появлением в прибрежных районах моря летом биомасса зоопланктона резко возрастает. Виды холодноводного комплекса присутствуют в планктоне круглогодично, массово встречаются в глубоководных районах, совершают отчетливые сезонные и суточные миграции. Из-за их круглогодичной встречаемости колебания численности и биомассы зоопланктона в глубоководных районах выражены в значительно меньшей степени, чем на мелководьях, зато ярко выражены перемещения общей массы планктона в пределах водного столба и возрастание его количества в поверхностных слоях в летний период.

Одним из важнейших направлений работ на ББС МГУ явилось изучение жизненных циклов массовых видов тепловодного и холодноводного ком-

плексов, проводившееся круглогодично на постоянных станциях в проливе Великая Салма и в точке с глубиной 100 м в Кандалакшском заливе. На основании этих наблюдений были расшифрованы жизненные циклы всех основных массовых видов зоопланктона (Перцова, 1974 а, б, 1980а, 1981, 1984; Кособокова, Перцова, 1990, Кособокова, 1998; Перцова и др., 2006; Перцова, Кособокова, 2010), что позволило в дальнейшем объяснить причины наблюдаемых сезонных колебаний обилия и распределения зоопланктона на мелководьях и в центральных глубоководных районах моря (Кособокова, Перцова, 2012). Работы, посвященные изучению экологии, питания, размножения, структуры популяций и продуктивности массовых видов (Перцева, 1976, 1977; Арашкевич, Кособокова, 1988; Арашкевич, Сергеева, 1991; Кособокова, 1993, 1998, 1996; Кособокова, Перцова, 1990) дополнили результаты этих исследований и позволили получить основные функциональные характеристики планктонных экосистем Белого моря.

Результаты многолетних наблюдений за распределением и количеством зоопланктона на постоянных станциях и разрезах в Кандалакшском заливе (Перцова, Кособокова, 2002, 2010, 2012) позволяют сегодня оценить масштабы межгодовых колебаний биомассы зоопланктона в течение последних 60 лет, а также флуктуации структуры популяций и обилия массовых видов. Результаты этих исследований показывают, что для методически корректной оценки многолетних трендов в изменении планктонных сообществ необходимо учитывать сезонный ход и возможные пределы сезонных колебаний обилия зоопланктона (Перцова, Кособокова, 2010). Сравнение доступных на сегодняшний день данных о биомассе зоопланктона с учетом фактора сезонности показывает, что суждения о том, что в Кандалакшском заливе или в Белом море в целом, начиная с 1950-х годов, биомасса зоопланктона существенно повысилась (Трошков, 1991; Бондаренко, 1994), являются преждевременными. Безусловно, преждевременно говорить и об изменениях в жизненных циклах арктических видов зоопланктона, связанных с изменениями климата (Перцова, Кособокова, 2010, Кособокова, Перцова, 2012).

В целом исследования, проведенные за последние 60 лет на ББС МГУ, сыграли важнейшую роль в формировании современных представлений о структуре и продуктивности зоопланктонных сообществ Белого моря (Перцова, Прыгункова, 1995; Pertsova, Kosobokova, 2000, 2003; Berger et al., 2001; Кособокова, Перцова, 2012). В настоящее время они являются фундаментальной основой для проведения дальнейших наблюдений за беломорским зоопланктоном, поскольку несомненна необходимость организации регулярного мониторинга планктонных экосистем Белого моря в условиях меняющегося климата. Результаты таких наблюдений в дальнейшем могли бы послужить основой для регистрации возможных изменений в структуре планктонных сообществ и прогнозирования реакции этих сообществ на изменение внешних условий.

The major directions and main results of the zooplankton investigations conducted at the White Sea Biological station of Moscow State University during 60-year monitoring are outlined. The results of multiyear observations on seasonal and inter-annual variability of the zooplankton community structure, biomass and life cycles of the dominant species in the White Sea clearly indicate that seasonal variations in zooplankton are strong, therefore seasonal amplitude of biomass variations have to be necessarily taken into account during assessment of any possible inter-annual trends in zooplankton productivity. The data of long-term monitoring show that recent assumptions on significant increase of zooplankton biomass in the Kandalaksha Bay and the White Sea between 1950-s to 1990-s seem to be premature.

Краснова Е.Д.¹, Воронов Д.А.^{2,3}, Воронова А.Д.⁴

(¹Беломорская биологическая станция им. Н.А. Перцова МГУ им. М.В.Ломоносова, г. Москва, e-mail: e_d_krasnova@wsbs-msu.ru; ²НИИ Физико-химической биологии имени А.Н. Белозерского МГУ, г. Москва; ³Институт проблем передачи информации им. А.А. Харкевича РАН, г. Москва; ⁴ГОУ СОШ № 192, г. Москва)

Роль вымораживания рассола из морского льда в формировании вертикальной стратификации в водоемах, отделяющихся от Белого моря

Krasnova E.D.¹, Voronov D.A.^{2,3}, Voronova A.D.⁴

(¹Pertsov White Sea Biological Station of Lomonosov University, Moscow; ²Belozersky Institute of Physico-Chemical Biology, Lomonosov University, Moscow; ³Kharkevich Institute for Information Transmission Problems RAS, Moscow; ⁴Public school #192, Moscow).

The role of sea ice brine in formation of vertical stratification in water bodies separated from the White Sea

В конце 2011 г. телекомпания Би-би-си выпустила фильм о ледяном «пальце смерти» – “brinicle” ice finger of death, снятый в Антарктике. Подводная съемка в замедленном режиме зарегистрировала момент формирования полого ледяного «сталактита» при контакте переохлажденного рассола, вытекающего из линзы внутри плавающего на поверхности льда, с подледной морской водой. Немногим более десяти минут понадобилось, чтобы быстро растущая ледяная «труба», окаймляющая поток рассола, достигла дна, в результате чего донный осадок в месте контакта с рассолом замерз вместе с находящимися на нем бентосными организмами.

Формирование концентрированного рассола в морском льду – давно известное явление [1], физический механизм возникновения ледяной трубы описан в 2013 г. [2]. Соль не включается в кристаллическую структуру льда, поэтому при замерзании морской воды образуется пресный лед, в порах между кристаллами которого находится жидкий концентрированный рассол. При дальнейшем охлаждении льда в захваченном рассоле растут новые кристаллы льда. Так как объем льда примерно на 9% больше объема воды, образование новых ледяных кристаллов в рассоле приводит к механическому напряжению льда, его растрескиванию и излиянию из трещин вниз концентрированного охлажденного рассола. Благодаря тому, что скорость тепловой диффузии в морской воде примерно на два порядка выше, чем скорость молекулярной диффузии [3], струи сильно охлажденного рассола не растворяются в окружающей морской воде, но успевают забрать из нее достаточно тепла, чтобы заморозить. Таким образом, вокруг струящегося рассола формируется трубчатая ледяная оболочка, напоминающая пустотелую сосульку – ледяной «палец смерти». Необходимое требование для его образования – отсутствие сильных течений, которые могут перемешать истекающий из льда рассол с нижележащей водой.

Зимние температуры в районе Белого моря значительно выше, чем в Антарктике, однако и в нем в морозные зимы подводники в разных местах наблюдали «ледяные пальцы смерти» (личное сообщение М.В. Сафонова). Особенно значительны эти образования в бухте Биофильтров (п-ов Киндо, окрестности ББС МГУ, N 66°32' 19", E33°10'14"), по-видимому, благодаря тому, что она хорошо защищена от морских течений подводным порогом, и «ледяные пальцы смерти» растут беспрепятственно: здесь они выглядят, как свисающие с нижней поверхности льда полые ледовые сосульки до 2 м в длину, из которых вниз струится раствор с большей оптической плотностью, чем окружающая вода.

Истечение холодного и концентрированного рассола из морского льда может приводить не только к формированию «ледяных пальцев смерти», но и к накоплению на дне более соленой и потому более плотной воды. В опыте по замораживанию морской воды температуре 20–30°C с последующим размораживанием мы обнаружили, что образовавшийся концентрированный раствор стекает на дно без перемешивания. Пластиковые бутылки объемом 1.5–2 л были заполнены беломорской водой (27‰) и той же водой в разных разведениях (24‰, 20‰, 15‰, 10‰, 6‰ и 1‰). Бутылки были термозолированы по бокам и снизу, чтобы лед формировался в них сверху вниз, как при естественном замерзании моря. Затем лед в бутылках оттаивали при комнатной температуре и после полного таяния послойно измеряли соленость. Верхний слой воды, который подвергался замораживанию, после оттаивания был опреснен, в большинстве сосудов до 3–5‰, и полученное расслоение сохранялось в бутылках в течение недели, что говорит о медленности диффузионных процессов. На уровне нижней кромки растаявшего льда наблюдался резкий скачок солёности на 6–14‰. Но, самое интересное, что после замораживания бутылей оказалось не два слоя с разной соленостью, а три: на дне каждого сосуда мы обнаружили тонкий слой с солёностью гораздо выше морской – 40–50‰. Этот эффект наблюдался с цельной морской водой и при разбавлениях до 10‰. Этот опыт показал, что концентрированный рассол, который образуется в порах морского льда, стекая на дно, в силу различий по плотности, не перемешивается с окружающей водой, так же как в ледяных «пальцах смерти».

В некоторых районах Мирового Океана наблюдаются мощные течения, обогащенные солью за счет вымораживания [4]. В масштабах всего Белого моря расслоения воды за счет вымораживания не происходит благодаря интенсивному перемешиванию его вод течениями, но это возможно в защищенных заливах, которых на Белом море много благодаря изрезанности береговой линии. Однако процесс расслоения вымораживанием невозможен в тех заливах, где имеется достаточный зимний пресный сток с суши, так как в этом случае лед формируется преимущественно из пресной воды без образования значимых количеств рассола в нем.

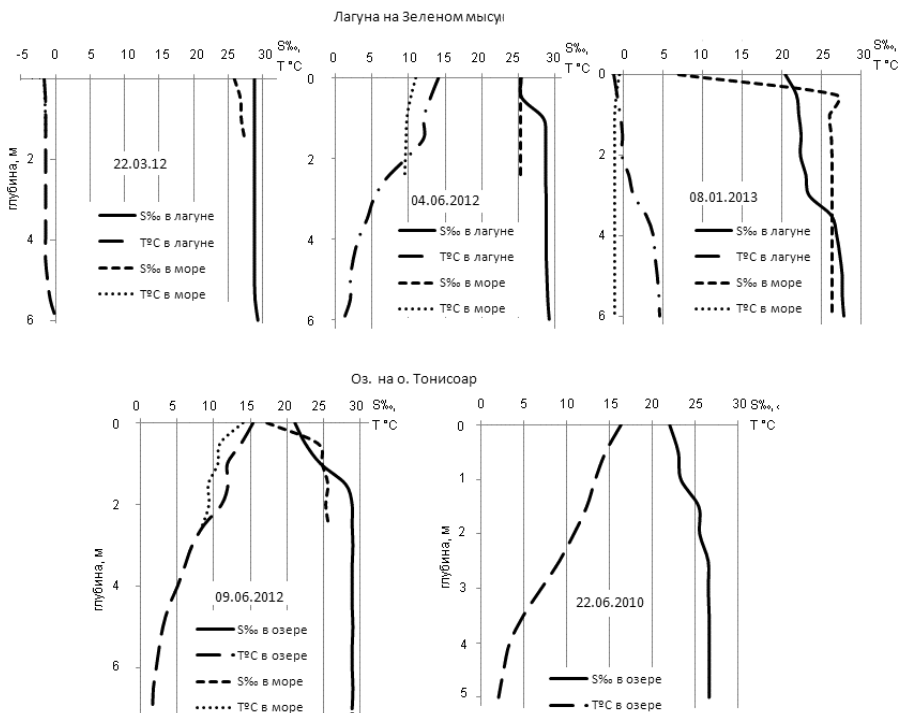


Рисунок. Гидрологические профили в двух озерах с соленостью выше чем, в море – лагуна на Зеленом мысу и озере на о. Тонисоар

Из 15 водоемов на разных стадиях отделения от моря, известных нам на Карельском берегу Белого моря, повышенная соленость обнаружена в двух: лагуна на Зеленом мысу (N 66° 31,80', E 33° 05,55') и озере на о. Тонисоар (N 66° 9,62', E 34° 13,61', близ д. Соностров, Лоухский р-н, Республика Карелия) (рис.).

В лагуна на Зеленом мысу с максимальной глубиной 6,5 м нижние два метра имеют соленость более 28‰ при том, что за порогом в море соленость даже в зимнее время не превышает 26‰. В озере на о. Тонисоар глубиной 10 м ниже двухметровой глубины соленость тоже превышает беломорскую: в июне 2010 г. в нижнем слое она была 26.7‰, а в июне 2012 г. – более 28‰ и возле дна она достигала 29‰. Летние измерения показали, что в поверхностном слое моря, с которым озеро сообщается через порог, вода сильно опреснена (17.3‰), и даже возле дна на глубине 2.5 м ее соленость не превышала 26‰. Иные источники морской соли, из-за которых соленость нижней водной массы могла бы превысить морскую, представляются маловероятными.

Явление накопления рассола, образованного вымораживанием изо льда, описано для гипергалинного озера Шеллабер (Shellabear Lake) на острове Мелвилл (Канадский Арктический архипелаг; 75°N, 113°W) глубиной 26 м и площадью 0.59 км². Это озеро в летнее время соединяется с морем через порог глубиной 1 м, через коорый с приливами поступает морская вода. Зимой из-за намерзания на пороге ледовой пробки толщиной до 1.9 м водообмен с морем на шесть месяцев прекращается [5]. На основании данных о суточной и сезонной динамике температуры, концентрации морской соли, ионного состава, прозрачности и содержания кислорода канадские исследователи построили гидрологическую модель водоема, которая хорошо согласуется с данными изотопного анализа. Они пришли к заключению, что каждую зиму изо льда на дно озера поступает большое количество рассола, а летом относительно опресненный поверхностный слой благодаря приливам и отливам замещается морской водой, и такой цикл повторяется вновь и вновь. В результате соленость воды в нижней 20-метровой толще составляет 56‰, причем градиент солености в этом слое не наблюдается – по-видимому, это предельное максимальное значение солености, которое может возникнуть в данных условиях за счет механизма вымораживания рассола.

Истечение концентрированного рассола из морского льда, кроме формирования эффектных пальцев смерти, в прибрежных водоемах приводит к меромиксису, то есть отсутствию перемешивания нижнего соленого слоя с лежащими выше, а это в свою очередь влечет серьезные и драматические последствия для биоты. Разложение на глубине поступающей сверху органики (отмерших организмов, фекальных частиц, сброшенных оболочек и так далее) неизбежно приводит к дефициту кислорода и сероводородному заражению нижних слоев воды, которое, в частности, наблюдается во всех вышеупомянутых водоемах: лагуне на Зеленом мысу, озере на о. Тонисоар и бухте Биофильтров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lake R.A., Lewis E.L. Salt rejection by Sea Ice during Growth // *Jour. Geograph. Res.* 1970. V.75. № 3. P. 583–597.
2. Cartwright J.H.E., Escribano B., González D.L. et al. Brinicles as a case of inverse chemical gardens // *Langmuir*. 2013. 130403173604005 DOI: 10.1021/la4009703
3. Stern M.E. The “salt-fountain” and thermohaline convection // *Tellus*. 1960. № 12. P. 172–175.
4. Defossez M., Saucier F.J., Myers P.G. et al. Analysis of a dense water pulse following mid-winter opening of polynyas in western Foxe Basin, Canada // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2010. № 49 (1). P. 54–74.
5. Dugan H.A., Lamoureux S.F. The chemical development of a hypersaline coastal basin in the High Arctic // *Limnol. Oceanogr.* 2011. № 56 (2). P. 495–507.

Ice structures similar Antarctic ice "death fingers" which look as hanging down from the bottom surface of ice hollow ice icicles to 2 m in length from which solution with a bigger optical density, than surrounding water down streams are found in the White Sea. In experimental conditions it is shown that the concentrated brine formed when freezing water, after release from ice doesn't mix with underlying water, and concentrates at the bottom. The similar brine realize can be responsible for formation of a bottom layer with the increased salinity in some water bodies separating from the White Sea.

Лукша В.Л.

(МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, lukshav@inbox.ru)

Глинистые компоненты отложений литорали Кандалакшского залива Белого моря (район ББС МГУ).

Luksha V.L.

(M.V. Lomonosov MSU, geological faculty, Moscow)

Clay components of the litoral deposits in the Kandalaksha Bay of the White Sea (region of WSBS MSU)

В сообщении представлены результаты изучения методом рентгеновской дифрактометрии глинистых компонентов осадочных отложений различных участков литоральной зоны Кандалакшского залива, прилегающих к Беломорской биостанции МГУ. Анализировались пробы фракции менее 0.002 мм осадков прибрежной зоны губы Бабы море, залива Великая Салма, губы Кислая, опробованных во время проведения студенческой геологической практики. На тектонической схеме Балтийского щита данный район относится к Беломорскому блоку, где широко распространены амфибол-биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы архейского возраста [1], являющиеся основными поставщиками терригенного материала в Кандалакшский залив, определяя типы и состав его донных отложений. Глинистый комплекс осадков залива в своей основной массе сложен хлоритово-слюдистой ассоциацией, в которой доминирующее положение занимают слюдистые глинистые частицы (77–87% от суммы слоистых силикатов), представленные преимущественно железистыми (биотитоподобными) разновидностями. Доля железисто-магниевого хлорита составляет 10–15%. В виде примеси могут присутствовать смешанослойные образования и каолинит. Примечательно, что значительное место во фракции < 2 мкм принадлежит тонкодисперсным частицам основных породообразующих минералов: полевого шпата, кварца, амфиболов. На этом фоне можно отметить некоторые качественные моменты состава глинистых компонентов отложений литорали.

Ряд образцов отобран в зоне осушки кутовых частей губы Кислая (лагуна Соленая) и небольших бухточек юго-западной берега губы Бабы море. Объединяющая черта данных участков – затишные условия осадконакопления, обусловленные отгороженностью от магистральных течений, положим подводным береговым склоном, защищенностью от северных ветров [2]. Эти обстоятельства способствуют накоплению на поверхности литорали коричневатого-темно-серых, песчано-илистых отложений смешанного типа, сложенных частицами пелитовой, алевритовой и тонкопесчаной размерности и обогащенных органическими остатками. Глинистые компоненты поверхностных осадков выделяются максимальным содержанием в них минералов слюдистого типа (86–88%). При этом, на рентгенограммах базальные отражения слоистых силикатов n-порядков отличаются расплывчатыми

рефlekсами низкой интенсивности, что связывается с повышенной дисперсностью кристаллитов слюды и хлорита. Кроме того, характер дифракционной картины тонкопелитовой фракции подчеркивает высокое содержание в препаратах рентгеноаморфного вещества (РАВ), которое формируется в данном случае за счет насыщения проб рассеянной органикой и скрытокристаллическими фазами силикатного материала. Подобная тонкодисперсность глинистых минералов обеспечивается, по-видимому, поступлением соответствующих продуктов с прилегающей суши, особенно при эрозии областей развития ледниковых отложений. Наряду с этим, можно предположить, что при условии, когда припайный лед в кутовых частях губ лежит на дне верхней литорали и весной тает на месте, не вынося терригенный материал [2, 3], регулярно повторяющийся процесс ежегодного промерзания и оттаивания отложений осушки способен оказывать дополнительное дезинтегрирующее воздействие на пелитовые частицы.

Одним из распространенных литологических типов прибрежных отложений данного района являются т.н. «серые глины» – среднеголоценовые морские осадки, которые сформировались, согласно проведенным исследованиям [4], в интервале 6/2–4.5 т.л.н., а в результате сочетания гляциоизостатических поднятий суши и эвстатического повышения уровня моря попали в сферу действия береговых процессов. Эти серые, с различными оттенками, алевроитово-глинистые с примесью песка отложения в зоне осушки часто перекрыты маломощным шлейфом (5–15 см) более грубозернистого (песчано-гравийного) материала или выполняют литоральные «ванночки». Проведенный анализ образцов глинистых осадков выявил следующие параметры их состава.

Состав пробы глины из нижней литорали юго-западного берега Бабьего моря можно условно обозначить как промежуточный. Заметное место в тонкопелитовой фракции (хотя и меньшее, чем в вершинах бухт) принадлежит рентгеноаморфному веществу, но окристаллизованность глинистых минералов улучшается. Сохраняется высокое содержание слюдистых частиц (86–87%); в рамках следов отмечается присутствие каолинита и разбухающих образований. Серые глины литоральной зоны острова Великий были опробованы на двух участках, почти напротив ББС. Северный участок – на берегу со стороны Бабьего моря, южный – со стороны пролива Великая Салма. Тонкопелитовая фракция образцов глин, отобранных в «ванночках» средней части осушки имеет сходный фазовый состав и кристаллохимические характеристики слоистых силикатов. Доля частиц хорошо окристаллизованной, железистой слюды среди них немного сокращается (83–82%), но заметнее примесь (по 3–4%) неупорядоченных смешанослойных минералов (смектит-слюда) и каолинита.

Отмеченная тенденция сохраняется и для пробы коричнево-серой алевроитовой глины, вскрытой на осушке континентального берега, в районе урочища Черные щели, под 12-см покровом грубо-крупно-зернистого песка.

Состав глинистого комплекса данной пробы выделяется наибольшим разнообразием. Содержание глинистых частиц слюдяного типа уменьшается во фракции до 76–77%, а доля неупорядоченных смешанослойных образований (сметтит–слюда), с преобладанием в них разбухающих межслоев, поднимается к 6–7%. В тех же пределах находится и содержание каолинита. Признаки дефектности наблюдаются в структуре хлорита, его доля в глинистом комплексе составляет 10–11%. Наблюдаемый состав глинистого вещества позволяет предполагать, что на данном участке возможно поступление в осадок продуктов более активной переработки исходного субстрата.

В заключении, можно еще раз подчеркнуть, что в соответствии с геологической и климатической обстановкой в глинистом комплексе отложений литорали преобладает хлорит-слюдистая ассоциация. На этом фоне, в конкретных районах побережья в его составе могут проявляться черты своеобразия за счет влияния локальных источников, поставляющих глинистый материал разного уровня преобразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Холодов В.Н., Штеренберг Л.Е. К оценке роли Балтийского щита в качестве рудной питающей провинции // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 5. С. 73–91.
2. Краснова Е.Д. Кислая губа // Путешествия по Киндо-мысу. Тула: Гриф и К, 2008. С. 98–99.
3. Романенко Ф.А., Репкина Л.Е., Ефимова Л.Е., Булочникова А.С. Динамика ледового покрова и особенности ледового переноса осадочного материала на приливных осушках Канда拉克шского залива Белого моря. Океанология. 2012. Т. 52. № 5. С. 768–778.
4. Зарецкая Н.Е., Шевченко Н.В., Басилян А.Е. и др. Голоценовая малакофауна полуострова Киндо (Канда拉克шский залив Белого моря): геолого-геохронологические исследования // Геология морей и океанов. Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. ГЕОС, 2011. С. 154–158.

The results of a study of clay components of the littoral deposits of Kandalaksha Bay of the White Sea (region of WSBS MSU) are presented. Granit-gneiss rocks of the Baltic Shield provides the predominance of chlorite-mica association in the clay complex of bottom sediments of the Bay. Lines of an originality of the clay fraction of costal deposits give local sources the processed terrigenous material.

Мазухина С.И.¹, Маслобоев В.А.¹, Чудненко К.В.², Хайтов В.М.³, Максимова В.В.¹

(¹Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: mazukhina@inep.ksc.ru; ²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск; ³Кандалакшский государственный природный заповедник, г. Кандалакша)

Мониторинг и моделирование химического состава вод Кандалакшского залива

Mazukhina S.I.¹, Masloboev V.A.¹, Chudnenko K.V.², Khaitov V.M.³, Maksimova V.V.¹

(¹Institute of the Industrial Ecology Problems in the North of Kola Science Centre of RAS, Apatity; ²A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry of Siberian Branch of RAS, Irkutsk; ³Kandalaksha Nature Reserve, Kandalaksha)

Monitoring and modeling of water chemical composition in the Kandalaksha Bay

Ухудшение качества поверхностных вод пресных и морских водоемов Севера в результате антропогенного воздействия требует активизации мер по разработке основ рационального водопользования и оценке устойчивости гидросферы к техногенному воздействию.

Актуальность работы для Мурманской области обусловлена развитием широкомасштабной сети транспортировки нефти в акваториях Баренцева и Белого морей. В мае 2011 г. в результате разлива нефтепродуктов на Беломорской нефтебазе произошла локальная чрезвычайная ситуация.

Сведения о распределении микроэлементов Белого моря были получены в ходе серии экспедиций, главным образом на крупных экспедиционных судах [1–4]. Гидрологические особенности акватории Кандалакшского залива определяются многочисленными пресными водотоками. Устья нескольких крупных рек, слив пресных вод из Канда-губы и канал Нивской ГЭС формируют градиенты солености ([5], рис., точки 1–2, гидрологический мониторинг осень–зима 2011–2012 гг.).

Целью данной работы являлась реконструкция химического состава поверхностных и придонных вод Кандалакшского залива в зоне влияния морских (Белое море) и пресных вод, антропогенного воздействия, определенными прямыми аналитическими методами, с применением физико-химического моделирования (ПК «Селектор», [6]). Данная работа является логическим продолжением работ в рамках гранта РФФИ (№ 06-05-64708) [7–10].

Объектами исследования были выбраны морские воды Кандалакшского залива. Отбор проб поверхностных и придонных вод проведен июне–июле 2012 г. Расположение точек отбора проб указано на рисунке. В каждой из указанных точек бралось по три пробы.

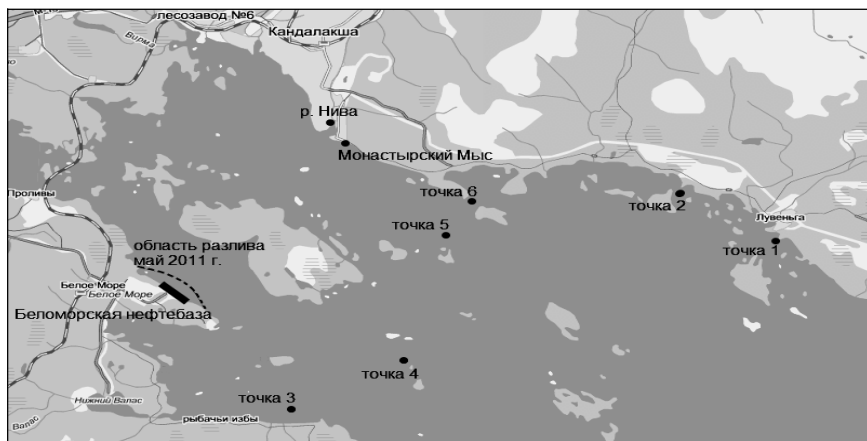


Рисунок. Расположение точек отбора проб

В день поступления проб определяли pH вод потенциометрическим методом. Анализ проводили методами атомно-абсорбционной (пламенной) (Ca, Mg K, Na), и эмиссионной (Al, Fe Zn, Mn, Cu, Ni) спектрометрии; общего P, P фосфатов, Si методом фотоколориметрии; анионный состав вод методом ионообменной хроматографии.

В данной работе реконструкция ионного состава морских вод исследовалась в рамках системы Al-B-Br-Ar-He-Ne-C-Ca-Cl-F-K-Mg-Mn-N-Na-P-S-Si-Sr-Cu-Zn-H-O-e, где e – электрон, опробованной в предыдущих работах [5, 7, 9]. Расчеты проведены при температуре 25°C и давлении 1 бар. Результаты аналитических данных и компьютерного моделирования поверхностных и придонных вод точек 3 и 6 представлены в таблице.

Анализ данных мониторинга показал вариабельность концентраций всех основных катионов и анионов в поверхностных и придонных водах. Соленость в поверхностных водах изменялась от 16–18‰ и только в точке 6 – 21‰. В придонных водах соленость была более стабильна – 26–27‰. Расчеты показали наличие кислорода в поверхностных и придонных водах (кроме точки 3), содержание которого изменялось от 6,2 до 7,48 мг/л.

Аналитические данные (содержание основных ионов- Na, Ca, Mg, K) и результаты моделирования, содержание кислорода, HCO_3^- (точка 6) сопоставимы с химическим составом вод Белого моря [3]. Значение pH было максимальным в точке 6 (8.03), где явно сказалось влияние вод Белого моря. Анализ данных для точек 5 и 6 показывает сопоставимость концентраций Cu, Sr, Pb, Zn, Fe, Mn. Причем концентрации Cu, Zn, Mn на порядок выше представленных в работе [3], тогда как концентрации Sr, Pb, Fe достаточно близки к данным цитируемой работы. В точках 3 и 4 воды более распресненные (табл.). Концентрации всех основных ионов (Na, Ca, Mg, K) значи-

тельно ниже, чем в точках 6 и 5, при сопоставимости концентраций Cu, Sr, Zn, Fe, Mn.

Таблица. Результаты анализов и термодинамических расчетов состава морской воды (Кандалакшский залив), мг/л

Параметры	Проба №3-дно		Проба №6-дно	
	Анализ	Модель	Анализ	Модель
Eh.v		-0.25434		0.741847
pH	7.65	7.65896	7.96	7.965
Al	0.0502	4.99E-02	0.1227	1.22E-01
P	0.005	4.98E-03	0.024	2.38E-02
C		1.20E+02		3.22E+01
Ca ⁺²	291.67	1.99E+02	340.351	2.45E+02
CaOH ⁺		1.12E-03		2.91E-03
CaCO ₃		8.24E+00		5.33E+00
Ca(HCO ₃) ⁺		2.51E+01		7.79E+00
CaHSiO ₃ ⁺		8.23E-04		4.32E-03
CaCl ⁺		3.94E+01		4.94E+01
CaCl ₂		7.46E+00		9.28E+00
CaSO ₄		1.80E+02		1.97E+02
Fe	0.222	2.20E-01	0.1354	1.34E-01
Fe ⁺²		1.65E-01		
Fe(OH) ₃		6.42E-09		1.97E-02
K ⁺	276. 19	2.66E+02	301.754	2.92E+02
KCl		4.17E-01		4.61E-01
KSO ₄ ⁻		2.68E+01		2.58E+01
Mg ⁺²	836.67	5.30E+02	1028.853	6.88E+02
MgCO ₃		1.40E+01		9.39E+00
Mg(HCO ₃) ⁺		9.06E+01		2.97E+01
MgCl ⁺		1.95E+02		2.60E+02
MgSO ₄		9.45E+02		1.07E+03
MgHSiO ₃ ⁺		5.53E-03		3.07E-02
Mn ⁺²	0.0050	3.75E-03	0.0287	2.18E-02
MnSO ₄		1.75E-03		9.03E-03
CO ₃ ⁻²		1.52E+00		8.07E-01
HCO ₃ ⁻		4.90E+02		1.24E+02
CO ₂		1.55E+01		1.89E+00
H ₂ S*		5.62		
O ₂		-		6.60
Na ⁺	8089.636	7.65E+03	7773.585	7.24E+03
NaOH		3.09E-03		6.09E-03
NaAlO ₂		3.76E-03		8.66E-03
NaCl		9.28E+02		8.80E+02
NaSO ₄ ⁻		7.63E+02		6.34E+02
NaHSiO ₃		4.36E-01		1.72E+00
SO ₄ ⁻²	2294.7	6.60E+02	2122.7	5.83E+02

Продолжение таблицы

Параметры	Проба №3-дно		Проба №6-дно	
	Анализ	Модель	Анализ	Модель
Si	1.664		3.658	
SiO ₂		1.15E+00		2.35E+00
HSiO ₃ ⁻		1.90E-02		8.17E-02
H ₄ SiO ₄		3.36E+00		6.87E+00
HS ⁻		2.77E+01		-
Cl ⁻	13907.58	1.31E+04	14217.32	1.34E+04
NO ₃ ⁻	0.1	9.92E-02	0.1	9.92E-02
NH ₄ ⁺	6.24	6.19E+00	7.39	7.33E+00
Zn ⁺²	0.0705	3.74E-02	0.12353	5.34E-02
ZnCl ⁺		1.96E-02		2.76E-02
ZnOH ⁺		1.88E-02		5.55E-02
Cu ⁺²	0.05	1.81E-02	0.0467	2.09E-02
Cu ⁺		9.50E-07		
CuOH ⁺				1.79E-02
CuCl ⁺				1.72E-02
CuCl ₂ -		4.45E-02		
Pb ⁺²	0.00183	5.95E-05	0.00353	6.56E-05
PbCl ⁺		3.95E-04		4.43E-04
PbOH ⁺		1.06E-03		2.56E-03
Ni ⁺²	0.1889	1.87E-01	0.1889	1.32E-01
NiOH ⁺		1.01E-04		1.89E-04
Sr ⁺²	3.5273	2.94E+00	6.9467	6.08E+00

Результаты моделирования химического состава донных вод (точка 3) (табл.) указывает на высокие содержания углекислого газа, сероводорода, гидрокарбонатов (HCO₃⁻), отсутствие кислорода (Eh<0). Все это свидетельствует о трансформации углеводородов, которые возможно попали в район отбора проб в мае 2011 г. или в результате постоянного подтока НУ от нефтебазы. Результаты моделирования свидетельствует о явном экологическом неблагополучии для гидробионтов, соседствующих с нефтебазой и уже во время мониторинга необходимо проводить экспресс-оценку окислительных условий в грунте и придонных вод.

Поскольку загрязнение вод Белого моря продолжается уже много лет необходимо исследование придонных вод, особенно в глубоководных районах, в связи с возможным накоплением и деструкцией органических веществ на дне. Данное исследование показывают, что только сочетание всех информационных технологий может дать объективную картину чрезвычайной ситуации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордеев В.В., Филиппов А.С., Шевченко В.П. Микроэлементы в воде и взвеси открытой части Белого моря // Система Белого моря. Т. 2. М.: Научный мир, 2012. С. 579–605.

2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Белое море. Вып. 2. Проект «Моря СССР» / под. Ред. Б.М. Затучной и Д.Е. Гершановича. Л. Гидрометеоздат. 1991. 193 с.
3. Леонова Г.А., Бобров В.А. Геохимическая роль планктона континентальных водоемов Сибири в концентрировании и биоседиментации. Новосибирск: Академическое изд-во "ГЕО", 2012. 314 с.
4. Максимова М.П. Гидрохимия Белого моря. Авторефер. дис. ... доктора географических наук. М., 1990. 25 с.
5. Мазухина С.И., Маслобоев В.А., Чудненко К.В., Бычинский В.А., Сандимиров С.С. Исследование состояния оз. Большой Вудъявр после экологической катастрофы 1930-х годов методами физико-химического моделирования // Химия в интересах устойчивого развития. 2009. Т. 17. С. 51–59.
6. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2010. 287 с.
7. Мазухина С.И., Чудненко К.В., Бычинский В.А., Маслобоев В.А. Физико-химическое моделирование взаимодействия "Нефть-природные воды" // Будущее гидрогеологии: современные тенденции и перспективы. СПб.: СПбГУ, ВВМ. 2008. С. 170–179.
8. Павлов С.Х., Карпов И.К., Чудненко К.В. Взаимодействие углерода с водой в условиях полного и метастабильного термодинамического равновесия // Водные ресурсы. 2008. Т. 35. № 4. С. 456–466.
9. 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.
10. Хайтов В.М., Мазухина С.И., Маслобоев В.А., Максимова В.В. Пространственное варьирование гидрохимических показателей на мелководьях вершины Кандалакшского залива Белого моря в связи с проблемой высокой пространственной гетерогенности среды // Материалы IV Всероссийской научной «Экологические проблемы Северных регионов и пути их решения». Ч. 2. С. 61–63.

Based on monitoring results full hydrochemical analysis of surface and near-bottom waters from the head of the Kandalaksha Bay was carried out, and the influence of salt and fresh waters on the water chemical composition was found out. As a results of performed physical –chemical modeling adverse environmental situation was found at the sea bottom in the area of oil plant as a result of hydrocarbon decomposition. Investigations point out the necessity of monitoring in the areas of major accidents and in deep water areas of the White Sea to find possible changes of water chemical composition.

Новигатский А.Н., Лисицын А.П., Шевченко В.П., Ключиткин А.А., Кравчишина М.Д., Филиппов А.С., Политова Н.В.
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, novigatsky@ocean.ru)

Вертикальные потоки рассеянного осадочного вещества в Белом море

Novigatsky A.N., Lisitzin A.P., Shevchenko V.P., Kluyvitkin A.A., Kravchishina M.D., Filippov A.S., Politova N.V.

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

The vertical particle fluxes of dispersed sediment matter in the White Sea

Введение. Потоки вещества в толще вод от поверхности до дна являются прямой (инситной) основной количественной характеристикой при изучении осадкообразования, позволяют в динамике и во времени изучать процессы современной седиментации рассеянного вещества и его преобразования при прохождении через водную толщу. Возникает возможность измерять количество и состав вещества, поступающего на дно [1]. Поток определяется количеством вещества, проходящего через единицу площади в единицу времени ($\text{мг/см}^2/\text{сутки}$, $\text{г/м}^2/\text{год}$), и соответствует абсолютной массе осадконакопления. Изучение рассеянного осадочного вещества в толще вод обеспечивается внедрением в практику исследований седиментационных ловушек разных типов, которые являются важными частями глубинных автоматических седиментационных обсерваторий – станций круглогодичного изучения водной толщи на разных глубинах. Седиментационная обсерватория – это (кроме ловушек) серия приборов для непрерывного и синхронизированного во времени изучения вертикальных потоков осадочного вещества, изменений прозрачности (мутности), определения скорости и направления течений и многих других параметров [2].

Материалы и методы. Сбор рассеянного осадочного вещества методом глубинных автоматических седиментационных обсерваторий в Белом море выполняется, начиная с 2000-го года по настоящее время, в рамках проекта «Система Белого моря» [2]. Всего было поднято 17 седиментационных обсерваторий разной комплектации с седиментационными ловушками разных систем и измерителями течений (рис. 1). За время исследований получено около 200 проб осадочного материала из седиментационных ловушек с разных горизонтов и экспозицией в пределах года (интегральные потоки). Для анализа полученного материала привлекались данные по массовой концентрации взвеси, данные гидрооптического и гидрофизического зондирования водной толщи, сведения о течениях и внутренних волнах, полученные с помощью доплеровских и механических измерителей течений.

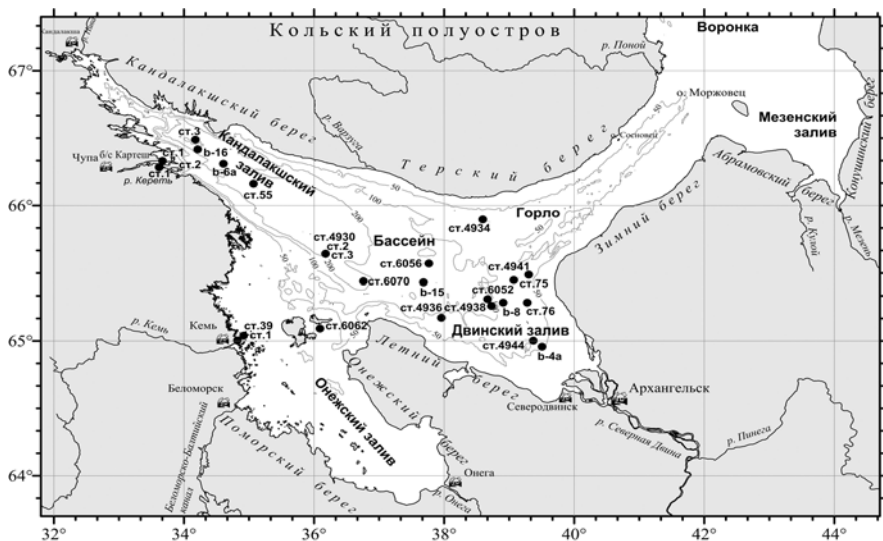


Рисунок 1. Схема расположения поднятых седиментационных обсерваторий разной комплектации с седиментационными ловушками и измерителями течений

Результаты и обсуждение. Из поднятых седиментационных обсерваторий три находились в зоне структурных фронтов Белого моря – Северного (граница Бассейн-Горло) и Южного (граница Онежский залив-Бассейн) [3]. Эти фронтальные зоны характеризовались аномально высокими значениями потоков: среднее значение для этих трех обсерваторий $2758 \text{ г/м}^2/\text{год}$ (max – $4082 \text{ г/м}^2/\text{год}$, min – $1814 \text{ г/м}^2/\text{год}$). Приведенные значения мы вынесли за рамки осреднения интегральных величин потоков для всего Белого моря. Горло и Онежский залив относятся к границе (фронту) горизонтально стратифицированных структур и турбулизированных водных масс с высокой энергией приливо-отливных течений, главная же по площади часть Белого моря (Бассейн, Кандалакшский и Двинский заливы) характеризуется относительно низкой энергией приливо-отливных волн [4].

Средняя многолетняя величина потока рассеянного осадочного вещества на акватории Белого моря $234 \text{ г/м}^2/\text{год}$, т.е. на порядок меньше, чем во фронтальных зонах. Максимальные значения ($752 \text{ г/м}^2/\text{год}$) характерны для области маргинального фильтра Северной Двины в Двинском заливе, минимальные значения ($51 \text{ г/м}^2/\text{год}$) типичны для глубоководной части Бассейна. Средняя многолетняя величина потока в Двинском заливе $243 \text{ г/м}^2/\text{год}$, что выше средних многолетних величин Бассейна ($213 \text{ г/м}^2/\text{год}$), и связано с существенной поставкой осадочного материала речным стоком. В Кандалакшском заливе средняя многолетняя величина потока составляет $367 \text{ г/м}^2/\text{год}$.

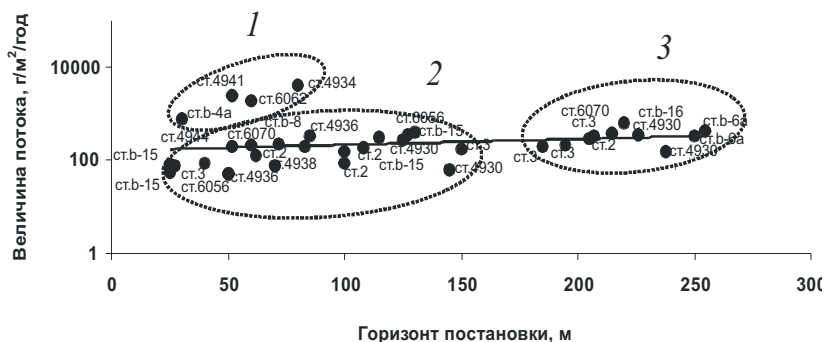


Рисунок 2. Соотношение интегральных вертикальных потоков в Белом море с глубиной 0-300 м: 1 – область высоких и сверхвысоких величин потока; 2 – область величин потока под пикноклином; 3 – область придонных величин потока.

Построив зависимость величины потока от глубины, при этом, используя все годовые интегральные значения, можно выделить три основных области (рис. 2). Первая область характеризуется высокими и сверхвысокими значениями годового потока существенно выше среднего многолетнего потока для всего моря. Это потоки в областях структурных фронтов Белого моря - Северного и Южного (границы: Бассейн-Горло и Онежский залив-Бассейн). Кроме того, к областям с высокими значениями потока мы относим области маргинальных фильтров рек Северная Двина и Кемь. Вторая область нами обозначена как область величин потоков непосредственно под пикноклином, которая может распространяться до придонных горизонтов. Кроме того, в эту область попали значения придонных потоков в слое 0–100 м (Двинский залив). Третья выделенная область величин потоков является придонной, здесь сосредоточены значения наиболее глубоководных частей Белого моря (Кандалакшский залив, Бассейн и Двинский залив). На графике виден тренд увеличения величин потоков в сторону придонных горизонтов (рис. 2). Чтобы подтвердить эту закономерность мы условно разделили величины потоков на два горизонта: от 0 до 100 м, и от 100 до 300 м. Получились следующие результаты: средние многолетние величины потоков в слое 0–100 м составили $171 \text{ г/м}^2/\text{год}$ (без фронтальных зон), а в слое 100–300 м – $275 \text{ г/м}^2/\text{год}$. Отчетливо видно увеличение величин потоков в придонных горизонтах, т.е. с ростом глубины более чем в полтора раза – вопреки обратному положению в других местах Мирового океана. Подобные закономерности в придонных горизонтах хорошо фиксируются в разных частях моря по повышенным объемной и массовой концентрации взвеси, а так же оптическим данным [5, 6].

Заключение. С применением новых методов (автоматические глубинные седиментационные обсерватории в сочетании с судовыми данными)

установлены средние многолетние (12 лет непрерывных исследований) величины потоков осадочного вещества: для всего моря они составили 234 г/м²/год, для Двинского залива – 243 г/м²/год, для Бассейна – 213 г/м²/год, для Кандалакшского залива – 367 г/м²/год. Для водного столба 0–100 м средняя величина потока составила 171 г/м²/год, для водного столба 100–300 м средняя величина потока составила 275 г/м²/год (рост в придонном слое). С большими перспективами для исследований метод автоматических глубинных седиментационных обсерваторий открывает возможность для проведения круглогодичного изучения морей Российской Арктики, основную часть года покрытых льдом и недоступных для исследований.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 11-05-00087, Программ фундаментальных исследований Президиума РАН № 23, 10.1 и ОНЗ РАН № 5 Микро- и наночастицы в Мировом океане (рук. ак. А.П. Лисицын), гранта ведущих научных школ НШ-618.2012.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних оболочках Земли // Глобальные изменения / ред. Добрецов Н.П., Коваленко В.И. Новосибирск. Наука. 2001. С. 163–248.
2. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Немировская И.А., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Новичкова Е.А., Политова Н.В., Филиппов А.С. Развитие четырехмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга морских экосистем (на примере Белого моря). В кн. Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. М.: Научный мир. 2010. 630 с.
3. Пантюлин А.Н. Динамика, структура и водные массы // Система Белого моря. Под ред. ак. А.П. Лисицына. Т. 2. М.: Научный мир. 2012. С. 309–379.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.2. Белое море. Вып.1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Глуховского Б.Х. Л.: Гидрометеиздат. 1991. 240 с.
5. Копелевич О.В., Буренков В.И., Гольдин Ю.А., Карабашев Г.С. Оптические методы в океанологии и морской геологии // Новые идеи в океанологии. Т. 1. М.: Наука, 2004. С. 118–167.
6. Кравчишина М.Д. Взвешенное вещество Белого моря и его гранулометрический состав. М.: Научный мир. 2009. 264 с.

A study of particle fluxes in the White Sea based on 12-years studies were shown, using sediment traps. In the report, the results of collected sedimentary matter analysis are presented.

**Новичкова Е.А.¹, Леин А.Ю.¹, Полякова Е.И.²,
Рыбалко А.Е.³**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: enovichkova@ocean.ru; ²Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова;
³ФГУНПП «СЕВМОРГЕО», Санкт-Петербург)

**Комплексные исследования истории формирования осадков Двинского залива Белого моря в голоцене
Novichkova Ye.A.¹, Lein A.Yu.¹, Polyakova Ye.I.²,
Rybalko A.Ye.³**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Moscow State University, Geographical faculty, Moscow; ³“SEVMORGEO”)

The multiproxy investigations of Holocene sedimentation processes changes at the Dvina Bay (The White Sea)

Белое море, благодаря своему уникальному местоположению, является ключевым районом исследования процессов осадконакопления в голоцене для Западной Арктики. Изучение истории формирования Белого моря в послеледниковое время посвящено большое количество работ [1]. В максимум последнего оледенения современная акватория Белого моря полностью перекрывалась Скандинавским ледником, и настоящая история моря началась с момента его дегляциации ~12.2–11 тыс. кал. л.н. [2]. Седиментационные обстановки менялись от ледниково-морских к морским на протяжении сравнительно небольшого, в геологическом понимании, промежутка времени (за конец плейстоцена – голоцен) [1–3].

Целью данных исследований являлось изучения формирования осадков Двинского залива, находящихся под влиянием мощного стока реки Северной Двины и, по всей вероятности, первыми освободившимися от воздействия покровного оледенения.

Материал для исследований был отобран в ходе проведения междисциплинарных исследований по проекту “Система Белого моря” в 2006 г в 80 рейсе судна «Профессор Штокманн». Объектом исследований стали две колонки донных осадков 6050 (335 см) и 6042 (460 см), отобранных в Двинском заливе с глубин 101 м и 61 м соответственно (рис. 1).

Для реконструкций палеоокеанологических условий в Двинском заливе в колонках выполнено исследование водных (цисты морских видов динофлагеллат, пресноводные зеленые водоросли, акритархи и органические остатки скелетов фораминифер) и наземных (споры и пыльца) палиноморф. Изученные ранее материалы по распределению микрофоссилий в поверхностных осадках Белого моря, а также в колонках, охватывающих последние 250 лет позволяют использовать данную методику для изучения голоценовой толщи осадков [4–5].

Материал обеих колонок проанализирован на изотопный состав углеро-

да ОВ (C_{org}) [6], выполнен гранулометрический анализ осадков (исполнители Алексеева Т.Н., Рудакова А.Н.). Для колонки 6050 проведен анализ диатомовых ассоциаций [7]. Основой для палеореконструкций стали новые геохронологические исследования осадков методом AMS ^{14}C [7] и данные по палинostrатиграфии.

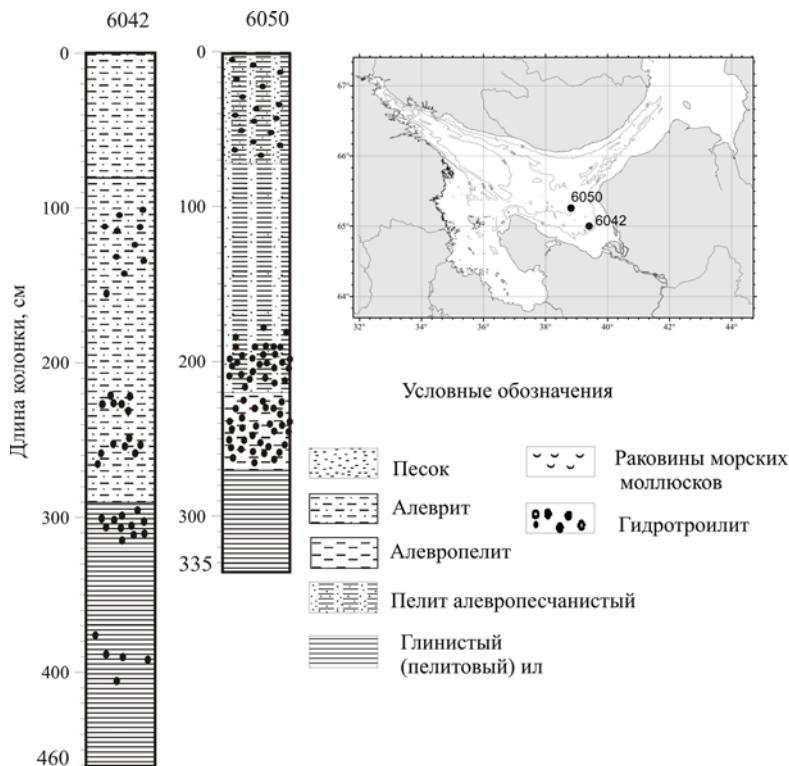


Рисунок 1. Местоположение и литология колонок донных осадков

Согласно литологическим данным, полученным в ходе рейса, послеледниковые осадки Двинского залива имеют двучленное строение толщи. Нижние части колонок 6042 и 6050 сложены глинистым материалом с низким содержанием органического вещества (C_{org} около 0.4%), образовавшимся около 9000–11000 кал. л.н. (Pb–B). Эти отложения, с одной стороны, испытали сильное влияние терригенного стока в связи с эрозией реки Северной Двины в процессе образования эстуария [8], а с другой – подтока баренцевоморских вод, т.е. накопились в переходный период от ледниковоморских условий к типично морским. Для данных отложений характерно преобладание в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы сосны и ели.

В составе водных палиноморф нижней части колонки 6042 преобладают виды-космополиты, способные выдерживать существенные колебания поверхностной температуры и солености вод, а также остатки пресноводных зеленых водорослей. Концентрации морских диноцист на горизонте 380–460 см (Pb) составляют от 524 до 9753 цист/г, в то время как на интервале 290–380 (B) они резко увеличиваются до $\square$ 66–521 тыс. цист/г (мах на 310 см), вероятно при усилении адвекции относительно теплых баренцевоморских вод в ходе бореальной трансгрессии. В основании колонки 6042 (рис. 2) значения $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ в толще глин (300–460 см) находятся в диапазоне –27.50 до –29.36‰, что характерно для районов с повышенным влиянием терригенного стока ([6]; рис. 2).

Для колонки 6050 установление морского типа осадконакопления также происходило в течение конца Pb–B (270–335 см). Суммарные концентрации морских диноцист достигают максимальных значений (до 212 тыс. ед./г; [7]). Значения $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ для данного горизонта изменяются в пределах от –26.12 до –27.15‰ [6].

Верхняя толща осадков, вскрытых колонками, представляет собой типичные морские отложения, представленные алевролитами и алевропелитами. Переход от глинистых отложений к алевроитовым в обеих колонках четкий, а наличие песчанистого прослоя (280–302 см) в колонке 6042 указывает на возможный разрыв кровли нижнего горизонта.

В составе ассоциаций водных палиноморф, начиная с Atl, появляются новые для Белого моря тепловодные виды диноцист. В разрезе Двинского залива (ст. 6050) данные слои вскрыты на горизонте 0–270 см (Atl+Sb+Sa). Образование морских осадков со значениями $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$, изменяющимися от –23.50 до –25.63‰ начинается примерно с 9000 кал. л.н (конец B – начало Atl; [6]). В кутовой части залива (ст. 6042) образование аналогичных осадков поверх толщи переходных отложений также началось в начале атлантического периода голоцена. Концентрации морских цист динофлагеллат несколько снижаются (до 200 тыс. ед/г) и в верхней части колонки 6042 достигают современных значений, характерных для осадков Двинского залива. Значения $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ горизонта (0–200 см) варьируют от –24.78 до –25.58‰ (рис. 2; [6]). В целом, отложения верхнего горизонта, мощностью 300 см, представлены морскими отложениями (Atl+Sb+Sa), находящимися под влиянием стока р. Северной Двины.

Таким образом, комплексные исследования по микропалеонтологии, литологии и изотопному составу $\text{C}_{\text{орг}}$ донных осадках Двинского залива позволяют сделать оценку процессам осадконакопления в послеледниковое время в данном регионе. Осадкообразование в данном районе Белого моря началось около 11000 кал. лет (ст. 6042). Проникновение в акваторию Белого моря морских вод началось, видимо, в пребореале (Pb), В конце бореала (B) по результатам анализа палиноморф реконструируется адвекция теплых североатлантических вод, обусловившая резкий рост биопродуктивности

вод. Начиная с атлантического периода (Atl) в Двинском заливе отлагаются стандартные морские отложения.

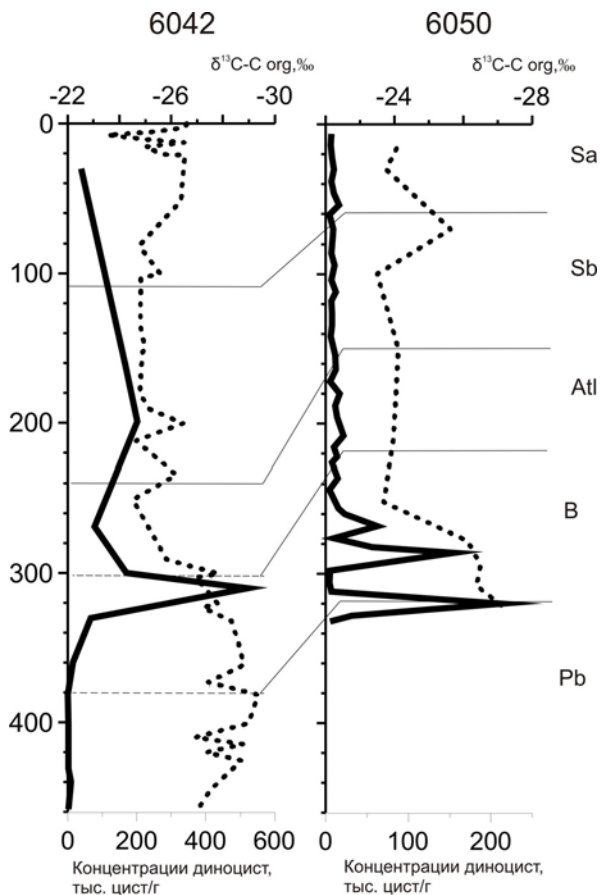


Рисунок 2. Концентрации морских диноцист (сплошная линия) и значения $\delta^{13}\text{C}\text{-C org}$ (пунктирная линия) в колонках донных осадков

Авторы благодарны академику А.П. Лисицыну, В.П. Шевченко, и всем, кто помогал в проведении исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 12-05-00210, 12-05-00998-а, 12-05-31152_мол-а), Программы Президиума РАН № 23 (проект 6.2) и гранта Президента РФ МК-2198.2013.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 234 с.
2. Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjaer K.H., Larsen E. The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // *Boreas*. 2006. V. 35. P. 425–433.
3. Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л. Обстановки морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. М.: Наука, 2007. 455 с.
4. Новичкова Е.А., Полякова Е.И. Цисты динофлагеллат в поверхностных осадках Белого моря // *Океанология*. 2007. Т. 5. № 47. С. 709–719.
5. Новичкова Е.А., Полякова Е.И. Ассоциации микроводорослей в донных осадках областей маргинальных фильтров заливов Белого моря // *ДАН*. 2013. Т. 449. № 4 С. 474–479.
6. Леин А.Ю., Новичкова Е.А., Рыбалко А.Е., Иванов М.В. Изотопный состав углерода органического вещества голоценовых отложений Белого моря как один из показателей условий осадконакопления // *ДАН*. 2013. Т. 452. № 6. В печати.
7. Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П., Баух Х.А., Рыбалко А.Е. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря // *ДАН*. 2013. В печати.
8. Zaretskaia N., Shevchenko N., Simakova A. et al. The North Dvina river delta development over the Holocene: Geochronology and palaeoenvironment // *Geochronometria*. 2011. V. 38(2). P. 116–127.

The multiproxy investigations of Holocene sedimentation processes changes have been conducted at the Dvina Bay (The White Sea). It was found that sedimentation at the Dvina Bay began 11000 cal. years ago.

Радченко И.Г.¹, Ильяш Л.В.¹, Шевченко В.П.²

(¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: IraRadchenko@yandex.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

Летний фитопланктон в маргинальном фильтре реки Кемь (Онежский залив Белого моря)

Radchenko I.G.¹, Ilyash L.V.¹, Shevchenko V.P.²

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

Summer phytoplankton in the marginal filter of the Kem' River (Onega Bay, White Sea)

Река Кемь является наиболее крупной рекой, впадающей в Белое море со стороны Карелии. Её протяженность 194 км, площадь водосборного бассейна 26940 км², средний расход воды 270 м³/с, годовой сток около 8.5 км³ [1, 2]. Ранее фитопланктон в устьевой зоне (маргинальном фильтре) реки Кемь исследовали в ходе междисциплинарных экспедициях [3–5]. Настоящее исследование является продолжением работ по проекту.

Пробы фитопланктона отбирали в маргинальном фильтре р. Кемь 15–16 июля 2009 г. на втором этапе междисциплинарной экспедиции [6], проводившейся в рамках программы “Система Белого моря” (руководитель – А.П. Лисицын) [7]. Схема расположения станций показана на рисунке. На станциях 43, 63 и 65 отбор проб осуществлялся с борта НИС “Эколог”, а на остальных, более мелководных станциях – с катера Казанка-М. Пробы воды отбирали с поверхности пластиковым ведром, а на ст. 43 с горизонтов 5 и 10 м с помощью 10-литровых батометров Нискина. Соленость и температуру определяли с помощью зонда CTD-90M (Sea & Sun). Пробы воды (объем 0.5 – 1.5 л) концентрировали методом обратной фильтрации (диаметр пор 2 мкм), фиксировали раствором Люголя и просчитывали под микроскопом в камере типа Нажотта. Объемы клеток определяли методом геометрического подобия [8] с последующим переводом в единицы углерода по аллометрическим зависимостям [9].

При дальнейшем изложении принимали, согласно характеристике [3], деление акватории на следующие зоны: приустьевая зона (станции 50, 52, 54), переходная зона (станции 59, 60, 43) и морская зона (станции 63, 65).

В фитопланктоне выявлено более 130 видов и вариететов водорослей, из них диатомовые – 61 таксон, зеленые – 29, цианобактерии – 12, динофлагелляты – 11, харовые – 7, золотистые – 5, эврифициевые – 1, дикийохофициевые – 1. Кроме того, обнаружены 89 форм коккоидных и жгутиковых водорослей, в том числе криптофитовых, синурофициевых и эвгленовых, которые не были идентифицированы (НКЖ). Харовые, хризифициевые и цианобактерии были представлены только пресноводными формами, зеленые – преимущественно пресноводными, динофлагелляты – преимущест-

венно морскими, эвриофицные и дикихофицные – морскими, а диатомовые как пресноводными, так и морскими формами. Пресноводные виды встречались во всех зонах. В морской зоне их обнаружено 10 видов (*Aulacoseira distans*, *Monoraphidium contortum* и др.). Морские водоросли также присутствовали во всех зонах, за исключением ст. 52. В приустьевой зоне встречено 12 морских видов, такие как *Navicula directa*, *Skeletonema costatum*, *Paralia sulcata* и др. Аналогично, в начале июля 2001 г. и в конце июня 2008 г. морские водоросли также были встречены в приустьевой зоне [3–5]. Число видов пресноводных водорослей снижалось от приустьевой зоны к морской, а число морских форм – увеличивалось.

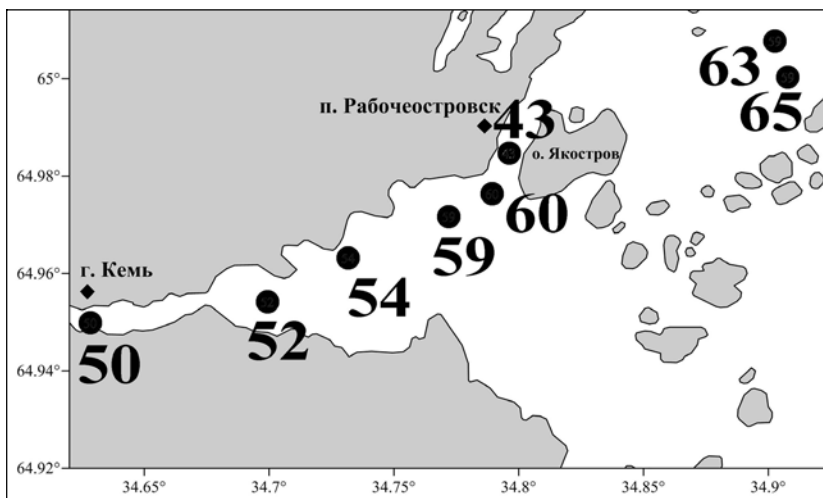


Рисунок. Схема расположения станций

Суммарная биомасса фитопланктона (B) и состав доминирующих видов варьировали по акватории эстуария, а также изменялись в зависимости от фазы приливного цикла (таблица). Наибольшие значения B отмечены в приустьевой зоне, наименьшие – в переходной зоне на ст. 43. Среднее для исследованной акватории значение B составило $2,4 \pm 1,6$ мг С/м³. Наиболее выраженные изменения B в зависимости от фазы приливного цикла отмечены в приустьевой зоне на ст. 52, когда B на приливе увеличилась в 6,2 раза. В приустьевой зоне по биомассе преобладали пресноводные формы, при этом состав доминирующих видов на станциях (кроме ст. 50) на приливе и отливе различался. В переходной зоне в поверхностном слое в состав массовых форм входили как пресноводные, так и морские водоросли, и состав доминирующих видов на станциях также различался на приливе и отливе. В морской зоне преобладали одни и те же морские виды.

В переходной зоне на ст. 43, где пробы отбирали с нескольких горизонтов, **B** существенно увеличивалась с глубиной. Наибольшие колебания **B** в течение приливного цикла происходили на горизонте 5 м, где во время прилива **B** увеличилась в 50 раз. При этом произошла смена доминирующих видов с неидентифицированных жгутиковых и коккоидных водорослей на диатомею *Navicula peregrina*.

Таблица. Глубина на станциях отбора проб (Гл.), значения солености (S), температуры (Т), биомассы (В) фитопланктона и виды, дающие наибольший вклад в суммарную биомассу (ДВ).

Ст./Гор.	Фаза приливного цикла	Гл., м	S, psu	Т, °C	В, мгС/м³	ДВ
50/0 м	отлив	2.2	0.04	16.82	5.49	<i>Aulacoseira distans</i> (14), <i>Aulacoseira italica</i> (13)
	прилив	2.2	0.09	16.42	2.57	<i>A. distans</i> (13), <i>A. italica</i> (12)
52/0 м	отлив	2.0	0.02	17.35	1.01	<i>A. distans</i> (12), <i>Mougeotia</i> sp. (10)
	прилив	3.0	0.02	16.17	6.80	<i>Aulacoseira islandica</i> (31), <i>A. ambigua</i> (17), <i>A. italica</i> (11)
54/0 м	отлив	1.2	0.16	17.18	7.96	<i>A. islandica</i> (13), <i>A. ambigua</i> (13), <i>A. distans</i> (12)
59/0 м	отлив	1.0	19.67	13.30	2.59	<i>Licmophora ovulum</i> (53), <i>Navicula peregrina</i> (14)
	прилив	1.2	10.42	15.23	1.60	<i>A. distans</i> (21), <i>A. ambigua</i> (18), <i>A. italica</i> (11)
60/0 м	отлив	4.2	11.62	15.58	1.69	<i>L. ovulum</i> (31), <i>Synedra ulna</i> (11)
	прилив	4.9	13.09	15.16	1.72	<i>Heterocapsa triquetra</i> (14), <i>A. islandica</i> (11)
43/0 м	отлив	11.5	9.19	15.89	0.35	<i>A. italica</i> (23), <i>L. ovulum</i> (14), <i>Thalassionema nitzschioides</i> (12)
	прилив	12	17.37	13.64	0.42	<i>N. peregrina</i> (28), <i>A. italica</i> (19)
43/5 м	отлив	11.5	19.93	13.39	0.02	НКЖ (96)
	прилив	12	23.71	11.81	0.97	<i>N. peregrina</i> (25), <i>Ebria tripartita</i> (13)
43/10 м	отлив	11.5	23.72	11.85	2.01	<i>E. tripartita</i> (15), <i>Entomoneis</i> sp. (11)
	прилив	12	23.77	11.80	1.74	<i>E. tripartita</i> (25), <i>N. peregrina</i> (18)
63/0 м	отлив	21	25.3	11.3	2.76	<i>Thalassiosira</i> spp. (31)
65/0 м	прилив	13	24.69	11.9	1.20	<i>Thalassiosira</i> spp. (25)

Суммарная биомасса фитопланктона в период наших исследований (середина июля) была существенно ниже таковой в начале июля 2001 г. [3, 4], и достоверно ($p=0.01$) ниже, чем в конце июня 2008 г. [5]. Это свидетельствует о снижении обилия фитопланктона в эстуарии в период летней межени.

Авторы благодарят экипаж НИС “Эколог” и А.С. Филиппова, А.Н. Новигатского, Р.Э. Здорвеннова, А.В. Толстикова за помощь в экспедиции. Авторы признательны академику А.П. Лисицыну, чл.-корр. РАН Ю.С. Долотову и чл.-корр. РАН Н.Н. Филатову за поддержку.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 12-04-00477-а, 11-05-00087 и 12-05-91055-НЦНИ) и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН (проект “Трансевропейский морской эколого-геохимический разрез”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каталог озер и рек Карелии / Под ред. Н.Н. Филатова и А.В. Литвиненко. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2001. 290 с.
2. Ресурсы поверхностных вод СССР. Гидрологическая изученность. Т. 2. Карелия и Северо-Запад. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 700 с.
3. Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П. и др. Мониторинг приливотливных обстановок в эстуариях карельского побережья Белого моря // Водные ресурсы. 2005. Т. 32. № 6. С. 670–688.
4. Shevchenko V.P., Dolotov Y.S., Filatov N.N. et al. Biogeochemistry of the Kem' River estuary, White Sea (Russia) // Hydrology and Earth System Sciences. 2005. V. 9. P. 57–66.
5. Радченко И.Г., Ильяш Л.В., Шевченко В.П. Летний фитопланктон эстуария реки Кемь (Онежский залив Белого моря) // Геология морей и океанов. Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.:ГЕОС, 2011. С. 246–250.
6. Шевченко В.П., Здорвеннов Р.Э., Кравчишина М.Д. и др. Системные исследования Белого моря в период летней межени 2009 г. в рейсе научно-исследовательского судна «Эколог» // Океанология. 2010. Т. 50. № 4. С. 666–670.
7. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Немировская И.А. и др. Развитие четырехмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга морских экосистем (на примере Белого моря) // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей / Отв. ред. Шаповалов С.М. М.: Научный мир, 2010. С. 559–597.
8. Hillebrand H., Dürselen C.-D., Kirschtel D., Pollinger U., Zohary T. Biovolume calculation for pelagic and benthic microalgae // J. Phycol. 1999. V. 35. P. 403–424.
9. Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protest plankton // Limnol. Oceanogr. 2000. V. 45. № 3. P. 569–579.

The species composition and abundance of phytoplankton were determined in the marginal filter of Kem' River estuary in July 2009. In the estuary the algae abundance came to $1 \cdot 10^6$ – $3170 \cdot 10^6$ cells/m³, and 0.12–7.96 mg C/m³. In phytoplankton biomass the role of fresh-water species decreased and role of marine species increased from the river to sea.

Репкина Т.Ю., Шевченко Н.В., Удалов Л.Е., Косевич Н.И.
(МГУ Географический ф-т, г. Москва, e-mail: t-repkina@yandex.ru)

Неволновые факторы динамики берегов Кандалакшского залива Белого моря – сезонные аспекты

Repkina T.Yu., Shevchenko N.V., Udalov L.E., Kosevich N.I.
(Moscow State University, Faculty of Geography)

Non-undulatory factors of coastal dynamics of Kandalaksha Bay of the White Sea. Seasonal aspects

По данным стационарных наблюдений в окрестностях ББС МГУ (южный берег Кандалакшского залива) предпринята попытка оценить вклад неволновых факторов в перемещение наносов и изменение морфологии внутренних берегов заливов и проливов фиардово-шхерных побережий, а также сезонную изменчивость этих процессов.

Изрезанность береговой линии (БЛ) и дифференцированное поднятие берега определяют здесь: невысокую энергетику и неравномерность воздействия ветрового волнения, фрагментарность и маломощность чехла рыхлых отложений в береговой зоне (БЗ), высокое содержание в них грубообломочного материала, наличие скальных и глинистых бенчей. Около полугода – с ноября (в теплые зимы – с января) по май, берега района блокированы припаем, а температура воды близка к нулю или отрицательна. Поэтому для БЗ характерны: 1) мозаичность, 2) резкий дефицит песчаных наносов при обилии глыб и валунов, 3) короткие, маломощные потоки наносов, 4) специфический набор факторов динамики берега, в том числе важная роль морского льда и биоты, 5) неравномерность распределения их активности вдоль БЛ и по сезонам (табл.).

Каждый из этих факторов в той или иной степени исследован, однако комплексная количественная оценка их роли в динамике БЗ отсутствует. Для решения этой задачи на северном берегу губы Ругозерская организованы три площадки стационарных наблюдений длиной 50–80 м, расположенные в разных геоморфологических и гидродинамических условиях (Репкина, Шевченко, Косевич, 2012). Количественные наблюдения за ледовым разносом крупных обломков и остаточными деформациями пляжа начаты в 2009 г., а за биогенной трансформацией рельефа БЗ – в 2013 г. Полученные данные (табл.) позволяют в первом приближении оценить объемы перемещаемых наносов, диапазон их значений, выделить основные сезонные ритмы динамики БЗ.

Ветровое волнение в районе ослаблено. Средняя месячная высота волн в кутовой части Кандалакшского залива в 1977–2006 гг. составляла 0.15–0.19 м, максимальная – 0.2–1.0 м (ЕСИМО). Штормовые месяцы – октябрь–ноябрь, однако штормы часты и летом – в июне и августе. Интенсивность перемещения наносов изменяется по поперечному профилю берега.

Таблица. Объемы и сезонные ритмы перемещения наносов

Факторы, агенты	Состав наносов	Объем, м ³ /1 м БЛ, год	Воздействие	Период воздействия	Наибольшая активность (месяцы)
Волнение	пелиты - галька	0.5-2.5 ⁽¹⁾	размыв-транзит-аккумуляция	лето-осень	X, XI
Приливы	пелиты - галька (?)	?	размыв-транзит-аккумуляция	весь год	весь год
Припайные льды	пелит-пески	<0.1-1.4 ⁽²⁾	транзит-вынос	зима	XII-I, глубокие оттепели, IV-начало V
	гравий-галька	?	транзит-вынос	зима	
	валуны-глыбы (условный диаметр 0.5-1.6 м)	0.01-0.06 ⁽¹⁾	транзит-вынос	зима	глубокие оттепели, IV-начало V
Водоросли (Fucus)	органические остатки (водоросле-вый мат на пляже)	0.002-0.02 ⁽¹⁾	аккумуляция	весна-осень	начало V, X, XI
	органические остатки (на осушке и пляже)	0.0005-0.0006 ⁽¹⁾	транзит, аккумуляция	лето-осень	
	галька-валуны мелкие	0.0004-0.0008 ⁽¹⁾	транзит, аккумуляция	лето-осень	
Многощетинковые черви (Arenicola marina (L.))	пелит-пески (галька мелкая)	0.05-1.5 ⁽³⁾	сортировка, подготовка к транзиту, транзит на 10-20 см	весь год	VII-IX

По данным: ⁽¹⁾ – измерений на площадках; ⁽²⁾ – изучения криозоля припайных льдов в окрестностях площадок (Романенко, Репкина, Ефимова, Булочникова, 2012); ⁽³⁾ – измерений на площадках и публикаций

В нижней трети осушки (ширина 4–5 м), в тени валунного пояса, мощность отложений с признаками волновой переработки более 50–60 см, а активного слоя – 10–12 см. Здесь происходит частичная аккумуляция наносов (пески). Выше, в наиболее широкой (15–18 м) части осушки, мощность современных отложений менее 30 см, а активного слоя – 2–5 см. Часты эрозийные окна, а под песками активного слоя – галечно-валунный, щебнисто-глыбовый или суглинистый перлювий. Преобладают обстановки перемыва и транзита. На пляжах (ширина 1–5 м), мощность чехла наносов - 2–80 см,

активного слоя – 5–12 см. Положение пляжей и их мощность изменяются год от года не значительно. Межгодовые остаточные деформации имеют, как правило, переменный знак, и составляют в среднем 3 см при максимуме 6–8 см. Лишь в волновой тени крупных валунов отмечен рост пляжа. Таким образом, за год (летний и осенний сезоны) на 1 м погонном БЛ волнение, а точнее, совместное действие волн и приливов, перемещает от 0.5 до 2.5 м³ наносов.

Из-за изрезанности береговой линии и неровностей подводного рельефа высота приливов и скорости течений в районе весьма изменчивы. У пирса ББС МГУ колебания уровня моря в июле-октябре 2008–2012 гг. составили 2.0–2.3 м (<http://wsbs-msu.ru>. Климат). Наибольшие скорости течений приурочены к подводным порогам и «узостям», где они могут увеличиваться от 0.2–0.5 до 1–3 м/с. Однако, измерения скоростей течений на площадках наблюдений, показали, что даже на наиболее приглубом участке, вблизи крупного канала стока, скорость подледных течений над осушкой не превышала 0.001 м/с. Вероятно, в верхней части БЗ приливы – постоянно действующий фактор динамики берега, в первую очередь, определяют условия функционирования других (волнового, ледового, биогенного) факторов, ослабляя/усиливая их воздействие. Роль припайных льдов в динамике БЗ сводится в районе исследования, в основном, к выносу и перераспределению тонкодисперсного материала и крупных обломков. Изучение содержания в припайных льдах криозоля (Романенко и др., 2012) показало, что наибольшие потери наносов происходят в средней и верхней частях осушки, где лед в отлив ложится на ее поверхность (зона подвижного припая по В.Г.Чувардинскому, 1985). При этом в лед поступают преимущественно алевриты и тонко-мелкозернистые пески с различной долей пелитов. В ходе разрушения припая весной и/или в глубокие оттепели из БЗ, в зависимости от ее ширины, одновременно может быть вынесено 50–700 м³ наносов с 1 км БЛ. Часть припая, в основном в зоне пляжа, тает на месте, однако, большая часть подвижного припая уходит из БЗ. Гравий и галька встречаются в ледовых кернах заметно реже, и объемы их переноса и выноса льдом пока не оценены.

В перемещении льдом крупных обломков – от мелких валунов до глыб (диаметр 0.2–3.0 м) на площадках наблюдения выявлены следующие закономерности (Репкина, Шевченко, Косевич, 2012). Траектории движения валунов индивидуальны, но ориентированы, в основном, вниз по профилю БЗ и в направлении отливного течения. В течение трех зим 46% размеченных обломков не поменяли своего положения, 38% сместились за сезон на 0.2–0.5 м, и лишь 16% – на 1.5–30 м. Наиболее активны обломки массой 0.05–0.5 т (диаметр 0.2–0.8 м). Чуть менее подвижны глыбы массой 1–5 т (0.8–1.6 м). Обломки весом 0.5–1 т смещались редко, а крупные глыбы массой более 5 т оставались на месте. «Активность» обломков минимальна в зоне супралиторали и пляжа, где камни полностью облекает лед неподвиж-

ного припая, и существенно возрастает на осушке. При этом в ее верхней части льдины подвижного припая, смещаясь во время приливов и отливов, могут волочить мелкие обломки, а у мористой границы валунного пояса – поворачивать глыбы. Вдоль контура берега активность смещения обломков возрастает, как и в куте Кандалакшского залива (Чувардинский, 1985), на участке с наибольшими скоростями приливных течений на подводном береговом склоне. Здесь же максимальна доля камней, вынесенных за пределы площадки. На мористый край выпуклого перегиба берега лед ежегодно приносит новые валуны, наращивая его. В целом суммарный объем принесенных за 2009–2012 гг. валунов составил около 0.002, а вынесенных – 0.030 м³ на 1 м БЛ. При этом около 11 т камней было вынесено зимой 2011/2012 гг., во время нагона, сопровождавшего разрушение припая. Лед приносит относительно небольшие (от 20 до 500 кг), а выносит более крупные (от 100 кг до 5 т) обломки. При небольших (табл.) объемах перемещения валунов и глыб, их перераспределение в БЗ оказывает заметное воздействие на ее динамику за счет изменения положения «ядер конденсации», в тени которых формируются локальные аккумулятивные формы. Эти смещения происходят, в основном, весной, при разрушении припая, когда лед достигает максимальной толщины.

Заметное влияние на динамику БЗ оказывает растительность. В нижней части осушки – на валунном поясе и валунных отмостках - это два наиболее распространенных растительных сообщества из родов *Fucus* (*Fucus vesiculosus*, *Fucus serratus*, *Fucus inflatus*) и *Ascophyllum nodosum*, а в ее верхней части – астра солончаковая (*Aster tripholium*), морской подорожник (*Plantago maritima* L.) и триостренник морской (*Triglochin maritima* L), образующие заросли низкого марша. Маршевая растительность встречается фрагментарно, фукоиды же образуют обширные и протяженные заросли, и не только косвенно влияют на динамику БЗ, но и включены в литодинамические потоки. Живые водоросли, особенно покрывающие валунный пояс, играют роль природного волнолома. Вокруг фукусов отмечено обогащение припая тонкой органической и неорганической, ассимилированной растениями из воды, взвесью (Романенко и др., 2012). В начале весны фукусы, как и крупные камни, способствуют разрушению льда - вокруг них возникают проталины, с температурой воды выше температуры таяния льда (Возжинская, 1986). Велика роль штормовых выбросов водорослей: 1) они становятся частью береговых наносов (табл.), и их прослойки вскрыты в разрезах от нижней осушки до тылового шва пляжа; 2) иногда они образуют сплошные покровы – «водорослевые маты» (табл.), полностью перекрывающие верхнюю часть пляжа и защищающие ее от волнового воздействия; 3) с выброшенными фукусами за счет их положительной плавучести, позволяющей транспортировать твердый субстрат, к которому прикреплена водоросль, в верхнюю часть БЗ поступают обломки от гравия до мелких валунов (табл.). Выбросы формируются из водорослей, вмерзших зимой в при-

пай и оторванных при вертикальных перемещениях льда в приливы и отливы (Бек, Потапова, 1986, Возжинская, 1986). При разрушении льда водоросли выбрасываются штормами на берег, образуя валы, для размыва которых нужно более сильное волнение, чем сформировавшее их. Летом и в осенние штормы вал пополняется новыми выбросами, осенью может быть частично размыт. Привнос водорослей и влекомых ими обломков возрастает в периоды бурного роста фукусов (весна, лето).

Значительные объемы наносов (табл.) перерабатывают безвыборочные грунтоеды - многощетинковые черви (*Arenicola marina* (L.)), подробно изученные в районе ББС МГУ Н.М. Калякиной (1986). Черви распространены на осушке, где мощность песчаных наносов больше 10 см. В ходе пищевой деятельности (в прилив), они формируют воронки и конусы диаметром менее 10 см и глубиной первые сантиметры. За один пищевой цикл взрослая особь перерабатывает и перемещает 19 г грунта на 16 см. При этом происходят: биотурбация и увеличение пористости грунта, его дифференциация – обогащении норк относительно крупными обломками (до мелкой гальки), а воронок – тонкими наносами, изменение микрорельефа БЗ и увеличение шероховатости поверхности, перемещение наносов, связывание грунта выбросами жизнедеятельности. Черви активны весь год при температурах воды от -1.4° до 29° . Частота дефекаций при летних температурах воды ($16-18^{\circ}$) – 8–12 раз за прилив и снижается в 2.5 раза на каждые 10° понижения температуры. Численность особей связаны с изменением температуры воды, становлением и разрушением ледового покрова (уменьшение за счет гибели подо льдом и при разрушении норк талой водой), периодами размножения (летом). С учетом этого на 10 особей приходится в среднем 0.3 м^3 переработанных наносов в год. На площадках наблюдения численность червей составляла от 2 до 55 особей на 1 м БЛ. Мощность биотурбированного слоя в разрезах достигает 12 см.

Таким образом, роль ледовых и биотических факторов динамики верхней части БЗ на внутренних берегах заливов района сопоставима с деятельностью волнения. При этом процессы перемещения и переработки вещества происходят и в зимний сезон, считавшийся временем консервации БЗ, а сезонные ритмы оказываются сложнее ритмики волновых процессов.

Работы поддерживались проектом РФФИ № 13-05-324.

Based on the monitoring data, it has been established that the volumes of ice and biogenic material transfer in the upper part of the coastal zone of southern coast of the Kandalaksha Bay are comparable with the volumes of undulatory sediment transport. The seasonal fluctuation of these processes is demonstrated.

Ружникова Н.Н.¹, Морева О.Ю.²

(¹Северо-Западное отделение Института океанологии им. П.П. Шишова РАН, г. Архангельск, e-mail: nina_zavernina@bk.ru; ²Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, e-mail: MapycR1@yandex.ru);

Содержание биогенных элементов в снежном покрове на территории водосбора рек Белого моря в марте-апреле 2013 года

Ruzhnikova N.N.¹, Moreva O.Yu.²

(¹North-Western Branch Shirshov Institute of Oceanology RAS, Arkhangelsk; ²Institute of Ecological Problems of the North RAS, Arkhangelsk;)

The nutrient content in the snow cover in the catchment area of rivers of the White Sea region the in March-April 2013

Целью данной работы является оценка эолового переноса на территории европейского Севера Российской Федерации. Отбор проб снежного покрова производился на участках с минимальной антропогенной нагрузкой на территории Архангельской области на территории водосбора рек Белого моря.

Биогенные элементы играют важную роль. От их содержания зависит качество воды, уровень трофности водоемов [1]. Объектом исследования выбран снеговой покров на территории водосбора рек Белого моря в конце зимнего периода. Реки Белого моря имеют преимущественно снеговое питание в весенний период, поэтому важно знать биогенный состав снежного покрова, который оказывает влияние на формирование гидрохимического состава речных вод.

На территории водосбора рек Белого моря в период с 18 марта по 18 апреля 2013 г. производился отбор проб снежного покрова на 36-ти станциях (отбор проб снега на станциях 25, 26, 28 не проводился) (рис. 1).

Пробы талой воды были профильтрованы через ядерные фильтры диаметром 47 мм с порами 0.45 мкм. В комплекс гидролого-гидрохимических наблюдений за биогенными элементами входили измерения концентрации нитритов (NO₂), нитратов (NO₃), аммонийного азота (NH₄), общего азота (N), фосфатов (PO₄), кремния (Si), общего фосфора (P), мкг/л, а также pH [2, 3].

Содержание аммонийного азота находилось в пределах 28.84–156.4 мкг/л (рис. 2). Минимальное значение было зафиксировано в точке 23 (28.84 мкг/л), вдали от промышленных центров и населенных пунктов.

Содержание нитритного азота находилось в пределах 0–2.83 мкг/л, наибольшее значение было зафиксировано на станции № 34 (19.21 мкг/л) (рис. 3). На высокое содержание нитритного азота в данной пробе повлияли выбросы с промышленных предприятий из близ находящиеся городов Архангельска и Новодвинска.

Содержание фосфатного фосфора находилось в пределах 17–28.52 мкг/л (рис. 4). Наибольшие значение были зафиксированы вблизи городов Вели-

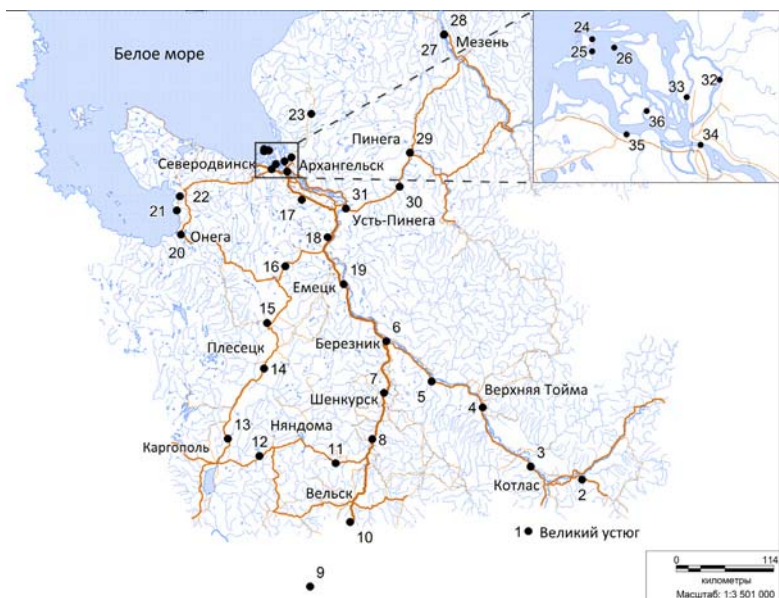


Рисунок 1. Схема расположения станций отбора проб. Цифрами указаны номера станций

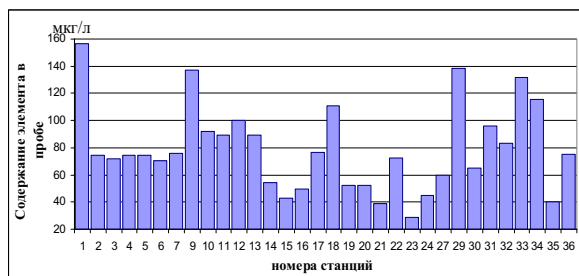


Рисунок 2. Содержание аммонийного азота в пробах

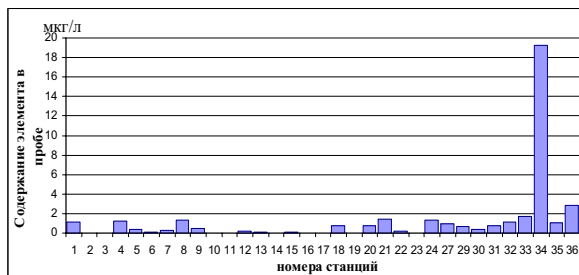
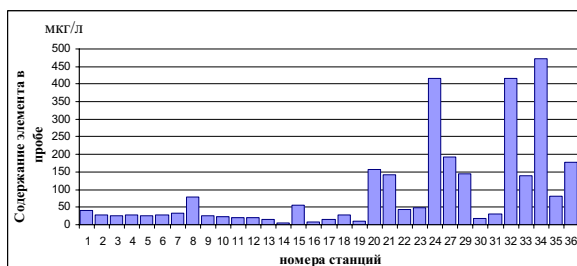


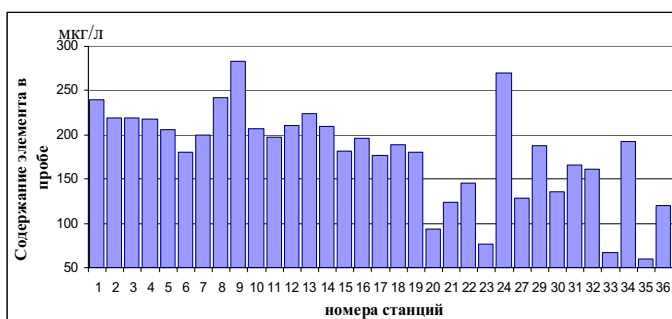
Рисунок 3. Содержание нитритного азота в пробах



кий Устюг, Вельск, Няндом, Онега, Архангельск и Новодвинск – 22.27; 19.33; 22.62; 22.02; 20.43; 25.04; 28.52; 23.1 мкг/л, соответственно.



Содержание нитратного азота находилось в пределах 60.1–283.6 мкг/л (рис. 6). Максимальные значения зафиксированы на станциях 9 и 24 – 283.6 и 269.6 мкг/л, соответственно.



Содержание валового фосфора находилось в пределах 3.3–35.88 мкг/л (рис. 7). Максимальные значения зафиксированы на станциях 32, 33, 34 – 35.88, 35.59 и 34.27 мкг/л, соответственно. Данные точки отбора расположены в районе промышленных центров (г. Архангельска и Новодвинска). Минимальные значения зафиксированы около населенных пунктов Емецк и Беломорье.

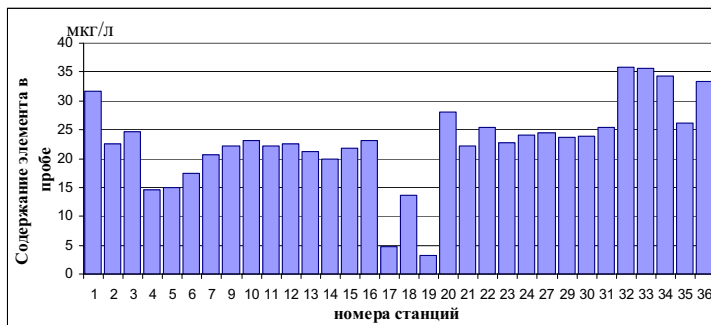


Рисунок 7. Содержание валового фосфора в пробах

Содержание валового азота находилось в пределах 161.5–495.5 мкг/л (рис. 8). Наибольшие значения зафиксированы в точках 1, 9, 10, 24 и 34 – 459.1, 452.4, 495.5, 432.6 и 457.8 мкг/л, соответственно. Эти станции расположены вблизи Великого Устюга, Вельска, Архангельска и острова Кумбыша (ст. 24).

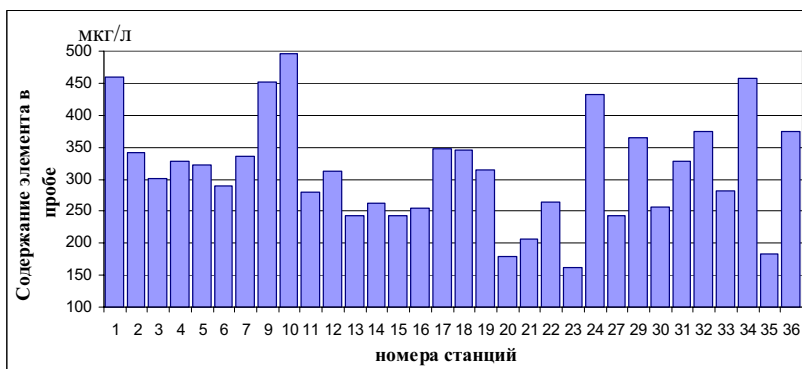


Рисунок 8. Содержание валового азота в пробах

Содержание ионов водорода находилось в пределах 4.62–7.45 pH (рис. 9). Основная часть проб имеет слабокислую среду. В районе Мезени, Усть-Пинеги, Архангельска и Новодвинска – пробы слабощелочные (6.59–7.45).

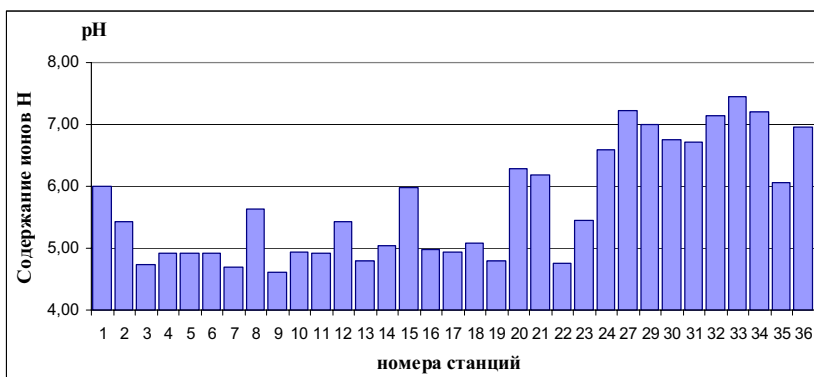


Рисунок 9. Содержание ионов водорода в пробах

В ходе обработки пробы № 8 было обнаружено загрязнение органического происхождения, предположительно это помет грызунов, содержание которого повлияло на значения аммонийного азота, валового фосфора и азота. В связи с этим эти пробы были исключены.

Таким образом, повышенные значения биогенных элементов были в районе городов Архангельск и Новодвинск. Превышения предельно допустимых концентраций не было.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лозовик П.А. Органическое вещество и биогенные элементы как показатели функционирования водных экосистем. //Органическое вещество и биогенные элементы во внутренних водоемах и морских водах. Материалы V Всероссийского симпозиума с международным участием. 10-14 сентября 2012 г., г. Петрозаводск, Республика Карелия, Россия. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2012. 361 с.
2. Методы гидрохимических исследований основных биогенных элементов / Под ред. Сапожникова. Москва: ВНИРО 1988. 119 с.
3. Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши. Ленинград: Гидрометеиздат, 1977. 542 с.

In the spring of 2013 were studied nutrient contents in the snow cover in the catchment area of the rivers the White Sea. Abnormally high concentrations of nutrients in the snow cover was not found.

**Рыбалко А.Е.^{1,2}, Федорова Н.К.¹, Никитин М.А.¹,
Токарев М.Ю.³**

(¹ОАО «Севморгео», г. Санкт-Петербург, e-mail rybalko@sevmorgeo.com, ²Санкт-Петербургский Государственный университет, геологический факультет, г. Санкт-Петербург, ³Московский Государственный университет, геологический факультет, г. Москва)

Геодинамические процессы в Кандалакшском заливе Белого моря и их роль в формировании покрова современных осадков

Rybalko A.^{1,2}, Fedorova N.¹, Nikitin M.¹, Tokarev M.³

(¹JSC "Sevmorgeo", Saint-Petersburg, ²St. Petersburg State University, Faculty of Geology, ³Moscow State University, Faculty of Geology)

Geodynamic processes in the Kandalaksha Bay of the White Sea and their role in the cover of recent sediments

В настоящее время геодинамическим движениям на шельфе уделяется все большее внимание, особенно в связи с проблемами строительства на дне морей инженерных сооружений (газопроводов, светокабелей, обустройства нефтегазопромыслов). При этом априори считается, что в отличие от Дальнего Востока или Черного моря на северо-западных морях России сейсмическая опасность в принципе отсутствует, так как речь идет о территориях с сугубо платформенным строением. Не менее устоялось и представление о равнинном характере рельефа шельфовых морей, в связи с чем седиментация определяется только динамикой водной толщи и темпом поступления обломочного материала.

Северо-западные моря России (Балтийское и Белое) сформировались по периферии Балтийского кристаллического щита. Соответственно, впадины, которые впоследствии были унаследованы морскими бассейнами, имеют тектоническое происхождение и древнее заложение. Так, формирование впадины Кандалакшского залива связано с позднекайнозойским этапом структурной эволюции разломно-трещинной сети северо-запада России. В результате неоген-четвертичной активизации процессов тектонических движений произошла регенерация палеорифта Белого моря что, в свою очередь, привело к активному опусканию беломорского авлакогена. При этом его заложение связано с рифейским этапом дробления краевых частей кристаллического щита и заложением глубоких депрессий, в которых накапливались мощные толщи терригенных осадков. В четвертичное время периферия кристаллических щитов явилась ареной развития мощных экзарационных процессов, которые существенно моделировали древние тектонические отрицательные структуры. В результате этого и возникли котловины современных окраинных морей и крупных озер (Ладожское и Онежское). Отступление ледника сопровождалось формированием положительных форм лед-

никового происхождения (краевые морены, озы и камы). В результате рельеф морского дна этих морей характеризуется глубокими ложбинами с крутыми бортами, вытянутыми грядами и другими характерными формами, существенно влияющими на распределение донных осадков.

В последнее время появляется все больше фактов о современных сейсмических явлениях в периферийных морских бассейнах и на их берегах. Так, С.Б. Николаевой на Мурманском берегу были описаны многочисленные сейсмодислокации. Повышенная сейсмическая активность характерна и для Кандалакшского залива, где также были выявлены сейсмодислокационные образования [1, 2], а также неоднократно фиксировались сейсмические толчки. Об интенсивности вертикальных движений в позднем неоплейстоцене – голоцене говорит факт нахождения отложений с морской фауной на морских террасах, поднятых на высоту 150–200 м. Сейсмодислокации были описаны и непосредственно в окрестностях ББС.

Новые данные о геодинамических явлениях были получены в ходе проведения геоэкологического мониторинга северо-западных морей, которые проводятся в Белом море ОАО (бывшем ФГУНПП) «Севморгео», начиная с 2004 г., совместно с МГУ, МАГЭ и ИО РАН. Особое значение при этом имели геофизические работы, включавшие в себя сейсмоакустическое профилирование в 2-х модификациях и локацию бокового обзора. Эти работы выполнялись в течение 2010–2013 гг. в вершине Кандалакшского залива и в проливе Великая Салма. Были использованы две модификации аппаратуры: с электроискровым источником типа «Спаркер» (сеймостанция «Нильма, МГУ) и магнестрикционным излучателем с линейно-частотной модуляцией сигнала (профилограф ВР-300, ОАО «Севморгео»). В обоих случаях частота излучения составляла 1–4 кГц. Это позволило как оценить четвертичный покров на всю его мощность, так и получить высокоразрешающее изображение верхней части разреза донных осадков на глубину до 20 м. При интерпретации полученных результатов были также использованы материалы сейсмоакустического профилирования МГУ, полученные при составлении комплекта геологических карт Белого моря масштаба 1:1000000 [3].

Проведенные сейсмоакустические работы в 2010 г. в вершине Кандалакшского залива позволили выделить узкие грабенообразные линейные депрессии с глубинами более 60 м, которые коррелировались с линейными элементами береговой зоны. Борты этих впадин – крутые, практически лишены осадков, но на них отчетливо просматривались оползневые структуры. Эти структуры имеют тектоническое происхождение и во многом формируют каркас шхерной зоны. Подробно эти процессы были доложены на прошлой школе.

Новые данные были получены в проливе Великая Салма. Амплитуда глубин здесь фиксируется от 0 до 120 м. Вдоль северного берега (южное побережье острова Великий) протягивается узкая субгоризонтальная поверхность подводного берегового склона, сменяющаяся крутым склоном.

Южная часть пролива сформирована цепочками шхерных островов и подводных банок с крутыми склонами. На сейсмограммах четко выражен ступенчатый склон (рис. 1). Ступени имеют ширину до 100–200 м, а их уступы до 20, реже 30 м. Так как при достаточно близком положении профилей (расстояние между ними не превышало 300–400 м), можно условно принять длину площадок в 200 м. Соответственно, объем грунта в каждой из таких площадок может достигать 800000 м³. Анализ полученных данных, отсутствие корреляции по глубине, возникновение резких угловых несогласий, переход «слоистой» текстуры в диффузную картину и, наконец, иногда улавливаемая тонкая гофрированная складчатость в основании этих уступов свидетельствует о гравитационной природе этих блоков. Значительный интерес представляет и картина самого тальвега долины-пролива. Практически на всей ее протяженности нигде нет ровного дна, а по оси обычно отмечается сползший или оторвавшийся блок оползня. При этом поверхность склонов на глубинах 10–50 м представляет собой обычно плоскость скольжения, сформированную либо по морене, либо даже по кристаллическим породам.

Дополнительную информацию о характере распределения донных отложений была получена с помощью профилографа. На геоэхограммах отчетливо видно (рис. 2), что на всех выровненных площадках лежит достаточно мощный (до 10 и более метров) слой горизонт постледниковых осадков. При этом классическая «морена», опознаваемая по хаотическому типу записи и резко проявленному отражающему горизонту, отсутствует. Характер залегания осадков четко свидетельствует о том, что накопление донных отложений происходило после формирования выровненных поверхностей.

Все изложенное позволяет сделать следующие выводы об особенностях формирования осадочного покрова.

Большая часть рыхлых отложений гравититами – оползневыми телами или их дериватами. Формирование оползней происходило на разных этапах позднего неоплейстоцена-голоцена. Можно предположить, ссылаясь на Б.И. Кошечкина [4] что наиболее активная фаза неотектонических движений происходила в среднем голоцене. Таким образом, наблюдается классическая диада – сопряженность эндогенных и экзогенных геодинамических факторов, которая играет решающую роль в формировании рельефа морского дна.

Однако оползание огромных тел под водой приводило к еще одному мощному экзогенному фактору: а именно, взмучиванию илистых частиц. Оно происходило как при входе оползня в поле осадков, так и сопровождало движение самого оползня. После завершения гравитационного процесса (или активной неотектонической фазы, состоящей из серии сейсмических толчков и, соответственно, формирования серии оползней) происходило постепенное осаждение взвешенного материала, который и сформировал те осадочные тела, которые видны на геоэхограмме (рис. 2).

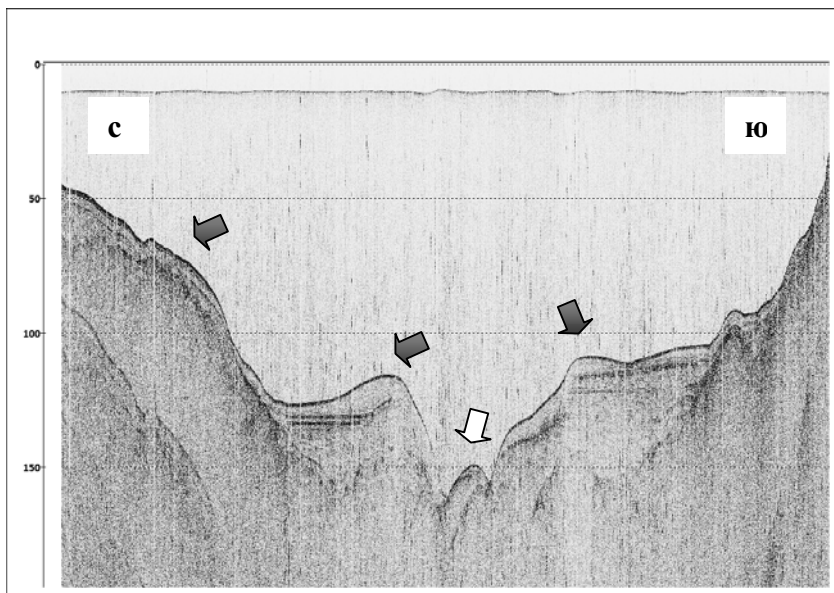


Рисунок 1. Сейсмограмма

Условные обозначения:  - оползни,  - зона смятия в тальвеге долины

Традиционно, при интерпретации сейсмограмм в разрезе выделялись следующие основные рефлекторы: коренные породы (в данном случае – кристаллические), ледниковый комплекс и толща последниковых и морских отложений [5]. Остальные сеймостратиграфические единицы являлись составными частями указанных сеймогоризонтов. Полученные данные свидетельствуют о наличии еще одного важного и самостоятельного сеймогоризонта – декливиальных отложений (гравититов). Эти образования выделялись и ранее: при картировании четвертичных отложений Белого моря. Так мощный (более 150 м) горизонт разновозрастных декливиальных отложений был выделен вдоль южного борта Кандалакшского грабена в зоне сочленения Кандалакшского и Онежского заливов.

Одновременно появляется и новый генетический тип современных морских осадков, а именно сформированный за счет осаждения взвесей, возникших в ходе гравитационных процессов. Такие отложения, как нам известно, были вскрыты трубкой только один раз – ВСЕГЕИ в 1972 г и представлены толщей монотонных голубовато серых алевропелитов с резким гнилостным запахом.

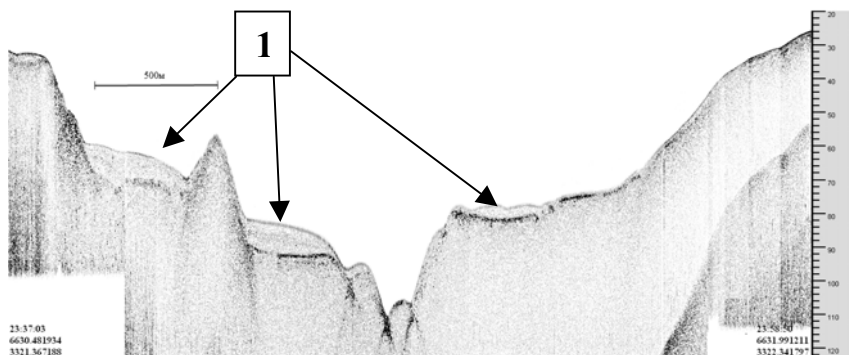


Рисунок 2. Геоэзограмма. Геолокационный разрез, полученный с помощью профилографа ВР-300. Очаговое расположение современных морских осадков (1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аветисов Г.П. Тектонические факторы внутриплитной сейсмичности Западного сектора Арктики // Физика Земли. 1996. № 12. С. 59–71.
2. Николаева С.Б. Палеосейсмодетформации северо-восточной части Балтийского щита. Автореферат. канд. диссертации. СПб: 2001 24 с.
3. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-37 – Архангельск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 338 с.
4. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 160 с.
5. Спиридонов М.А., Девдариани Н.А., Рыбалко А.Е и др. Геология Белого моря // Советская геология. 1980. № 4. С. 46–56.

The article explains the impact of modern geodynamic processes on the formation of the sedimentary cover of the White Sea. The extensive development of gravitational processes is shown in Kandalaksha Bay. It is conclusion of a new type of sedimentation – the deposition of suspended material formed during the gravitational processes.

Саввичев А.С., Лунина О.Н.

(Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН, г. Москва,
e-mail: savvichev@mail.ru)

**Микробное сообщество хемоклина меромиктических озер
как регулятор геохимических процессов (на примере оз.
Кисло-Сладкое – водоема на побережье Кандалакшского
залива Белого моря
Savvichev A., Lunina O.**

(Winogradsky Institute of Microbiology RAS, Moscow)

**Microbial community of chemocline of meromictic lakes as a
regulator of geochemical processes (for example Kislo-Sladkoe
Lake – the reservoir on the Kandalaksha Bay of the White Sea**

Меромиктические водоемы, имеющие вертикальную стратификацию по температуре, содержанию солей, а также по наличию растворенного кислорода являются классическими объектами исследований лимнологов, геохимиков, микробиологов [1]. Наиболее интересной биогеохимической особенностью таких водоемов является интенсивный процесс сульфатредукции в гипolimнионе и развитие на границе восстановленного и окисленного слоев насыщенного микробного сообщества, представленного в основном анаэробными фототрофными (АФБ), а также хемоавтотрофными бактериями. Биогеохимическая роль такого сообщества заключается в окислении восстановленных соединений серы и метана, поступающих из гипolimниона, что препятствует распространению сероводорода и метана в вышерасположенные водные горизонты [2].

Геологической особенностью Кандалакшского берега Белого моря является общий подъем Карельского берега со средней скоростью 4 мм в год, что при высокой изрезанности береговой линии является причиной постепенного превращения проливов в заливы и далее в частично и полностью изолированные водоемы в прибрежной морской зоне [3, 4]. Изоляция водоемов приводит к ослаблению перемешивания, береговой сток опресняет поверхностный водный слой, микробные процессы деструкции автохтонного и аллохтонного органического вещества способствуют исчерпанию кислорода. В результате в гипolimнионе создаются условия для активного развития сульфатредуцирующих микроорганизмов. Актуальность исследования водоемов, отделенных от основного морского бассейна, связана, прежде всего, с необходимостью прогноза негативных последствий сероводородного заражения в искусственно замкнутых морских акваториях, появившихся в результате строительства дамб, плотин, приливных электростанций и других инженерных объектов [5].

Озеро Кисло-Сладкое расположено в 2 км от ББС МГУ в Ругозерской губе Кандалакшского залива Белого моря. Кисло-Сладкое озеро это образец

водоема, совсем недавно утратившего связь с морем. Термохалинная структура оз. Кисло-Сладкое определяется как сезоном, так и конкретными погодными условиями. Во время проведения исследований (начало осени) температура поверхностного конвективного слоя варьировала в течение суток от 11 до 14°C, в то время как нижний слой сохранял температурные условия летнего сезона (8–10°C). Повышение солёности с глубиной водоема было выражено слабо: 18.0 г л⁻¹ в поверхностном слое и 22.5 г л⁻¹ в придонном. От поверхности и до глубины 2.7 м значение Eh было положительным. Резкий скачок Eh был обнаружен в интервале глубин 2.8–2.9 м. Измерения концентрации кислорода и сероводорода позволили зафиксировать на глубине 2.7–2.9 м наличие узкой редокс-зоны, характерной полным исчезновением кислорода и появлением сероводорода.

Верхняя аэробная зона от поверхности и до глубины 2.5 м характеризовалась относительно высокой продукцией фотосинтеза – 368.3 мг С м⁻² сут⁻¹ (рис. 1).

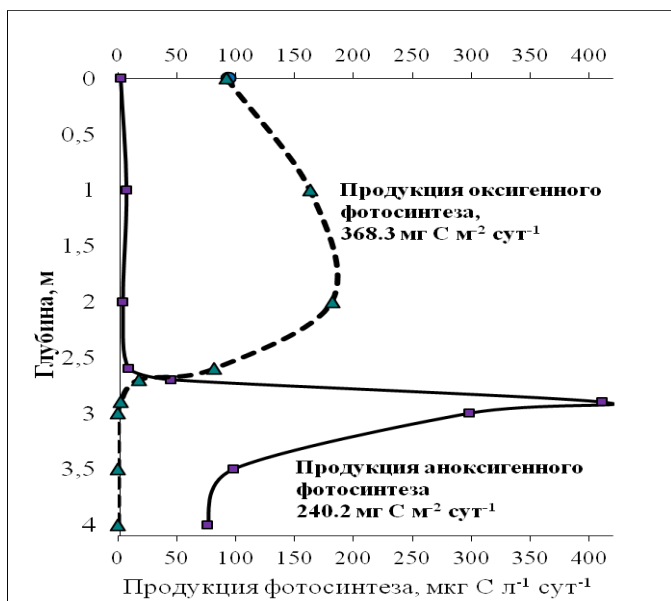


Рисунок 1. Интенсивность оксигенного (ОФ) и аноксигенного (АФ) фотосинтеза в оз. Кисло-Сладкое в сентябре 2010 г.

До глубины 2.6 м (нижняя граница аэробного слоя), наблюдалось довольно ровное значение параметров, характеризующих микробную активность (общая численность микроорганизмов). Существенные изменения показателей микробной активности начинались на глубине 2.7 м, где еще определялись следовые количества растворенного кислорода и куда прони-

кал поток сероводорода; на этом горизонте активный хемосинтез совпадал с верхней границей процесса сульфатредукции (рис. 2).

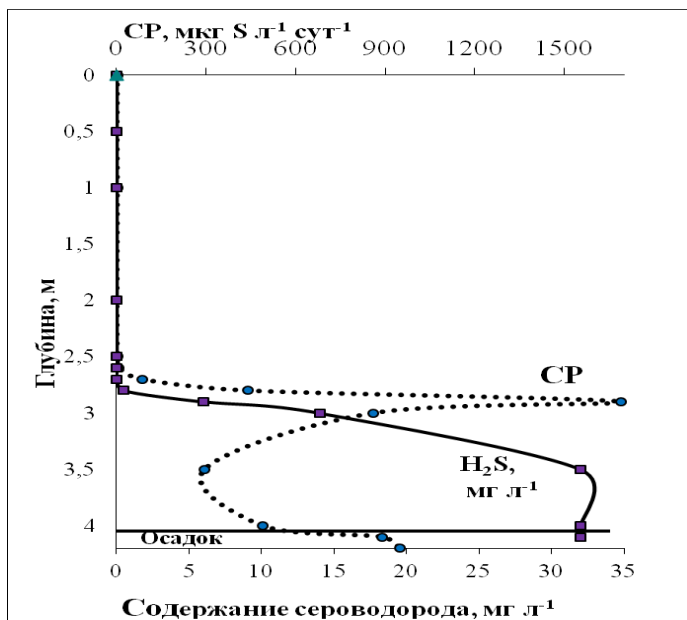


Рисунок 2. Интенсивность сульфатредукции (CP) и содержание сероводорода [H₂S] в водной толще и в поверхностном слое осадков оз. Кисло-Сладкое

На глубине 2.9 м был обнаружен «пурпурный» водный слой, который был характерен не только ярким пурпурным цветом, но и максимальными показателями микробной активности, как автотрофной, так и гетеротрофной. Микроскопические исследования показали, что пурпурный слой содержал множество одноклеточных водорослей: криптофитовых фитофлагеллят (*Cryptophyta*; *Cryptomonadaceae*). Сообщество анаэробных фототрофных бактерий было представлено как зелено-окрашенными (*Chlorobium* sp.), так и коричнево-окрашенными зелеными серобактериями (*Ch. phaeovibrioides*).

В пурпурном слое продукция анаэробного фотосинтеза достигала 411 мкг С л⁻¹ сут⁻¹, а сульфатредукции 1.7 мг S л⁻¹ сут⁻¹ (рис. 1, 2). Пик активности хемосинтеза был чуть выше и приходится на водный слой 2.7 м (130 мкг С сут⁻¹); на горизонте 2.9 м активность хемосинтеза незначительно снижалась до 102 мкг С сут⁻¹., а в анаэробном слое составляла 31–71 мкг С сут⁻¹. На глубине 3 м и ниже вода имела бурно-зеленый цвет за счет интенсивного развития зеленых серобактерий; активность анаэробного фотосинтеза

снижалась. Суммарная продукция бактериального (аноксигенного) фотосинтеза составляла $240 \text{ мг С м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$, что лишь в полтора раза уступает продукции оксигенного фотосинтеза. При этом протяженность хорошо освещенного слоя оксигенного фотосинтеза составляет 2.7 м, а протяженность «затемненного» слоя бактериального фотосинтеза только 1.3 м. Глубже 3.0 м находилась анаэробная зона, где было максимально содержание как сероводорода (32 мг л^{-1}), так и метана ($70\text{--}112 \text{ мкл л}^{-1}$). Интенсивность микробных процессов в поверхностном слое донных осадков существенно не отличалась от соответствующих значений в придонном водном слое, что характерно для водоемов с явно невыраженной границей вода – донные отложения. Расчет показал, что суточная продукция сероводорода в 20 см слое осадка составила 470 мкМ S м^{-2} . В то же время суточная продукция сероводорода в водной толще составила $2200 \text{ мкМ S м}^{-2}$. Суточный расход $\text{C}_{\text{орг}}$ в процессе сульфатредукции в водной толще и поверхностном горизонте осадков оценивается величиной 65 мг С м^{-2} .

Наряду с сульфатредукцией терминальной фазой анаэробного разложения органического вещества является процесс восстановления бикарбоната и образования метана, который происходит преимущественно при использовании водорода. Метан присутствовал во всей водной толще озера (рис. 3). В поверхностном слое концентрация CH_4 составляла $1.3\text{--}28 \text{ мкл л}^{-1}$, а ниже повышалась до максимального значения $112 \text{ мкл CH}_4 \text{ л}^{-1}$ в придонном горизонте. Интенсивность образования метана (МГ) скачкообразно появляется на пурпурном горизонте 2.9 м. Ниже, начиная с горизонта 3.0 м, величина МГ убывает, но продолжает оставаться высокой в придонном слое. Суточная продукция метана в слое осадка составила 2.2 мкМ м^{-2} , а в водной толще 10 мкМ м^{-2} . Учитывая, что весь водород имеет биогенное (микробное) происхождение, получаем, что суточный расход ОВ на образование метана составляет 0.6 мг С м^{-2} . Таким образом, сульфатредукция в озере Кисло-Сладкое оказывается значительно более значимым ($\times 110$) биогеохимическим процессом, чем метаногенез. Микробное окисление метана (МО) показано как в аэробной, так и в анаэробной зонах водной толщи оз. Кисло-Сладкое. Максимальная интенсивность МО приходилась на пурпурный горизонт ($1630 \text{ нл л}^{-1} \text{ сут}^{-1}$), при этом интенсивность МО составляла только 57% от интенсивности МГ.

Авторы выражают искреннюю благодарность сотрудникам ББС МГУ А.Б. Цейтлину и Е.Д. Красновой, коллегам А.Н. Пантюлину, Н.А. Демиденко и Н.А. Беляеву за помощь в проведении полевых исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 11-04-00175а и 10146к.

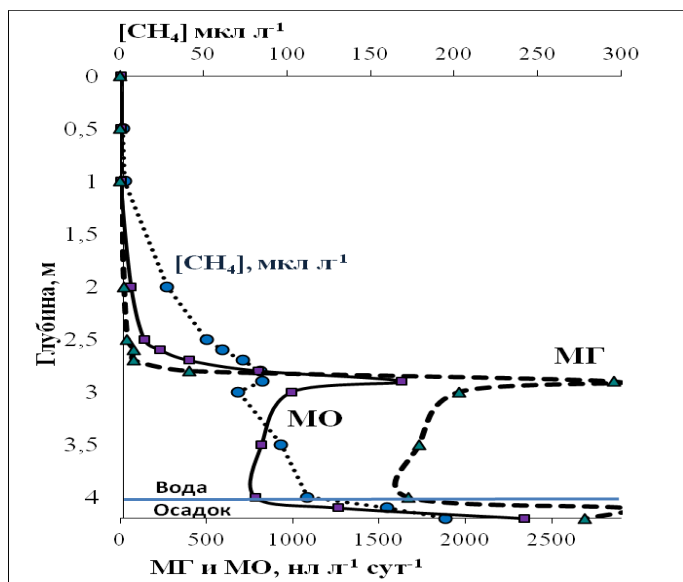


Рисунок 3. Содержание метана $[CH_4]$, интенсивность образования (МГ) и окисления метана (МО) в водной толще и поверхностных осадках оз. Кисло-Сладкое.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузнецов С. И. Микрофлора озер и ее геохимическая деятельность. Л.: Наука, 1970. 440 с.
2. Иванов М.В., Русанов И.И., Пименов Н.В. и др. Микробные процессы цикла углерода и серы в озере Могильном // Микробиология. 2001. Т. 70. № 5. С. 675–686.
3. Шапоренко С.И. Кисло-сладкие озера у Полярного круга // Природа. 2004. № 11. С. 23–30.
4. Пантюлин А. Н., Краснова Е. Д. Отделяющиеся водоемы Белого моря: новый объект для междисциплинарных исследований. «Геология морей и океанов»: Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: 2011. С. 241–245.
5. Саввичев А.С., Демиденко Н.А., Русанов И.И. и др. Микробные процессы в водной толще и донных осадках губы Долгая Восточная (Баренцево море) до начала строительства Северной приливной электростанции // Микробиология. 2009. Т. 78. № 6. С. 840–843.

It was shown that in the meromictic Lake Kисло-Sladkoe in the chemocline zone formed the microbial community, involving anoxic phototrophic bacteria, which plays the role of microbial filter limiting flow of hydrogen sulfide and methane.

Сажин А.Ф.¹, Житина Л.С.², Сергеева В.М.¹, Ратькова Т.Н.¹

(¹Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, andreysazhin@yandex.ru;

²Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва)

Ледовые водоросли и фитопланктон Белого моря в переходный период от зимы к весне

Sazhin A.F.¹, Zhitina L.S.², Sergeeva V.M.¹, Rat'kova T.N.¹

(¹P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS; ²M.V.Lomonosov Moscow State University)

Ice algae and phytoplankton of the White Sea in winter-spring transition period

В водных морских экосистемах высоких широт активность организмов всех уровней, в том числе фитопланктона и ледовых водорослей, наиболее высока в весенние, летние и осенние месяцы, а наиболее низкая – в зимний период. Что же касается наиболее яркого переходного периода от зимы к весне с резкими изменениями температурного, светового, гидродинамического, гидрохимического и других режимов, тут в наших знаниях существуют значительные пробелы. Особенно важно иметь представление о количественных характеристиках и активности водорослей в период вскрытия водоемов ото льда, когда интенсивно функционируют микробные пищевые сети, и основные потоки энергии проходят не только через автотрофный диатомовый компонент, но и через гетеротрофных и миксотрофных перидиней. Тем не менее, даже для наиболее доступного для исследований Белого моря в межсезонье мы имеем лишь немногочисленные данные, представленные, например, в обзорных работах [1, 2]. Диатомеи – группа, дающая основной вклад в суммарную биомассу ледовых организмов. Иногда водоросли могут достигать такой высокой концентрации, что нижняя часть льда заметно окрашена в коричневый цвет. Численность клеток диатомей в таком «окрашенном» слое льда составляет более 100 тыс. кл./л. В состав доминирующих видов входят как типичные происходящие из планктона или бентоса ледовые формы (*Nitzschiafrigida*, *Entomoneiskjellmanii*, *E. paludosa*, *Naviculapelagica*, *Pauliellataeniata*, *Tryblionellagracilis* и др.), так и более редкие планктонные (*Thalassiosiragravida*, *T. Nordenskioeldii* и др.), а иногда и преимущественно бентосные (*Amphora* spp., *Cocconeis* spp. и др.). Набор доминирующих форм может меняться от района к району и от года к году, то есть имеет большую пространственно-временную вариабельность. В Белом море практически вся биомасса, образовавшаяся в результате «цветения» ледовых диатомей попадает в воду при таянии льда, и может служить основой пелагических пищевых цепей задолго до начала интенсивного размножения весеннего фитопланктона. Ряд ледовых видов развивается в верхнем слое воды, формируя первую фазу «цветения» водорослей. Основная же масса попадающих в воду ледовых диатомей, по-видимому, довольно быстро потребляется планктонными гетеротрофами непосредственно

подо льдом. В развивающемся после таяния льда «цветении» водорослей, как правило, доминируют типичные планктонные виды, не являющиеся массовыми во льду. Исследованию фитопланктона именно в периоды зимне-весеннего межсезонья, когда биота формируется в новых окружающих условиях, происходящих со сменой всей структуры среды обитания, и посвящена данная работа.

Для решения поставленных задач в одной и той же точке губы Чупа Кандалакшского залива Белого моря в районе Беломорской биологической станции «Картеш» ЗИН РАН были отобраны пробы фитопланктона. Материал был собран при максимальном приливе 3, 7, 11, 15 и 19 апреля 2011 г., а также с 11 марта по 24 июня 2012 г. (25 отборов с интервалом 3–5 дней). Численность водорослей определяли методом прямого счета под световым микроскопом, величину биомассы в углеродных единицах рассчитывали исходя из объемов клеток [3].

Анализ полученных в 2011 г. данных показал, что в подледном фитопланктоне преобладали представители рода *Navicula*, в отличие от доминирующих во льду *Nitzschiafrigida*, *Entomoneiskjellmanii* и *E. paludosa*. Суммарная численность *Navicula* spp. в период 3–19 апреля варьировала в пределах 930–21560 кл./л, биомасса составляла 0.19–0.75 мгС/м³. Концентрация *N. frigida* не превышала 200–980 кл./л, или 0.004–0.03 мгС/м³. Заметный вклад в суммарную численность и биомассу диатомей вносили лишь *Pauliellataeniata*, *Chaetocerostenuissimus*, *Cocconeisscutellum*. Среди миксотрофного и гетеротрофного фитопланктона преобладали молодые *Amphidinium* spp., *Eutreptiellabraarudii*, *Gyrodiniumspirale*. С 3 по 19 апреля суммарная численность этих водорослей составляла не более 2500–3000 кл./л, а суммарная биомасса не превышала 1 мгС/м³. В этот период самыми многочисленными были споры перидиней (до 10 тысяч кл./л, при биомассе до 1.5 мгС/м³). Доля автотрофных диатомей в период исследований варьировала в пределах 66–89% (в среднем 73%) суммарной численности автотрофных, миксотрофных и гетеротрофных водорослей, а их биомасса составляла 23–62% (в среднем 43%), соответственно, суммарной биомассы автотрофов, миксотрофов и гетеротрофов. Миксотрофные и гетеротрофные водоросли в этот период в среднем составляли, соответственно, 27% и 57%, суммарной численности и биомассы всех водорослей.

Судя по данным 2012 г., представители рода *Navicula* доминировали среди диатомей в течение всего исследуемого периода, уступая первенство *N. Frigida* лишь в начале мая. Суммарная численность *Navicula* spp. в марте не превышала 1325 кл./л (0.24 мгС/м³), в апреле 5120 кл./л (1.28 мгС/м³), 3 мая обилие этих водорослей было максимальным (35970 кл./л или 3.82 мгС/м³), но к 7–11 мая составляло всего 4580–4710 кл./л (0.39–0.51 мгС/м³) и далее, вплоть до конца июня, не превышало 616 кл./л или 0,09мгС/м³. *Nitzschiafrigida* в небольшом количестве встречалась в планктоне вплоть до конца апреля и лишь в начале мая ее численность возросла до

величины 79570 кл./л (5.91 мгС/м^3), что привело к доминированию этого вида среди диатомей. Уже к концу первой декады мая концентрация *N. Frigida* снизилась на порядок, и после 8 июня этот вид полностью отсутствовал в наших пробах. *Entomoneis* spp. в небольшом количестве присутствовали в планктоне лишь в середине марта, конце апреля и начале мая. *Pauliellataeniata* встречалась в планктоне крайне редко, в виде отдельных клеток. Представители рода *Chaetoceros* присутствовали лишь в пробах от 28 апреля, 19 мая и 20–24 июня. *Cocconeiscutellum* впервые был отмечен 28 апреля и в более поздний период заметной роли не играл. Среди миксотрофного и гетеротрофного фитопланктона преобладала *Peridiniellacatenata* (с максимумом обилия до 170 тысяч кл./л при биомассе 166 мгС/м^3 в начале мая), заметную роль играли *Dinophysis arctica*, *Prorocentrum balticum* и представители рода *Protoperidinium*. Доля автотрофных диатомей в период исследований варьировала от 2 до 92% (в среднем 38%) суммарной численности автотрофных, миксотрофных и гетеротрофных водорослей, а их биомасса составляла 3–75% (в среднем 28%), соответственно, суммарной биомассы автотрофов, миксотрофов и гетеротрофов. Миксотрофные и гетеротрофные водоросли в этот период в среднем составляли, соответственно, 62% и 72%, суммарной численности и биомассы всех водорослей, то есть, практически преобладали в фитопланктоне начиная с середины марта и вплоть до третьей декады июня 2012 г.

Таким образом, как в подледном фитопланктоне во время интенсивного таяния льда, так и в воде в последующий период весны и начала лета, среди автотрофных форм преобладают диатомовые водоросли, не являющиеся массовыми во льду. По мере наступления безледного периода года происходит смена доминирующих форм, и в разные годы набор массовых видов диатомовых водорослей может сильно различаться. Лишь *Nitzschia frigida* – один из наиболее массовых видов ледовых диатомей, продолжает успешно существовать в планктоне, достигая значительного обилия вплоть до середины мая. Как мы видели, миксотрофные и гетеротрофные формы могут преобладать среди водорослей вплоть до конца июня, внося существенный вклад в функционирование микробной «петли» в прибрежных водах Белого моря.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 13-04-00551 и 14-05-00028.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ильяш Л.В., Ратькова Т.Н., Радченко И.Г. и др. Состав и пространственно-временная изменчивость фитопланктона // Биологические ресурсы Белого моря: изучение и использование. Исследования фауны морей / Ред.: Бергер В.Я. СПб: ЗИН РАН, 2012. Т. 69 (77). С. 48–67.
2. Сажин А.Ф., Ратькова Т.Н., Мошаров С.А. и др. Биологические компоненты сезонного льда // Биологические ресурсы Белого моря: изучение и использование. Ис-

следования фауны морей / Ред.: Бергер В.Я. СПб: ЗИН РАН, 2012. Т. 69 (77). С. 97–115.

3. Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationship for dinoflagellates, diatoms and other protists plankton // *Limnol. Oceanogr.* 2000. V. 45 (3). P. 569–579.

The highest life activity of all organisms, including Diatoms, in the polar coastal ecosystems, comes during spring, summer and autumn, and the lowest one – in winter period. But we have poor knowledge about structure and functioning of water ecosystems during the brightest winter-spring transition period. This period (“off season”) is characterized by sharp variations of temperature, illuminance, hydrodynamic and hydrochemical conditions. It makes very important to have an idea and understanding about quantity and activity of Algae during the ice melting period and just after it. Microbial food web and microbial “loop” are very active in this time, and main energy flow comes also through Algae. This investigation deals with diatoms from ice and plankton in winter-spring transition period, when biota is forming under new surrounding conditions. All structure of biota is changing in this period.

Сафьянов Г.А., Репкина Т.Ю., Удалов Л.Е., Кунгаа М.Ч.

(МГУ Географический ф-т, г. Москва, e-mail: t-repkina@yandex.ru)

Морфодинамические и литодинамические условия дифференциации наносов на пляжах и приливных осушках северо-западной части Онежского п-ова (Белое море)

Safyanov G. A., Repkina T. Yu., Udalov L.E, Kungaa M.C.

(Moscow State University, Faculty of Geography)

Morphodynamic and lithodynamic conditions of sediment differentiation at beaches and foreshores of north-west section of Onega Peninsula (the White Sea)

В июле 2013 г. проведено полевое обследование 140 км побережья СЗ части Онежского п-ова от м. Чесменский на Лямецком до м. Кончаково на Летнем берегах Белого моря, включавшее: 1) изучение морфологии и литологии верхней части береговой зоны (БЗ), в том числе на 120 детальных профилях, 2) отбор образцов отложений пляжей и приливных осушек в фиксированных точках (вершина заплеска прибойного потока, основание пляжа, верхняя и нижняя части осушки, область эолового выноса) и источников питания БЗ наносами на гранулометрический и минералогический анализы, 3) изучение геоморфологического строения прибрежной суши для оценки тенденций развития берега в голоцене.

По результатам работ впервые составлена карта типов берегов масштаба 1:200000, охарактеризованы морфо- и литодинамические условия и особенности дифференциации наносов на пляжах и приливных осушках, сделаны предварительные выводы о динамике берега в голоцене.

Строение берегов района в значительной степени обусловлено геолого-геоморфологическими факторами: 1) СЗ-ЮВ ориентировкой основных тектонических структур и разрывных нарушений, определивших направления движения языков ледника, и тем самым – простираание наиболее крупных форм ледникового рельефа на суше и акватории, а затем, на всех этапах послеледникового развития, - ориентировку береговой линии (БЛ), ее изрезанность и доступность для переработки волнением; 2) унаследованным дифференцированным поднятием территории, современная скорость которого по уровнемерным данным оценивается для о. Жижгин величиной +1.1 мм/год (Никонов, 1977), +2.06 мм/год (Гидрометеорология..., 1991) и +2.89 мм/год (Инжбейкин, 2003); 3) весьма пересеченным рельефом дна, где формы ледникового генезиса и расчленяющие их эрозионные врезы лишь незначительно сnivelированы процессами морской абразии и аккумуляции; 4) высоким содержанием глыб и валунов в ледниковых и ледниково-морских суглинках и глинах.

Современная береговая линия образует два ориентированных на СЗ широких полуострова, продолжающихся на акватории отмелями и банками и

разделяющих берег на 3 района. Два из них - юго-западный, обращенный к Онежской губе (м. Чесменский – м. Летний Орлов), и северо-восточный, открывающийся к Двинской губе (м. Ухтнаволок - м. Кончакова), в целом, продольны по отношению к геологическим структурам. Их берега относительно прямолинейны. Расчленение береговой линии связано, в основном, с особенностями переработки морем отложений с различным содержанием крупных обломков. Исключением является узкая, блокированная от воздействия волн губа Пушлахта, имеющая, судя по ряду признаков, тектогенную природу. ЮЗ район практически на всем протяжении находится в волновой тени Пушлахотской мели с глубинами до 4–5 м. Летний берег более открыт, отмели занимают большие (10–20 м) глубины, и лишь на СЗ района достигают –5 – –8 м. Третий – центральный, район (м. Летний Орлов – м. Ухтнаволок) омывается проливом Восточная Соловецкая Салма (далее – Салма). Пролив вытянут на ССВ, шириной около 30 км, глубиной до 100 м. Берег, поперечный основным структурам, образует мысы, окаймленные банками, и широкие губы (Конюхова, Летняя Золотица и другие), открытые на юге на СЗ-ССЗ, а на севере – на З-ЮЗ.

Ветро-волновой режим этих районов различен. Наибольшее воздействием волнения испытывает Летний берег. По данным ГМС «Жижгин» (2005–2013 гг., <http://rp5.ru>), здесь в течение всего года преобладают ЮЮЗ-ЮЗ и СВ ветры. Летом возрастает роль восточных, зимой – ЮЮЗ-ЮЗ ветров. Штормовые ситуации (скорость ветра 11–25 м/с) связаны, как правило, летом – с СВ (16% случаев), ЮЗ (16%) и В (11%), а зимой – с Ю-ЮЗ (более 40%) и СВ (18%) ветрами. Повторяемость штормовых ветров в течение года – 13.8%. В 1977–2006 гг. (ЕСИМО. Атлас Белое море) при сходном режиме ветров основными волноопасными направлениями были В (повторяемость 22.7%), Ю (22.1%), СВ (19.2%), С (11.4%). Низкие волны – 0–0.5 м (повторяемость 84.6%) подходили, в основном, с Ю, В, СВ и С; более высокие – 0.6–1.0 м (11.6%), и 1.1–2.0 м (3.6%), – с СВ, В и Ю, а максимальные – 2.0–3.0 м (0.1%), – лишь с СВ, В и С.

Ветро-волновые условия Онежской губы спокойнее. Преобладают З-СЗ и В-ЮВ ветры, ориентированные вдоль ее простираия. Летом возрастает роль С-СЗ и ЮЗ ветров. Повторяемость штормов на порядок меньше, чем на Летнем берегу: в куте губы (ГМС «Онега») – 0.2%, при скоростях ветра до 15 м/с, а на наиболее открытом ЮЗ берегу (ГМС «Разनावолок») – 1.8% при скоростях ветра до 20 м/с. Повторяемость волн выше 1 м более чем в два раза ниже, чем на Летнем берегу (ГМС «Разनावолок» – 1.8%), а основные направления подхода таких волн – СВ, В, реже – Ю-ЮВ и С.

Таким образом, Летний берег развивается в условиях максимальной волновой активности, а существенная перестройка берегов происходит, преимущественно, при штормовых ветрах от С до В румбов. Салма открыта воздействию наиболее частых и сильных ветров, а ее глубины не препятствуют развитию волнения. Мысы здесь блокированы отмелями, в то время

как губы доступны волновому воздействию. Интенсивность последнего зависит от ориентировки и приглубости берега и различна в разных губах. Берега Онежской губы развиваются в самых затишных условиях, практически полностью блокированы от штормовых ветров С и СВ румбов, но открыты ветрам от ЮВ до З, наиболее сильные из которых - Ю-ЮВ. Распределение волновой энергии корректируется локальными условиями - строением рельефа и литологией пород мелководья.

Приливы в районе не велики (около 1 м). Однако у мысов и в узостях между банками скорости приливных течений достигают значительных величин, что особенно характерно для СЗ части Онежского берега и района о. Жижгин, где из-за сложного режима сильных приливно-отливных течений образуются сулои и стоячие волны, практически в течение всей зимы препятствующие становлению ледового покрова. Ледовый покров района неустойчив, присутствует с декабря - января по апрель - начало мая и существенно препятствует развитию волнения лишь в феврале-марте.

Результаты взаимодействия сложно организованной структурно-литогенной основы рельефа БЗ и изменчивых гидродинамических условий прослеживаются в распределении типов берегов, преобладающих потоках наносов и строении голоценовых террас, различных в каждом из трех крупных береговых районов.

Около 90% береговой линии занимают аккумулятивные берега (табл.).

Таблица. Протяженность береговой линии, %

Типы берегов	в условиях		всего
	открытого побережья	волновой тени	
1. Абразионные и абразионно-оползневые активные, отмершие и отмирающие	14	4	9
2. Аккумулятивные пляжевые и лагунные	65	40	52
3. Аккумулятивные осушные	0	16	8
4. Аккумулятивные, созданные при значимом воздействии волновых и неволновых факторов	18	40	29
в том числе, сложенные и бронированные крупнообломочными отложениями	10	11	12
5. Дельтовые (эстуарные)	3	1	2

Пляжевые и лагунные берега (как и редкие фрагменты абразионно-оползневых и абразионных берегов, выработанных в валунных суглинках и глинах и/или продуктах их переработки в голоцене - морском перлювии), развиты на участках наиболее интенсивного воздействия волн – протяженных (Летний берег, заливы Салмы, Онежский берег к северу от м. Чесменский) и локальных, приуроченных к вершинам ложбин подводного берегового склона. В волновой тени их доля закономерно убывает. Состав нано-

сов, слагающих пляжи, изменяется от мелко-среднезернистых песков до валунов. Песчаные пляжи (25% БЛ) развиты в губах и на относительно выровненных участках берега, примыкающих к песчаным голоценовым террасам. Валунно-галечные пляжевые берега (6% БЛ) приурочены, в основном, к мысам и связаны с переработкой волнением валунных суглинков и глин, обогащенных обломками от гравия до глыб, залегающих в осадках не равномерно. В процессе селективного размыва этих отложений, поступающих в зону волновой переработки при поднятии дна, на подводном береговом склоне формируются гряды, сложенные глыбами и крупными валунами. Они имеют различную ориентировку, далеко не всегда совпадающую с простиранием форм ледникового рельефа, и служат ядрами конденсации для более мелких обломков. Судя по набросам шторма 15–16 ноября 2011 г., сопоставимого с возможным 1 раз в 50 лет, современная интенсивность волнения позволяет перемещать наносы крупностью до мелких валунов (30–40 см). Дальнейшее развитие аккумулятивных форм зависит от соотношения простирания гряд и угла подхода преобладающего волнения. Формируются корги, причленяющиеся затем к берегу по типу томболо, галечно-валунные и валунно-галечные (6% БЛ) и песчаные (2% БЛ) косы, отгораживающие лагуны. Наиболее крупные (более 2 км), развивающиеся с голоцена, галечно-валунные косы образуют м. Летний Орлов. Приращение берега происходит здесь как за счет аккумуляции материала, привнесенного поперечными и продольными потоками наносов и интенсивными приливными течениями, так и в результате причленения новых гряд, выходящих из под уровня моря. К этим грядам, в свою очередь, примыкают новые свободные аккумулятивные формы, формируя сложные системы разновозрастных, но морфологически сходных лагун.

Там, где глыбово-валунные гряды часты, берег приобретает ячеистую структуру. Облик и динамика «ячеек» зависит от степени волнового воздействия и содержания в БЗ крупных обломков. На участках с активной гидродинамикой (чаще на Летнем берегу) формируются удлинённые, ориентированные вкрест берега мысы с высокими валунно-галечными пляжами, чередующиеся с песчаными пляжами в заливчиках между ними (8% БЛ), или валунно-галечные косы, разделенные участками песчаных карманных пляжей (5% БЛ). В относительно затишных условиях развиваются осушные берега с формами волновой переработки - невысокими валунными пляжами на мысах и редкими песчаными карманными пляжами различной морфологии (20% БЛ - типичный облик берега на севере Онежской губы), а в условиях практически полной блокировки берега (Пушлахтская губа) – осушные берега, разделенные валунными мысами, практически не перестроенными волнением (2% БЛ).

При высоком насыщении отложений БЗ крупными обломками и умеренной гидродинамической активности – на блокированных отмелях участков Летнего берега и Салмы, валунно-галечные пляжи, образующиеся там, где

штормовые волны могут, в силу особенностей подводного рельефа и ориентировки БЛ, подойти к берегу, чередуются с осушными берегами, бронированными от действия волн глыбово-валунной отмосткой (12% БЛ, табл.). При относительно малом содержании крупных обломков в условиях волновой тени формируются осушные берега с узкими (до первых десятков метров) маршами и песчаными карманными пляжами различной протяженности и морфологии (2% БЛ – периферийный участки берегов Салмы, блокированных отмелями). Осушные лайдовые берега занимают лишь 6% БЛ и приурочены к глубоко врезынным губам Онежского залива. Эстуарные берега развиты в устьях крупных рек – Летней Золотицы и Пушки.

Таким образом, распределение берегов различных типов отражает уменьшением интенсивности волнового воздействия от Летнего берега к Онежской губе. Однако не менее яркие, а зачастую – кардинальные изменения облика берега, его морфо- и литодинамики связаны с местными условиями. При такой дискретности обстановок часты берега, в развитии которых значимо влияние как волновых, так и не волновых процессов (табл.). Смена одного типа другим выглядит, в зависимости от локальной ситуации, как: 1) частое чередование в пространстве осушных и пляжевых/лагунных берегов, следующее за локальными изменениями гидродинамической активности, 2) постепенная перестройка морфологии и гранулометрического состава верхней части БЗ при увеличении или уменьшении волнового воздействия.

В таких условиях возникают преимущественно короткие вдольбереговые потоки наносов, направленные от мысов внутрь заливов. Устойчивый поток наносов (с Ю на С – по направлению преобладающих ветров) фиксируется по направлениям отклонения устьев ручьев и аккумулятивных форм на осушке лишь на берегу Онежского залива.

Питание БЗ района наносами, за исключением устьевых областей рек Летней Золотицы и Пушки, поставляющих пески, крайне скудно. Абразионные берега редки, продукты их размыва, в основном, – тонкодисперсный или крупнообломочный материал. Таким образом, основная часть наносов, образующих аккумулятивные формы, поставляется поперечными потоками наносов с подводного берегового склона.

Работы поддерживались проектами РФФИ 13-05-00126 и 13-05-324.

As a result of field research, a first of a kind medium-scale map of the region's coastal types is derived. Accumulation coasts created by wave and/or tidal processes amount to approximately 90% of the total coastal line. Morpho- and lithodynamics of the coast depends significantly on distribution of coarse clastic material in deposits of the final glaciation phase, from which the submerged coastal slope is comprised.

Терехов Е.Н.¹, Балувев А.С.¹, Журавлев В.А.², Тюпанов С.Н.¹
(¹ГИН РАН, Москва, e-mail: tereh@ilran.ru; ²МАГЭ, Мурманск, e-mail: VitalyZh@mage.ru)

Зоны аккомодации рифтовых зон Белого и Баренцева морей

Terekhov E.N.¹, Baluev A.S.¹, Zhuravlev V.A.², Tyupanov S.N.¹
(¹Geological Institute RAS, Moscow; ²MAGE, Murmansk)

The accommodations zones of the rifting zones of the White and Barents seas

В структуре окраинных морей вообще [1], Баренцева и Белого морей в частности [2], важную роль играют древние и молодые рифты. Независимо от причин рифтообразования рифты отражают режим перманентного и длительного, в том числе и современного, горизонтального растяжения земной коры. В 80-х годах прошлого века для многих континентальных рифтов, а затем и океанических, была показана большая роль пологих сбросов для их формирования, что объясняет асимметрию в структуре большинства рифтов (одно крыло крутое, другое пологое и наличие глубокометаморфизованных комплексов, приуроченных к лежащим крыльям структурообразующих разломов). При этом были выделены участки рифтовых зон, где происходит сочленение отдельных грабенов и где часто наблюдается смена полярности падения пологих сбросов, контролирующих формирование грабенов. Подобные участки, которые выражены в виде положительных форм в рельефе: подводные хребты, перемычки, острова и горные массивы получили название зоны аккомодации [3, 4]. Их размер колеблется от первых метров для небольших грабенов до первых десятков километров в крупных рифтовых зонах. Следствием выделения подобных зон аккомодации является то, что многие рифты, которые ранее картировались как единые структуры, особенно в акватории морей или под чехлом более молодых осадков, следует рассматривать как систему кулисообразно расположенных грабенов, разобленных перемычками.

При составлении тектонической карты Белого моря и Южной части Баренцева морей было выделено несколько участков, которые нами интерпретируются как зоны аккомодации рифтовых зон [2]. Часть их можно непосредственно изучать на поверхности. Это районы островов архипелага Средние Луды, Турьего мыса в Кандалакшском заливе (рис. 1, 2), п-в Святой Нос на СВ части Кольского п-ва.

Другая часть хорошо диагностируется на геофизических материалах в акватории Белого моря или под осадочным чехлом Русской плиты [2].

Установлено, что большинство рифтовых зон развивались импульсами, продвигаясь по простиранию главного разлома, а в зоне аккомодации происходит «накопление» тектонических напряжений, поэтому часто вокруг

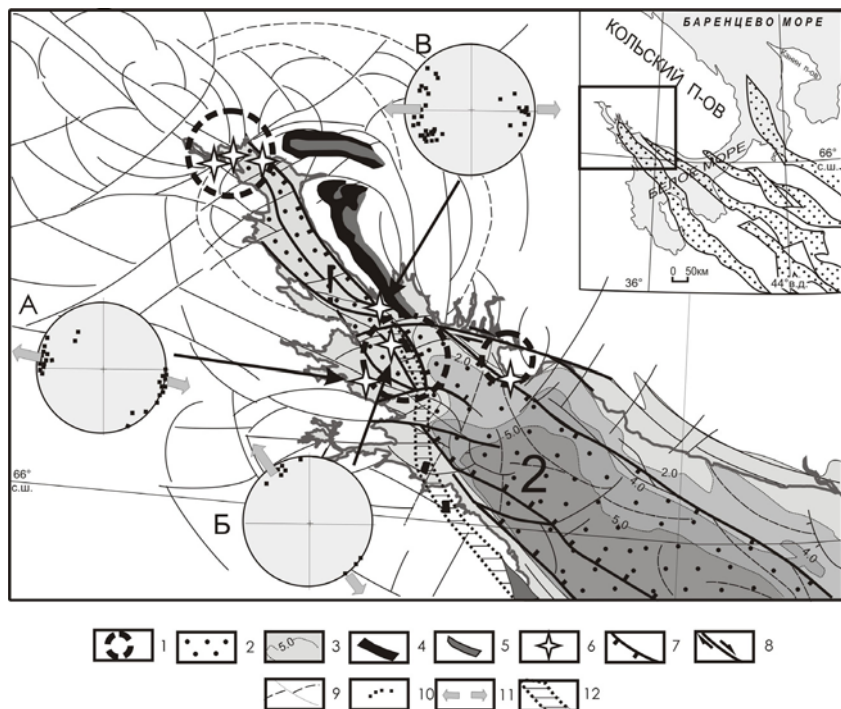


Рисунок 1. Положение зон аккомодации в пределах северо-западной части Онежско-Кандалакшского палеорифта. 1 – зоны аккомодации и раннедокембрийские нерасчлененные образования Балтийского щита; 2 – современные грабены: 1 – Колвицкий; 2 – Кандалакшский; 3 – синрифтовые терригенные образования среднего рифея и их мощность в км; 4–5 Колвицкий массив (2.45 млрд. лет) и его аналоги: 4 – анортозиты, 5 – эклогитоподобные породы; 6 – поля щелочных даек девонского возраста; 7 – сбросы, 8 – сдвиги; 9 – разломы; 10 – положение полюсов плоскостей даек на стереограмме; 11 – ориентировка осей тектонических напряжений растяжения в момент внедрения даек. 12 – предполагаемая зона трассирования глубинных образований вдоль главного сброса палеорифта; Стереограммы полей щелочных даек: А – Кузокоцкого, Б – Средних Луд, В – Качинного. На врезке – положение участка тектонической схемы в системе палеорифтов Белого моря [2]

зон аккомодации расположены кольцевые структуры – своеобразные маркеры окончания сдвиговых зон. При возобновлении подвижек самая молодая кольцевая структура разрывается и разлом продвигается дальше до следующей остановки. Поэтому в зонах аккомодации наблюдается интенсивная разно ориентированная трещиноватость пород, что является типоморфным признаком этих зон. Дробление пород фундамента отмечается довольно часто в зонах аккомодации, и это дробление принципиально отличается

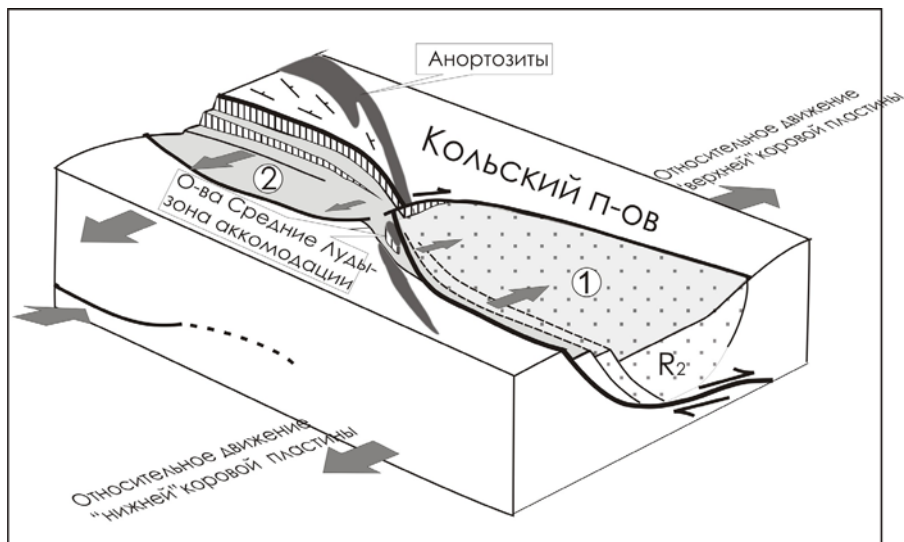


Рисунок 2. Принципиальная кинематическая схема сегментации северо-западного фланга Онежско-Кандалакшской рифтовой зоны: древний, но обновленный Кандалакшский грабен (1) и молодой Колвицкий грабен (2), разделенные межвадиной перемычкой (зоной аккомодации) архипелага Средние Луды

от тектонических деформаций в бортах разломных зон, где господствуют линейные тектонические новообразования типа зон катаклаза, сланцеватости, бластомилонитизации и т.п. В этом случае в зонах аккомодации наблюдается структурный хаос. Породы раздроблены таким образом, что не диагностируются какие-либо господствующие направления, причем степень дробления такова, что в породах, вплоть до микроуровня, нет более или менее массивных разностей. Создается впечатление, что порода испытала взрывное воздействие, для которого уместно название «тектоно-кессонный» эффект [5]. Приуроченность подобных пород к зонам аккомодации «делает» последние перспективными участками для формирования ловушек углеводородов. В последние годы выявляются все новые и новые месторождения углеводородов, приуроченных к породам фундамента осадочных бассейнов [6]. В большинстве случаев подобные ловушки представлены интенсивно дробленными (дизинтегрированными) гранитами, при этом, очевидно, что данные породы приурочены к краевым частям грабенов, однако механизм подобной дезинтеграции гранитов остается не вполне понятным.

К зонам аккомодации приурочены и щелочные дайки [7], а их структурное положение в этом случае вызывает дебаты, поэтому очевидна актуальность исследования зон аккомодации с позиции выявления закономерностей локализации подобных образований. Так, детальные структурные работы по

щелочным дайкам Кандалакшского грабена, показали, что они приурочены к зонам локального сжатия, тогда как на участках растяжения по бортам грабенов их нет. Учитывая, что определяющим фактором образования щелочных даек является огромная флюидонасыщенность щелочной «магмы?», то можно предположить, что только на участках локального сжатия в региональных рифтовых структурах растяжения, смогла задержаться подобная флюидонасыщенная субстанция, которая и образовала дайки. Следует отметить, что для девонских щелочных пород Кольского полуострова постоянно наблюдается присутствие глубинных углеводородов, вплоть до газовых выбросов и взрывов. В то же время, взаимосвязь щелочного и кимберлитового магматизма с выделениями глубинных углеводородов часто отмечается во многих регионах Мира, но в рамках идей осадочного генезиса последних не находит своего адекватного объяснения.

Учитывая, что к зонам аккомодации, с одной стороны, приурочены проявления щелочного магматизма, обогащенные углеводородами, а с другой имеются блоки дезинтегрированных пород, в частности гранитов, то можно предполагать, что подобные структуры являются благоприятными для поиска углеводородов. В качестве примера можно отметить Лудловскую перемычку между Южно- и Северо-Баренцевскими впадинами, которая, по нашему мнению, является также зоной аккомодации в пределах Восточно-Баренцевского рифтогенного трога, раскалывающего Баренцеморскую (Свальбардскую) плиту и проникающего в тело Балтийского щита в виде Хибино-Контгозерской зоны пропагации [2]. На окончании этой зоны развиты гигантские щелочные массивы с проявлениями углеводородов, которые, вероятно, генетически могут быть связаны с формированием углеводородов в центральной части Восточно-Баренцеморского прогиба. Вероятно, наиболее перспективными являются участки зон аккомодации древних рифтовых зон, перекрытые ненарушенным чехлом осадочных пород.

Таким образом, изучение зон аккомодации рифтовых зон с одной стороны позволяет реконструировать механизм формирования прогибов в акватории внутренних и окраинных морей, а с другой имеет чисто практический интерес, связанный с поиском полезных ископаемых, приуроченных к этим своеобразным элементам структуры земной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 10 и грантов РФФИ 12-05-31465 и 13-05-00298.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 211 с.
2. Балувев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к тектонической карте) М.: ГЕОС, 2012. 104 с.
3. Казьмин В.Г., Бяков А.Ф. Континентальные рифты: структурный контроль магма-

тизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20–31.

4. Bosworth W. Geometry of propagating continental rifts // Nature. 1985. V. 316. № 15. P. 625–627.

5. Горяинов П.М. О геодинамически необычных обстановках осадочного породо- и рудообразования в связи с проявлением тектоно-кессонного эффекта // Литология и пол. ископаемые. 1983. № 5. С. 47–60.

6. Гаврилов В.П. Нетрадиционная модель образования гранитов и их нефтегазоносности (на примере южного шельфа Вьетнама) // Геология нефти и газа. 2010. № 1. С. 51–58.

7. Терехов Е.Н., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С. Структурное положение и геохимические особенности девонского дайкового магматизма Кольского п-ва // Геотектоника. 2012. № 1. С. 77–94.

Within rift zones of the White and the Southern part of the Barents Sea allocate zones of accommodation, which are areas of the polarity change (decrease) of structure-forming low-angle normal faults. Zone of accommodation characterized by the presence of disintegrated rock of Precambrian basement and dykes of alkaline rocks.

**Харчева А.В.¹, Краснова Е.Д.², Воронов Д.А.³,
Горшкова О.М.⁴, Пацаева С.В.¹**

¹ Физический фак-т МГУ им. М.В. Ломоносова, г.Москва, e-mail: spatsaeva@mail.ru;

² Беломорская биологическая станция им. Н.А. Перцова Биологического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова, пос. Приморский, Карелия, e-mail:

e_d_krasnova@mail.ru; ³ Институт проблем передачи информации им. А.А. Харкевича РАН, г. Москва; ⁴ Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва)

Спектрально-оптические и физико-химические свойства воды в меромиктических водоемах Кандалакшского залива Белого моря

**Kharcheva A.V.¹, Krasnova E.D.², Voronov D.A.³,
Gorshkova O.M.⁴, Patsaeva S.V.¹**

¹ Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University; ² Nikolai Pertsov White Sea Biological Station, Biology Department Lomonosov Moscow State University; ³ Institute for Information Transmission Problems of the Russian Academy of Sciences (Kharkevich Institute); ⁴ Geography Department Lomonosov Moscow State University)

Spectral-optical and physicochemical properties of water in meromictic basins in the Kandalaksha Gulf of the White Sea

В результате постгляциального изостатического подъема берегов Белого моря в районе Кандалакшского залива некоторые морские лагуны изолируются от моря с постепенным опреснением поверхностного слоя воды. Гидрологическая особенность водоемов, отделяющихся от моря – поступление пресной воды, прогревающейся летом, в поверхностные слои и сохранение холодной соленой воды на глубине. Эти водоемы интересны для изучения своей вертикальной стратификацией и признаками меромиктических озер, в которых слои воды практически не перемешиваются. Вода на разных горизонтах отличается не только температурой и соленостью, но и другими физико-химическими характеристиками: содержанием растворенного в воде кислорода, растворенного органического вещества, спектрально-оптическими свойствами и структурой водного сообщества [1–3].

Работа посвящена исследованию нескольких водоемов на разных стадиях отделения от Белого моря в окрестностях Беломорской биологической станции им. Н.А. Перцова МГУ им. М.В. Ломоносова.

Во время экспедиции в июле-августе 2013 г. при помощи погружаемого насоса с шагом по глубине от 0.1 до 0.5 м отобраны образцы воды, включая слой придонной воды с осадком, и измерены следующие характеристики: температура воды, соленость, pH и концентрация растворенного кислорода. Из воды слоев с яркой окраской приготовлены ацетоновые и этанольные экстракты для изучения пигментного состава микроорганизмов, и из образцов придонной воды – гексановые экстракты для изучения органического

вещества донных осадков. В лабораторных условиях измерены спектры поглощения и флуоресценции природной воды и экстрактов с использованием спектрофотометра Unicо и флуориметра Solar CM2203.

Оз. Трехцветное в Пеккелинской губе имеет глубину 6,5 м и обладает четкой вертикальной стратификацией. На поверхности до глубины 1 м вода практически пресная, и, начиная с глубины 1.5 м, соленость возрастает до 22‰. Поверхностная вода желтая без запаха, pH более 8, температура в июле достигала 20 °С. Средний слой – от 1.5 до 2 м с соленостью 15–20‰, температурой около 15 °С, окрашен в зеленый цвет, pH в нем падает от 8 до 6. Глубинный слой – соленый и холодный с сильным запахом сероводорода, температура ко дну падает до 6 °С, соленость повышается до 22‰, реакция среды кислая, pH 6.

Оз. Кисло-Сладкое (другое его название Полупресная лагуна) – соленое озеро с максимальной глубиной около 4.5 м, расположенное в 1.5 км от биостанции, соединяющееся с морем небольшим протоком, вследствие чего морская вода может попадать в озеро во время высоких приливов.

Оз. Еловое (ур. Еловый Наволок на берегу материка близ острова Елового в Кузокоцком архипелаге) – пресное на поверхности и соленое, начиная с глубины 1,5 м до максимальной глубины 5 м, соединяющееся с Белым с морем ручьем, морская вода в него практически не попадает.

Оз. Нижнее Ершовское – нижнее из двух озер, образовавшихся на месте древнего пролива, оно соединено протокой с пресным Верхним Ершовским озером, из которого получает пресную воду. Максимальная глубина водоема – 2.5 м. Большая часть водной толщи почти пресная, но донные углубления, начиная с 2 м, заполнены солоноватой водой 5.9–7.7‰. Из Н. Ершовского в море вытекает пресный ручей, морская вода в озеро не поступает.

Соленая лагуна на Зеленом мысу – частично изолированный от моря водоем, в который через порог во время прилива поступает морская вода из Кислой губы. Глубина водоема 6.5 м; амплитуда приливных колебаний около 10 см. Соленость воды в нижних слоях лагуны выше, чем в прилегающей части моря: начиная с глубины 3 м она составляет 27‰ и ко дну повышается до 28‰. Реакция среды в верхней части водоема на уровне морской – 8, в нижней постепенно падает до 6.8.

Во всех водоемах обнаружена сероводородная придонная водная масса: в оз. Трехцветном на глубине 1,7 м, в оз. Кисло-Сладком на 3.2 м, в оз. Еловом – 2.9 м, в оз. Ершовское – 2.3 м и в лагуне на Зеленом мысу – 4.6 м. На определенной глубине в каждом из исследованных водоемов находился слой с яркой окраской. В оз. Трехцветном на глубине 1.5–1.75 м располагался слой ярко зеленого цвета, в оз. Кисло-сладком на 3.0–3.1 м – красный слой, в оз. Еловом на глубине 2.7–3.0 м обнаружен слой мутно-зеленого цвета, в Н.Ершовском – темно-зеленый на глубине 2–2.5м, и в лагуне на Зеленом мысу – розовый слой на 4.1–4.6 м.

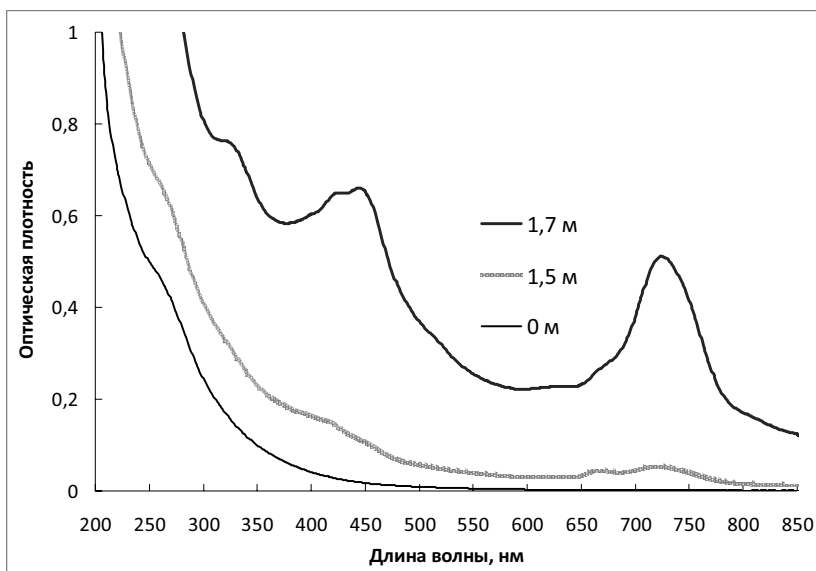


Рисунок 1. Спектры поглощения воды оз. Трехцветного с различной глубины

Спектры поглощения поверхностной воды всех изученных водоемов характеризуются монотонным спадом значений оптической плотности с увеличением длины волны [4–5], что является типичным для гуминовых веществ природной воды и водных почвенных вытяжек.

В спектрах поглощения более глубоких слоев воды присутствуют полосы поглощения света пигментами микроорганизмов, а в спектрах флуоресценции – полосы свечения хлорофилла (Хл) и бактериохлорофилла (Бхл). На различных горизонтах обнаружены длинноволновые полосы поглощения с максимумами на длинах волн 670 (Хл *a*) и 720–725 нм (Бхл *d*, *e*) и полосы испускания флуоресценции 670 (мономеры Бхл), 685 (Хл *a*), 750–820 нм (Бхл фотосинтетического аппарата бактерий). Это свидетельствует о присутствии одноклеточных водорослей и зеленых серобактерий, концентрацию которых в разных слоях можно определить по высоте соответствующих пиков в спектрах поглощения и флуоресценции.

Рассчитанные по спектрам поглощения и флуоресценции Хл и Бхл распределения фототрофных организмов по глубине сопоставлены с вертикальными профилями Т, S, pH, концентрации растворенного кислорода. Рис. 3 показывает характеристики воды для оз. Трехцветного; флуоресценцию Хл и Бхл возбуждали длиной волны 440 нм.

Из графиков следует, что концентрация фитопланктона резко возрастает на глубине 1.5 м, при этом растворенный кислород максимален, а pH снижается по сравнению с поверхностной водой. Серобактерии на этой глубине

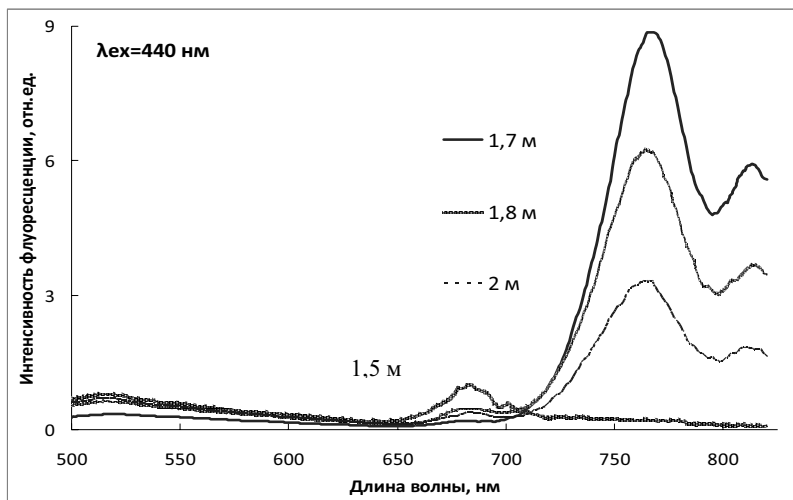


Рисунок 2. Спектры флуоресценции воды оз. Трехцветного с различной глубины при возбуждении длиной волны 440 нм

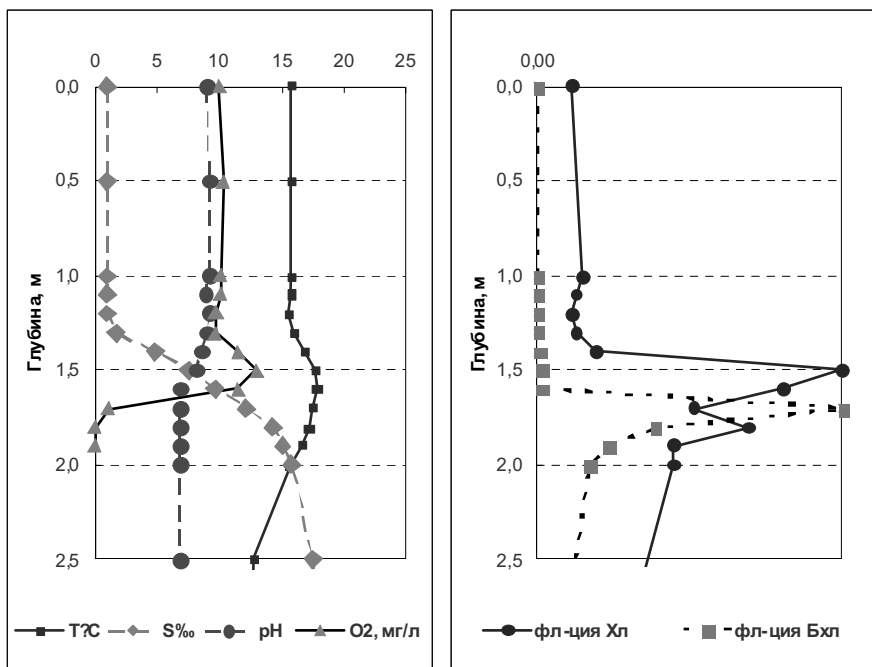


Рисунок 3. Распределение по глубине физико-химических показателей воды (слева), флуоресценции Хл и Бхл (справа) в оз. Трехцветном

отсутствуют, однако их концентрация скачком возрастает до максимальной через 20 см на глубине 1.7 м при одновременном резком снижении концентрации растворенного кислорода. В нижних слоях концентрация клеток серобактерий и фитопланктона постепенно снижается с глубиной. Именно наличие большой концентрации зеленых серобактерий объясняет ярко-зеленую окраску воды на глубине 1.5–1.75 м в оз. Трехцветном.

Спектрально-оптические методы дают дополнительную информацию к физико-химическим методам анализа и помогают интерпретировать появление яркоокрашенных слоев воды в стратифицированных водоемах.

Авторы признательны руководству Беломорской биостанции МГУ за предоставленную возможность работы на базе биостанции и материально-техническую поддержку.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Краснова Е.Д., Пантюлин А.Н. Кисло-сладкие озера, полные чудес. // Природа. 2013. № 2. С. 39–48.
2. Пантюлин А.Н., Краснова Е.Д. Отделяющиеся водоемы Белого моря: новый объект для междисциплинарных исследований // Геология морей и океанов. Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2011. Т. 3. С. 241–245.
3. Шапоренко С.И., Корнеева Г.А., Пантюлин А.Н., Перцова Н.М. Особенности экосистем отшнуровывающихся водоемов Кандалакшского залива Белого моря // Водные ресурсы. 2005. Т. 32. № 5. С. 517–532.
4. Shubina D., Gorshkova O., Patsaeva S. et al. The "blue shift" of emission maximum and the fluorescence quantum yield as quantitative spectral characteristics of dissolved humic substances // EARSel eProceedings. 2010. V. 9. P. 13–21.
5. Горшкова О., Пацаева С., Федосеева Е. и др. Флуоресценция растворенного органического вещества природной воды // Вода: химия и экология. 2009. № 11. С. 31–37.

Water samples from meromictic basins at different stages of separation from the White Sea were studied during expedition in the Kandalaksha Gulf in July–August 2013. Concentrations of photosynthetic organisms we estimated using absorption and fluorescence spectra. Depth profiles of phytoplankton and green sulfur bacteria were compared with distribution of temperature, salinity, pH, and dissolved oxygen.

Хоменко Г.Д., Лещёв А.В., Коробов В.Б.

(Северо-Западное отделение института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
г. Архангельск)

**Особенности гидрологического режима устьевых областей
малых рек Белого моря (по данным экспедиционных на-
блюдений 2010–2012 гг.)**

Khomenko G.D., Leshchev A.V., Korobov V.B.

(The North-Western Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Arkhangelsk)

**Features of the hydrological regime of estuarine areas of small
rivers of the White Sea (according to the data of expeditionary
observations 2010–2012)**

Реки играют огромную роль в природных процессах Белого моря. Достаточно сказать, что речной сток составляет примерно 4% в гидрологическом балансе моря [1], что для арктических морей (и не только) является величинной уникальной [2]. Однако при исследовании речного стока основное внимание уделялось и уделяется до сих пор крупным и средним рекам, в то время как малые реки изучаются эпизодически.

Между тем малые реки и даже мелкие водотоки, непосредственно впадающие в Белое море, представляют немалый интерес. Во-первых, прибрежная зона моря, как со стороны моря, так и суши, отличается большой пространственно-временной изменчивостью многих природных процессов. Во-вторых, формирующие прибрежную зону ландшафты также отличаются большим разнообразием. Вместе это приводит к формированию локально неоднородных устьевых областей, что самым непосредственным образом сказывается на функционировании экосистем прибрежных акваторий.

В 2010–2012 гг. Северо-Западным отделением Института океанологии им. П.П. РАН были выполнены обследования устьевых областей нескольких малых рек, впадающих в Белое море (рис.). Хотя исследования и носили ознакомительный характер, они в полной мере подтвердили предположения о специфических особенностях каждой устьевой области.

В указанный период были обследованы четыре речки: Нижма, Кянда и Тамица – на юго-восточном берегу Онежского залива, и Лопшеньга – на южном берегу Двинского залива.

Юго-восточный берег Онежского залива мелководен. В период отлива ширина зоны осушки в некоторых местах достигает 2.5–3.0 км. Относительно крупные реки протекают по зоне осушки в естественных продолжениях русел. Небольшие ручьи не имеют проработанного русла в зоне осушки – они либо распластываются по поверхности литорали, либо прорабатывают русло, которое вновь заносится грунтом при следующем приливе.



Рисунок. Район исследований

Если в прибрежной полосе в зоне осушки преобладают песчаные и алевритовые отложения, то в мористой части мелководья часто встречаются каменистые гряды, выступающие в отлив и затапливаемые в полную воду. Эти гряды могут в значительной степени исказить прохождение приливной волны. Из числа обследованных рек это явление наиболее заметно в устьевой области р. Нижма. Для р. Нижма характерна значительная задержка в начале фазы прилива, после чего уровень быстро растет и через 30–40 мин достигает величины максимального уровня. Полная вода держится в течение 15–20 минут, после чего уровень начинает падать. Часто наблюдается маниха.

Характерной особенностью реки Кянда, отличающей ее от других обследованных рек, является наличие в приморской зоне широкой полосы, заболоченных участков суши (пойм), заросших тростником, отделенных от русла песчаным прирусловым валом. В полную воду морские воды просачиваются сквозь песчаные грунты и накапливаются как в грунтах, так и в поймах. В малую воду прилегающие к реке участки суши постепенно отдают накопленную воду, повышая тем самым соленость стоковых речных вод.

Наличие в устье реки Тамица длинного порожистого участка с большим уклоном русла затрудняет проникновение с приливом соленых вод. Речной

участок зоны смещения невелик по размерам. Основная часть зоны расположена на взморье, осушаемом в отлив.

Наличие широкой полосы осушки, по которой периодически перемещаются массы морской воды, создает условия для хорошего перемешивания и препятствует образованию следов пресных вод в виде линз, струй и т.п. в морской части устьевой зоны.

Подобное явление отсутствует в устьевой части реки Лопшеньга, впадающей в относительно глубоководный Двинский залив Белого моря. Наблюдения показали, что в спокойную погоду в море формируется поверхностная линза пресных стоковых вод, быстро разрушающаяся при возникновении волнения.

Устьевую область реки Лопшеньга можно отнести к «классическим» - приливо-отливные процессы в устье реки не осложнены никакими побочными явлениями. Длина участка реки, на котором проявляются колебания уровня, вызванные приливными процессами, составляет 1.5–1.6 км. Подпорное изменение уровня происходит одновременно по всей длине участка. Изменение среднего уклона русла на приливном участке реки меняется от 0.06‰ в полную воду до 0.24‰ в малую воду.

Фаза прилива от начала подъема уровня, до полной воды занимает интервал времени около 2 часов. Полная вода стоит около 1.5 часов и начинается падение уровня, также одновременно по всему участку. При этом верхние участки реки достигают своего минимального уровня быстрее, чем нижние.

Таким образом, на процессы, происходящие в устьевых областях рек, с уменьшением их размеров, начинают оказывать влияние различные дополнительные факторы. Эти факторы и явления присутствуют и в устьевых областях крупных рек, но их вклад происходящие процессы пренебрежимо мал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Л.: Гидрометеиздат, Том II. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия.
2. Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря. М.: Мысль, 1999. 400 с.

It is shown that reducing the size of the rivers, on the processes taking place in their estuarine areas are beginning to play an increasing role, additional factors related to the morphology of rivers and wellhead seaside, the type of the adjacent coast, etc.

Чернов И.А.¹, Толстиков А.В.²

(¹Институт прикладных математических исследований Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: iachernov@yandex.ru; ²Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: alexeytolstikov@mail.ru)

Трехмерная модель термогидродинамики воды и льда Белого моря

Chernov I.A.¹, Tolstikov A.V.²

(¹Institute of Applied Mathematical Research of Karelian Research Center of RAS, Petrozavodsk; ²Northern Water Problems Institute of Karelian Research Center of RAS, Petrozavodsk)

3-D model of water and ice thermohydrodynamics of the White Sea

Модель общей циркуляции вод и льда Северного Ледовитого океана проф. Н.Г. Яковлева (ИВМ РАН) [1] адаптирована нами для условий Белого моря. Динамика и термодинамика вод описана с использованием традиционной «примитивной» системы уравнений, модель льда — оригинальная авторская. Численная реализация основана на методе конечных элементов. Модель верифицирована на основе многочисленных данных наблюдений в Арктике и хорошо себя зарекомендовала как эффективное средство воспроизведения крупномасштабного термогидродинамического состояния воды и льда. В настоящее время нами ведется верификация этой современной и эффективной модели для Белого моря [2]. Горизонтальное разрешение модели менее 10 км (50х50 равноотстоящих в сферической метрике точек по акватории, что соответствует шагам 0.246° широты и 0.074° долготы, на акваторию попадает около 1/3 точек сетки), вертикальное — 16 горизонтов со сгущением у поверхности, шаг по времени — 6 минут (жесткие ограничения на шаг связаны с устойчивостью, подчиняющейся критерию Куранта).

Моделируемые водоемы существенно различаются горизонтальным и вертикальным масштабами, что затрудняет перенос и адаптацию модели.

Программный комплекс реализован на стандартном языке программирования Fortran-90 и функционирует с 2012 г. на кластере Карельского научного центра РАН. Входными данными расчетной программы являются граничные условия на жидкой границе (Белое море – Баренцево море), включая гармонический прилив, метеорологические данные, сток рек (Северная Двина, Онега, Мезень, Кемь) реализован в виде пресноводных проливов со среднемесячной температурой пресной воды, либо как локализованные осадки в устье. Нормальная скорость течения на жидкой границе (или интенсивность осадков) вычисляется по среднегодовому расходу каждой реки с учетом эмпирического распределения расхода по месяцам, общего для всех рек. Учитываются потоки массы, тепла и пресной воды. Метеорологические данные находятся в свободном доступе в виде реанализа NCEP

(<http://www.ncsr.noaa.gov/>). Квазигеострофический ветер для условий модели Белого моря имеет завышенную скорость по сравнению с наблюдаемым. Влажность воздуха в приводном слое вычисляется по эмпирической формуле или берется из данных наблюдений. Морской лед описан как двумерная вязкая среда [1] с распределением льдин по толщине, описывается таяние/намерзание льда, а также торошение.

За жидкую границу Белого и Баренцева морей принята линия, проведенная по $67^{\circ}29'$ с.ш. Прилив задается гармоническим колебанием уровня моря на жидкой границе. На свободной поверхности моря ставится линейаризованное кинематическое условие.

Выходными данными модели являются осредненные за месяц поля трехмерной скорости течения, термохалинных полей, двумерной скорости дрейфа льда, распределения массы льда и снега, а также сплоченности льда по градациям толщины и отклонения уровня моря от равновесного. Есть возможность вывода мгновенных полей параметров по запросу, а также конвертации данных в стандартный формат netCDF.

Качественное распределение скорости течений, термохалинных полей, толщины льда согласуется с общепринятой картиной для Белого моря [3]. Модель допускает проведение численных климатических экспериментов, выявляющих влияние факторов форсинга на состояние моря в климатических масштабах времени (десятьки лет). Модель оказывается устойчива к вариациям температуры приземного слоя атмосферы в 1°C и колебаниям количества облачности. Помимо возможных выводов относительно устойчивости самого Белого моря к долгосрочному потеплению или похолоданию, указанное свойство модели имеет важное следствие: устойчивость к ошибкам и вариациям в данных атмосферного блока.

Достаточно хорошо в модели воспроизводится температура поверхностного слоя Белого моря (рис. 1) и распределение толщины льда (рис. 2).

Модельные значения сравнивались с многолетними гидрофизическими данными базы Института водных проблем Севера Карельского научного центра РАН «Белое море и его водосбор», № государственной регистрации 2010620435.

Продолжается работа по верификации модели, но уже можно сказать, что она применима для описания крупномасштабной изменчивости гидрологических параметров, хотя в настоящее время содержит ряд количественных несоответствий.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ «Разработка прототипа системы краткосрочного прогноза состояния воды и морского льда Белого моря» № 13-05-98802.

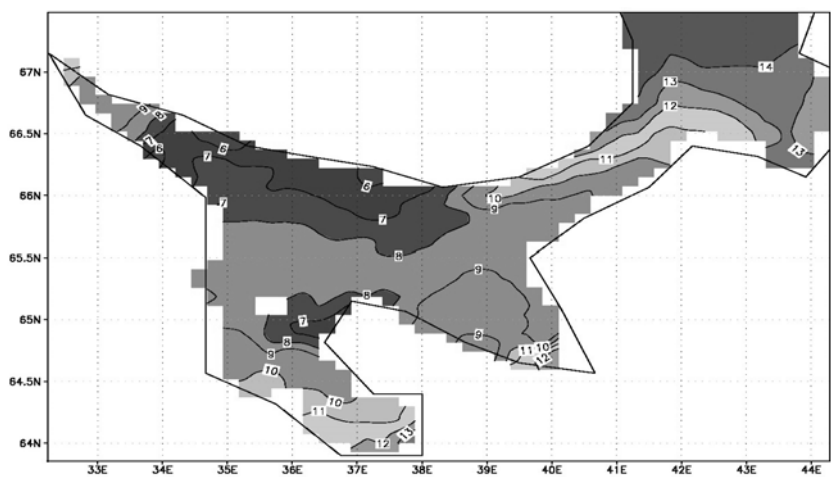


Рисунок 1. Температура поверхности Белого моря (модельные данные, июль 1953 г.)

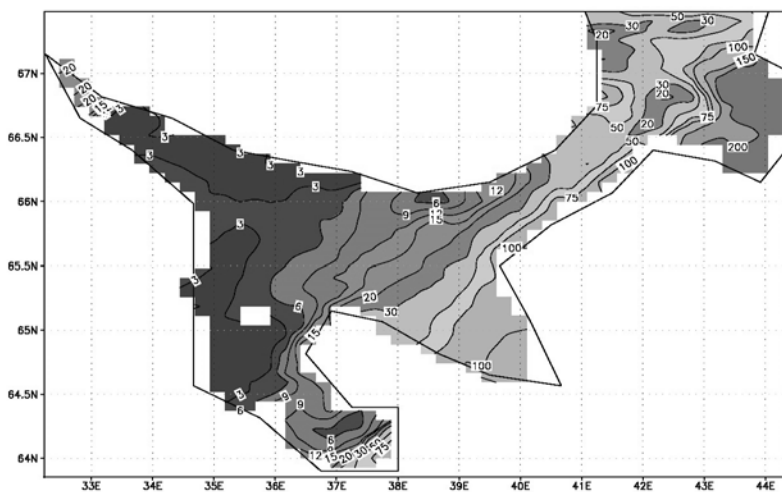


Рисунок 2. Распределение и мощность льда в Белом море (модельные данные, март 1953 г.)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Яковлев Н.Г. Воспроизведение крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948–2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 3. С. 1–16.
2. Чернов И.А. Моделирование крупномасштабного среднемесячного состояния Белого моря // Избранные труды Международной молодежной школы и конференции CITES-2011, Томск, Россия, 3–18 июля 2011 г. С. 102–105.
3. Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов / Под ред. Н.Н. Филатова, А.Ю. Тержевика. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 335 с.

We used is a model of the Arctic Ocean by prof. N.G. Yakovlev with modification for the White Sea conditions by I.A. Chernov. The model works with a spatial step of 10 km (50x50 grid points), the vertical resolution is 16 horizons, step of time – 6 minutes. Since 2012 the model is available on the computational cluster of Karelian Research Center that accelerates the time of calculations.

Чугайнова В.А.

(Северный филиал Полярного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М. Книповича, Архангельск. E-mail: val@pinro.ru)

Содержание нефтеуглеводородов в поверхностных водах Белого моря

Chugaynova V.A.

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

The content of petrohydrocarbons in a surface water of the White Sea

Проблема учета загрязнения водных экосистем имеет большое значение для развития рыбохозяйственной отрасли Российской Федерации. Данный фактор влияет на формирование кормовой базы, распределение и воспроизводство промысловых биоресурсов в целом. Для ее решения необходимо проведение как постоянных мониторинговых исследований загрязнения различных элементов водных экосистем, так и специализированных наблюдений, ориентированных на решение конкретных прикладных задач.

Рассматриваемая проблема имеет большую актуальность и для бассейна Белого моря. На его акватории и в прибрежной зоне в последние годы заметно возросла разнообразная хозяйственная деятельность, включая работы, связанные с транспортировкой углеводородного сырья. Результаты экологических исследований дают возможность оперативно разработать и реализовать меры по предотвращению дальнейшего развития негативных процессов и минимизации рыбохозяйственного ущерба для акватории моря.

Характеристика загрязнения экосистемы Белого моря дается на основе анализа полевых исследований, проведенных Северным филиалом ПИНРО в первом десятилетии 21 века. Полевые работы включали в себя наблюдения на сети стандартных мониторинговых станций на открытых морских акваториях Белого моря в периоды весна, лето и осень. Для определения массовой концентрации нефтеуглеводородов (НУ) в воде применялся флуориметрический метод, основанный на экстракции их гексаном и измерении интенсивности флуоресценции экстракта на анализаторе жидкости «Флюорат 02-3М» (ПНД Ф 14.1:2:4.128-98).

На рисунке представлено интегральное распределение нефтяных углеводородов (НУ) на акватории Белого моря в летний период за 2001–2011 гг. Из рисунка видно, что, в целом, загрязнение поверхностных вод Белого моря нефтяными углеводородами не превышало рыбохозяйственный норматив (0.05 мг/л). Исключение составил Двинский залив, в кутовой части которого наблюдалось наибольшее превышение ПДК.

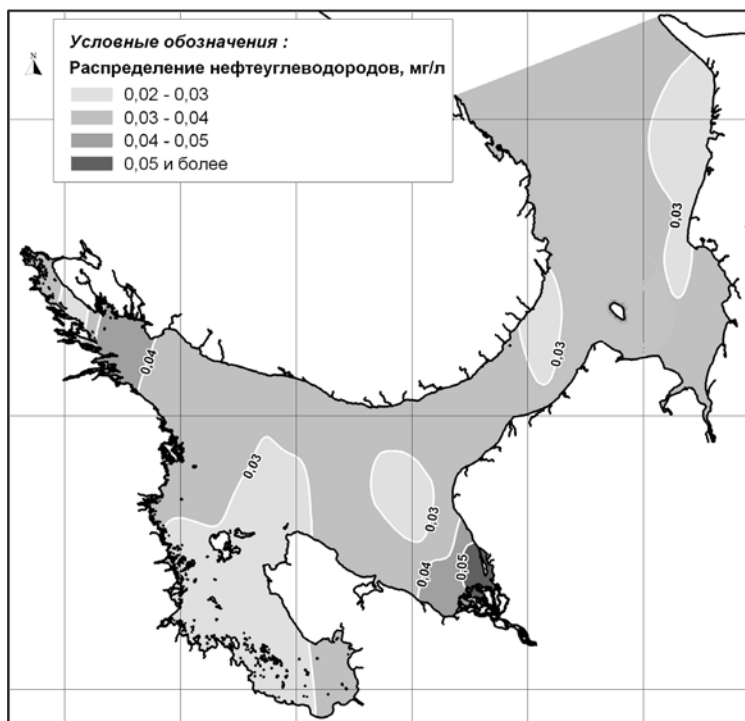


Рисунок. Распределение нефтеуглеводородов в поверхностном слое Белого моря в летний период (2001–2010 гг.)

Интегральные значения не показывают локальных особенностей распределения НУ. На акватории Белого моря в течение всего периода исследований наблюдалось эпизодическое превышение нефтяными углеводородами уровня ПДК в различных районах по годам и сезонам. Анализ пространственного распределения нефтяных углеводородов позволяет предположить, что основным источником их поступления в морские воды являлся речной сток. Его влияние наиболее отчетливо было выражено в Двинском и Онежском заливах.

В таблице приведены статистические характеристики содержания нефтеуглеводородов в районах Белого моря в летний период 2001–2010 гг. Если ориентироваться на медианную концентрацию, как на фоновую величину, то можно выделить наиболее загрязненные районы, к которым относятся Кандалакшский, Мезенский и Двинский заливы.

Что касается Кандалакшского залива, то основной вклад в загрязнение его кутовой части, вероятно, вносит морской порт «Витино». Появление сверхнормативных концентраций нефтяных углеводородов на выходе из

залива, а также в его северо-восточной части достоверно объяснить достаточно сложно. Возможно, это связано с деятельностью судов военно-морского флота.

Таблица. Статистические характеристики содержания нефтеуглеводородов в районах Белого моря в летний период 2001–2010 гг.

Районы моря	Средн. знач.	Стандарт. откл.	Медиана	Максим. знач.	Миним. знач.	Кол-во набл.
Двинский	0.038	0.009	0.036	0.184	0.008	59
Онежский	0.027	0.005	0.027	0.058	0.005	48
Кандалакшский	0.038	0.007	0.040	0.185	0	53
Мезенский	0.038	0.009	0.039	0.092	0.010	38
Бассейн	0.033	0.004	0.033	0.071	0	51
Горло	0.033	0.005	0.032	0.071	0.012	52
Воронка	0.036	0.007	0.035	0.120	0.009	51

Мезенский залив и, в частности, р. Мезень подвержены деятельности предприятий нефтегазового комплекса, что также способствует повышению концентраций НУ в их водах.

Основным загрязнителем Двинского залива является сток реки Северная Двина, на берегах которой расположены крупные населенные пункты и производственные комплексы. Загрязнение кутовой части Двинского залива и р. Северной Двины отмечалось и в большом количестве работ, проведенных различными научными организациями [1, 2]. Периодически повышенные концентрации НУ отмечались в районе Унской губы, где расположен п. Пертоминск.

Кроме этого, воды с повышенным содержанием нефтяных углеводородов отмечались на акватории Онежского залива в его южной части, в районе впадения р. Кемь, периодически в Бассейне, Горле и Воронке. Несмотря на аварию 2003 г, когда в южную часть Онежского залива было вылит более 50 т мазута [3, 4], воды залива остаются наиболее «чистыми» по сравнению с другими районами Белого моря.

Наибольшая амплитуда колебаний содержания НУ отмечена в весенний и осенний периоды в Двинском заливе, где она составляла 0–14 ПДК весной и 0–10 ПДК в осенний период. В целом по морю повторяемость сверхнормативных концентраций НУ в весенний период составляла 9%, в летний – 18% и в осенний – 14%, что следует признать сравнительно низкими и не способными серьезно повлиять на жизнедеятельность промысловых гидробионтов.

Здесь также необходимо учитывать отсутствие хронического загрязнения вод Белого моря, при котором сверхнормативные концентрации в фиксированной точке наблюдаются продолжительное время. Как показали ко-

роткопериодные исследования на прибрежных рейдовых станциях в 2001–2013 гг., при наличии сверхнормативного содержания нефтяных углеводородов в Белом море в течение приливного цикла их повторяемость обычно не превышала 10–30%. Это указывает на то, что загрязнение морских вод в фиксированной точке происходит лишь при прохождении через нее пятен с повышенным содержанием нефтепродуктов. Размеры таких пятен составляют метры, десятки или сотни метров, но не более, т.к. в противном случае сверхнормативное загрязнение должно было бы наблюдаться в течение всего приливного цикла [5].

Таким образом, содержание НУ в поверхностных водах Белого моря в целом можно считать незначительным. Сверхнормативные содержания НУ имели локальный характер и наблюдались чаще всего в районах наиболее интенсивной хозяйственной деятельности, включая устьевые области рек.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Немировская И.А. Основные закономерности трансформации органических соединений в геохимических барьерных зонах Белого моря // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. Т. III. С. 200–204.
2. Скибинский Л.Э., Лещев А.В., Чульцова А.Л. Роль геохимических барьерных зон в формировании эколого-гидрохимического состояния вод Белого моря // Геология морей и океанов. Материалы XVI Международной научной школы по морской геологии. М.: ГЕОС, 2005. Т. I. С. 100–101.
3. Андрианов В.В., Лебедев А.А., Лукин Л.Р., Неверова Н.В. Исследование динамики экологических последствий разлива мазута в южной части Онежского залива Белого моря // Геология морей и океанов. Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2011. Т. III. С. 108–110.
4. Лебедев А.А., Андрианов В.В., Неверова Н.В., Лукин Л.Р. Распределение концентрации нефтепродуктов в воде и донных отложениях в воде и донных отложениях в южной части Онежского залива Белого моря в 2005 г. // Академическая наука и её роль в развитии производительных сил в северных регионах России. Материалы Всерос. конф. с международным участием. Архангельск, 19–22 июня 2006 г. (Электронный ресурс), Архангельск, ИЭПС УрО РАН, 2006.
5. Чугайнова В.А. Мониторинг загрязненности вод заливов Белого моря в 2007–2008 гг. // Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата. Материалы междунар. Научной конф. (6–10 июня 2011 г.). Ростов-на-Дону: Изд. ЮНЦ РАН, 2011. С. 106–108.

Distribution of petrohydrocarbons to surfaces of the White Sea in 10 years is considered. The analysis of spatial distribution allows to assume that excess contents had local character and were observed only in areas of the most intensive economic activity, including ustyevy areas of the rivers.

Шевченко В.П.¹, Володичева В.Д.², Бычков А.Ю.², Кокрятская Н.М.³, Стародымова Д.П.¹, Чупаков А.В.³

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

vshevch@ocean.ru; ²Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, г. Москва; ³Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск)

Донные осадки малых озер бореальной зоны как архив поступления тяжелых металлов из атмосферы (на примере озера Пежихерье, Архангельская область)

Shevchenko V.P.¹, Volodicheva V.D.², Bychkov A.Yu.², Kokryatskaya N.M.³, Starodymova D.P.¹, Chupakov A.V.³

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow; ³Institute of Ecological Problems of the North of UB RAS, Arkhangelsk)

Bottom sediments of small boreal lakes as natural archive of heavy metals atmospheric deposition (at the example of Pezhikherie Lake, Arkhangelsk Region)

Донные осадки озер являются ценными архивами, с помощью которых можно реконструировать изменения условий окружающей среды [1–5]. Они накапливают в себе сведения о потоках элементов (в том числе Hg, Cd, Pb, As, Sb, опасных для природы и человека) в биосфере в историческом срезе.

В данной работе было изучено распределение микроэлементов и органического углерода в донных осадках озера Пежихерье (северо-западной части озера Масельгского), расположенного на юго-западе Архангельской области в Кенозерском национальном парке (рис. 1). Керны донных осадков были отобраны летом 2008 г. с помощью пробоотборника гравитационного типа с вакуумным клапаном на двух станциях: реперной для наших исследований на этом озере (Р, 61°49.323' с.ш., 37°59.818' в.д., глубина 20 м) и мелководной (ст. 20, 61°49.609' с.ш., 37°59.352' в.д., глубина 6 м).

Химические анализы выполняли после высушивания донных осадков при температуре 60–65°C. Содержание общего и органического углерода и азота было определено на анализаторе 185 CNH («Hewlett-Packard»). После разложения растертых проб смесью сильных кислот (HF, HNO₃, HClO₄) концентрации 43 микроэлементов определили методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС). Измерения производились на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме модели Finnigan ELEMENT 2.

Для выявления вклада литогенного или иного (антропогенного или биогенного) источника формирования микроэлементного состава был рассчитан коэффициент обогащения (КО) относительно среднего состава континентальной земной коры по формуле:

$KO = (\text{Эл}/Sc)_{\text{проба}} / (\text{Эл}/Sc)_{\text{з.к.}}$,
 где Эл и Sc содержание химического элемента и скандия в пробе донных отложений и в верхней части континентальной земной коры [6].

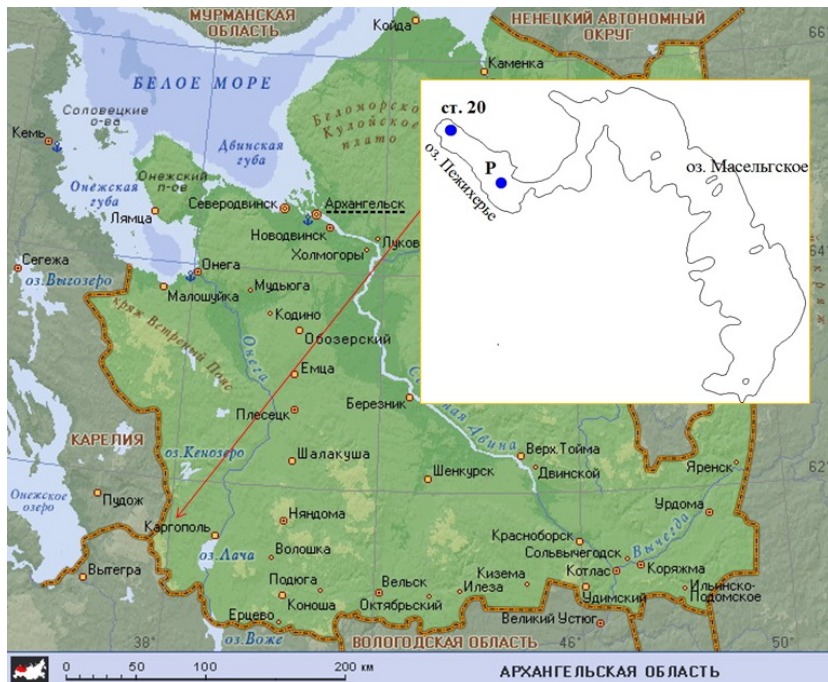


Рисунок 1. Схема расположения станций обора проб в оз. Пежихерье (Р – реперная станция, ст. 20 – мелководная (гл. 6 м) станция)

Для оценки степени загрязнения донных осадков микроэлементами использовали методику определения коэффициента загрязнения [5]. Коэффициент загрязнения (C_f) рассчитывается как отношение концентрации элемента в поверхностном слое донных отложений к фоновому значению в самой глубокой части колонки:

$$C_f = C_{0-1} / C_n$$

где C_{0-1} – содержание элемента в поверхностном слое (0–1 см) колонки донных отложений; C_n – фоновое значение для элемента.

В глубоководной части озера на станции “Р” верхние 15 см керна представлены гелеобразным жидким темным (черно-коричневым) илом, обогащенным органическим веществом (содержание $C_{\text{орг}}$ от 19.2 до 28.9%, в среднем 23.4%), в слое 15–56 см присутствует однородный жидкий темный ил, также обогащенный органическим веществом, но в меньшей степени

(содержание $C_{\text{орг}}$ от 12.3 до 17%, в среднем 14.8%). Это типично озерные донные осадки.

На ст. 20 слой 0–20 см состоит из жидкого темного однородного ила, обогащенного органическим веществом (содержание $C_{\text{орг}}$ от 7.7 до 10.2%, в среднем 8.7%), в слое 20–30 см донный осадок состоит из заиленного песка (содержание $C_{\text{орг}}$ от 6.15 до 9.17%, в среднем 7.66%), а в слое 30–70 см представлена голубовато-серая, уплотняющаяся книзу, глина, обедненная органическим веществом (содержание $C_{\text{орг}}$ от 0.35 до 4.33%, в среднем 2.27%), образовавшаяся, вероятно, в лимно-гляциальных условиях [3].

По литературным данным [7, 8] скорость осадконакопления в малых озерах изучаемого региона можно принять 2 мм/год для районов со схожими климатическими условиями [3]. Следовательно, можно предположить, что возраст образцов из нижних слоев реперной станции озера Пежихерье будет находиться в интервале 250–300 лет. В районе ст. 20 в прошлом, вероятно, происходило размывание осадков, а верхние 20 см осадков накапливались с начала XX века.

Коэффициенты обогащения для большинства элементов близки к 1, что говорит об их литогенном источнике. Для Cd, Zn, Pb, Sb, Bi коэффициенты обогащения выше 5, из них только у кадмия превышают 10. В первую очередь, обогащение донных осадков этими элементами можно объяснить их высокой способностью к биоаккумуляции [9] и накоплению в тонкозернистых осадках. На содержание этих элементов, вероятно, также оказывает золотая поставка за счет дальнего воздушного переноса от антропогенных источников.

Сравнивая коэффициенты загрязнения озёр северной части России [5, 10] и озера Пежихерье, видим, что для донных осадков озера Пежихерье только для Sb и Pb они находятся на высоком уровне (6.4 и 5.0, соответственно). Для вертикального распределения этих элементов (рис. 2) характерно увеличение их содержание по мере индустриального развития в Европе, что детально описано для многих озер, например в работе [2]. То, что многие другие микроэлементы (Cd, Ni, Cu, Zn) не показывают такого тренда связано с удаленностью Кенозерского национального парка от крупных промышленных центров. Поэтому мы можем рассматривать район исследований как фоновый.

Выводы.

Исследования микроэлементного состава донных осадков озера Пежихерье показало, что его загрязнение токсичными металлами находится на фоновом уровне. Только для сурьмы и свинца удалось выявить повышение их содержания с начала активного развития промышленности в Европе до начала XXI века.

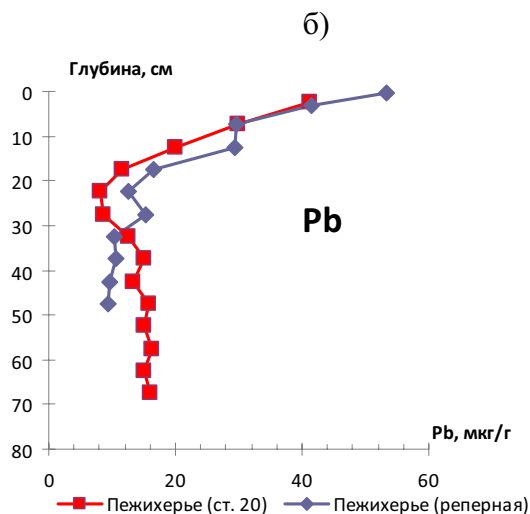
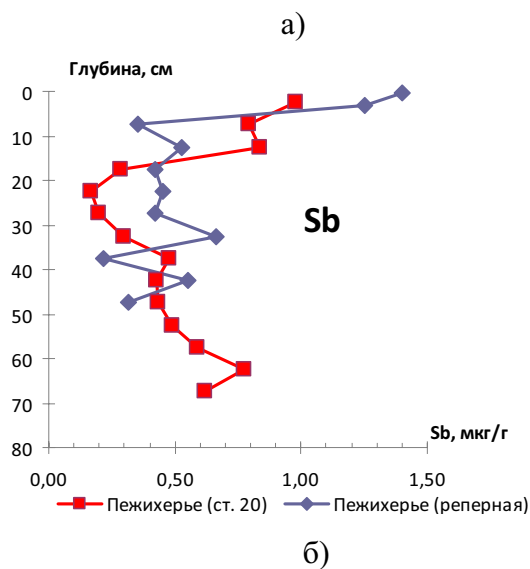


Рисунок 2. Вертикальное распределение сурьмы (а) и свинца (б) в донных осадках озера Пежихерье

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за поддержку, Р.Б. Ивахновой, В.В. Пухову, И.Ю. Николаевой, К.В. Филиной за помощь в анна-лизе проб. Авторы благодарны администрации Кенозерского национального парка за поддержку в проведении полевых исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 11-05-98802_р_север и 11-05-00300-а), гранта НШ-618.2012.5, Программы фундаментальных исследований № 23 Президиума РАН (проект “Трансевропейский меридиональный морской эколого-геохимический разрез”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Ильяшук Б.П. и др. Палеоэкологическая реконструкция антропогенной нагрузки // Доклады Академии наук. 2000. Т. 370. № 1. С. 115–118.
2. Smol J.P. Pollution of Lakes and Rivers: A Paleoenvironmental Perspective. London: Arnold, 2002. 208 p.
3. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. 343 с.
4. Лисицын А.П. Процессы в водосборе Белого моря: подготовка, транспортировка и отложение осадочного материала, потоки вещества, концепция «живого водосбора» // Система Белого моря. Т. I. Природная среда водосбора Белого моря. Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2010. С. 353–445.
5. Даувальтер В.А., Даувальтер М.В., Кашулин Н.А., Сандимиров С.С. Химический состав донных отложений озер в зоне влияния атмосферных выбросов комбината “Североникель” // Геохимия. 2010. № 11. С. 1224–1229.
6. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. V. 3: The crust. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 1–64.
7. Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В. и др. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446. № 2. С. 183–190.
8. Алешинская А.С., Шевченко В.П., Матуль А.Г. и др. Природные изменения в ЮЗ части Архангельской области за последние 200 лет: новые споро-пыльцевые данные по оз. Святое // Данный сборник.
9. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.
10. Шевченко В.П., Алиев Р.А., Бобров В.А. и др. Эоловый материал в природных архивах // Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера / Отв. ред. Лисицын А.П. М.: Научный мир, 2012. С. 70–107.

Distribution of trace elements and organic carbon was studied in recent bottom sediments of the Pezhiherye Lake, the south-western part of the Arkhangelsk Region (the White Sea catchment basin). According to our results this area is background regarding pollution by trace elements. Aeolian long-range transport plays an important role in delivery of Sb and Pb to the studied area.

Martynova D.¹, Goryunova N.², Budko D.²

(¹White Sea Biological Station, Zoological Institute RAS, Saint-Petersburg, ²P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, goryunova@inbox.ru)

Biogeochemical behaviour of the heavy metals in the sub-Arctic marine ecosystems: Natural transport and accumulation in a chain “aerosols–ice/snow–water–biota–sediments”

Мартынова Д.М.¹, Горюнова Н.В.², Будько Д.Ф.²

(¹Беломорская Биостанция, Зоологический Институт РАН, ²Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН)

Биогеохимическое поведение тяжелых металлов в субарктических морских экосистемах: естественный транспорт и аккумуляция в цепочке «аэрозоли–снег/лед–вода–биота–донные отложения»

The routes and mechanisms by which heavy metals are delivered to the Arctic are strongly influenced by climate variability and global climate change. The other issue of the primary scientific and socio-economic interest is the anthropogenic load. The effect of metal load in the aquatic ecosystems exhibits negative effects on the biota's life patterns. Some heavy metals (Hg, Cd, Pb, Zn, Cu, Sb, Ni, etc.) are the most dangerous contaminants; having negative effects comparable to the effects of persistent organic pollutants and radionuclides.

The aquatic organisms and sediments are among the most popular objects of biological monitoring of load according to the bioaccumulation rates of the pollutants [1]. Various groups of aquatic inhabitants are used in environmental monitoring. These objects have various reactions for certain pollutants due their different bioavailability and bioaccumulation rates [2]. The investigations on these primarily important rates within the pristine environment are essential to understand the basic scheme, its further possible changes, and, finally, global effect on sub-Arctic biogeochemical system due to recent climate change. In aquatic ecosystems, the accumulation and releasing rates of heavy metals and radionuclides are affected by both the geochemical features of different metals and ecosystem components' peculiarities (species-specific or media-specific characteristics). It was found that different groups of the organisms inhabiting the White Sea accumulate the elements differently. These are amphipods (*Hyperiidae*, carnivorous zooplankton species) and some benthic forms: macroalgae (*Laminaria* spp., *Fucus vesiculosus*, *Zostera marina*, *Ahnfeltiaplicata*), sponges, bivalve mollusk *Mytilus edulis*. Macroalgae tend to accumulate Fe and Mn in an order of magnitude than is observed for the other organisms. Copper has the most affinity to form metalloorganic compounds [3], and that is why high concentration of this metal was observed for several types of organisms: in red algae *A. plicata*, in crustacean zooplankton, and in the amphipods. The last species also actively accumulate Cd and Hg. Sponges tend to accumulate As. Despite elevated values of

these elements in the studied organisms, these accumulation rates refer to the pristine environment [4].

Studies of snow and ice cover in the Arctic region are essential for getting better understanding of the particle transport through the ecosystem and the processes that occur during ice formation [5–7]. Atmospheric aerosol particles can significantly influence the climate system. Analyses of observations and observation-based modelling data reveal that biogenic aerosol emissions soar in response to warming, exerting a cooling effect in a negative feedback loop [8]. Particulate matter and trace elements in snow is extremely important and can change characteristics and properties of snow, such as changing of albedo and the resulting radiation balance or changing its chemistry [9].

Usually the studies on the metal bioaccumulation are performed for the total organism without any consideration of different tissues. However, in mollusks the shells usually comprise more biomass and are the substrate for different types of accumulation, both biological (biomineralization) and physical and chemical (absorption) processes [4]. We hypothesize that the heavy metals' effects in the ecosystems depend significantly on the certain ecosystem component and metal features (i.e. metal-specific and species/media/tissue-specific accumulation and release rates).

Winter (March 2013) expedition to the White Sea allowed sampling a series of the abiotic elements of the ecosystem (snow, ice, under-ice water). These sampled were processed for the elemental composition (OSL, St. Petersburg). Elemental composition analysis was applied for the filtrated sample to understand the concentration of dissolved elements, bulk composition of particulate matter on filters and the composition of each particle using scanning electron microscopy (Alfred-Wegener-Institute, Bremerhaven).

Particulate matter (PM) consists mostly of plant fibers, diatom valves, and mineral grains (Fig. 1). These fibers could be transported by wind to the distance of hundreds kilometers, and their presence in ice testify that this layer was formed as a result of melted snow freezing. Upper segments of ice cores contain the anthropogenic fly ash in the minor concentrations and the plant fibers up to several micrometers long. Medium-grain particles are characterized by the presence of the algae spores, which can be built into the ice flakes during the freezing process. Biogenous particles (mostly diatoms) were found en masse in the bottom layer of ice cores, which is common for the diatoms living at the ice-water interface.

Concentrations of particulate matter in snow varied from 0.046 to 0.182 mg/l (0.070 mg/l in average), in the ice – from 0.08 to 0.23 mg/l (0.16 mg/l in average), in under-ice water PM concentration varied from 0.13 to 0.18 mg/l (0.16 mg/l in average) (Fig. 2). PM concentration is very low in the samples; PM consists of plant fibres, diatom valves, mineral grains and small anthropogenic particles. Our data fall into the range observed in high Arctic regions, for example, AIDJEX [10], where concentration of PM in snow was 0.36 mg/l, 0.33 mg/l in Central Arctic and 0.15 mg/l in the East Siberian Sea [11].

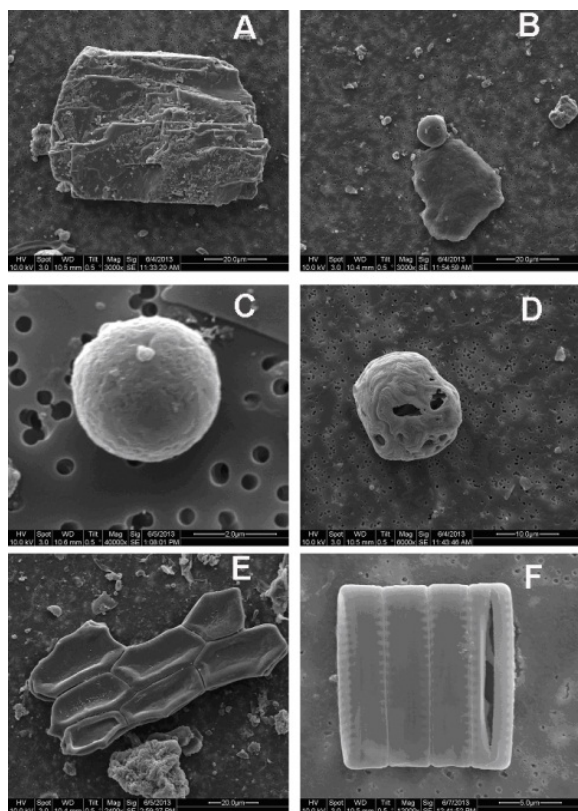


Figure 1. Major particle types found in snow, ice, and under-ice water (March 2013, the White Sea, Cape Kartesh): A, B – terrigenous particles; C, D – anthropogenic particles; E, F – biogenous particles.

Vertical flux of PM in the Kartesh region during March 2013 was $0.14 \text{ mg/m}^2/\text{day}$, which is significantly lower to Barentsburg and its vicinity ($61 \text{ mg/m}^2/\text{day}$: [11]), Svalbard region ($36 \text{ mg/m}^2/\text{day}$: [11]) and even Central Arctic ($1.71 \text{ mg/m}^2/\text{day}$, [12]). Several groups of organisms were studied by now in the White Sea: crustacean zooplankton (*Calanus glacialis* – herbivore; consumers of primary production), chaetognath *Sagittaelegans* (carnivorous zooplankton species), as well as some components of the environment – seston, faecal pellets, and sediments. As it goes under recent studies, different organisms concentrate various metals indifferent extent. The large carnivorous zooplankton species, chaetognath *S. elegans*, carries significant amount of Zn and Pb. Such variability is explained by both different geochemical properties of metals and biological peculiarities of acceptor organisms [13]. Although the concentrations of the elements were higher than expected, these rates refer to the pristine environment.

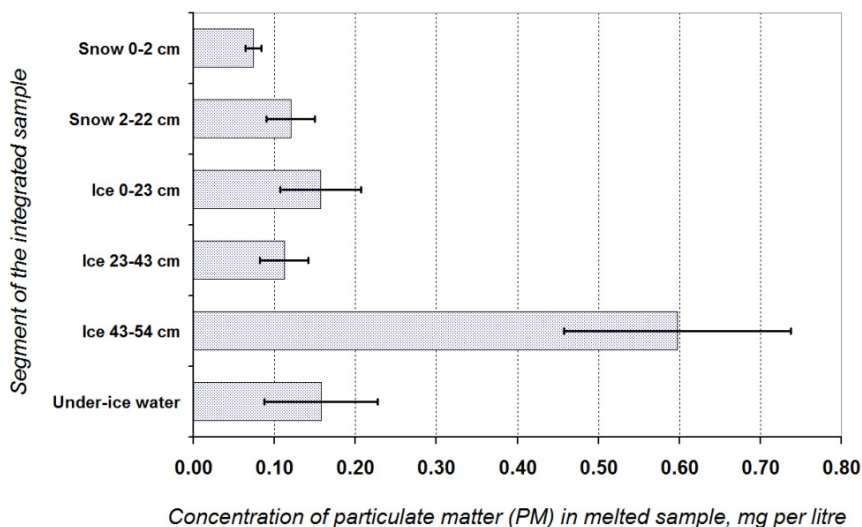


Figure 2. Particulate matter composition of the snow, sea ice, and under-ice water (March 2013, the White Sea, Cape Kartesh): concentration of bulk particulate matter, dry weight units

Qualitative and quantitative composition of aerosols and PM in snow in the studied region is comparable to "clean" Arctic regions. Ice works as a "pump" in the Arctic during ice formation and its further ageing. Ice collects PM from under ice water (in the bottom layer) and from the atmosphere during freezing of snow on the upper layer of ice.

The concentrations of the studied elements in seston, zooplankton organisms, their pellets, and bottom sediments do not exceed the maximal concentration limit or quarks, so we conclude on pristine environment in the study area.

Conclusions. Qualitative and quantitative composition of aerosols and PM in snow in the studied region is comparable to "clean" Arctic regions. Ice works as a "pump" in the Arctic during ice formation and its further ageing. Ice collects PM from under ice water (in the bottom layer) and from the atmosphere during freezing of snow on the upper layer of ice.

The concentrations of the studied elements in seston, zooplankton organisms, their pellets, and bottom sediments do not exceed the maximal concentration limit or quarks, so we conclude on pristine environment in the study area.

We want to thank all the staff of the Laboratory of polar and marine research named by O.Yu. Schmidt (Saint Petersburg), OSL-13-14 grant, great thanks to Dr. L.L. Demina, Dr. V.P. Shevchenko and Dr. N.V. Politova.

REFERENCES

1. Blakemore S.-J., Wolpert D. M., Frith C. D. Central cancellation of self-produced tickle sensation // *Nature Neuroscience*. 1998. V. 1 (7). P. 635–640.
2. Matishov G.G., Matishov D.G., Gargopa Yu.M. Climatogenic changes in ecosystems of the Russia's southern seas under man-caused impacts // *Izv. RAS, Geogr.* 2008. Ser. 3. P. 26–34. (in Russian).
3. Ahalya N, Ramachandra T.V., Kanamadi R.D. Biosorption of heavy metals // *Res. J. Chem. Environ.* 2003. V. 7. P. 71–78.
4. Demina L.L.; Galkin S.V., Shumilin E.N. Bioaccumulation of some trace elements in the biota of hydrothermal fields of the Guaymas Basin (Gulf of California) // *Boletin De LA Sociaeded Geologica Mexicana*. 2009. V. 61 (1). P. 31–45.
5. Goto-Azuma K., Kohshima S., Kameda T. et al. An ice-core chemistry record from Snofjellaafonna, northwestern Spitsbergen // *Ann. Glaciol.* 1995. V. 21. P. 213–218.
6. Holemann J.A., Schirmacher M., Prange A. Dissolved and particulate major and trace elements in newly formed ice from the Laptev Sea (Transdrift III, October 1995) // *Land-Ocean systems in the Siberian Arctic: dynamics and history*. Berlin: Springer-Verlag, 1999. P. 101–111.
7. Caritat P., Hall G., Gislason S. et al. Chemical composition of arctic snow: concentration levels and regional distribution of major elements // *Science of Total Environment*. 2005. V. 336. P. 183–199.
8. Paasonen P, Asmi A, Petaja T. et al. Warming-induced increase in aerosol number concentration likely to moderate climate change // *Nature Geoscience* 2013. V. 6. P. 438–442.
9. ACIA, Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press, 2004. 140 p.
10. Darby D.A., Naidu A.S., Mowatt T.C., Jones G. Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean // *The Arctic Seas – climatology, oceanography, geology and biology* / Ed. Y. Herman. N.Y.: Van Nostrand Reinhold, 1989. P. 657–720.
11. Goryunova N.V., Novigatsky A.N., Shevchenko V.P. Distribution and composition of particulate matter in snow and ice by the data of PAICEX expedition // SCAR/IASC IPY Open science conference "Polar research – Arctic and Antarctic perspectives in the International Polar Year": Abstract Volume (Saint Petersburg, Russia, July 8–11, 2008). 2008. P. 104.
12. Shevchenko V.P. The influence of aerosols on the oceanic sedimentation and environmental conditions in the Arctic // *Ber. Polarforsch. Meeresforsch.* 2003. V. 306. 464 p.
13. Fraenzle S., Markert B., Wuenschmann S. Dynamics of trace in organisms and ecosystem: Prediction of metal bioconcentration in different organisms and estimation of exposure risk // *Environmental Pollution*. 2007. V. 150. P. 22–33.

В работе авторы применяют комплексный подход для рассмотрения биогеохимического поведения тяжелых металлов в субарктических морских экосистемах. Сделана попытка проследить естественный транспорт и накопление в различных средах в системе «аэрозоли – снег/лед – вода – биота – донные отложения».

***СИСТЕМА КАСПИЙСКОГО
И АРАЛЬСКОГО МОРЕЙ,
4-D ИССЛЕДОВАНИЯ***

***CASPIAN AND ARAL SEAS
SYSTEM, 4-D INVESTIGATIONS***

Батурин Г.Н

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

Геохимия осадков Южного Каспия

Baturin G.N.

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

Geochemistry of Southern Caspian sediments

Осадки Каспийского моря изучались в течение длительного времени многими советскими исследователями, описавшими особенности их распределения, гранулометрический, минеральный и частично химический состав [1–5]. В то же время данные по геохимии этих осадков немногочисленны и ограничиваются лишь несколькими элементами основного химического состава. Наименее изучена южная часть Каспийского моря, доступ в которую в настоящее время затруднен в связи с распадом СССР и разделом акватории на несколько зон территориальных вод.

В связи с этим целесообразно рассмотреть новые результаты геохимического исследования южно-каспийских осадков, собранных еще в советское время. Ранее интерес к геохимии этого бассейна был связан с разработкой уранового месторождения, находившегося недалеко от моря близ мыса Меловой у восточного побережья Среднего Каспия [6].

Материал для настоящей работы (10 образцов) получен от сотрудников Института геологии и разведки горючих ископаемых (ИГРГИ), проводивших систематические исследования нефтегазоносности Каспийского моря – Е.Г. Маева, Л.И. Лебедева и О.К. Бордовского.

Элементный состав материала определяли методом ИСП-МС в ИПТМ РАН под руководством В.К. Карандашева. Содержание органического углерода и CO₂ выполнено химическим методом Н.П. Толмачевой (ИОРАН).

Данные о местах отбора проб и об основном химическом составе осадков приведены в табл. 1, 2. Точки отбора проб (с глубин от 170 до 920 м) расположены вдоль субширотного профиля, пересекающего глубоководную котловину Южного Каспия.

Рассмотрение результатов, приведенных в табл. 2, свидетельствует о значительном сходстве основного химического состава осадков Южного Каспия с составом осадочных пород [6] за исключением главным образом двух элементов – серы и марганца, по содержанию которых: каспийские осадки превосходят осадочные породы мира примерно в два раза. Наряду с этим они относительно обогащены (в 1.2 раза) кальцием и фосфором, но незначительно обеднены титаном.

Что касается микроэлементов, то в этом плане ситуация значительно сложнее.

Таблица 1. Координаты и глубины отбора проб

№№ станц.	Координаты		Глуб. м	Тип осадка	CaCO ₃ %
	С.ш.	В.д.			
13	39°50'	49°44.2'	30	Алеврито-глинистый ил	18.9
16	38°50.7'	51°07.7'	550	Известково-глинистый ил	37.9
70	39°27'	49°49.5'	510	Глинисто-алевритовый ил	35.2
124	38°08.7'	51°46.9'	350	То же	43.0
126	38°16.6'	51°06.8'	825	Известково-глинистый ил	21.0
127	38°26.5'	50°17.2'	920	То же	15.6
128	38°31.1'	49°59.8'	713	То же	15.3
131	38°38.2'	49°17.5'	170	То же	14.4
148	38°35'	50°18'	150	Известковый ил	43.8
183	38°30.4'	50°18.0'	893	Глинистый ил	13.9

Таблица 2. Основной химический состав осадков

Ком- пон.	Осад пор.*	№№ станций									
		13	16	70	124	126	127	128	131	148	183
Al ₂ O ₃	12.1	12.4	10.0	14.4	8.5	11.5	13.1	14.6	14.0	8.7	15.4
TiO ₂	0.62	0.46	0.35	0.59	0.32	0.47	0.55	0.59	0.60	0.36	0.65
CaO	10.9	16.6	20.7	8.2	24.5	17.4	9.7	9.5	9.1	19.8	10.1
MgO	3.05	2.1	3.3	2.7	3.6	3.3	3.1	3.0	2.7	3.3	3.1
Na ₂ O	1.77	1.8	1.7	1.9	1.6	1.8	2.1	2.0	1.5	1.6	1.8
K ₂ O	2.38	2.2	1.9	2.6	1.6	2.0	2.1	2.4	2.3	1.5	2.1
Fe ₂ O ₃	5.06	5.0	4.4	6.2	4.0	5.33	6.4	6.3	8.8	6.6	6.4
MnO	0.107	0.079	0.41	0.084	0.21	0.076	0.52	0.32	0.11	0.19	0.14
P ₂ O ₅	0.15	0.15	0.19	0.16	0.24	0.17	0.20	0.21	0.18	0.18	0.19
S _{общ}	0.36	0.40	0.62	0.58	0.53	0.98	0.94	0.71	0.57	0.53	0.57
S _{орг}	-	-	1.30	2.52	1.11	2.81	2.12	1.50	2.6	-	-
CO ₂	-	8.9	16.7	5.1	18.9	9.25	6.87	6.274	5.51	18.3	6.0

*по данным [7]

Для ее рассмотрения целесообразно разделить терригенные и карбонатные осадки Каспия и сопоставить их с соответствующими породами осадочной толщи континентов. В табл. 3 приведены данные о диапазоне концентраций и среднем содержании 34 микроэлементов в рассматриваемых осадках, а также в глинистых и валовых осадочных породах мира [6].

Рассмотрение этой таблицы позволяет выявить разницу между содержанием микроэлементов в терригенных и слабо карбонатных осадках Южного Каспия, а также сопоставить среднее их содержание во всех исследованных осадках со средними величинами, предложенными для глинистых и валовых осадочных пород [7].

Таблица 3. Содержание микроэлементов в осадках, г/т

Элем.	Каспийское море: от-до и среднее		Среднее*		
	Терриг. осадки	Карбон. осадки	Каспий	Глины	Ос. пор.
Ag	0.02–0.13 (0.055)	0.02–0.052(0.023)	0.052	0.20	0.12
As	8.0–19.5 (13.1)	7.7–14.4 (9.4)	12.3	9.3	7.6
Ba	436–1130 (720)	770–820 (770)	744	460	410
Be	1.7–3.0 (2.05)	1.2–2.6 (1.7)	1.85	2.8	1.9
Bi	0.40–0.84 (0.77)	0.25–0.32 (0.28)	0.48	0.28	0.26
Cd	0.10–0.58 (0.31)	0.10–0.31 (0.23)	0.30	1.0	0.8
Co	12.9–24.7 (19)	12.8–17.8 (15)	17.6	19	14
Cr	65–126 (94)	49–88 (65)	84	76	58
Cs	6.1–7.8 (7.0)	4.2–5.3 (4.7)	6.3	10	7.7
Cu	26–132 (82)	40–128 (79)	81	36	31
Ga	14–19 (16.7)	10.3–12.6 (11)	15	16	12
Hf	2.2–3.1 (2.5)	1.5–1.7 (1.6)	2.2	5.9	3.9
Li	50–62 (55)	31–42 (36)	50	46	33
Mo	0.7–14.6 (6.6)	1.2–6.1 (3.9)	5.8	1.6	1.5
Nb	7.7–85 (21)	6.8–7.0 (6.9)	19	11	7.6
Ni	41–220 (94)	46–158 (91)	93	47	37
Pb	17.5–22.5 (22)	16.5–33.4 (19)	21	14	12
Rb	86–113 (87)	62–75 (67)	81	130	94
Re	0.003–0.11(0.032)	0.003–0.021(0.01)	0.03	(0.00019)**	
Sb	0.62–8.5 (3.0)	2.4–4.4 (3.2)	3.05	1.0	1.2
Sc	11–16 (14)	8.6–9.7 (9)	12.4	15	9.6
Se	0.3–2.9 (1.5)	1.4–1.9 (1.7)	1.6	0.36	0.27
Sn	3.0–7.9 (4.4)	1.3–5.3 (2.7)	3.9	3.5	2.9
Sr	430–1055 (666)	1260–1480(1425)	767	240	270
Ta	0.66–0.87 (0.80)	0.50–0.61 (0.56).	0.73	1.4	1.0
Te	0.03–0.15 (0.07)	0.03–0.10 (0.07).	0.07	0.01	0.01
Th	7.3–10.0 (9.5)	5.6–6.4 (5.9)	8.4	10	7.7
Tl	0.42–0.64 (0.55)	0.34–0.43 (0.38)	0.50	1.3	0.9
U	2.7–12.9 (7.0)	5.2–8.9 (7.6)	7.1	4.5	3.4
V	100–160 (136)	84–116 (100)	125	120	91
W	1.0–11.3 (3.1)	0.9–9.7 (3.9)	3.3	2.6	2.0
Y	15.6–21.5 (19)	13.1–14.2 (14)	17	31	29
Zn	81–119 (106)	80–100 (87)	100	52	43
Zr	86–118 (100)	53–66 (60)	87	190	170

* По данным [6] ** По данным [7].

Оказывается, что по сравнению с терригенными осадками слабо карбонатные осадки Южного Каспия обогащены только одним элементом – стронцием (всего в два раза – 1425 против 666 г/т).

По содержанию серии других элементов осадки обоих типов совпадают или довольно близки, что относится к 10 элементам - барию, кобальту, меди, никелю, свинцу, сурьме, селену, теллуру, урану и вольфраму. Заметно

обеднены карбонатные осадки (в 2–3 раза) только пятью микроэлементами – серебром, висмутом, молибденом, ниобием и рением. Прочими рассматриваемыми микроэлементами карбонатные осадки обеднены относительно терригенных несущественно.

Среднее содержание микроэлементов во всех исследованных осадка Южного Каспия мало отличается от среднего содержания в терригенных осадках за исключением одного элемента – висмута, среднее содержание которого снижается с 0.77 в терригенном до 0.48 г/т в валовом осадке Южного Каспия.

Сопоставление среднего содержания микроэлементов в осадках Южного Каспия со средним микроэлементным составом глинистых и валовых осадочных пород выявляет довольно любопытную картину, свидетельствующую о неординарной геохимии описываемых отложений.

Оказывается, что 15 из 34 рассматриваемых элементов накапливаются в осадках Южного Каспия в избыточном относительно глобального фона количестве. Наименее изученным из них является рений, среднее содержание которого более или менее установлено, но не в осадочных породах, а в речных взвешях, состав которых в целом близок к составу осадочных пород [7]. В данном случае его содержание в каспийских осадках по крайней мере на два порядка выше осадочного фона и составляет 0.03 г/т.

По прочим рассматриваемым элементам проблем относительно их среднего содержания нет.

За рением следуют селен и теллур, содержание которых в 6–7 раз выше среднего в осадочных породах, за ними молибден и стронций (3–4 раза), далее медь, цинк, никель, сурьма и ниобий (2.5 раза), затем свинец, мышьяк, висмут и уран (2 раза) и, наконец, барий (1.5 раза).

К числу микроэлементов, которыми рассматриваемые осадки относительно обеднены в 1.5–2.5 раза, относятся серебро, кадмий, таллий, иттрий, цирконий и гафний – итого шесть. Остальные рассматриваемые нами микроэлементы (числом 13) содержатся в осадках Южного Каспия в концентрациях, сопоставимых с их распространенностью в осадочных породах (Be, Co, Cr, Cs, Ga, Li, Rb, Sc, Sn, Ta, Th, V, W).

Относительное накопление на дне самого крупного в мире морского замкнутого бассейна столь значительного числа тяжелых металлов и металлоидов представляет собой геохимическую аномалию, которая имеет, по меньшей мере, региональное значение и заслуживает дальнейшего исследования, охватывающего также Средний и Северный Каспий.

Причины, порождающие это явление, могут быть разнообразны. К ним, в частности, относится высачивание на дне термальных минерализованных растворов типа тех, которые известны в районе Челекена или вскрыты скважинами близ восточного побережья Среднего Каспия. Кроме того, на восточном побережье распространены металлоносные отложения

майкапского возраста, которые интенсивно разрабатывались для добычи урана [8], после чего пыльные бури могли переносить тонкодисперсный материал на сотни километров. В любом случае природа приведенных данных о металлоносности каспийских осадков заслуживает дальнейшего исследования для обоснованной оценки экологического состояния бассейна в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кленова М.В. Геология моря. М.: Учпедгиз, 1948. 500 с.
2. Страхов Н.М. Осадкообразование в Каспийском море // Осадкообразование в современных водоемах. М.: Изд. АН СССР, 1954. С. 137–179.
3. Лебедев Л.И. Фациальные зоны и мощность новокаспийских отложений Среднего Каспия // Океанология. 1963. Т. 3. № 6. С. 1019–1025.
4. Батурин Г.Н. О содержании урана в осадках Каспийского моря // Атомная энергия. 1966. Т. 21. № 4. С. 515–520.
5. Бордовский О.К. Органическое вещество современных осадков Каспийского моря // Океанология. 1969. Т. 9. № 6. С. 996–1001.
6. Григорьев Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах // Геохимия. 2003. № 7. С. 785–792.
7. Савенко В.С. Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС, 2006. 175 с.
8. Шарков А.А. Ураново-редкометалльные месторождения Мангышлака и Калмыкии. Их генезис. М.: Связь-Принт, 2008. 220 с.

The investigation of major and 34 microelements in a number of Southern Caspian sediments revealed a specific type of geochemical assemblage owing to enrichment of nearly the half of microelements relative to their average concentration in common sedimentary rocks. The most enriched elements are Re, Se, Te, and Mo, along with less enriched base metals.

Батурин Г.Н.¹, Завьялов П.О.¹, Фридрих Я.²

⁽¹⁾Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва; gbatur@ocean.ru;

² Институт прибрежных исследований, Центр Гельмгольца, Германия)

Геохимия осадков современного Аральского бассейна

Baturin G.N.¹, Zaviyalov P.O.¹, Friedrich J.²

⁽¹⁾P.P.Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences; ² Institute of Coastal Research, Helmholtz Centrum, Germany)

Geochemistry of Recent Aral Basin sediments

Усыхающий бассейн, бывший ранее Аральским морем, превратился за последние годы в несколько отдельных водоемов в связи с прекратившимся стоком питавших его рек – Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи.

До середины прошлого века этот бассейн, обладавший значительными рыбопромысловыми ресурсами, привлекал к себе внимание многих исследователей, изучавших особенности водного режима, биологии и осадконакопления в Арале.

Первые достаточно подробные сведения по этим вопросам были получены в конце 19 и в начале 20 века, что описано в капитальной монографии Л.С. Берга [1], а также в ряде статей, опубликованных в Трудах Туркестанского отделения Императорского Русского географического общества. В советское время изучение осадков Аральского моря продолжалось на базе новых данных ([2] и др.), но при этом данные о содержании большинства микроэлементов в осадках отсутствовали, за исключением урана, геохимия которого рассмотрена в работе [3].

В настоящее время, когда большая часть бывшей площади моря превращается в осолоненную пустыню, возникли экологические проблемы, связанные с одной стороны с песчаными бурями, а с другой стороны – с изменением состава воды и донных осадков, которые экспонируются и усыхают при дальнейшем сокращении площади бассейна [4]. В частности, вызывает беспокойство увеличивающееся содержание растворенного урана в воде бассейна, что обнаружено в последние годы [5].

Для рассмотрения вопроса о том, насколько состав осадков в этом современном бассейне изменился по сравнению с осадками прежнего полноводного моря, нами выполнено сравнительное исследование ряда образцов, полученных со дна Арала в 1965 г. и в последнее время при проведении работ по проектам INTAS и NATO CLG.

Образцы осадков из северной части Большого Арала были собраны первым автором в геологической экспедиции ВИМС (1965 г.) при содействии Аральского отделения Казахского научно-исследовательского института рыбного хозяйства (КазНИИРХ). Осадки отбирали с борта катера минидочерпателем размером 25х20 см вручную с помощью капронового линия.

Современные прибрежные и мелководные морские отложения с глубины 2 м и 7 м были собраны П.О. Завьяловым в экспедиции 2009 г. на восточной

окраине бассейна. Колонка глубоководных осадков из западной впадины получена с помощью прямоточной трубки Я.Фридрих в экспедиции 2004 г.

Образец взвеси Аму-Дарьи является средней пробой и передан в наше распоряжение Ю.А. Судаковой (ГОИН).

Элементный состав материала определяли методом ИСП-МС в ИПТМ РАН с контролем результатов по стандартам СГД-1А (ГСО 521-84П) и СГД-2А (ГСО 8470-2005) под руководством В.К. Карандашева. Определение органического и карбонатного углерода выполнено Н.П. Толмачевой (ИОРАН) химическим методом.

Результаты определения основного химического состав материала представлены в табл. 1, которая состоит из двух частей: в левой части приведены данные по составу взвеси и осадков, относящихся к периоду действующего речного стока, а в правой части – по составу материала, сформировавшегося в последние годы тотального обмеления бассейна. В таблицу включены также данные о среднем составе осадочных пород Земли (кларки) по данным [6].

Таблица 1. Содержание макроэлементов в осадках до и после прекращения речного стока (%)

Эле- мент	При наличии речного стока				После прекращения стока			
	Реч. взв.	Море	Впад. низ	Кларк	Берег	Глуб. 7 м.	Впад. верх	Глуб. 2 м.
Al ₂ O ₃	14.3	19.3	11.4	18	6.7	7.1	5.3	0.11
TiO ₂	0.6	0.43	0.44	0.72	0.32	0.31	0.18	0.006
CaO	12.2	12.7	9.2	3.5	17.1	15.0	14.5	37.8
MgO	3.3	2.8	2.5	2.3	4.1	3.0	3.3	0.80
Na ₂ O	1.5	1.6	4.4	0.9	3.6	6.1	9.5	1.4
K ₂ O	2.5	2.05	2.1	2.75	1.85	1.6	1.4	0.78
Fe ₂ O ₃	5.3	4.7	5.7	4.75	3.15	1.6	2.2	0.08
MnO	0.105	0.082	0.045	0.09	0.04	0.03	0.026	0.03
P ₂ O ₅	0.125	0.17	0.09	0.17	0.11	0.077	0.13	0.030
S _{общ}	0.08	0.64	1.8	0.36	3.1	6.9	3.8	18.2
S _{орг}	0.45	1.22	1.33	2*	0.41	0.48	2.75	0.39
C _{мин}	8.7	3.7	3.8	14*	13.6	6.6	8.7	2.85

Сопоставление состава речной взвеси со средним составом осадочных пород показывает следующее.

Во время полноводного периода состав осадков основной акватории был близок к составу речной взвеси за исключением того, что осадки были в восемь раз богаче серой (0.64 и 0.08%) и в три раза богаче органическим углеродом (1.22 и 0.45%), но в два с лишним раза беднее карбонатным углеродом (3.7 и 8.7%).

По сравнению с осадками основной акватории осадки западной впадины (нижний горизонт колонки, 22–24 см) были обеднены марганцем и фосфором, но обогащены серой и натрием примерно в три раза.

По сравнению со средним составом осадочных пород осадки основной акватории были обогащены кальцием, натрием и серой, но обеднены алюминием, титаном и углеродом.

В осадках усыхающего бассейна, включая зону осушки, падает содержание алюминия, титана, калия, железа и органического углерода, но возрастает содержание кальция, натрия и серы, входящих в состав гипса и мирабилита. Наиболее активное осаждение гипса происходит на малой глубине за счет интенсивного испарения (последняя колонка в табл. 1), где содержание CaO и S достигает соответственно 37.8 и 18.2%. В осадках глубоководной части бассейна накапливается мирабилит, о чем свидетельствует высокое содержание натрия (9.5% NaO).

Содержание микроэлементов в осадках полноводного бассейна также было сопряжено с составом речного стока, который в целом соответствовал данным о среднем составе взвесей рек мира (табл. 2). Единственным элементом с повышенной концентрацией во взвеси была ртуть, содержание которой (0.37 г/т) в семь раз выше по сравнению со средней величиной в речных взвесах.

При сопоставлении среднего состава взвеси и осадков в основной акватории оказалось, что в осадках накапливались только три элемента – уран и мышьяк – в два раза и стронций – в три раза. В осадках глубоководной впадины происходило активное накопление (по сравнению с осадками основной акватории) молибдена (в 10 раз) и относительно слабое – урана, свинца, ванадия и стронция.

При усыхании бассейна микроэлементный состав осадков существенно меняется.

В зоне осушки содержание всех микроэлементов сокращается в 1.5–2 раза, за исключением серебра. В осадках с глубины 7 м содержание серебра уменьшается в три раза, содержание стронция увеличивается почти вдвое, а всех прочих элементов почти не меняется.

В осадках глубоководной впадины резко возрастает содержание молибдена (51.5 г/т), урана (10 г/т) и стронция (4527 г/т), а содержание прочих элементов остается неизменным или понижается незначительно.

В осадках с глубины 2 м содержание стронция достигает максимальной величины (5300 г/т), содержание урана сокращается до уровня речной взвеси, а многих других – ниже уровня чувствительности метода.

Как видим, в полноводном бассейне состав осадков контролировался преимущественно речным стоком и уровнем биопродуктивности, о чем свидетельствует повышенное относительно речной взвеси содержание $\text{C}_{\text{орг}}$, фосфора и серы. О влиянии также эолового фактора свидетельствует повышенное содержание алюминия в осадках основной акватории

Содержание большинства микроэлементов в осадках полноводного бассейна понижено относительно речной взвеси в связи с влиянием как биогенного, так и эолового факторов. Исключением является обогащение

осадков молибденом, ураном, мышьяком и стронцием, видимо, в связи с их дополнительной поставкой реками в растворенной форме.

Таблица 2. Распределение микроэлементов до и после сокращения речного стока

Элемент	Осад. пор.	До сокращения стока			После сокращения стока			
		Речн. взвесь.	Осад. 1965 г.	Впад., низ.	Побер.	Глуб 7 м.	Впад. верх	Глуб 2 м.
Hg	0.068	0.37	0.13	0.02	0.03	0.017	0.018	0.006
Ag	0.2	0.12	0.07	0.045	0.20	0.057	<0.02	<0.02
Bi	0.3	0.36	0.27	0.23	0.19	0.16	0.07	<0.01
Cd	0.3	0.22	0.14	0.12	0.13	0.05	0.17	<0.03
Ta	1.4	0.76	0.61	0.64	0.36	0.36	0.19	<0.04
Sb	1.5	1.5	1.7	1.4	0.58	0.70	0.83	<0.06
W	1.8	1.8	1.5	2.2	1.45	0.90	0.70	<0.02
Mo	2	1.2	1.6	15.5	3.0	2.7	51.5	0.21
Be	3	2.0	1.5	1.3	1.0	1.1	0.45	0.12
U	3.2	2.5	4.7	5.6	3.4	3.1	10.1	2.6
Sn	3.5	2.6	1.5	1.6	1.05	0.92	0.52	<0.14
Hf	4.5	2.2	1.7	2.6	1.3	1.7	0.78	<0.04
Cs	5	5.9	5.8	6.6	3.0	3.3	2.3	0.049
Th	10	10	8.1	8.5	5.0	4.8	2.2	0.10
Nb	11	5.7	7.2	9.0	4.4	5.6	2.5	0.16
As	13	17	38	24.8	9.7	8.9	5.8	1.2
Sc	13	14.4	12	9.4	6.2	7.5	4.0	<0.3
Ga	19	11.5	13.7	15.3	7.2	8.5	5.1	<0.05
Co	20	16	19.5	15.7	8.7	7.6	6.3	1.1
Pb	20	19.6	15.1	19	11.8	10.1	7.1	0.24
Y	26	19	13	15.7	10.1	10.1	4.9	0.8
La	32	25	22.5	26	14.8	13.1	6.9	0.74
Cu	45	37	22.4	19.8	15	14.2	15	<0.9
Li	46	40	46.5	42.6	27.2	31.5	25.5	1.5
Ni	62	47.3	36.6	33.9	25	23.3	22.5	7.2
Zn	70	95	86	65.2	45.7	43.9	31.7	3.5
Cr	100	89	75	79	38	37.2	29.6	<0.9
V	130	100	106	146	57	55	51	<0.6
Rb	140	96	78.5	89.4	45	43	28	1.1
Zr	160	79	55	95	44	55	25	2.7
Sr	240	245	893	1163	1050	1782	4527	5300
Ba	510	400	480	376	307	230	174	79

После прекращения речного стока отлагались осадки (например на глубине 7 м) с пониженным содержанием Al, Ti, K, Fe, Mn, P и C_{орг}, а также почти всех микроэлементов, за исключением молибдена и стронция, содержание которых повысилось в 1.5–2 раза.

В колонке осадков из глубоководной впадины происходит то же: содержание большинства микроэлементов понижается по сравнению с полноводным периодом от 1.5 до 4 раз за исключением Mo, U и Sr. Возможно, что источником молибдена и урана являются окисляющиеся при отступании моря осадки основного бассейна, содержащие подвижные формы этих металлов. Заключительным этапом процесса является формирование типичных эвапоритов (наш образец с глубины 2 м), осаждающихся из верхнего испаряющегося слоя воды и состоящих преимущественно из гипса, стронцианита и мирабилита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берг Л.С. Аральское море. СПб. 1908. 580 с.
2. Бродская Н.Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море // Тр. ГИН. 1952. Т. 115.
3. Батулин Г.Н. Уран в современном морском осадкообразовании. М.: Атомиздат, 1975. 150 с.
4. Завьялов П.О., Аринова Е.Г. и др. Аральского моря в XXI веке. Физика, химия, биология. М.: Наука, 2012. 229 с.
5. Friedrich J. Uranium contamination of the Aral Sea // J. Mar. Systems. 2009. V.76. P. 223–355.
6. Григорьев Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах континентальной коры // Геохимия. 2003. № 7. С. 785–792.

The series of Aral Sea sediments sampled in years 1965 and 2009 has been analyzed for major and minor elements. The composition of former sediments is near to that of Amu-Darya suspensions whereas the recent sediments are enriched in Na, S and $C_{\min}$ and depleted in most major and minor elements except Mo, U and Sr. The deposition of salt consistent of 38% CaO, 18% S and nearly 3% C proceeds mainly from the warmest uppermost sea layer of sea water.

Глазырина Н.В., Глазырин Е.А.

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

Литолого-петрографические признаки проявления метановых сипов на дне Каспийского моря

Glazyrina N.V., Glazyrin E.A.

(SSC FSUGE «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

Lithologic-and-petrographic signs of methane seeps at the bottom of Caspian Sea

Метановые сипы достаточно широко известны в Черном море и описаны в многочисленных статьях. На поверхности морского дна с ними связаны специфические карбонатные постройки [1, 2 и др.]. Для Каспийского моря литературные данные о присутствии подобных образований практически отсутствуют. При опробовании донных осадков Каспийского моря службой мониторинга ГНЦ ФГУП «Южморгеология» в районе южной оконечности банки Кулалинская (южная часть Северного Каспия) на глубинах около 10 м были обнаружены своеобразные карбонатные образования.

Карбонатные образования залегают на терригенно-детритовых песках с ракушей. Поднятое со дна карбонатное образование имеет линзовидную форму размером 0.5х0.15 м и представлено современными тонкопористыми оолитовыми известняками. Верхняя поверхность бугристая, покрыта прикрепленными моллюсками и водорослями. Нижняя поверхность относительно гладкая, с ячеистыми выступами. Образование имеет многочисленные сквозные вертикальные газовые каналы диаметром до 2 см. На верхней поверхности выходы газовых каналов образуют сифоны в виде округлых почковидных выступов с выделением на них светлой карбонатной корки (рис. 1). Все это свидетельствует о формировании данных образований на участках активных струйных выходов газа. Данные карбонатные образования выявлены на площади месторождений газа, что предполагает метановый состав газовыделений.

В разрезе образования имеют серовато-бежевый цвет и состоят из кальцита и арагонита в виде оолитов, цемента, обломков раковин и содержит небольшое количество обломочных терригенных зерен псаммитовой и алевроитовой размерности. Структура породы оолитовая, текстура беспорядочная, пористая.

Оолиты имеют округлую и овальную форму размером от 0.2 до 0.7 мм, единичные оолиты достигают размера до 1.5 мм по удлинению. Характерно радиально-лучистое и концентрическое строение. Сложены оолиты пелитоморфным кальцитом и арагонитом. Ядра оолитов представлены терригенными зернами, обломками раковин моллюсков и др. В некоторых оолитах зародышами являются пеллеты, фрагменты оолитов, обломки пелитоморфных известняков, но чаще представлены обломками раковин,

частично перекристаллизованных в мозаичный кальцитовый агрегат. Форма ядра часто определяет форму оолита. Отмечаются оолиты с ясной концентрической полосчатостью, за счет различной степени окраски слоев гидроокислами железа в буроватые тона. В некоторых оолитах ядра и внутренние зоны роста представлены железистым карбонатом. Встречаются сложные оолиты, в которых зародыши представлены более мелкими оолитами и их фрагментами. Оолиты составляют 45–50% объема породы (рис. 2).

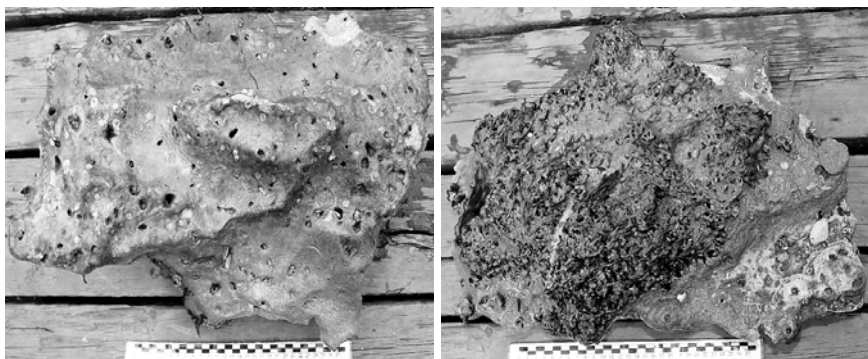


Рисунок 1. Карбонатное образование: вид снизу (левый кадр) и сверху (правый кадр). Фото Р.М. Гвоздева.

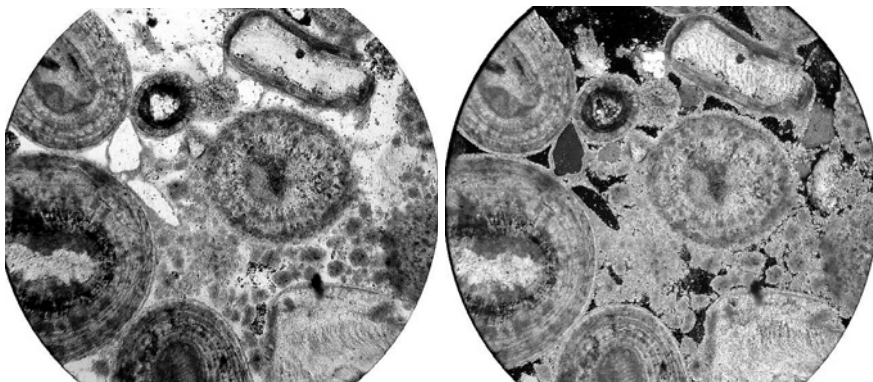


Рисунок 2. Оолиты и терригенные зерна, обволакиваемые микрокомковатым карбонатным цементом, в параллельных и скрещенных николях, диаметр кадра 1.5 мм.

Терригенная примесь составляет 4–5%, представлена слабо окатанными заметно корродированными зернами кварца, плагиоклаза, калиевого

полевого шпата, глауконита, обломками различных горных пород (микрокварциты, кремни, известняки), которые отмечаются в ядрах оолитов и между ними в цементирующей массе. Присутствуют также обломки раковин моллюсков размером до 1.0–1.5 мм, которые составляют около 5–7% от общего объема породы.

Оолиты, терригенные зерна и обломки раковин обволакиваются и скрепляются микрозернистым кальцитом в виде цемента обрастания с комковатой микротекстурой. В известняке цементируются также раковины донных организмов. Цемент контактовый, контактово-поровый, поровый и составляет 13–15% объема породы. Морфология цементационного карбоната соответствует биогенному (микробиальному или водорослевому) происхождению.

Между оолитами присутствует большое количество межформенных пор. Поры часто соединяющиеся, размером от долей мм до 1.5 мм по удлинению. Объем пор составляют около 25–30%.

Современный возраст и морфология карбонатных образований, наличие многочисленных газовых каналов, структурно-текстурные признаки выделений карбоната свидетельствует в пользу формирования их за счет функционирования метановых сипов. Эти образования образуют рассредоточенный литифицированный субстрат на поверхности нелитифицированных осадков и служат, по всей видимости, своеобразным результатом воздействия флюидной дегазации недр на литодинамические процессы, признаками разгрузки на дне Каспийского моря углеводородных газов – метановых сипов.

Работы выполнены по государственному контракту № 42/01/60-9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Егоров В.Н., Поликарпов Г.Г., Гулин С.Б. и др. Современные представления о средообразующей и экологической роли струйных метановых газовыделений со дна Черного моря // Морський екологічний журнал. 2003. Т. II. № 3. С. 5–26.
2. Леин А.Ю. Потоки метана из холодных метановых сипов Черного и Норвежского морей: количественные оценки // Геохимия. 2005. № 4. С. 438–453.

Carbonate formations, lifted from a bottom of Caspian Sea, are combined by the oolites, cemented by micro clot calcite. Morphology and features of an internal structure indicate their formation from methane seeps.

Голубов Б.Н.^{1,2}, Пронин В.Г.³

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, ²Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, ³ФГУНПП «Аэрогеология», г. Москва)

**Геологические предпосылки подземной связи вод
Аральского и Каспийского морей в северной части плато
Устюрт**

Golubov B.N.^{1,2}, Pronin V.G.³

(¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, ²Institute of geospheres dynamics, Moscow, ³Aerogeology, Moscow)

**Geological conditions for underground connection of the Aral
and Caspian Sea waters in the northern part of the Ustyurt
Plateau**

Смутные догадки о подземной связи вод Аральского и Каспийского морей впервые высказал в 933 г. арабский географ ал-Истахри. Эта мысль вновь стала витать с 1899 г., когда возник спор о прогрессивном высыхании Средней Азии и были подмечены эпизоды противофазного поведения уровней этих морей, зафиксированные в летописи геологических разрезов исторических документов и показаниях футштоков. В пояснении причин такого поведения наметилось два подхода.

Первый из них сводился к теории климатических циклов Брикнера, из которой следует, что когда Каспий под влиянием засух снижает свой уровень, тогда Арал его повышает, поскольку те же условия приводят к таянию ледников в горах Тянь-Шаня и Памира, а также увеличению стока рек Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи. При этом озеро Сарыкамыш и русло Узбоя служат "клапаном", который якобы регулирует слив "излишков" воды Арала в Каспий.

Второй подход зародился в связи с находками в отложениях наиболее высокой береговой террасы Аральского моря раковин моллюсков *Cardium edule* L., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. caspia* Eichw и др., т.е. тех организмов, которые в Арале вымерли, но живут сейчас в Каспийском море. Л.С. Берг в 1908 г. считал, что эта терраса располагается горизонтально на отметке +54 м. Но позднее детальные наблюдения А.Л. Яншина [1953] показали, что высотное положение линии прислонения этой террасы к коренным породам меняется от 53 м в синклиналях до 64 м на антиклиналях. Такие дислокации бронирующей поверхности плато Устюрт и его покрова четвертичных отложений, подтверждаемые данными археологии, указывали на значительный размах новейших тектонических движений в Приаралье и Закаспии. Отсюда возник соблазн пояснять знакопеременные колебания уровней Аральского и Каспийского морей тектоническими перекосами их дна и ритмами подвижек земной коры.

Но, несмотря на несомненную значимость климата и тектоники в формировании облика Арало-Каспийского региона, ни один из этих подходов все же не выдерживает критики.

Особо удручают грубые систематические ошибки в официальных прогнозах поведения уровней Каспия и Арала, порождаемые излишней абсолютизацией климатического фактора. Необходимость ревизии такого подхода наглядно показали два неожиданных события. Прежде всего, это невиданное прежде стремительное обмеление Аральского моря, которое возникло в 1961 со скоростью около 20 см/год и в 1969 г. вопреки прогнозам резко ускорилось до 80-100 см/год. В результате Арал распался на несколько водоемов, его высохшее дно подверглось ветровой эрозии, стало поставщиком огромного количества соляной пыли и атмосферу, что усугубило опустынивание области внутреннего стока Евразии и соседних огромных пространств. Вслед за этим с 1977 г и также вопреки прогнозам возник резкий аномальный подъем уровня Каспийского моря, который достигал скорости 32–40 см/год, непрерывно длился вплоть до 1995 г и сменился затем стадией более спокойных знакопеременных колебаний уровня моря.

Причина неурядиц кроется в том, что эти моря без достаточных на то оснований, по старинке рассматривают в виде замкнутых бессточных водоемов наподобие кастрюль с непроницаемым дном, что противоречит результатам познания недр региона по данным морских и наземных геолого-геофизических исследований. Отсюда возникает обманчивое впечатление, что водный баланс Арала и Каспия определяется в основном соотношением стока и испарения поверхностных вод. Такая точка зрения практически исключает из рассмотрения множество форм связи этих морей с подземной гидросферой и пустотным пространством недр соседних территорий. Более того, остается незамеченным даже известный с 1825 г. факт значительного превышения уровня Аральского моря над Каспийским почти на 70 м., который позволяет рассматривать Арал как потенциальную "водокачку" по отношению к Каспию.

Климатологическая концепция, несмотря на её кажущуюся логическую стройность, оказалась внутренне противоречивой, в частности, потому, что величина испарения с поверхности моря не поддается пока измерениям и точной оценке, что неизбежно порождает невязку в расчетах водного баланса морей. Природа и структура этой невязки пока не установлены, хотя очевидно, что в ней скрыта и подземная составляющая. Но, несмотря на это климатологи вводят надуманный подгоночный параметр - величину так называемого "видимого испарения", которая не измеряется физически, а лишь формально замыкает заведомо ошибочное уравнение водного баланса моря. Такая изощренная подгонка автоматическим образом исключает из расчетов показатели связи вод Арала и Каспия с подземной гидросферой и препятствует пониманию того, что эти моря являют собой водоемы

принципиально нового генетического типа, которому пока не нашлось места в классификации форм рельефа нашей планеты

Нарекания заслуживают и построения тектонистов, которые хотя и приоткрыли завесу в понимании трансгрессивно-регрессивных циклов этих палеоморей в масштабах длительного геологического времени, но оказались практически бесполезными для прогноза сложного спектра современных высокочастотных колебаний уровней Арала и Каспия.

Следует признать, что до 60-х годов минувшего столетия огрехи климатологических прогнозов колебаний уровней Арала и Каспия не особо бросались в глаза в связи с запросами хозяйства региона. Но позднее такие просчеты становились все более грубыми, зримыми и в итоге стали тормозом в развязке сложнейшего клубка жизненно важных проблем стран региона. Нарастание кома таких ошибок указывало на то, что с 1960-х годов совместное поведение уровней Арала и Каспия стало регулироваться каким-то неизвестным ранее новым фактором. Но слепая вера в непогрешимость формальной подгонки уравнений водного баланса этих морей, как замкнутых бессточных водоемов, исключала саму постановку вопроса о поиске такого фактора, запирая заодно путь к познанию связи вод Аральского и Каспийского морей с подземной гидросферой. В итоге исследователи не заметили, что характер такой связи стал резко изменяться с 1960-х годов. Причиной тому стали мощные техногенные нагрузки на земную кору региона, возбуждаемые в основном серией подземных ядерных взрывов на плато Устюрт и в долинах рек Аму-Дарья и Сыр-Дарья, экспансией нефтегазодобывающей промышленности, а также другими видами техногенного вмешательства в недра.

Цель настоящей работы – устранить такие перекосы и выявить пути, а также механизмы подземной связи вод Аральского и Каспийского морей в отложениях палеогена-неогена в северной части плато Устюрт.

В связи с этим возникает необходимость решения трех задач. Во-первых, уточнить особенности взаимного положения котловин этих морей в пределах морфоструктуры Арало-Каспийского ареала новейшего прогибания и области внутреннего стока Евразии. Во-вторых, определить структурно-литологические, геодинамические и гидрогеологические предпосылки двух видов подземной связи вод Аральского и Каспийского морей, соответственно в карбонатных среднемиоценовых и в терригенных нижнемиоцен-олигоценовых отложениях плато Устюрт. В-третьих, выявить своеобразие резкой активизации подземного дренирования вод Арала в сторону Каспия, спровоцированной во второй половине минувшего века мощными техногенными нагрузками на недра региона в результате ряда подземных ядерных взрывов, экспансии нефтегазодобычи и т.д.

В этой работе приведены результаты решения двух первых задач. Особенности техногенной дестабилизации недр Арало-Каспийского региона рассматриваются отдельно.

О морфоструктуре Арало-Каспийского ареала новейшего прогибания.

Слои воды в котловинах Аральского и Каспийского морей представляют собой формирующиеся геологические тела, которые венчают разрез плиоцен-четвертичных отложений Арало-Каспийского ареала новейшего прогибания, приуроченного к области внутреннего стока Евразии. Эти отложения образуют здесь самостоятельный структурный этаж, который с резким угловым и азимутальным несогласием залегает на размытой поверхности разновозрастных структурных этажах древней Восточно-Европейской платформы, молодых Туранской и Скифской плит, Кавказско-Копетдагского сегмента пояса альпийских горно-складчатых сооружений. Изрезанный рельеф подошвы плиоцен-четвертичных отложений (амплитуда которого закономерно нарастает в сторону Южного Каспия, достигая 8-10 км), неравномерное распределение их мощностей, а также чрезвычайно пестрый фациальный состав, - все это указывает на то, что формирование наложенной морфоструктуры Арало-Каспийского ареала новейшего прогибания сопровождалось резкой перестройкой строения земной коры. В результате такой перестройки, которая, судя по ряду признаков, не завершилась до настоящего времени, в наиболее погруженной части этой гигантской морфоструктуры обособилась котловина Каспия с её тремя сегментами, а котловина Арала разместилась на приподнятом восточном борту этой морфоструктуры.

Структурно-литологические особенности, карст и гидрогеология плато Устюрт.

Изучая капризное поведение площадей и уровней Каспия, Арала, а также Балхаша и других водоемов в области внутреннего стока Евразии, исследователи, как правило, исходят из того, что эта область отшнурована от Мирового океана и обменивается влагой с периферийными областями только путем переноса ее воздушными течениями. Отсюда следует, что водный баланс поверхностных вод на всем этом обширном пространстве определяется в основном только климатом. Остается, однако, незамеченным, что наметившееся в плиоцене обособление котловин Арала и Каспия на разных высотных уровнях сопровождалось развитием еще двух своеобразных геологических процессов, которые предопределили своеобразие подземной связи вод и фауны этих котловин.

Во-первых, неравномерное погружение бортов и центральной части морфоструктуры Арало-Каспийского ареала новейшего прогибания обусловило региональный наклон водоносных горизонтов в терригенных нижнемiocен-олигоценых и более древних отложениях от Аральской котловины в сторону Каспия. Это, в свою очередь, привело к формированию потока подземных вод, который подпитывался водами Арала и дренировал в Каспий.

Модуль сработки вековых запасов подземных вод нижнемiocен-олигоценых отложений на основании литературных данных может быть

принят равным примерно $0.2 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$. Умножая эту величину на площадь непосредственного выхода водоносных отложений на дно Арала (5000 км^2), получим, что из его котловины в сторону Каспия ежесекундно дренируется 1000 литров морской воды или $0.03 \text{ км}^3/\text{год}$.

Во-вторых, это активность карстовых процессов в толще карбонатных отложений среднего миоцена, которые бронируют плато Устюрт. Поскольку подошва этих отложений залегает местами ниже уровней Арала и Каспия, то воды этих морей стали заполнять здесь вновь возникшие карстовые пустоты. По состоянию на 1960-е годы динамика этого процесса определась тем, что уровни Каспия и Арала установились на отметках минус 28 м и плюс 54 м соответственно. Судя по стратозигипсам с этими отметками на структурной карте подошвы карбонатных отложений среднего миоцена, воды этих морей внедрялись к тому времени в карстовые пустоты на плато Устюрт и Мангышлак на расстояние около 100 км. "Подземные берега" Каспия и Арала оконтуривали два клиновидных подземных залива, которые были подвешены тогда на разных уровнях и разобщены между собой подземной перемычкой. Объем карбонатных горных пород среднего миоцена в пределах каждого такого клина составляет около 1000 км^3 . Полагая пустотное пространство в массиве этих пород равным 10 процентам, получаем, что объемы вод Каспия и Арала, внедрившиеся в карстовые пустоты соседней территории плато Устюрт составляют примерно по 100 км^3 . Т.е. по состоянию на 1960-е годы Арал представлял собой потенциальную водокачку по отношению к Каспию, хранившую в своей подземной части значительные запасы воды, соизмеримые по объему с одной третью годового стока р. Волги. Заметим также, что при значительном подъеме уровня Каспия его воды и фауна, напротив, эпизодически могли проникать по карстовым пустотам в Аральскую котловину. Сравнительный анализ ископаемой фауны моллюсков двух котловин позволяет предполагать, что подземная ингрессия вод Каспия в Арал могла возникать в акчагыльском и апшеронском веках, а также, не исключено, в хвалынское время, что, однако, требует отдельного более пристального изучения.

О противофазных скачках уровней Арала и Каспия. Как видим, объем подземных вод, дренируемых естественным образом в терригенных нижнемиоцен-олигоценовых отложениях из котловины Арала в сторону Каспия, ничтожен и заведомо не способен обусловить резкие противофазные скачки уровней этих морей, наблюдаемые с 1960-1970-х годов. Причины таких необычных скачков были спровоцированы, вероятно, мощными неуклонно нарастающими техногенными нагрузками на недра региона, оценка которых является предметом отдельного рассмотрения.

Отметим только, что в нарастании темпов таких нагрузок выделяются подготовительный этап, связанный преимущественно с экспансией нефтегазодобывающей промышленности, четко наметившейся в Арало-

Каспийском регионе с 50-х годов минувшего века, а также основной этап, когда недра региона испытали воздействие ряда подземных ядерных взрывов (ПЯВ). Во-первых, это ПЯВ на плато Устюрт, проведенные в 1969-1970 гг. (три ПЯВ мощностью 30, 75 и 80 кт на глубинах от 407 до 740 м)\ Во-вторых, – ПЯВ в долинах рек Аму-Дарья (три ПЯВ мощностью от 30 до 47 кт) и Сыр-Дарья (два ПЯВ мощностью 6.3 и 8.5 кт).

ПЯВ на плато Устюрт спровоцировали внезапный сброс вод Арала в сторону Каспия, поскольку разрушили погребенную перемычку между разновысотными подземными берегами этих морей в закарстованных карбонатных отложениях среднего миоцена. ПЯВ в долинах рек Аму-Дарья и Сыр-Дарья обусловили формирование ловушек фильтрационного перехвата вод этих рек на подступах к Аралу, подстегнув тем самым его стремительное обмеление.

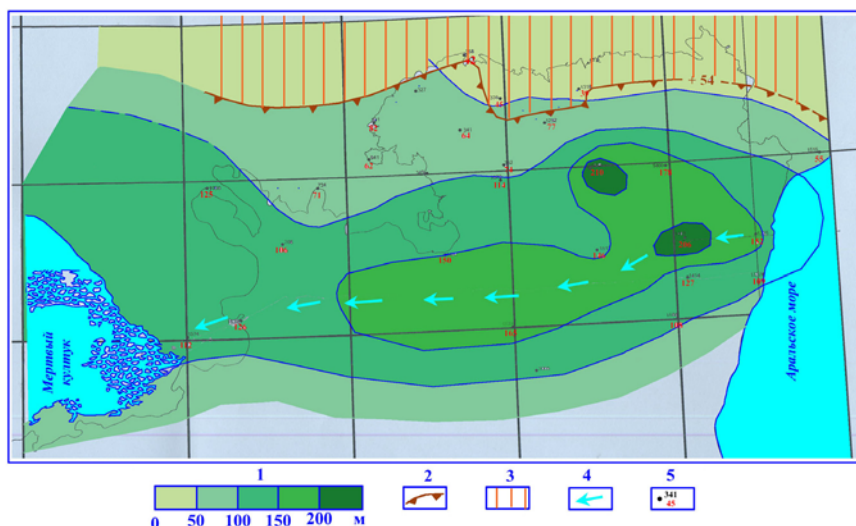


Рисунок 1. Карта суммарной мощности водонасыщенных терригенных пород олигоцена-нижнего миоцена Северного Устюрта.

1 – мощность водонасыщенной толщи олигоцена-нижнего миоцена, м.; 2 – северная граница внедрения вод Аральского моря в отложения олигоцена-нижнего миоцена (стратоизогибса +54 м кровли условно водоупорных глин чеганской свиты верхнего эоцена-нижнего олигоцена); 3 – подземные воды Уралтау-Мугоджарской области питания; 4 – направление дренирования вод Аральского моря в Каспийское; 5 – номер скважины и мощность отложений м.

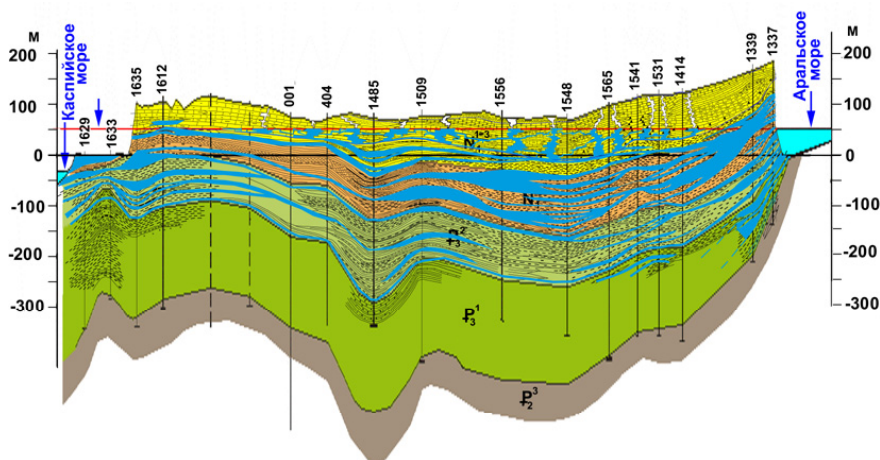


Рисунок 2. Схема подземной связи вод Аральского и Каспийского морей на геологическом разрезе северной части плато Устюрт. Индексами обозначен возраст пород, цифрами - номера скважин. Синим цветом показаны водоносные горизонты олигоцена-нижнего миоцена, а также воды Аральского моря, внедрившиеся в карстовые полости в карбонатных породах среднего миоцена.

The Aral and Caspian Sea are located on the different levels within neotectonic morphological structure of the Aral-Caspian depression and Eurasia internal flow. The structural-lithological, geodynamic and hydrogeological features of that region are analysed. Underground connection of the Aral and Caspian Sea waters was realized on the Ustyurt Plateau since Pliocene in carbonate carstic and terrigenous porous sedimentary Miocene and Oligocene rocks. In the second half of the last century underground drainage waters of the Aral Sea to the Caspian Sea was provoked by the man-made mining activity and by three series of underground nuclear explosions conducted on the Ustyurt Plateau an valleys of the Amu-Darya and Syr-Darya rivers.

**Григорьев В.А.¹, Струков В.Н.², Петров А.Ю.¹,
Старикова А.А.¹**

(¹Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, e-mail: vasily.grigoriev@gmail.com; ²Радиевый институт им. В.Г. Хлопина, г. Санкт-Петербург)

Новые данные о современных скоростях седиментации в Каспийском море

Grigoriev V.A.¹, Strukov V.N.², Petrov A.Yu.¹, Starikova A.A.¹

(¹Saint Petersburg state university, Saint Petersburg; ²V.G. Khlopin Radium Institute, Saint Petersburg)

New data about modern sedimentation rates in the Caspian Sea

Цель настоящей работы заключалась в определении современных скоростей седиментации в Дербентской и Южной котловинах Каспийского моря по данным радиоизотопного (^{210}Pb , ^{14}C) датирования осадочных колонок. Материал для исследований собран в 39-ом рейсе НИС «Рифт» в 2012 г. В данном рейсе был произведен отбор проб донных осадков при помощи мультикорера в 7 точках, 2 из которых находятся в Южной котловине, а 4 – в Дербентской. К настоящему моменту нами выполнены радиохронологические исследования 3 осадочных колонок с применением ^{210}Pb - и ^{14}C -методов. На основании полученных данных рассчитаны средние скорости осадконакопления в районах локализации отобранных кернов. Содержание свинца-210 определялось по активности полония-210, выделенного из проб согласно принятой методике [1, 2]. Активность полония измеряли на полупроводниковом детекторе фирмы ORTEC. В качестве метки для определения химического выхода использовался изотоп Po-209.

Данные по содержанию избыточного ^{210}Pb в отдельных слоях анализированных осадочных колонок представлены в табл. 1. Как видно из табл. 1, $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ содержится только в нескольких первых сантиметрах донных осадков и уменьшается по мере увеличения глубины, причем снижение носит характер, близкий к теоретически ожидаемой экспоненте (рис. 1), определяющей периодом полураспада ^{210}Pb ($T_{1/2} = 22.2$ лет). Это позволило рассчитать средние скорости седиментации осадочных колонок.

В результате, средняя скорость седиментации для первых 4 см донных осадков в районе станции 3904 составила 0.18 ± 0.02 мм/год. Это значение согласуется со средней скоростью седиментации осадочного керна, отобранного из того же района Дербентской котловины (станция 3907) и датированного радиоуглеродным методом. На основании ^{14}C -датировок двух отдельных слоев этого керна донных осадков (табл. 2) средняя скорость осадкообразования составила 0.12 ± 0.01 мм/год.

Таблица 1. Содержание $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ в отдельных слоях осадочных колонок.

Номер станции	3904	3917
Краткое описание	Северный склон Дербентской котловины	Северный склон Южной котловины
Координаты	N 42°43.730', E 49°17.432'	N 39°43.777', E 51°03.341'
Глубина, м	424	670
Слой, см	Содержание $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$, Бк/кг	
0–1	-	616.2 ± 20.3
1–2	66.8 ± 1.9	-
2–3	18.0 ± 1.0	280.8 ± 12.5
3–4	2.3 ± 0.9	-
4–5	-	99.9 ± 4.0
7–8	-	50.9 ± 2.6

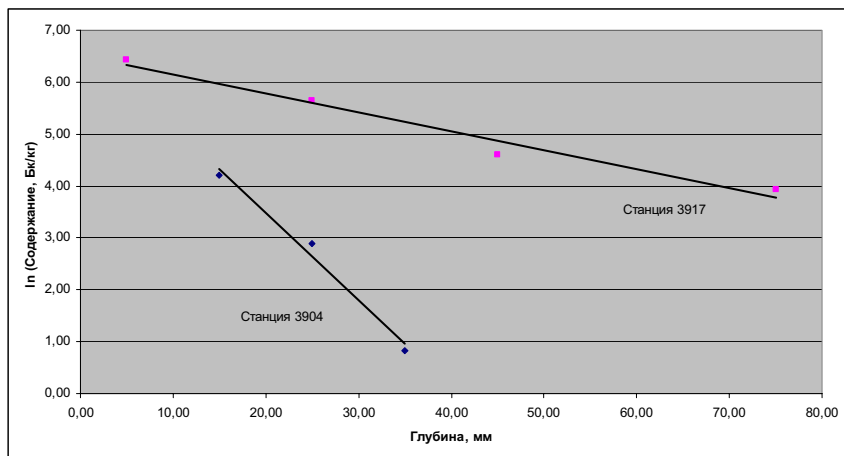


Рисунок. Распределение $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ в осадочных колонках

Таблица 2. ^{14}C -датировки отдельных слоев осадочной колонки (ст. 3907).

Слой, см	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарный возраст, кал. лет
22–32	2510 ± 110	2570 ± 140
32–42	2860 ± 110	3020 ± 150

Средняя скорость седиментации для первых 8 см донных осадков из Южной котловины в районе станции 3917 составляет 0.88 ± 0.02 мм/год. Это значение более чем в 2 раза меньше скорости определенной в работе [3] для северо-восточного склона Южной котловины – около 2 мм/год.

Планируются дальнейшие радиохронологические исследования других отобранных осадочных колонок для получения окончательных результатов по скоростям седиментации в глубоководных районах Каспийского моря и объяснения возможных причин расхождения данных о темпах осадкообразования, полученных ранее и приведенных выше.

Работа была выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00456) и Программы фундаментальных исследований № 23 Президиума РАН (проект “Трансевропейский меридиональный морской эколого-геохимический разрез”).

Авторы благодарны академику А.П. Лисицыну за поддержку, экипажу НИС “Рифт”, А.А. Ключиткину, М.Д. Кравчишиной и А.Н. Новигатскому за помощь в экспедиции, В.Ю. Кузнецову за ценные советы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ham G.J., Ewers L.W., Clayton R.F. Improvements on lead-210 and polonium-210 determination in environmental materials // J. of Radioanal. Nucl. Chem. 1997. V. 226. № 1–2. P. 61–65.
2. Saito R.T., Cunha I.I.L. Analysis of ^{210}Po in marine samples // J. of Radioanal. Nucl. Chem. 1997. V. 220. № 1. P. 117–119.
3. Leroy S.A.G., Marret F., Gibert E. et al. River inflow and salinity changes in the Caspian Sea during the last 5500 years // Quaternary Science Reviews. 2007. V. 26. P. 3359–3383.

The three sediment cores from the deep-sea areas of the Caspian Sea were dated by both the ^{210}Pb and ^{14}C methods. The average sedimentation rates of 0.18 ± 0.02 mm/yr and 0.12 ± 0.01 mm/yr obtained for the Derbent Basin by the ^{210}Pb and ^{14}C dating were in agreement. The average sedimentation rate of 0.88 ± 0.02 mm/yr calculated for the Southern Basin applying the ^{210}Pb dating was ca. 2 times less than obtained earlier by [3].

Иванов А.Ю.¹, Голубов Б.Н.^{1, 2}

(¹Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова; ²Институт динамики геосфер РАН, Москва)

Природные и техногенные факторы активизации выбросов нефти из недр Северного и Среднего Каспия в 2012 и 2013 годах по спутниковым и геолого-геофизическим данным
Ivanov A.Yu.¹, Golubov B.N.^{1, 2}

(¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, ²Institute of geospheres dynamics, Moscow)

Natural and man-made factors for activation of oil discharges from depths of the North and Middle Caspian Sea in 2012 and 2013 on satellite and geological-geophysical data

На радиолокационных изображениях (РЛИ), полученных со спутников Radarsat-1 и Radarsat-2 в апреле–июне 2012 г., а также весной 2013 г. на поверхности Каспийского моря в районе Мангышлакского порога и соседних котловин Северного и Среднего Каспия, было обнаружено большое количество мелких нефтяных пятен.

Цель доклада – выявить природу такого явления, показать его новообразованный характер для этой части Каспия, а также связь нефтяных пятен с инъективными дислокациями недр в виде грифонов, активность которых могла быть спровоцирована сочетанием природных и техногенных возмущений геодинамических подвижек и флюидодинамического режима земной коры.

До недавнего времени казалось, что взаимодействие вод Каспия с подземными флюидами сводится только к грязевому вулканизму в его южной котловине. Судя по множеству исторических сведений, прежде выбросы нефти на поверхность Северного и Среднего Каспия никогда не фиксировались. Лишь в 1832 г. единичные пятна нефти наблюдал в заливе Кайдак натуралист Г.С. Карелин. Позднее, по мере внедрения методов спутникового мониторинга, начиная с 2007 г, на поверхности Северного и Среднего Каспия стали замечать единичные пятна нефти, которые, однако, не образовывали массовых скоплений, подобных тем, что появились здесь в 2012–2013 гг.

Область распространения наблюдаемых в 2012–2013 гг. пятен нефти приурочена в основном к молодой Скифско-Туранской плите, а также к соседним участкам Прикаспийской впадины древней Восточно-Европейской платформы. Подмечена периодичность их срабатывания в виде «бегущих волн», а также расширение площади их активности в западном направлении в 2013 г по сравнению с 2012 гг. Выявлена пространственная приуроченность грифонов к пликативным и разрывным тектоническим элементам локальных нефтегазоносных структур осадочного

чехла мезо-кайнозойских отложений молодых и древней платформ. Рассматриваются геолого-геофизические предпосылки и причины активизации грифонов. Показано, что такая активизация отражает импульсы повышенной геодинамической активности недр новейшей тектонической впадины Каспийского моря, которые могли быть спровоцированы природно-техногенными факторами. Различаются грифоны, которые приурочены к прогибам с повышенной мощностью покрова осадочных пород и к размытым сводам валообразных поднятий. Первые из них служат индикатором нефтегазоносности локальных структур осадочного чехла, а вторые связаны, вероятно, с разрушенными залежами нефти, что, в частности, объясняет неудачу с бурением двух морских поисковых скважин в своде Тюб-Караганского вала. Наряду с таким «полезными» свойствами грифоны указывают на реальную опасность аварий, чреватых крушением морских буровых платформ на осваиваемых здесь месторождениях нефти и газа.

On radar images derived from Radarsat-1 and Radarsat-2 satellites from April to June 2012 and spring 2013, on the surface of the North and Middle Caspian Sea in the vicinity of the Mangyshlak threshold were registered numerous small oil slicks. Such slicks were not observed in that part of the Caspian Sea before and so identify as new formed injection dislocations of sedimentary rocks saturated by oil, gas and uderground waters. Impulses of that dislocations were provocated by the natural geodynamic movements and man-made mining activity. Oil slicks are indicator of local oil-bearing structures. But some of oil deposits were probably destroyed here, that explains the failure of the two offshore drilling exploration wells in the Tyub-Karagan shaft. Impulses of injective dislocations is real danger of accidents and collapse of offshore drilling platforms.

**Клювиткин А.А.¹, Амбросимов А.К.¹, Гольдин Ю.А.¹,
Захарова Е.Е.², Корж А.О.³, Кравчишина М.Д.¹,
Мutowкин А.Д.¹, Новигатский А.Н.¹, Политова Н.В.¹,
Саввичев А.С.², Чульцова А.Л.⁴**

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, klyuvitkin@ocean.ru,

²Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН, г. Москва,

³Атлантическое отделение ИО РАН, г. Калининград,

⁴Северо-западное отделение ИО РАН, г. Архангельск)

**Комплексные исследования системы Каспийского моря в
39-м рейсе НИС “Рифт” в мае-июне 2012 г.**

**Klyuvitkin A.A.¹, Ambrosimov A.K.¹, Goldin Yu.A.¹,
Zakharova Ye.Ye.², Korzh A.O.³, Kravchishina M.D.¹,
Mutovkin A.D.¹, Novigatsky A.N.¹, Politova N.V.¹,
Savvichev A.S.², Chultsova A.L.⁴**

¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow,

²S.N. Vinogradsky Institute of Microbiology, Russian Academy of Sciences, Moscow,

³Atlantic Branch of IO RAS, Kaliningrad,

⁴Norh-Western Branch of IO RAS, Arkhangelsk)

**Comprehensive studies of the Caspian Sea System in the 39th
cruise of the RV “Rift” in May-June 2012**

С 21 мая по 9 июня 2012 г. в соответствии с Программой фундаментальных исследований президиума РАН № 23 проводилась комплексная экспедиция на НИС “Рифт” (39-й рейс), целью которой было исследование системы Каспийского моря. На 36-ти станциях были выполнены гидрофизические, гидрооптические, гидрохимические, геохимические, микробиологические и геолого-геофизические исследования и на 20-ти разрезах – сейсмоакустическое профилирование (рис.).

Гидрофизические работы включали зондирование водной толщи CTD-зондами Idronaut Ocean 316 и SBE19+ и измерение течений во всей толще воды акустическими профилографами течений ADCP WHS-300 в режиме буксировки и ADCP WHS-150 в режиме зондирований. На ходу судна в течение всего рейса проводились измерения гидрооптических характеристик проточным флуориметром и сеймопрофилирование морского дна с помощью НСП. На станциях выполнялся отбор проб воды для гидрохимических и биогеохимических исследований. На борту судна проводились определения гидрохимических параметров, хлорофилла “а” с использованием флуориметра Trilogy (Turner Design), концентрации и гранулометрического состава взвеси с помощью вакуумной фильтрации и счетчика Коултера (Multisizer 3), определение концентрации метана и сероводорода.

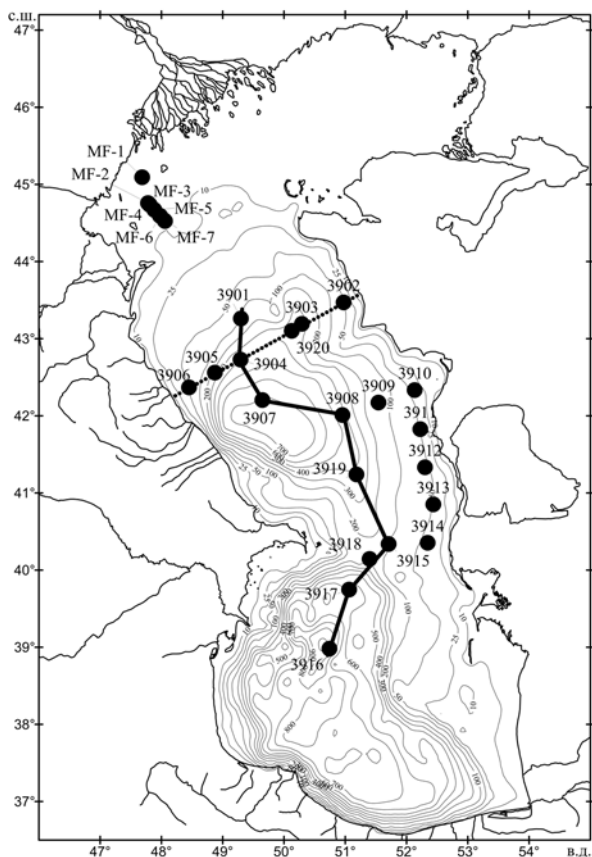


Рисунок. Карта станций и схема расположения опорных разрезов в Каспийском море в 39-м рейсе НИС “Рифт”

Отбор донных осадков проводился дночерпателем и мультикорером (KUM). Была поднята притопленная буйковая станция (ПБС) с седиментационными ловушками и измерителями течений “Поток-М”, поставленная в 35-м рейсе НИС “Рифт” в районе восточного апвеллинга Среднего Каспия. ПБС проработала с июня 2010 г. и накопила уникальную информацию по осадочному материалу, температуре и течениям в восточном секторе моря. Ниже представлены некоторые предварительные результаты исследований.

ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

По данным измерителя течений “Поток-М” от 16 сентября 2010 г. на Песчанномысском поднятии (ПМП) температура в 3-х метрах от дна скачком поднялась с 12°C до 23°C, что обусловлено либо штормовым

перемешиванием, либо затеканием теплых вод из Южного Каспия в Средний.

Общая картина течений северной части Среднего Каспия соответствует движению вод циклонического круговорота, однако зачастую она нарушается вихрями и струйными течениями.

Особый интерес представляют данные течений над котловиной Южного Каспия. При зондировании профилографом ADCP-150 до дна в Южной котловине на глубину 1003 м 03 июня 2012 зарегистрировано три слоя спиралевидных течений, подобных спирали Экмана. В слое 100–250 м течение с глубиной закручивалось на полный оборот по часовой стрелке. Далее с горизонта 270 м до 560 м спираль раскручивалась в обратном – циклоническом направлении на 450°. На глубинах от 560 до 1000 м спираль снова раскручивалась в антициклоническом направлении на 270°. Скорости течений в слое 100–500 м составляли 6–7 см/с, а глубже 500 м и до дна 3–4 см/с.

ГИДРООПТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выполнены исследования пространственного распределения интенсивности флуоресценции растворенного в морской воде органического вещества (РОВ) и хлорофилла “а” (хл “а”) и его связей с распределением биооптических и гидрохимических характеристик и гидрологической структурой вод на ходу по всему маршруту судна.

Полученные данные показывают, что диапазон изменений величин интенсивностей по всему исследованному району достаточно большой, но в открытых районах все изменения происходят относительно плавно. Значительная изменчивость интенсивностей флуоресценции РОВ и хл “а”, а также солености и температуры, зарегистрирована при пересечении приустьевой фронтальной зоны (маргинального фильтра) р. Волги. Здесь зарегистрирован ряд резких фронтальных разделов, проявляющихся в распределении всех характеристик, что было отмечено ранее [1].

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основная цель биогеохимических исследований в рейсе – сбор материала для изучения седиментационной системы Каспийского моря, позволяющего оценить современные потоки вещества в море, в толще воды и на дно, а также биогеохимические процессы, воздействующие на осадочное вещество в море и в донных осадках.

Исследование взвеси и хлорофилла “а”. Поверхностный горизонт (0–2 м). Систематическое исследование маргинального фильтра (МФ) р. Волги проводится авторами с 2008 г. [2]. В 39-м рейсе НИС “Рифт” на разрезе река – море выполнено 8 станций в интервале солености от 0.23 до 10.2 епс, горизонт 0–2 м (рис. 1). В период исследований (третья декада мая) максимальные значения изученных параметров характерны для пресных речных вод. Уже при увеличении солености до 1 епс концентрация взвеси на первой (гравитационной) ступени МФ уменьшается в два раза. В поверхностных водах Среднего и Южного Каспия она варьирует от 0.27 до

0.86 мг/л. Концентрация хл “а” в области МФ распределяется синфазно с концентрацией взвеси.

Водная толща. Наши исследования (2008–2012 гг.) показали, что водная толща Каспийского моря по всем изученным гидрологическим и биогеохимическим параметрам условно делится на три зоны:

1 – верхняя зона, от поверхности до 40–60 м в зависимости от глубины моря и положения термоклина; характеризуется четкой стратификацией вод по температуре и наиболее высокими концентрациями взвеси, хл “а” и биогенов, максимальной численностью микроорганизмов и количеством взвешенного ОБ [3, 4]. Высокие концентрации хл “а”, в отличие от взвеси, установлены не в приповерхностном слое 0–20 м, а на глубинах 20–60 м, как правило, под термоклином; 2 – нижняя зона, от 40–60 м до дна; практически однородна по всем изученным параметрам; 3 – придонная зона выделяется там, где на склонах впадин у дна формируется нефелоидный слой – распространенное явление в центральных районах моря с глубинами более 100 м, в частности, на склонах Дербентской впадины. Здесь концентрация взвеси у дна (1–2 м от дна) составляет 0.7 мг/л, а концентрация хл “а” достигает 1.7 мкг/л при глубине моря более 400 м (ст. 3904).

На транскаспийском осевом разрезе наибольшие концентрации взвеси обнаружены в верхней зоне: до 0.9 мг/л на горизонтах 0–20 м, уменьшаясь с глубиной (50–60 м) до 0.4 мг/л.

Микробиологические исследования. Основное внимание уделено изучению интенсивности микробных процессов, протекающих на границе раздела фаз вода – донные осадки.

Содержание метана в поверхностном водном слое минимально и варьирует от 0.1 до 0.31 мкл·л⁻¹. В слое пикноклина оно, как правило, выше, чем в поверхностном горизонте: от 0.06 до 0.56 мкл·л⁻¹. Это биогенный метан, образующийся анаэробно непосредственно в водной толще. Крайне низкое содержание метана обнаружено в глубинных (аэробных) слоях водной толщи центральной части Каспийского моря: от 0.04 до 0.05 мкл·л⁻¹, в зоне дефицита кислорода содержание метана соответствует 0.2–0.8 мкл·л⁻¹, а в придонной анаэробной зоне достигает 3.5–3.75 мкл·л⁻¹.

Исследования придонной сероводородной зоны. Верхняя граница H₂S (0.05 мг·л⁻¹) в Дербентской впадине (ст. 3907, глубина 720 м) находится на горизонте 660 метров. Концентрация H₂S возрастает ко дну, достигая в придонном (715 м) горизонте 0.2 мг·л⁻¹. Мощность сероводородного слоя по нашим оценкам составляет 60 м. Концентрация растворенного в воде кислорода на горизонте 640 м составляет 0.13 мг·л⁻¹. Переходный слой (от аэробного к сероводородсодержащему анаэробному) зафиксирован на глубине 640–680 м.

В Южной впадине, наиболее глубокой в Каспийском море (ст. 3916, 1005 м), мощность сероводородного слоя оценивается нами в 150 м, а

концентрация H_2S в придонном горизонте (1000 м) составила $0.4 \text{ мг}\cdot\text{л}^{-1}$. Переходный слой зафиксирован в интервале глубин 820–850 м.

Исследование вертикальных потоков осадочного вещества проводилось с использованием седиментационных ловушек, установленных на ПБС. Метод позволяет измерять на разных глубинах моря абсолютные массы осадочного материала, осаждающегося в ловушки. Была поднята 1 ранее поставленная станция и установлено 6 новых станций.

СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЕ

В рейсе получены новые данные о строении верхней части осадочной толщи, значительно дополняющие и уточняющие современные представления о процессах седиментации в Каспийском море. Получены уникальные сейсмические профили в самой глубокой впадине Южно-Каспийской котловины на глубине, превышающей 1000 м. На отдельных участках видимая мощность осадков по данным НСП достигала не менее 500 м. Всего выполнено более 2000 км сейсмической съемки морского дна. На сейсмических профилях отмечены захороненные грязевые вулканы, разломы, границы смены фаций и др.

Авторы благодарят академика А.П. Лисицына – руководителя проекта “Система Каспийского моря”, В.Н. Лукашина, капитана и экипаж НИС «Рифт», а также участников экспедиции: Я.И. Белевитнева, А.В. Бондаря, Ю.И. Венцкута, В.А. Григорьева, Н.В. Козину, А.А. Кондрашова, А.А. Мелузова, А.А. Пронина, А.А. Соколова, Е.В. Федорова.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 11-05-00456 и № 12-05-31450, Президента РФ № НШ-618.2012.5, программы № 23 Президиума РАН “Трансевропейский меридиональный...” и программы ОНЗ РАН № 5 “Микро- и наночастицы...”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Амбросимов А.К., Лукашин В.Н., Либина Н.В. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 35-м рейсе научно-исследовательского судна "Рифт" // Океанология. 2012. Т. 52. № 1. С. 150–155.
2. Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Политова Н.В. и др. Исследование биогенной и абиогенной части взвеси дельты реки Волги в период весеннего половодья, май 2008 г. // Водные ресурсы. 2013. Т. 40. № 2. С. 151–164.
3. Леин А.Ю., Русанов И.И., Ключиткин А.А. и др. Биогеохимические процессы в водной толще Каспийского моря в ноябре 2008 г. // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 6. С. 786–790.
4. Леин А.Ю., Русанов И.И., Кравчишина М.Д., Иванов М.В. О генезисе органического и карбонатного углерода в осадках Северного и Среднего Каспия (по изотопным данным) // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 4. С. 319–332.

New data about hydrophysic, hydrooptic, hydrochemistry, biogeochemistry and seismoacoustic measurements in the Caspian Sea in May-June 2012 are presented.

**Клювиткин А.А.¹, Амбросимов А.К.¹, Артамонова К.В.²,
Баранов В.И.³, Либина Н.В.¹, Торгунова Н.И.²**

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, klyuvitkin@ocean.ru,

²Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, г. Москва, ³Атлантическое отделение ИО РАН, г. Калининград)

**Комплексное изучение системы Каспийского моря в 41-м
рейсе НИС “Рифт” в октябре 2012 г.: гидрофизические и
гидрохимические исследования**

**Klyuvitkin A.A.¹, Ambrosimov A.K.¹, Artamonova K.V.²,
Baranov V.I.³, Libina N.V.¹, Torgunova N.I.²**

¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow,

²Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow,

³Atlantic Branch of IO RAS, Kaliningrad)

**Comprehensive research of the Caspian Sea System in the 41th
cruise of the RV “Rift” in October 2012: hydrophysic and
hydrochemistry studies**

С 05 октября по 04 ноября 2012 г. в соответствии с Программой фундаментальных исследований президиума РАН № 23 была проведена комплексная экспедиция на НИС “Рифт” (41-й рейс), целью которой было исследование системы Каспийского моря. На 36-ти станциях и 43-х разрезах были выполнены гидрофизические, гидрооптические, гидрохимические, биогеохимические и геолого-геофизические исследования морской воды и атмосферы (рис. 1).

Исследования 41-го рейса НИС «Рифт» включали: зондирование водной толщи CTD-зондами Idronaut Ocean 316 и SBE19+, измерение течений во всей толще воды акустическими профилографами течений ADCP WHS – 300 в режиме буксировки и ADCP WHS – 150 в режиме зондирования. На ходу судна в течение всего рейса проводилось измерение гидрооптических характеристик проточным флуориметром и изучение атмосферных аэрозолей. На станциях осуществлялся отбор воды для гидрохимических и биогеохимических исследований. На борту судна проводились определения гидрохимических параметров (концентрации кислорода, кремния, фосфатов и нитритов), пигментов фитопланктона (хлорофилла “а” и феофитина “а”) с использованием флуориметра Trilogy (Turner Design), концентрации взвеси с помощью вакуумной фильтрации. Отбор донных осадков проводился дночерпателем и мультикорером. Были подняты притопленные буйковые станции (ПБС) с седиментационными ловушками и измерителями течений “Поток-М” и доплеровским измерителем течений Sontec, поставленные в 39-м рейсе НИС “Рифт” [1].

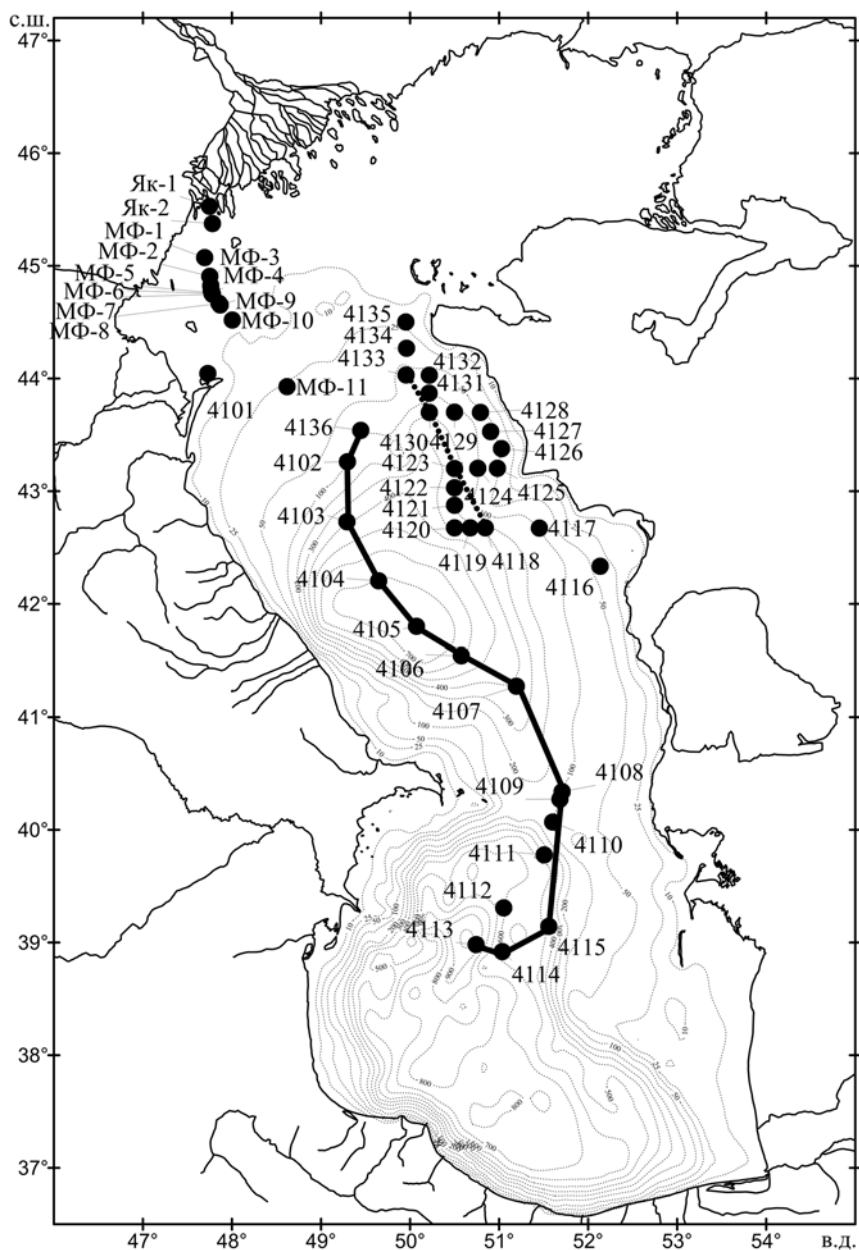


Рисунок 1. Карта станций и схема расположения опорных разрезов в Каспийском море в 41-м рейсе НИС “Рифт”

ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основное внимание в гидрофизических исследованиях 41-го рейса “Рифт” было уделено локальной изменчивости течений в глубоководной части Среднего Каспия.

Вертикальные разрезы поля течений и гидрохимических характеристик показали, что подводные течения у восточного побережья в районе Песчано-Мысского поднятия (ПМП) по всей глубине (ниже термоклина) огибают ПМП практически по изобатам. При этом часть потока натекает на ПМП, поднимая глубинные воды на поверхность моря.

В восточной части Среднего Каспия присутствуют мощные струйные течения южных направлений, направленные против восточной ветви циклонического круговорота, о которых не было известно ранее. Осенняя картина течений над южной котловиной отличалась от летней. Так в ее северной части течение северного направления в верхнем слое монотонно поворачивалось с глубиной по часовой стрелке на юго-восток (до глубины 300 м), затем с глубины 300 м течение начало разворот в обратном направлении и у дна (820 м) имело западное направление. В центре котловины до 300 м течение имело северное направление и далее до дна (1003 м) – восточное направление. Скорости течений составляли, в основном, около 10 см/с.

Анализ вертикальных профилей температуры, солёности, плотности и кислорода (рис. 2), полученных в глубоководных районах Среднего Каспия показывает, что в осенний период (как и в весенний) в толще моря на глубинах 200–300 м присутствуют возмущения T-S и O₂ характеристик. При этом на профилях плотности таких возмущений нет. Это позволяет утверждать, что холодные соле- и взвесенасыщенные воды Волги и рек Северного Кавказа обогащенные кислородом погружаются на западном свале глубин в толщу моря, нарушая структуру вод. В котловине Южного Каспия также наблюдаются возмущения O₂ на глубинах 200–400 м, связанные, возможно, с грязевым вулканизмом.

Над Апшеронским порогом наблюдается повышенная изменчивость характеристик водной толщи, при этом наблюдается двухслойное распределение солёности – верхнем слое до 36 м солёность составляет 11.44 епс, а ниже до дна – 11.3 епс. При этом течение в верхнем слое направлено на восток, а во всей толще от термоклина до дна в северном направлении.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Гидрохимический анализ включал определения растворенного кислорода, сероводорода, минерального фосфора, кремния, нитритного, нитратного и аммонийного азота, органических форм азота и фосфора, а также железа.

Анализ распределения гидрохимических характеристик в канале Волга-Каспий показал, что концентрации как минеральных, так и органических

форм биогенных элементов были значительно выше наблюдаемых в море. Процентное насыщение кислорода не превышало 90%, а его содержание изменялось от 5.7 до 6.2 мл/л. Наблюдались высокие концентрации растворенного железа (100–180 мкг/л), при этом содержание двухвалентного железа было в два раза выше, чем трехвалентного.

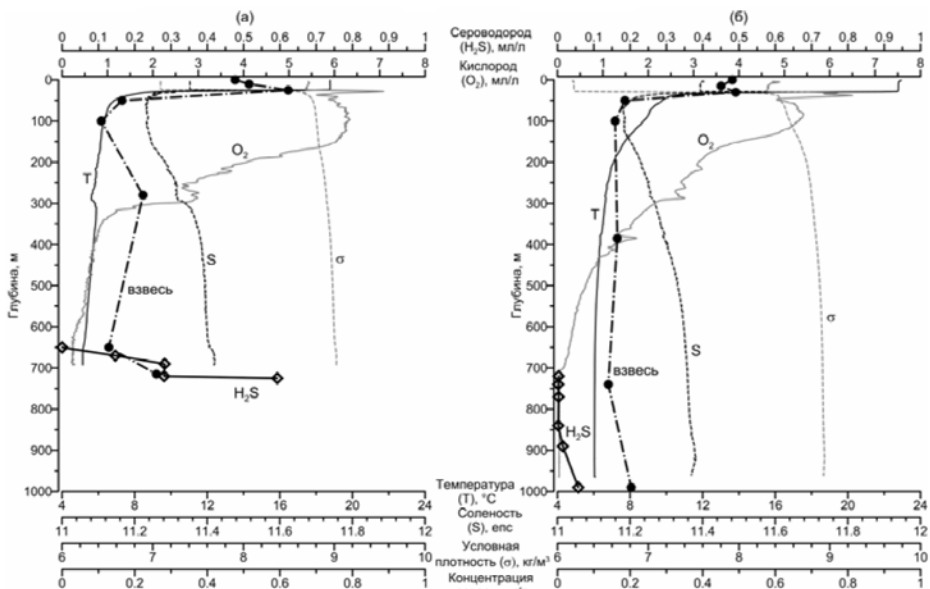


Рисунок 2. Вертикальное распределение температуры, солености, условной плотности, концентрации взвеси, сероводорода и кислорода (а) в Дербентской котловине на ст. 4104 и (б) в Южной котловине на ст. 4113.

В результате постановки двух суточных станций удалось рассчитать величину чистой продукции на разных горизонтах, которая составила на глубине 0 м – 0.11 гС/м³, 3 м – 0.03 гС/м³, 7 м – 0.00 гС/м³.

Гидрохимические исследования в море выявили резкое обострение гипоксии в Среднем и в Южном Каспии. При этом наблюдалось резкое обеднение биогенными элементами эвфотического слоя.

Одним из важнейших результатов исследований явилась возможность надежного выделения слоя сероводорода (от дна к поверхности), позволившего выявить в Среднем Каспии мощный (150 м) слой сероводорода от 650 м до дна, концентрация которого увеличивалась ко дну до 0.6 мл/л, в Южном Каспии – следовые количества сероводорода прослеживались от 750 м до дна. Заметим, что в 1933–34 гг. при более

высоком положении уровня Каспия (–26.5 м) концентрация сероводорода не превышала 0.3 мл/л.

Авторы благодарят академика А.П. Лисицына – руководителя проекта “Система Каспийского моря”, В.Н. Лукашина, И.Г. Пака, капитана и экипаж НИС «Рифт», а также участников экспедиции: В.А. Артемьева, Д.Ф. Будько, Ю.И. Венцкута, Б.А. Гуреева, А.А. Кондрашова, Н.С. Маторину, С.Д. Облеухова, Р.Б. Полуэктова, М.А. Смирнову, Е.В. Федорова, А.И. Храпко.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 11-05-00456-а и № 12-05-31450-мол_а, Президента РФ № НШ-618.2012.5, программы № 23 Президиума РАН “Трансевропейский меридиональный морской эколого-геохимический разрез” и Программы ОНЗ РАН № 5 “Микро- и наночастицы...”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амбросимов А.К., Кловиткин А.А., Гольдин Ю.А. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 39-м рейсе научно-исследовательского судна «Рифт» // Океанология. 2013. В печати.

New data about hydrophysic and hydrochemistry in the Caspian Sea were collected during 41st cruise of the RV “Rift” in October 2012.

**Клювиткин А.А.¹, Амбросимов А.К.¹, Филиппов А.С.¹,
Козина Н.В.¹, Кравчишина М.Д.¹, Полькин В.В.²**

⁽¹⁾Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, klyuvitkin@ocean.ru,

⁽²⁾Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск)

**Комплексное изучение системы Каспийского моря в 41-м
рейсе НИС “Рифт” в октябре 2012 г.: физико-геологические
исследования**

**Klyuvitkin A.A.¹, Ambrosimov A.K.¹, Filippov A.S.¹,
Kozina N.V.¹, Kravchishina M.D.¹, Polkin V.V.²**

⁽¹⁾P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow,

⁽²⁾V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, Tomsk)

**Comprehensive research of the Caspian Sea System in the 41th
cruise of the RV “Rift” in October 2012: physic-geological
studies**

С 05 октября по 04 ноября 2012 г. в соответствии с Программой фундаментальных исследований президиума РАН № 23 была проведена комплексная экспедиция на НИС “Рифт” (41-й рейс), целью которой было исследование системы Каспийского моря. На 36-ти станциях и 43-х разрезах были выполнены гидрофизические, гидрооптические, гидрохимические, биогеохимические и геолого-геофизические исследования морской воды и атмосферы (см. рис. 1 в [5]).

Исследования 41-го рейса НИС «Рифт» включали: зондирование водной толщи СТД-зондами Idronaut Ocean 316 и SBE19+, измерение течений во всей толще воды акустическими профилографами течений ADCP WHS – 300 в режиме буксировки и ADCP WHS – 150 в режиме зондирований. На ходу судна в течение всего рейса проводилось измерение гидрооптических характеристик проточным флуориметром и изучение атмосферных аэрозолей. На станциях осуществлялся отбор воды для гидрохимических и биогеохимических исследований. На борту судна проводились определения гидрохимических параметров (концентрации кислорода, кремния, фосфатов и нитритов), пигментов фитопланктона (хлорофилла “а” и феофитина “а”) с использованием флуориметра Trilogy (Turner Design), концентрации взвеси с помощью вакуумной фильтрации. Отбор донных осадков проводился дночерпателем и мультикорером. Были подняты притопленные буйковые станции (ПБС) с седиментационными ловушками и измерителями течений “Поток-М” и доплеровским измерителем течений Sontec, поставленные в 39-м рейсе НИС “Рифт” [1].

Исследование атмосферных аэрозолей

Концентрация аэрозолей, собранных сетевым методом в приводном слое атмосферы Каспийского моря, составила 2.51 мкг/м³, а поток вещества из атмосферы на поверхность моря, рассчитанный исходя из средней скорости

осаждения частиц в прибрежных районах морей и океанов 2 см/с [8] составил 4.35 мг/м²/сут соответственно. Такие величины характерны для осеннего сезона в Каспийском регионе [7]. Анализ обратных траекторий воздушных масс показал, что основным регионом-источником аэрозолей для приводного слоя атмосферы Каспия в октябре 2012 г. служили аридные районы Центральной Азии и Казахстана, а также из пустынь Аравийского полуострова.

Изучение счетной концентрации и функции распределения частиц по размерам в приводном слое атмосферы с помощью автоматизированного мобильного аэрозольного комплекса показало, что вариации средних значений аэрозольных параметров в основном были связаны со сменой направления и величиной скорости ветра, волнением морской поверхности, прохождением атмосферных фронтов и выносом терригенного аэрозоля с континента.

Сравнение объемных распределений, полученных в экспедиции, с данными 29-го рейса НИС «Рифт» (ноябрь 2008 г.), выполненного в условиях мощных, заметных визуально выносов пылевого аэрозоля из пустынь Туркмении, показало, что все значения, полученные в настоящем рейсе, как в субмикронном, так и грубодисперсном диапазонах лежат ниже данных 29-го рейса [10].

Исследование водной взвеси

Маргинальный фильтр р. Волги. Систематическое исследование маргинального фильтра (МФ) р. Волги проводится авторами с 2008 г. [6]. В 41-м рейсе НИС «Рифт» на разрезе река–море выполнено 12 станций в интервале солености от 0.22 до 10.6 епс, горизонт 0–2 м и 1 недельная станция в судоходном канале Волга–Каспий близ о-ва Искусственный с отбором проб с горизонтов 0, 3 и 7 м, отбором проб с поверхности на отстаивание и постановкой седиментационных ловушек сроком на 1 сутки на горизонты 3 и 7 м. В период исследований (12–19 октября) максимальные значения концентрации взвеси в пресных вод достигали 30 мг/л. При увеличении солености до 4 епс концентрация взвеси на первой (гравитационной) ступени МФ уменьшалась в пять раз (6 мг/л), возрастала до 16 мг/л при солености 8 епс (и далее уменьшалась до 0.8 мг/л в открытом море при солености 10.6 епс. Подобное бимодальное распределение взвеси в МФ характерно для осеннего сезона и наблюдалось нами также в ноябре 2008 г. (29-й рейс НИС «Рифт» [9]) и сентябре 2009 г. (32-й рейс НИС «Рифт» [3]).

Поверхностный горизонт (0–2 м). В поверхностных водах Среднего и Южного Каспия концентрация взвеси варьирует от 0.4 до 0.83 мг/л, достигая своего максимума в районе Песчанномысского поднятия, возможно под влиянием сезонного (с мая по октябрь) апвеллинга, расположенного вдоль восточного побережья от п-ва Тюб-Караган до Красноводского п-ва с холодной температурной аномалией у берега.

Водная толща. В водной толще выделяются три зоны, описанные нами ранее [1]. **Верхняя зона** – от поверхности до 40–60 м в зависимости от глубины моря и положения термоклина с четкой стратификацией вод по температуре и наиболее высокими концентрациями взвеси (до 0.81 мг/л). На осевом разрезе выделяется приповерхностный слой повышенных концентраций взвеси на горизонте 10–20 м (рис. 2 в [5], рис. 1). В верхней зоне значения концентраций в октябре ниже величин, полученных в июне этого же года, то есть, вероятно, наблюдается осеннее «затухание» биологической активности. При этом пространственное распределение взвеси более ровное, чем в июне. **Промежуточная зона**, от 40–60 м до дна; практически однородна по всем изученным параметрам, концентрации взвеси минимальны (0.1 мг/л). **Придонная зона** выделяется практически по всему морю, здесь формируется нефелоидный слой, слабый в центральных частях обеих впадин и мощный на склонах этих впадин. В районе Песчанномысского поднятия концентрации взвеси достигали 1.2 мг/л.

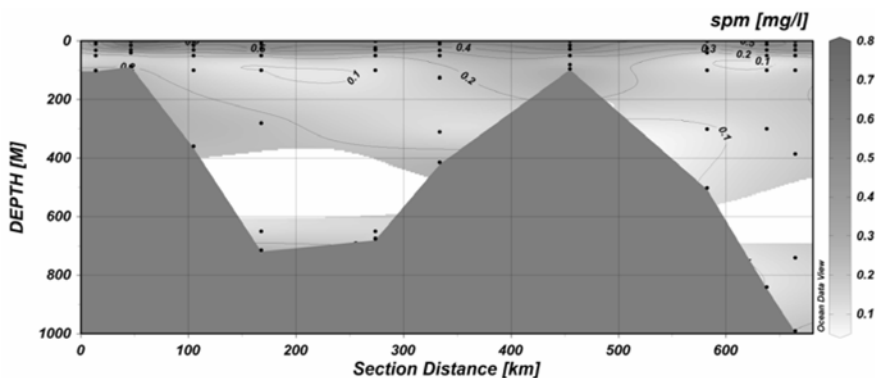


Рисунок 1. Распределение водной взвеси на осевом разрезе в Каспийском море

Концентрации взвеси хорошо согласуются с данными гидрооптического зондирования водной толщи. Коэффициент корреляции составил 0.89 для 57 пар данных.

Исследование вертикальных потоков осадочного вещества

Изучение вертикальных потоков вещества проводилось с использованием седиментационных ловушек, установленных на ПБС. Метод позволяет измерять на разных глубинах моря абсолютные массы осадочного материала, осаждающегося в ловушки. Были подняты 6 поставленных в июне 2012 г. в 39-м рейсе НИС «Рифт» станций [1] и установлено 5 новых станций.

Исследование донных осадков

В ходе рейса отобрано 15 проб донных осадков (слой 0–5 см) дночерпателем Океан-10 и 4 керна осадков 0–40 см (на станции в Дербентской котловине) с помощью мультикорера Mini Muc K/MT 410 производства KUM, Киль, Германия.

В Среднем Каспии на разрезе у восточного берега (станции 4124–4136, глубина <100 м) дночерпательные пробы осадков представлены преимущественно ракушечным материалом (содержание $C_{орг} < 1\%$). По мере увеличения глубины моря, в пределах изобат 200–300 м, мелкозернистые заиленные пески сменяются алевроитопелитовыми илами (станции 4118–4130) с редкими включениями обломков ракушки. Вблизи Апшеронского порога (станция 4109) в алевроитопелитовых илах примесь ракушечного материала достигает 40%. В Дербентской и Южной котловинах в поверхностном слое распространены тонкозернистые пелитовые илы с высоким содержанием $C_{орг}$ от 3.2 до 2.2% соответственно.

Авторы благодарят академика А.П. Лисицына – руководителя проекта “Система Каспийского моря”, В.Н. Лукашина, И.Г. Пака, капитана и экипаж НИС «Рифт», а также участников экспедиции: В.А. Артемьева, Д.Ф. Будько, Ю.И. Венцкута, Б.А. Гуреева, А.А. Кондрашова, Н.С. Маторину, С.Д. Облеухова, Р.Б. Полуэктова, М.А. Смирнову, Е.В. Федорова, А.И. Храпко.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 11-05-00456-а и № 12-05-31450-мол_а, Президента РФ № НШ-618.2012.5, программы № 23 Президиума РАН “Трансевропейский меридиональный морской эколого-геохимический разрез” и Программы ОНЗ РАН № 5 “Микро- и наночастицы...”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амбросимов А.К., Ключиткин А.А., Гольдин Ю.А. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 39-м рейсе научно-исследовательского судна «Рифт» // Океанология. 2013. В печати.
2. Амбросимов А.К., Либина Н.В., Корж А.О. Инструментальные наблюдения изменчивости гидрофизического режима Среднего Каспия в июле 2008 года // Экологические системы и приборы. 2010. № 9. С. 39–45.
3. Амбросимов А.К., Лукашин В.Н., Буренков В.И. и др. Комплексные исследования Каспийского моря в 32 рейсе НИС «Рифт» // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 751–757.
4. Амбросимов А.К., Лукашин В.Н., Либина Н.В. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 35-м рейсе научно-исследовательского судна «Рифт» // Океанология. 2012. Т. 52. № 1. С. 150–155.
5. Ключиткин А.А., Амбросимов А.К., Филиппов А.С. Комплексное изучение системы Каспийского моря в 41-м рейсе НИС “Рифт” в октябре 2012 г.: гидрофизические и гидрохимические исследования // Данный сборник.
6. Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Политова Н.В. и др. Исследование биогенной и абиогенной частей взвеси дельты реки Волги в период весеннего

половодья (май 2008 г.) // Водные ресурсы. 2013. Т. 40. № 2. С. 151–164.

7. Лукашин В.Н., Новигатский А.Н. О химическом составе аэрозолей в приземном слое атмосферы Среднего Каспия зимой и осенью 2005 г. // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. В печати.

8. Duce R.A., Liss P.S., Merrill J.T. et al. The atmospheric input of trace species to the World Ocean // Global Biogeochemical Cycles. 1991. V. 5. № 3. P. 193–259.

9. Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Novigatsky A.N. Distribution of suspended particulate matter and chlorophyll “a” in the Caspian Sea in November 2008 // International Conference “The Caspian Region: Environmental Consequences of the Climate Change”. 14–16 October 2010, Moscow, Russia. Proceedings. Moscow: Faculty of Geography, 2010. P. 249–252.

10. Pol'kin V.V., Kabanov D.M., Panchenko M.V. et al. Results of investigations of aerosol characteristics over the Caspian Sea in the 29 cruise of RV «Rift» // Atmos. Oceanic Opt. 2009. V. 22. № 9. P. 831–837.

New data about modern sediment system of the Caspian Sea were collected during 41st cruise of the RV “Rift” in October 2012.

**Клювиткин А.А.¹, Амбросимов А.К.¹, Духова Л.А.²,
Корж А.О.³, Кравчишина М.Д.¹, Козина Н.В.¹, Будько Д.Ф.¹**

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, klyuvitkin@ocean.ru,

²Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, г. Москва, ³Атлантическое отделение ИО РАН, г. Калининград)

Комплексные исследования системы Каспийского моря в экспедиции НИС “Никифор Шуреков” в августе-сентябре 2013 г.

**Klyuvitkin A.A.¹, Ambrosimov A.K.¹, Dukhova L.A.²,
Korzh A.O.³, Kravchishina M.D.¹, Kozina N.V.¹, Bud’ko D.F.¹**

¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow,

²Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow,

³Atlantic Branch of IO RAS, Kaliningrad)

Comprehensive studies of the Caspian Sea System in the research cruise of the RV “Nikifor Shurekov” in August-September 2013

С 21 августа по 9 сентября 2013 г. в рамках программы «Система Каспийского моря» (руководитель – академик А.П. Лисицын) проводилась комплексная экспедиция на НИС “Никифор Шуреков”. Главная цель экспедиции – исследование современной седиментационной системы Каспийского моря, включающее спутниковые, гидрофизические, гидрохимические, геологические и биогеохимические методы, изучение микро- и наночастиц и др. (рис.).

На комплексных океанологических станциях выполнялся отбор проб воды для гидрохимических и биогеохимических исследований. На борту судна проводились определения гидрохимических параметров (биогены, растворенный кислород, сероводород), хлорофилла “а” с использованием флуориметра Trilogy (Turner Design), концентрации и гранулометрического состава взвеси с помощью вакуумной фильтрации и счетчика частиц Коултера (Multisizer 3). Отбор донных осадков проводился боксорером Экмана-400 (KC-Denmark).

Гидрофизические работы включали зондирование водной толщи и измерение течений во всей толще воды акустическим профилографом течений ADCP WHS-150 в режиме буксировки. Выполнено 29 зондирований мультипараметрическим CTD-зондом SBE-25, 26 из них параллельно с CTD-зондом Idronaut Ocean 316.

Были подняты 3 из 5 поставленных в 41-м рейсе НИС “Рифт” притопленных буйковых станций (ПБС) с седиментационными ловушками и измерителями течений. ПБС проработали с октября 2012 г. и накопили уникальную информацию по осадочному материалу. Получены годовые записи изменчивости температуры, скорости и направлений течений с

помощью четырех измерителей Поток-2М (ОКБ ОТ РАН) и одного профилографа ADCP Argonaut-MD (Sontek), отработавших в составе ПБС.

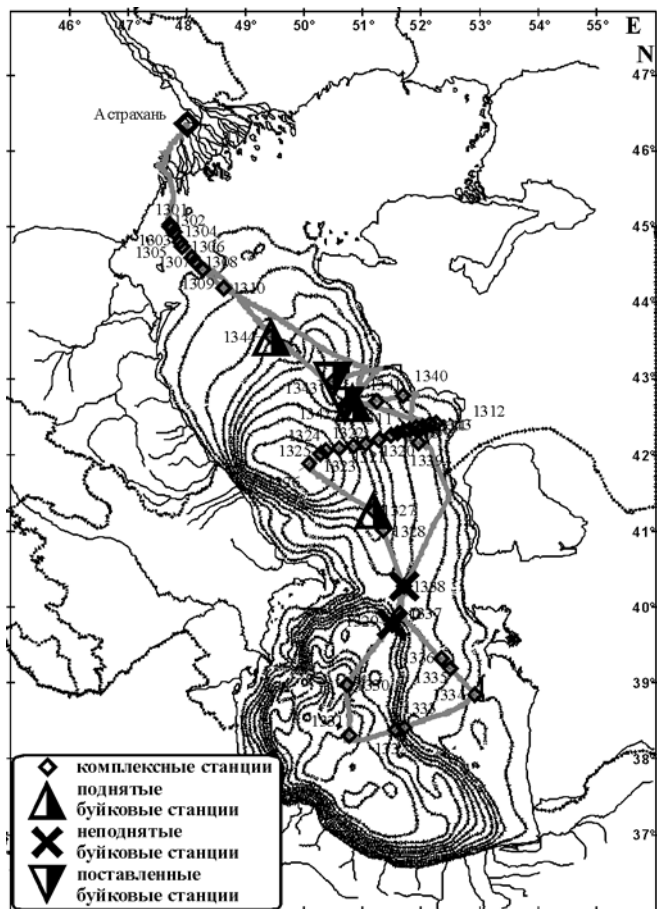


Рисунок. Карта-схема экспедиции НИС “Никифор Шуреков”

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Квазистационарное положение высокого уровня Каспийского моря в последние годы способствовало формированию вертикальной гидрохимической структуры, схожей с ситуацией 30-х годов, когда в экспедициях С.В. Бруевича в придонном слое Южного Каспия был обнаружен сероводород в концентрациях 0.1–0.3 мл/л. Концентрации фосфатов в 1934 году составили 1.7 μM для Среднего и 2.7 μM для Южного Каспия, кремниеслоты – 130 μM и 100 μM соответственно [1].

По полученным в 2013 г. данным как в Среднем, так и в Южном Каспии, продолжается отмеченное в начале 2000-х годов обострение гипоксии, концентрация растворенного кислорода в Дербентской котловине (ст. НШ-1326) начиная с глубины 400 м составляла менее 0.75 мл/л, а с 630–640 м отмечено появление сероводорода, концентрация которого увеличивалась ко дну от 0.02 до 0.36 мл/л. В Южнокаспийской котловине (ст. НШ-1329) на глубине 500 м концентрация растворенного кислорода составляла 0.66 мл/л, а сероводородный слой начинался с 800–820 м, концентрация сероводорода в придонном горизонте (990 м) составила 0.32 мл/л.

Низкое содержание кислорода в глубинных слоях Каспийского моря привело к формированию четко выраженного промежуточного максимума нитратов, а с появлением в придонных слоях сероводорода идущие в этих условиях процессы нитрат-редукции привели к уменьшению концентрации нитратов практически до нуля и резкому возрастанию содержания аммонийного азота. Глубина залегания слоя нитратного максимума и концентрации нитратов в нем в Среднем и Южном Каспии, а также концентрации аммонийного азота, фосфатов и кремнекислоты в придонных горизонтах приведены в таблице.

Таблица. Максимальные значения концентраций гидрохимических характеристик, полученные в экспедиции НИС «Никифор Шуреков».

Гидрохимические характеристики	Максимальные концентрации	
	Средний Каспий	Южный Каспий
Растворенный кислород (O_2)	13.82 мл/л	7.16 мл/л
Растворенный кремний ($Si-SiO_3''$)	180.9 μM	107.8 μM
Азот нитратов ($N-NO_3'$) (глубина залегания слоя максимума)	13.0 μM (300 м)	13.2 μM (400 м)
Азот нитритов ($N-NO_2'$)	0.06 μM	0.1 μM
Аммонийный азот ($N-H_4'$)	3.97 μM	3.47 μM
Фосфаты ($P-PO_4'''$)	2.68 μM	2.37 μM
Сероводород (H_2S)	0.36 мл/л	0.32 мл/л

В поверхностном слое концентрации биогенных элементов низки вследствие процессов фотосинтеза и составляли: нитраты – 0.1–0.4 μM ; фосфаты 0.01–0.12 μM и кремнекислота – 0.3–6.0 μM . Наиболее эффективно фотосинтез идет в подповерхностном слое, что хорошо прослеживается в зоне апвеллинга (у мыса Песчаный), где концентрация кислорода на горизонте 17–19 м достигала 13.71–13.82 мл/л.

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основная цель биогеохимических исследований в рейс – сбор материала для изучения седиментационной системы Каспийского моря, позволяющего оценить современные потоки вещества в море, в толще воды

и на дно, а также биогеохимические процессы, воздействующие на осадочное вещество в море и в донных осадках.

Исследование взвеси и хлорофилла «а»

Наиболее высокие концентрации взвеси и хлорофилла «а» (пигмент-марка фитопланктогенной части взвеси) установлены в верхнем перемешанном слое. Максимальные значения концентрации хлорофилла «а» в водной толще приурочены к глубине залегания сезонного термоклина: непосредственно над термоклином и/или под ним в зависимости от стадии сукцессии фитопланктонного сообщества. Почти повсеместно отмечается придонный нефелоидный слой мощностью около 20 м.

Получены новые данные о концентрации и трансформация состава взвеси в маргинальном фильтре р. Волги по мере роста солености. Около 80% взвешенных частиц выпадает в осадок уже на первой гидродинамической ступени фильтра. Остальная часть взвеси вовлекается в биогеохимические процессы преобразования вещества.

Исследование вертикальных потоков осадочного вещества проводилось с использованием седиментационных ловушек, установленных на ПБС. Метод позволяет измерять на разных глубинах моря абсолютные массы осадочного материала, осаждающегося в ловушки. Была поднята 3 ранее поставленные станции и установлено 2 новые станции. Нами использовались 2 вида ловушек: многостаканные касетные конические седиментационные ловушки «Лотос-3» с механизмом программируемой смены пробосборников и интегральные малые цилиндрические седиментационные ловушки МСЛ-110, позволяющие получать среднегодовой поток вещества.

Предварительный анализ материала, собранного седиментационными ловушками «Лотос-3», показал наличие сезонного цикла осаждения осадочного материала. Максимальный поток приходится на весенне-летние месяцы, минимум зафиксирован зимой (январь–декабрь). Стоит отметить резкое увеличение вертикального потока в декабре на северном склоне Дербентской котловины (станция НШ-1344) и в августе на ПМП (станция НШ-1311). По всей вероятности, данные выбросы связаны с резкими изменениями в гидрофизической обстановке в районе постановки станций, а в частности с затоком теплых вод, зафиксированных измерителями течений и температуры на тех же станциях. Анализ вертикального распределения потоков по данным МСЛ-110, установленных в толще вод с интервалом 10 м, показывает наличие выраженного придонного нефелоидного слоя с максимальным потоком у дна. Наибольшие для всего моря вертикальные потоки осадочного вещества выявлены в районе ПМП в зоне действия апвеллинга.

Донные осадки отбирались с помощью боксера Экмана площадью сбора 400 см² (KC-Denmark). В ходе экспедиции в маргинальном фильтре было сделано 5 станций с отбором донных осадков. Основная часть проб в

маргинальном фильтре представлена ракушняком (ст. НШ-1306, НШ-1310) и песком среднезернистым с примесью ракушняка (ст. НШ-1307, НШ-1309). Одна станция (НШ-1302) на глубине 5 м в маргинальном фильтре представлена тонким пелитовым илом серого цвета с запахом сероводорода, что вызывает большой интерес.

Остальная часть донных осадков (20 станций) были отобраны в Среднем и Южном Каспии. В Дербентской впадине (ст. НШ-1326) на глубине 780 м осадок на всем протяжении (горизонт 0–32 см) имеет запах сероводорода. Наилкок (флоккулированный слой сильно обводненного осадка на границе вода-дно) представлен пелитовым материалом, окрашенным в темно-зеленые, темно-серые цвета. Цвет зависит от содержания карбонатов, от количества растительного детрита, от окисленно-восстановительных условий. Под наилком осадок представлен пелитовым илом светло-серого, серого, серо-зеленого цвета с микропрослоями и микроконкрециями гидротроилита. В Южной глубоководной впадине (ст. НШ-1330, НШ-1331) осадок так же пахнет сероводородом. Материал представлен тонким пелитовым илом серого цвета с примазками, прослоями и микроконкрециями гидротроилита.

Вдоль восточного побережья Каспийского моря на глубинах от 80 до 190 м (ст. НШ-1333, НШ-1336, НШ-1338, НШ-1341) впервые обнаружены глины, залегающие близко к поверхности дна. Верхний слой осадка (0–3 см – 0–10 см) представлен тонким пелитовым илом желто-зеленого цвета. Под этим слоем залегает глина белого, светло-серого цвета, плотная и жирная на ощупь. На глубине менее 80 м вдоль восточного побережья (ст. НШ-1334, НШ-1339, НШ-1340) осадок представлен ракушняком. На ст. НШ-1335 восточной части Южного Каспия на глубине 50 м осадок представлен оолитами.

Авторы благодарят академика А.П. Лисицына – руководителя проекта “Система Каспийского моря”, И.Г. Пака, капитана и экипаж НИС «Никифор Шуреков», а также участников экспедиции: М.С. Бикарюка, Е.А. Серебренникову, Е.В. Федорова.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 11-05-00456 и № 12-05-31450, Президента РФ № НШ-618.2012.5, программы № 23 Президиума РАН “Трансевропейский меридиональный морской эколого-геохимический разрез” и программы ОНЗ РАН № 5 “Микро- и наночастицы...”

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бруевич С.В. Гидрохимия Среднего и Южного Каспия. М-Л.: Изд. АН СССР, 1937. 329 с.

New data about hydrophysic, hydrochemistry and biogeochemistry of the Caspian Sea collected in August-September 2013 during expedition of the RV “Nikifor Shurekov” are presented.

Козина Н.В.

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

Минералогия голоценовых отложений Каспийского моря Kozina N.V.

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

Mineralogy of Holocene sediments of the Caspian Sea

Исследование закономерностей современного осадконакопления в Каспийском море имеет свою историю. С различной степенью обобщения аспекты этой проблемы рассматривались А.Д. Архангельским, Н.М. Страховым, М.В. Кленовой, В.П. Батуриным, С.В. Бруевичем, Е.К. Копыловой, И.А. Алексиной, Н.М. Арутюновой, А.С. Пахомовой, Т.И. Горшковой, Л.И. Лебедевым, Е.Г. Маевым, Л.С. Кулаковой, П.Н. Куприным, В.И. Багировым, С.А. Брусиловским, Ю.Н. Гурским, Д.С. Туровским, О.К. Бордовским, В.Н. Холодовым, Ю.П. Хрустальевым и многими другими. Большой интерес к исследованию Каспийского моря вновь начал расти в последние годы благодаря академику А.П. Лисицыну. Академик А.П. Лисицын начал разработку инновационной океанологической системы, которая включает в себя комплекс новых методов и приборов для проведения четырехмерных океанологических и биохимических исследований.

Изучение минералогического состава донных отложений позволяет более детально познать процессы современного осадконакопления. Минералогические исследования характеризуют вещественный состав осадков и дают возможность выяснить особенности распределения минеральных видов по площади бассейна, выделить терригенно-минералогические провинции и установить их связь с основными источниками поступления обломочного материала.

Основой для минералогического анализа современных донных осадков послужили материалы экспедиций на НИС «Рифт» в 2008, 2010 и 2012 годах. Пробы донных осадков Каспийского моря отбирались с помощью дночерпателя Океан-10. Количество проанализированного материала составило более 60 образцов. Поверхностные донные осадки были разделены по стандартной методике Петелина до фракции 0.1–0.05 мм, которая является наиболее информативной для исследования минералов тяжелой подфракции. Проба крупноалевритовой размерности (0.1–0.05 мм) разделялась на легкую и тяжелую подфракции при помощи тяжелой жидкости бромформ. Минералы тяжелой подфракции закреплялись на стеклянные пластинки при помощи канадского бальзама с показателем преломления 1.55 и изучались под оптическим микроскопом.

Известно, что питание Каспийского моря происходит как за счет гумидных, так и аридных областей, и рельеф областей суши, примыкающих

к Каспийскому морю, очень разнообразен [1]. Площадь водосбора Каспийского моря включает Уральскую горную систему, дренируемую рр. Урал и Эмба, Русскую платформу (Волга и ее притоки), горные сооружения Большого и Малого Кавказа, эролируемые Терек, Самур, Сулак, Курой и др., а также пустыни Западного Казахстана и Туркмении [2].

Чтобы проследить влияние основных источников в формировании минерального состава современных донных осадков, приведем распределение основных минералов тяжелой фракции по акватории Каспийского моря.

Минералы группы амфиболов распространены по всей площади Каспийского моря. Представлены они в основном обыкновенной роговой обманкой. Другие амфиболы, такие как, глаукофан, актинолит, тремолит, базальтическая роговая обманка встречаются эпизодически, в количестве, не превышающем значений «единичные зерна». Лишь в западной части Каспийского моря базальтическая роговая обманка преобладает над обыкновенной роговой обманкой. Зоны с повышенными содержаниями роговой обманки отмечены в осадках на западном шельфе Каспийского моря. Максимальные концентрации роговой обманки (24%) связаны с размывом горных пород Кавказа и выносом их горными реками в западную часть моря. Горные реки, дренирующие Кавказ, размывают магматические (зеленокаменные породы и роговообманковые порфириты) и метаморфические породы (сланцы), богатые роговой обманкой. В Северный Каспий роговая обманка попадает благодаря поступлению терригенного материала реками Волга и Урал, а также вследствие размыва берегов, сложенных породами с повышенным количеством амфиболов. Призматическая форма минерала способствует его легкой транспортировке в глубоководные части моря (котловины) за счёт сильных течений и различных гидродинамических условий в этом районе. Широкое распространение амфиболов в породах Уральской горной системы, Большого и Малого Кавказа, а также низкая степень гидродинамической устойчивости этой группы минералов способствует повсеместному распространению амфиболов в осадках Каспийского моря и преобладанию их в осадках западного шельфа. На количество роговой обманки в Южном Каспии большое влияние оказывает размыв продуктов грязевулканических извержений вулканов. Минимальные концентрации амфибола (3%) зафиксированы в восточной части Каспийского моря.

Минералы группы эпидота также широко распространены в современных осадках Каспийского моря. Они представлены эпидотом, лишь в редких пробах был обнаружен цоизит. Максимальные концентрации эпидота зафиксированы в осадках дельты р. Волга (18%). Такое насыщение осадка эпидотом связано с поступлением и сносом его с Русской платформы. Кроме этого, большие концентрации эпидота приурочены к выносу р. Урал. В Среднюю часть моря эпидот привносится вместе с основным потоком

обломочного материала из Северного Каспия. Значительное количество эпидота содержится в осадках восточного шельфа, куда он поступает при размыве известняков и мергелей береговых обрывов восточного побережья, где содержание его в тяжелой фракции этих пород очень велико [3]. В глубоководную Дербентскую впадину эпидот попадает за счет больших выносов его Волгой и Уралом и сильным гидродинамическим режимом. Минимальные концентрации эпидота обнаружены в Южном Каспии (2–4%).

Минералы группы пироксенов, в основном моноклинные пироксены (авгит, диопсид), реже ромбические пироксены (гиперстен, содержание которого «единичные зерна»), повсеместно распределены в осадках Каспийского моря при содержании от «единичных зерен» до 20%. В максимальных количествах пироксены концентрируются в донных отложениях западной части Каспийского моря. Повышенное содержание пироксенов в современных осадках обусловлено выносами рр. Терека, Самура, Сулака, Куры и др. Наибольшее содержание пироксенов в тяжелой фракции характерно для аллювия р. Куры и ее притоков. Минимальные концентрации пироксена (<2%) зафиксированы в осадках дельты р. Волга и восточной части Среднего Каспия.

Среди *группы устойчивых минералов* (гранат, циркон, сфен, рутил, турмалин) повсеместно по площади Каспийского моря распространен гранат: с максимальными концентрациями (12%) в осадках дельты р. Волга и минимальными (<1%) – в Южном Каспии. Схожий характер распространения с гранатом имеет циркон, содержание которого в осадках дельты р. Волга имеет максимальные значения (9,5%), а в осадках Южного Каспия циркон либо отсутствует, либо встречается в «единичных зернах». Сфен и рутил в основном накапливаются в осадках дельты р. Волга, не превышая 5%, а так же на Апшеронском пороге, в восточной и западной частях Каспия (<3%). В глубоководных котловинах эти минералы почти полностью отсутствуют, иногда встречаются в количестве «единичных зерен». Схожий характер распространения имеет турмалин с максимальными концентрациями в осадках дельты р. Волга (8%) и в восточной части Каспийского моря (5%), и с минимальными концентрациями в западной части Каспия (<1%).

Среди *метаморфических минералов* (кианит, ставролит, силлиманит) по всей площади Каспийского моря распространен кианит. Для кианита характерно повышенное содержание в осадках западного шельфа (>10%). Максимальные концентрации кианита достигают 17% на западном шельфе Южного Каспия. Поставка этого минерала осуществляется горными реками, дренирующие горные сооружения Большого и Малого Кавказа [4]. Ставролит и силлиманит имеют пониженные значения в осадках Каспийского моря, не превышающие 4% от всего количества тяжелой фракции. Основным источником этих минералов являются выносы терригенного материала р. Волга.

Рудные минералы (ильменит, магнетит, гидроокислы железа) наиболее распространенные минералы в тяжелой фракции донных осадков дельты р. Волга и Северного Каспия. Эти минералы отличаются высоким удельным весом, поэтому они образуют повышенные концентрации вблизи основных источников поступления материала. В дельте р. Волга содержание ильменита более 15%. Минимальные концентрации ильменита зафиксированы в Южном Каспии: от 3% на западном шельфе до «единичных зерен» в глубоководной впадине Южного Каспия. Магнетит распространен по всему Каспийскому морю в небольших концентрациях, исключая пространство дельты р. Волга, где он не был обнаружен. Повышенное значение магнетита в осадках приурочено к западной части Каспийского моря и достигает 5%. В остальных районах его значение не превышает 3%. Что касается гидроокислов железа, то максимальные его концентрации наблюдаются в глубоководных впадинах Среднего и Южного Каспия, составляя 13–15%, в редких случаях достигают 20%. В глубоководных впадинах и на восточном шельфе Каспия гидроокислы железа имеют аутигенное происхождение.

Слюда (биотит, мусковит) распространена по всей площади Каспийского моря. Максимальные ее концентрации в осадках обнаружены в восточной части Каспия, составляя более 30%. В осадках западного шельфа концентрация слюды увеличивается с севера на юг: от 10% до 30%. Слюда является составной частью выносов западных рек, а также известняков, мергелей и песчаников восточного побережья. Слюда обладает большой транспортабельностью, за счет своей формы и строения, поэтому большое количество этих минералов обнаружено в глубоководных впадинах Среднего и Южного Каспия. В осадках глубоководных впадин Каспийского моря концентрация слюды находится в пределах 20-30%.

Апатит встречается повсеместно в современных осадках Каспийского моря. Его концентрации не превышают 5%. Повышенное содержание апатита в осадках обнаружено в дельте р. Волга и в западной части Каспийского моря.

Одним из существенных компонентов донных осадков Каспийского моря (тяжелой фракции) является *пирит* (аутигенный минерал). Встречается он в виде микростяжений, агрегатных скоплений, кристаллов фрамбоидальной формы и округлых зерен. Повышенные концентрации пирита приурочены к районам наиболее тонкозернистых осадков, с содержанием пелитовой фракции более 90%, что связано с повышенным содержанием железа в них. Максимальные его концентрации зафиксированы в глубоководных впадинах Среднего (20%) и Южного Каспия (30%).

Анализ распределения минералов тяжелой фракции в современных донных осадках Каспийского моря показывает, что минералогический состав тяжелой фракции донных осадков не однородный. Донные

отложения характеризуются полиминеральным составом, т.к. формирование терригенной составляющей происходит за счет обломочного материала, поступающего с речным стоком, эоловой взвесью, а также при абразии берегов. Количественное размещение минералов по площади бассейна подчиняется определенным закономерностям и зависит от гидродинамических условий и местоположения источников питания. На основании минералогических исследований современных донных осадков на акватории Каспийского моря выделяются 9 минералогических провинций. На Северный Каспий большое влияние оказывает поставка обломочного материала р. Волгой с Русской платформы. Подчиненное значение на формирование осадков Северного Каспия оказывают р. Урал и Терек. Западная часть Каспийского моря находится под влиянием горных рек, дренируемых горные сооружения Большого и Малого Кавказа. Восточная часть Каспия формируется под влиянием эоловых наносов и абразии береговых отложений. В Южном Каспии на осадконакопление существенное влияние оказывают выбросы грязевых вулканов.

Таким образом, распределение терригенных минералов в современных донных осадках Каспийского моря зависит от местоположения источников обломочного материала, степени транспортабельности минералов, морфологии дна и гидродинамических условий.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-31302мол_а), (грант 12-05-31450 мол_а).

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за поддержку, экипажу НИС «Рифт», А.К. Амбросимову за помощь в экспедициях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каспийское море: Вопросы геологии и геоморфологии / Отв. ред. Л. И. Лебедев, Е. Г. Маев. М.: Наука, 1990.
2. Каспийское море: Проблемы седиментогенеза / Холодов В.Н., Хрусталеv Ю.П., Лубченко И.Ю. и др. М.: Наука, 1989. 184 с.
3. Алексина И.А. Осадки и рельеф подводного склона восточного побережья средней части Каспийского моря // Геологическое строение подводного склона Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 122–193.

Undertake a study of the mineral composition of recent sediments of the Caspian Sea. 9 terrigenous-mineralogical provinces based on the mineral composition of the heavy fraction were separated.

Козина Н.В., Гордеев В.В., Батурин Г.Н.

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

e-mail: kozina_nina@bk.ru; gordeev@ocean.ru)

**Тяжелые металлы (Cu, Zn, Ni, Co, Cr, Pb, Fe и Mn) в
поверхностных донных осадках Среднего и Южного
Каспия**

Kozina N.V., Gordeev V.V., Baturin G.N.

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

**Heavy metals (Cu, Zn, Ni, Co, Cr, Pb, Fe and Mn) in the
surface bottom sediments of the Middle and Southern Caspian
Sea**

Каспийское море, являющееся одним из крупнейших бессточных водоемов земного шара, давно привлекает внимание исследователей, в том числе геологов и геохимиков. Однако геохимические исследования донных осадков моря остаются немногочисленными и охватывают сравнительно небольшой круг химических элементов.

Г.Б. Батуриным были выполнены детальные исследования геохимии уранав Каспийском море [1]. Донные осадки мелководной северной части моря анализировались на содержание группы химических элементов Ю.П. Хрустальевым [2]. В 1987 г. Вышла из печати книга «Осадки Каспийского моря: геология и нефтегазоносность», одна из глав которой посвящалась геохимии микроэлементов в осадках Каспийского моря. Авторы (Лебедев Л.И., Алексина И.А., Кулакова Л.С. и др. [3]) представили схематические карты распределения в поверхностных осадках моря Fe, Mn, Ti, C_{org} , Mo, Pb, V, Ga, Ni, Co, Cu). Определения большинства микроэлементов выполнялись методом количественного спектрального анализа, который существенно уступал в воспроизводимости и правильности современным методам таким как атомно-абсорбционная спектрофотометрия, рентгено-флуоресцентный анализ и метод связанной плазмы с масс-спектрометрией (ИСП-МС). И только в последнее время появилась работа [4], в которой 10 образцов из Южного Каспия, отобранные еще в советское время, были проанализированы методом ИСП-МС на 34 элемента.

Возглавляемая академиком А.П. Лисицыным Лаборатория физико-геологических исследований в последние годы приступила к систематическим комплексным исследованиям природы Каспийского моря, в том числе его геологии и геохимии.

Уже проведен ряд экспедиций на НИС «Рифт», в которых отбирались образцы донных осадков с помощью дночерпателей и трубок. На начальном этапе этих исследований авторы данного сообщения поставили задачу выполнить анализ методом атомной абсорбции в пламени более 260 образцов поверхностных донных осадков (0–3 – 0–5 см) Среднего и

Южного Каспия из коллекции Г.Н. Батурина (пробы были отобраны в 60-70-ые годы прошлого столетия). К этой коллекции было добавлено несколько десятков образцов, полученных в последние годы на НИС «Рифт».

Анализы, как отмечалось, выполнялись методом атомной абсорбции в пламени ацетилен-воздух (и ацетилен-закись азота при определении алюминия) на спектрофотометре «Квант-2А». Навески (50 мг) проб разлагались в тefлоновых стаканах в смеси $\text{HF-HNO}_3\text{-H}_2\text{O}_2$ в системе с микроволновой печью MVS-2 (Германия). После выпаривания до влажных солей содержимое растворялось в 0.2 мл HNO_3 и деионизованной воде с конечным объемом раствора 30 мл. Контроль правильности определений осуществляли анализом сертифицированных образцов речных и прибрежных морских донных осадков GSD-1 – GSD-12 (КНР).

Карта расположения старых и новых станций показана на рис. 1.

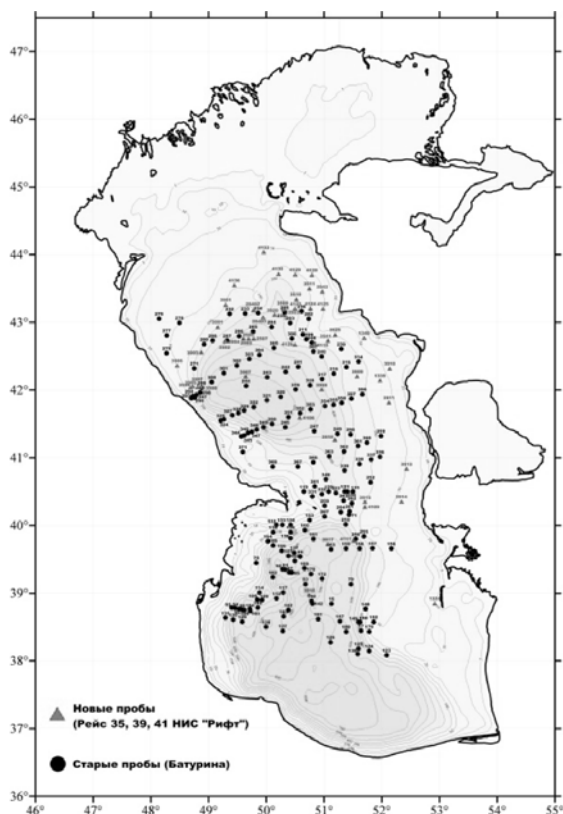


Рисунок 1. Карта станций, на которых выполнен отбор проб

Прежде чем перейти к рассмотрению полученных данных и сравнению их с данными предыдущих исследователей и средними содержаниями в глинах и осадочных породах попытаемся получить ответ на вопрос: существуют ли различия в уровне содержаний металлов в образцах, полученных около полувека назад, и образцах, отобранных в последние несколько лет. Сделать подобное сравнение можно только с большой степенью условности, используя образцы на новых станциях, наиболее близко расположенных к старым станциям. Было выбрано 30 пар станций.

Сравнение показывает, что CaCO_3 , $C_{\text{орг}}$, Al, и Fe в среднем на старых станциях на 11–16% ниже, чем в новых (кроме $C_{\text{орг}}$ – на 25% ниже), тогда как все микроэлементы и Mn, напротив, несколько выше на старых станциях (на 8–17% для Co, Zn, Mn, нет различий для Cr, но на 55% выше для Cu и 61% для Pb). При всей условности такого сопоставления получается довольно интересная картина. С чем связаны различия, сказать трудно. Наиболее вероятны методические различия (способ пробоотбора), но не аналитические (метод анализа один и тот же). Менее вероятны причины, связанные с некоторым обогащением самого верхнего слоя осадков металлами за счет возможных высачиваний на дне термальных минерализованных растворов [4], хотя при типичных скоростях накопления за полвека можно ожидать всего нескольких мм дополнительного осадка. Во всяком случае, такое сравнение указывает на то, что строить карты распределения совместно по старым и новым образцам можно без опасений для всех элементов и компонентов, кроме $C_{\text{орг}}$, Cu и Pb (для последних требуется оценивать каждую новую точку отдельно).

В табл. 1 представлены диапазоны и средние содержания определенных элементов и для сравнения результаты других авторов и средние содержания в глинах и осадочных породах. Сравнение с данными работы [3, 4] показывает, что для большинства элементов они вполне сопоставимы. Однако по Ni и Cu наши средние содержания на 30–50% оказываются выше более ранних данных, как и по $C_{\text{орг}}$, хотя и в меньшей степени. По Pb данные спектрального анализа оказались несколько завышенными по сравнению с данными атомной абсорбции.

Наши данные (около 300 проб) оказались очень близкими к средним по 10 пробам донных осадков Южного Каспия, которые анализировались методом ИСП-МС [4].

По сравнению с химическим составом глин и осадочных пород (табл. 1) донные осадки Среднего и Южного Каспия по уровню содержаний Fe, Mn, Cr, Co оказываются близкими к их содержаниям в стандартных глинах, однако по Ni, Cu, Pb и Zn донные осадки Среднего и Южного Каспия существенно (в 1.5–2.0 раза) обогащены этими металлами по сравнению с глинами. Интересно, что по данным ИСП-МС (всего 10 проб) [4], как и по нашим данным, донные осадки Южного Каспия обогащены относительно глин Ni, Cu, Pb и Zn, а также рядом других металлов, не определявшимися нами.

Таблица. Средние содержания элементов в донных осадках Среднего и Южного Каспия (наши данные) в сравнении с данными других авторов и средними содержаниями в глинах и осадочных породах.

Элемент	Глинистый ил		Глин.-изв. ил		Осадки Южного Каспия	Глины	Осадочные породы
	1*	2*	1*	2*	3*	4*	4*
Fe	4,5	4,24	5,1	4,3	4,15	4,71	3,54
Mn	1050	1100	2300	1500	2100	970	848
Cr	95	87	102	72	84	76	58
Ni	82	54	105	52	93	47	37
Co	18,7	18	25	20	17,6	19	14
Cu	70	53	120	53	81	36	31
Pb	22,1	26	26,3	36	21	14	12
C_{орг}	2,1	1,78	3,1	1,87	2	-	-
Al	7,2	-	8,4	-	6,5	-	-
Zn	96	-	125	-	100	52	43
Примечание: CaCO ₃ , C _{орг} , Fe - в %, остальные элементы - в мкг/г							

1* – данная работа; 2* – Лебедев и др., 1987; 3* – Батурин (в печати);

4* – Григорьев, 2004.

В результате полученных данных о содержаниях в донных осадках Среднего и Южного Каспия были построены схематические карты распределения Fe, Al, C_{орг}, Mn, Cu, Zn, Ni, Co, Pb и Cr (в пересчете на бескарбонатную основу). В качестве примера приводим карту распределения кобальта (рис. 2). Отметим, что этот металл демонстрирует такое же распределение, как и почти все рассматриваемые нами элементы – Fe, Mn, Ni, Cu, Pb и C_{орг}. Иначе говоря, эти элементы концентрируются в наиболее тонких фракциях осадках (пелитах), что типично практически для всех морских бассейнов. Несколько иначе распределяется в донных осадках Cr, повышенные концентрации которого нередко встречаются в прибрежных осадках.

Более детально результаты данной работы будут рассмотрены в докладе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-31302 мол. а), (грант 12-05-31450 мол. а).

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за поддержку, экипажу НИС «Рифт», А.К. Амбросимову за помощь в экспедициях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батурин Г.Н. О содержании урана в осадках Каспийского моря // Атомная энергия. 1966. Т. 21. № 4. С. 515–520.
2. Хрусталеv Ю.П. Закономерности осадконакопления во внутриконтинентальных морях аридной зоны. Л.: Наука, 1989. 261 с.

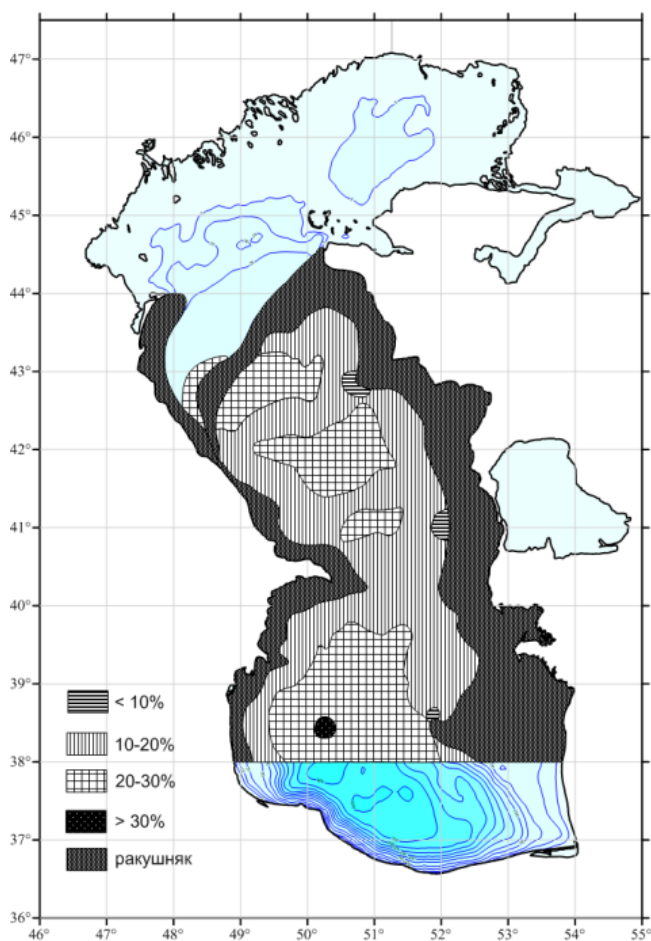


Рисунок 2. Распределение Со в современных донных осадках (в %).

3. Лебедев Л.И., Алексина И.А., Кулакова Л.С. и др. Каспийское море: геология и нефтегазоносность. М.: Наука, 1987. 296 с.
4. Батурин Г.Н. Геохимия осадков Южного Каспия (в печати).
5. Григорьев Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, составляющих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия. 2004. № 7. С. 785–792.

In this paper we consider the distribution of heavy metals in the recent sediments of the Middle and South Caspian, show a comparison with previously published data.

**Леин А.Ю.¹, Саввичев А.С.², Кравчишина М.Д.¹,
Козина Н.В.¹, Пересыпкин В.И.¹, Захарова Е.Е.²,
Веслополова Е.Ф.², Мицкевич И.Н.², Шульга Н.А.¹,
Лобус Н.В.¹, Политова Н.В.¹, Иванов М.В.²**

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

²Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН, г. Москва)

Биогеохимические особенности водной толщи и осадков Каспийского моря

**Lein A.Yu.¹, Savvichev A.S.², Kravchishina M.D.¹,
Kozina N.V.¹, Peresyypkin V.I.¹, Zakharova E.E.²,
Veslopolova E.F.², Mitskevich I.N.², Shulga N.A.¹, Lobus N.V.¹,
Politova N.V.¹, Ivanov M.V.²**

¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²S.V. Winogradsky Institute of Microbiology RAS, Moscow)

Biochemical characteristic of the water layer and sediments of the Caspian Sea

В работе приведены результаты исследования микробных и биохимических процессов в водной толще и в зоне контакта «вода-осадок» в пробах трех профилей в Каспийском море: Транскаспийского осевого, широтного и восточно-меридионального (39 рейс НИС «Рифт» ИО РАН, май–июнь 2012 г.).

Каспийское море расположено на границе двух климатических зон – гумидной на западе и северо-западе и аридной на востоке. Поставка взвеси в море в гумидной зоне осуществляется, главным образом, со стоком больших и малых рек, а в аридной зоне в основном золовым путем.

В конце мая – начале июня 2012 г. в водной толще обеих котловин наблюдалась устойчивая температурная и гидрохимическая стратификация водной толщи, и был обнаружен сероводород, содержание которого увеличивалось от верхней границы его обнаружения к придонным горизонтам водной толщи.

Основной задачей данной работы было установление особенностей микробных процессов преобразования взвеси в осадок в аэробных и в анаэробных условиях на границе водная толща – донные отложения на Транскаспийском осевом разрезе.

Важными особенностями Каспийского моря являются нефтегазоносность осадочной толщи, наличие многочисленных тектонических нарушений и грязевой вулканизм на дне Каспия. Все это может приводить к диффузному и к фокусированному выходу углеводородов (УВ) в водную толщу. Установить присутствие миграционных УВ в воде и в осадках Транскаспийского разреза – вторая задача данного исследования.

Географическое разделение Каспия на Северный, Средний и Южный согласуется с результатами изотопного анализа $C_{орг}$ во взвеси поверхностного слоя водной толщи. В Северном Каспии наблюдаются самые легкие значения $\delta^{13}C-C_{орг}$ (–25,55‰). В Южном Каспии взвесь поверхностного слоя, напротив, содержит наиболее изотопно-тяжелый углерод ОВ (–22 ÷ –23‰), а в Среднем Каспии значения $\delta^{13}C-C_{орг}$ – промежуточные (–24‰). Объясняется такое распределение величин $\delta^{13}C-C_{орг}$ значительным поступлением изотопно-легкого ОВ со стоком рек в Северный Каспий и уменьшением влияния этого стока с Севера на Юг.

О влиянии близости берегов на изотопный состав $C_{орг}$ взвеси говорят и величины $\delta^{13}C-C_{орг} = -25.41‰$ и $-25.60‰$, полученные на крайней западной (ст. 3906) и крайней восточной точке (ст. 3902) широтного разреза Среднего Каспия. Эоловый привнос терригенного материала в мелководный район у полуострова Мангышлак (восточный меридиональный профиль) утяжеляет изотопный состав $C_{орг}$ взвеси, скорее всего за счет изотопно-тяжелого $C_{орг}$ остатков растений C_4 -типа, свойственных пустынным районам.

Во всей толще воды под перемешанным слоем $C_{орг}$ взвеси имеет близкий изотопный состав, укладывающийся в пределы –22 ÷ –24‰. Исключение представляет $C_{орг}$ взвеси в анаэробных слоях водной толщи глубоководных впадин, начиная с 600 м, где значения $\delta^{13}C-C_{орг}$ взвеси находятся в пределах –26.0 ÷ –29.9‰. Эти же слои водной толщи содержат, помимо свободного сероводорода, повышенные концентрации метана (до $3.5 \text{ мкг} \cdot \text{л}^{-1}$).

Анаэробный метаногенез в водной толще приводит к образованию изотопно-легкой биомассы микроорганизмов, генерирующих метан. Примесь этого новообразованного $C_{орг}$ во взвеси объясняет крайние отрицательные величины $\delta^{13}C-C_{орг}$ взвеси глубоководных станций.

В глубоководных станциях дна достигает, судя по содержания $C_{орг}$ во взвеси, сравнительно небольшое количество ОВ. Почему в таком случае в наилке и поверхностных слоях осадков котловин присутствует до 4–5% $C_{орг}$. Частично это объясняется смывом со склоном котловин поверхностных илов, богатых ОВ и, видимо, существованием мощного нефелоидного слоя. В качестве еще одной из причин может быть подток миграционных УВ из осадочной толщи, роль которых сводится к активизации биогеохимических процессов, подобно тому, как это было установлено в Черноморских осадках.

Максимально активный процесс сульфатредукции, максимальная концентрация метана и максимальные величины ОЧМ приурочены к горизонту осадков 0.5–1.5 см (до 3.5 см), а не к наилку. Наибольшая биогеохимическая активность не наилка, а подстилающих наилок осадков отличает процессы преобразования взвеси в осадках в Каспийском море от того, что наблюдалось нами на контакте вода-дно в морях российской Арктики, где наибольшие скорости преобразования взвеси приурочены в основном к наилку. Видимо, помимо влияния придонных течений,

приносящих взвесь в глубоководные участки Каспийского моря, значительное преобразование взвеси, особенно ее планктоногенной составляющей, в отличие от мелководных арктических морей, происходит непосредственно в водной толще.

Из всех биоценозов максимальное влияние на процесс осадкообразования в Каспии имеет микробное население морского дна. Микробное сообщество активно участвует во всех биогеохимических процессах, особенно происходящих в придонной воде и на морском дне.

Именно в верхних слоях осадков, находящихся на стадии раннего диагенеза, большинство исследователей, начиная с работы З. Ваксмана (1937 г.) отмечают повышенные количества микроорганизмов. Не являются в этом плане исключением изученные нами пробы осадков Среднего и Южного Каспия. Закономерный рост величины ОЧМ от наддонной воды до поверхностного слоя осадков характеризует пограничную зону вода-осадок. Рост численности микроорганизмов приводит к новообразованию ОВ в виде биомассы и продуктов их жизнедеятельности и влияет на скорость диагенетических процессов в осадках.

Наиболее детальные микробиологические исследования осадков Каспийского моря, характеризующие не только общую численность микроорганизмов, но и содержание в них представителей различных физиологических групп, были проведены М.А. Салмановым.

По данным этого автора величина ОЧМ в илах Каспийского моря испытывает значительные колебания в зависимости от участка дна или сезона наблюдений: от десятков миллионов до нескольких миллиардов клеток в 1 г ила (до $13 \cdot 10^9$ кл·г⁻¹), т.е. от 10^7 до 10^{10} кл·г⁻¹. Результаты наших анализов ОЧМ в илах на Транскаспийском осевом разрезе находятся в тех же пределах величин — от $0.9 \cdot 10^9$ до $9.8 \cdot 10^9$ клеток на 1 см³.

В целом, ОВ изученных осадков можно охарактеризовать как незрелое, смешанной природы (автохтонно-аллохтонное), диагенетически мало преобразованное, с активными анаэробными биогеохимическими процессами сульфатредукции и метаногенеза, с минимальным вкладом миграционных УВ. Справедливым оказался вывод академика А.П. Лисицына (1978, стр. 311): «Главный механизм, регулирующий ход современного осадконакопления — биогеохимический, а не физико-химический. Господство физико-химических процессов завершилось с появлением жизни в океане!»

Авторы благодарят руководителей рейса А.К. Амбросимова и А.А. Ключиткина и участников рейса, способствующих получению проб воды и осадков для наших исследований.

This paper shows the results of the study of microbial and biochemical processes in the water layer and in the water-sediment contact zone in the samples from three sections of the Caspian Sea: axial Transcaspien, latitude and meridian East.

Либина Н.В.

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

Методы и некоторые результаты инструментальных наблюдений параметров течений в Каспийском море

Libina N.V.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Methods and some of the results of instrumental observations of parameters of currents in the Caspian Sea

Комплексные исследования в Каспийском море, проводимые Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН с 2008 г., включали наблюдение параметров течений. При этом применялись различные типы аппаратуры и варианты измерений:

- стационарные наблюдения с притопленных буйковых станций ПБС (применялись измерители течения импеллерного типа "Поток", акустические доплеровские профилографы течений ADCP);

- профилирование при движении акустическим доплеровским профилографом течений (ADCP буксировался за судном на специальной гандоле-носителе или устанавливался на штанге;

- зондирование (ADCP опускался с борта судна в дрейфе).

При измерениях с ПБС получены продолжительные (до нескольких месяцев) ряды параметров течений также и в придонных областях в различных районах Каспийского моря.

Две постановки ПБС с измерителями течений "Поток" летом 2008 г. на западном склоне Дербентской котловины, где на траверзе г. Дербента поверхность дна имеет резко выраженную волнистую форму, проводились с учетом гидролокационной (2007 г.) и батиметрической съемки (2008 г.) (рис. 1) [1]. Места постановок ПБС были выбраны так, что один измеритель течений находился над бугром (глубина 110 м), а второй во впадине (глубина 160 м). Расстояние между станциями ~1.6 км. Результаты измерений показали, что за четверо суток одновременных наблюдений течения были разнонаправлены. Над вершиной бугра направление течения было на северо-запад вдоль берега, а в ложбине строго на юг. Измеритель на глубине 160 м проработал в течении трех месяцев и показал, что кроме первых нескольких дней и отдельных флуктуаций, основная направленность течения была в юго-восточном направлении [2].

Помимо выше описанных ПБС с измерителями течений в придонной области, в северной и западной области Дербентской котловины были установлены еще две станции. Одновременно они проработали три недели в августе и показали, что течения имели юго-юго-восточную направленность (рис. 2) [1].

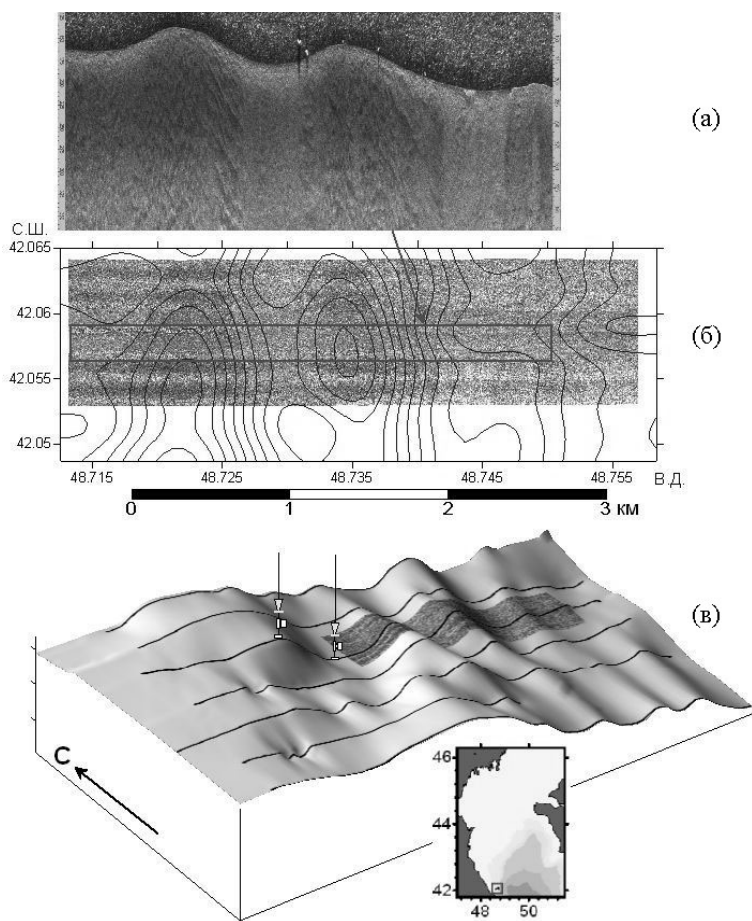


Рисунок 1. Район постановки ПБС восточнее Дербента.

а) Фрагмент акустического изображения дна.

б) Мозаика акустического изображения участка дна на батиметрической схеме.

Изолинии проведены через 100 м.

в) Рельеф участка дна с местами постановки ПБС.

Тенденция направленности придонных течений с сентября 2009 г. по март 2010 г. по данным инструментальных наблюдений с ПБС показана на рисунке 3 [1]. Стрелками в масштабе 1:3 к суммарному переносу. Результаты инструментальных наблюдений показывают, что придонные течения Дербентской котловины имеют циклоническую направленность.

Комплексные исследования, включавшие профилирование доплеровским профилографом течений ADCP и регулярное CTD-

зондирование выявили разделение полей течений в летний период на поверхностные и в толще под термоклином, с границей раздела на термоклине.

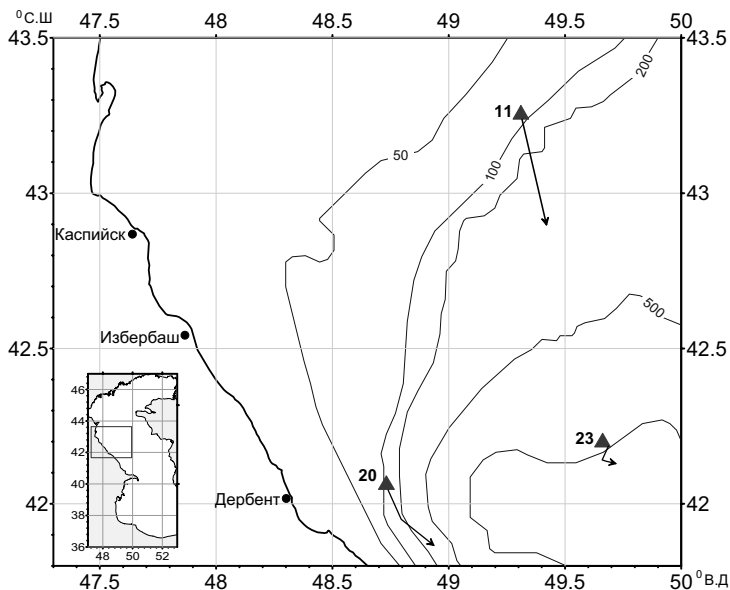


Рисунок 2. Схема направлений придонных течений по данным измерителей течений «Поток» за период 30.07–21.08 в западной части Дербентской котловины. Преобладающее направление течений показано стрелками.

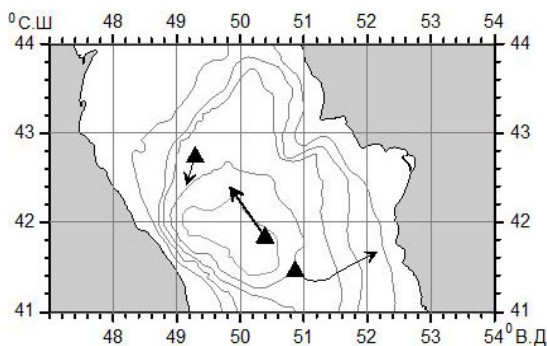


Рисунок 3. Схема направлений придонных течений по данным измерителей течений «Поток» за период с сентября 2009 г. по март 2010 г. Тенденция направлений течений показана стрелками.

Объединение разрезов поля течений, полученных при буксировке ADCP, с разрезами распределения CTD-параметров, выявило сильную пространственную, как вертикальную, так и латеральную изменчивость направлений компонент течений. При этом в летне-осенний период сильно развитого термоклина, на нем происходит резкое разделение полей течений по вертикали [3]. Изменчивость течений, наблюдалась на различных профилях, и на данных зондирования, выполненных с применением профилографа ADCP в различных частях Каспийского моря. Одновременное зондирование профилографом ADCP и CTD-зондом позволило оперативно получать мгновенные вертикальные профили направлений течений и стратификации в удаленных точках измерения.

Сопоставление данных наблюдений, полученных при профилировании и зондирование ADCP показало существенное расхождение результатов измерений при сильной изменчивости течений и совпадение при устойчивых направлениях течений [1].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Либина Н.В. Аппаратурный комплекс контроля изменчивости гидрофизических полей и петрофизических параметров придонной среды морских акваторий. Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук. На правах рукописи. М. 2012.
2. Амбросимов А.К., Амбросимов Е.С., Либина Н.В. Пространственно-временная изменчивость течений в районе западного свала глубин дербентской котловины Каспийского моря. Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей / Отв. Редактор С.М. Шаповалов. М.: Научный мир, 2010. С. 176–199.
3. Амбросимов А.К., Либина Н.В., Никитин Г.А. О возможности повышения информативности гидрофизических исследований // Материалы XII международной научно-технической конференции «Современные методы и средства океанологических исследований» (МСОИ-2011). Москва, 23–25 ноября 2011 г. Ч. I. С. 37–41.
4. Амбросимов А.К., Либина Н.В., Корж А.О., Баранов В.И. Применение акустического доплеровского профилографа течений ADCP в Каспийском море // Материалы XIII международной научно-технической конференции «Современные методы и средства океанологических исследований» (МСОИ-2013). Москва, 14–16 мая 2013 г. Ч. I. С. 249–252.

In some complex expeditions in the Caspian Sea long series of measurements of parameters of bed currents were received. There were applied different methods of observations of parameters of currents using of various types of measuring instruments.

Либина Н.В.¹, Черников А.Г.²

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

²ООО «Газпром ВНИИ ГАЗ», Пос. Развилка, Московская обл., e-mail:

A.Chernikov@vniigaz.gazprom.ru)

Алгоритм 3D моделирования внутренней структуры дна на примере Каспийского моря

Libina N.V.¹, Chernikov A.G.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²«Gazprom VNIIGAZ», Razvilka)

Algorithm of 3D modeling of internal structure of a bottom on the example of the Caspian Sea

Алгоритмы, применяемые для построения 3D моделей, используют в основном интерполяционные методы на основе крайгинга, сплайн аппроксимации или вариантов их сочетания. При этом имеющиеся данные пересчитываются на двумерную сетку с последующим их преобразованием в трехмерные модели, где каждая точка представлена тремя пространственными координатами и значением параметра. Такой процесс требует существенных вычислительных ресурсов. Возникающие при этом сложности в виде выклинивания отдельных, или групп слоев, а также наличие тектонических нарушений вынуждают дополнять обработку достаточно трудоемкими процессами. Существующие программные комплексы, включающие 3D моделирование, в основном ориентированы на обработку и анализ данных по нефтяным и газовым месторождениям, являются дорогостоящими и доступными только крупным нефтяным компаниям.

Представленный в данной работе алгоритм N-мерного марковского моделирования основан на применении марковских процессов и использует в модели не значения координат точек n-мерного пространства с значениями соответствующих им геолого-геофизических показателей, а вероятностный образ свойств моделируемых объектов. Создание вероятностного образа осуществляется на совокупности данных, в которой координаты точек рассматриваются как координаты фазового пространства, кодировка числовых значений которых представлена в виде марковской цепи с определенным количеством и последовательностью шагов. Система использует нечеткие каналы наблюдения с ветвящимися графами марковских состояний: переход из нечеткого состояния ($t'-1$) в нечеткое состояние (t), представляется в виде ветвящегося графа (рис. 1).

Принципиальное различие между четкими и нечеткими каналами заключается в том, что вероятность появления перехода относится к модальному значению класса в первом случае и к границам классов - во втором. Преобразованные описанным образом переменные и параметры создают математический образ системы, дальнейшее исследование которой

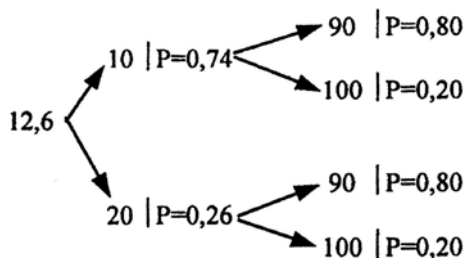


Рисунок 1. Пример ветвящегося графа нечетких марковских состояний

выполняться с Марковской последовательностью целочисленных значений для переменных с четкими каналами и с ветвящимися значениями для каналов нечетких.

Распознавание ведется по точкам фазового пространства. Расчет координат точек осуществляется по выбранным плоскостям сечения. Задаются граничные точки координат и шаг дискретизации. На выходе модели получается вероятностная оценка распределения геолого-геофизических характеристик модели на плоскости сечения массива (3D модель) или последовательность сечений в выбранном временном интервале (4D модель). Визуализация модели осуществляется в виде набора разрезов и слайсов моделируемого геологического объекта.

Таким образом, 3D марковское моделирование включает в себя два этапа:

- 1) моделирование, заключающееся в создании вероятностного образа свойств объекта, выраженного в условных единицах нечеткой привязки к границам классов, определенных на координатных шкалах;
- 2) распознавание, заключающееся в том, что по структурированной совокупности пространственных координат дается вероятностная оценка значений параметра в любой заданной точке модели. Блок-схема реализации алгоритма приведена на рис. 2.

Представленная программа 3D моделирования является конечным элементом в пакете программ, обеспечивающих реализацию способа марковской гипсотомографии [1, 2].

На рис. 3 приведен пример разреза, рассчитанного по скоростной 3D модели района Каспийского моря [3].

На приведенных разрезах (длина 650 километров и глубина 10 км.), наблюдаются как выклинивания отдельных, групп слоев так и наличие тектонических нарушений различного типа. Их проявление на разрезах не связано с какими либо дополнительными перестроениями в процессе моделирования, а определяется свойствами матаппарата марковской статистики – наличием вероятностной связи в цепи марковских событий и нелинейности их трансформаций. Аналогичные разрезы могут быть

рассчитаны с любым интервалом и в любом направлении в границах модели.

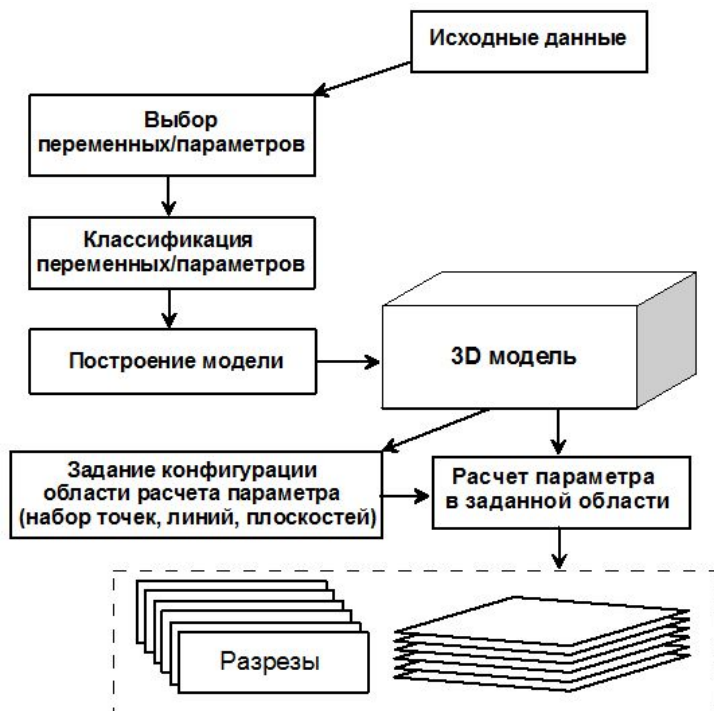


Рисунок 2. Блок-схема системы 3D Марковского моделирования с нечеткими каналами

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Черников А.Г., Либи́на 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. Черников А.Г., Либи́на Н.В. Использование марковской гипсотомографии при геологических исследованиях в океанологии // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 561–565.
3. Либи́на 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.

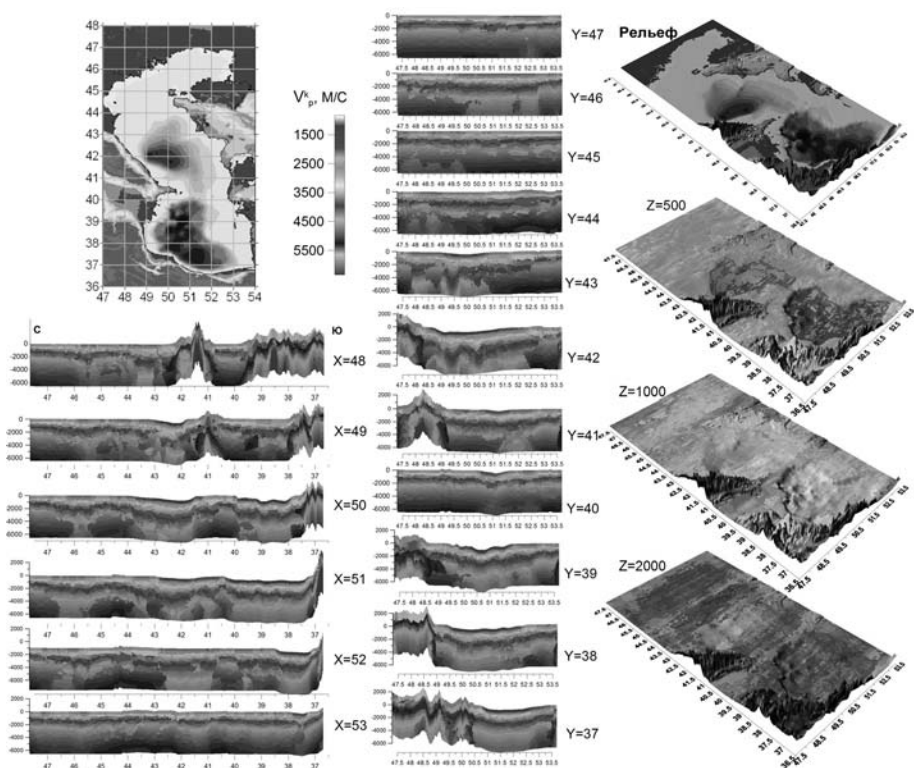


Рисунок 3. Скоростная 3D модель района Каспийского моря

4. Черников А.Г., Либина Н.В. Оценка возможностей марковской гипсотомографии при моделировании глубинного строения нефтегазоносных акваторий // Вестник ЦКР Роснедра. 2011. № 6. С. 15–19.

A new algorithm of the n-dimensional modeling, using the properties of Markov chains and allows, based on a nonuniform observation network, adequately simulate the objects of complicated multivariate of the contacts uneven deposits and availability of different types of geological violations.

**Лукашин В.Н., Кравчишина М.Д., Клювиткин А.А.,
Новигатский А.Н., Политова Н.В.**

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

Взвешенное вещество в маргинальном фильтре р. Волга

**Lukashin V.N., Kravchishina M.D., Klyuvitkin A.A.,
Novigatsky A.N., Politova N.V.**

(Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences. Moscow)

Suspended matter in the marginal filter of the Volga River

Основное количество осадочного материала приносится в северную часть Каспийского моря приносится реками, главным образом, Волгой и изучение маргинального фильтра (МФ) реки крайне важно для понимания взаимодействия компонент системы Каспийского моря. Главным фактором, контролирующим процессы трансформации вещественного состава рассеянного осадочного вещества (взвеси) в области смешения речных вод с морскими на границе река–море (зона МФ), является соленость воды [1]. Исследование МФ р. Волги было начато в 2008 г. (27 рейс НИС «Рифт») и продолжилось во всех рейсах этого судна, проводившихся по программе «Система Каспийского моря» [2–6]. Работы в области МФ (ориентировочно от приемного буя до вод с соленостью 10–11 епс проводились во всех рейсах по единой методике и единой программе. Таким образом, получен надежный материал для дальнейших сопоставлений.

Отбор воды для определения концентраций взвеси проводился на ходу судна чистым пластиковым ведром или систему проточной лаборатории при постоянном контроле солености CTD зондом. Взвесь выделялась посредством мембранной ультрафильтрации через ядерные фильтры с размером пор 0.45 мкм. Химический состав взвеси определялся спектрофотометрическим (Si, Al, P), кулонометрическим ($C_{\text{орг}}$ и $C_{\text{карб}}$) и атомно-абсорбционным (Fe, Mn, Cu, Zn) методами, принятыми в Лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН. Хлорофилл «а» определялся с помощью флуориметра Trilogy Fluorometer.

Распределения концентраций взвеси, полученные по данным разных рейсов НИС «Рифт» в разные сезоны, показывают, что уже при увеличении солености до 1 епс концентрация взвеси на первой (гравитационной) ступени МФ уменьшалась почти в два раза. Далее примерно в два раза уменьшается содержание взвеси при солености воды 5–6 епс. Это вторая, так называемая, коагуляционно-сорбционная ступень МФ. Мористее (при солености более 6 епс) условно можно выделить биологическую ступень МФ. Следует помнить, что МФ – это достаточно сложная природная система и ее граница может смещаться во времени как в сторону моря (в половодье), так и в сторону дельты реки (в межень), то есть в зависимости от сезона, интенсивности речного стока, сгонно-нагонных явлений и т.д.

Кроме того, эта граница, как и все природные границы, несколько условна, постепенна и привязана к солености вод зоны смешения река–море [7]. Изменчивость распределения взвеси в маргинальном фильтре по сезонам демонстрируется на рис. 1.

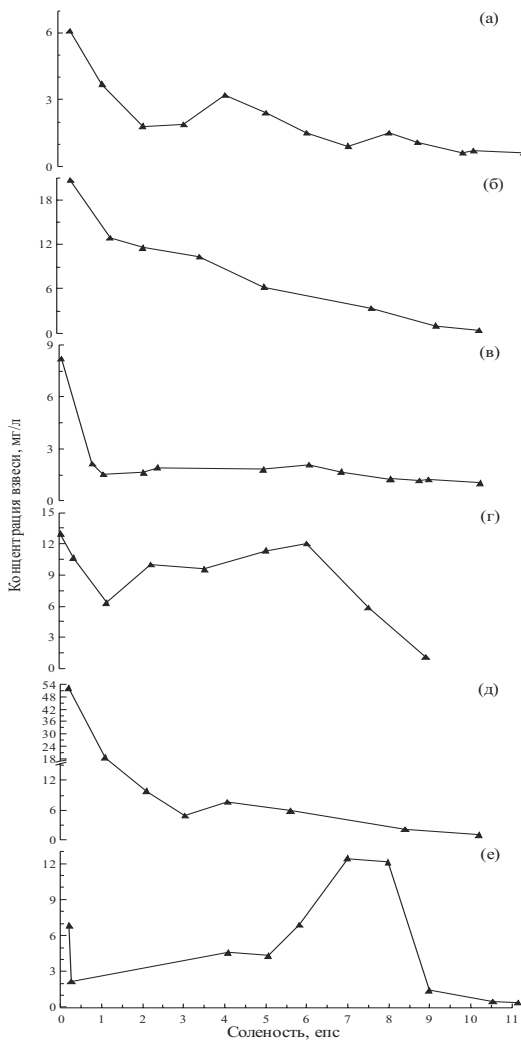


Рисунок 1. Распределение взвеси на разрезе река – море в зависимости от солености воды в разные сезоны: (а) апрель 2009 г.; (б) май 2012 г.; (в) июнь 2010 г.; (г) июль 2008 г.; (д) сентябрь 2009 г.; (е) ноябрь 2008 г. По данным 27, 29, 30, 32, 35 и 39 рейсов НИС «Рифт».

Схема работы МФ р. Волги значительно отличается от принципиальной модели, разработанной А.П. Лисицыным [1], так как эта модель создавалась на основе данных изучения зоны смешения пресных и соленых вод в устьях крупных рек российской Арктики. Кроме того, соленость вод Каспийского моря достаточно низкая (около 11 епс), что и определяет главные особенности работы МФ р. Волги: 1) при солености вод около 1 епс происходит резкое выпадение из воды осадочного материала и, соответственно, уменьшение концентраций взвеси и 2) при увеличении солености от 1 до 7 епс идут основные процессы трансформации состава взвешенного вещества. Внешней (морской) границей МФ можно считать изохалину около 10 епс. Таким образом, на границе река–море коренным образом меняются как общее количество осадочного вещества, выносимого рекой в море, так и его состав.

Взвешенное вещество состоит из литогенных, биогенных и гидrogenных компонент. Литогенную компоненту составляют разнообразные минералы, обломочные и глинистые. Основным индикатором литогенного материала является Al. В среднем его концентрация составляет 1/10 часть всего литогенного материала. Биогенный материал взвеси представлен органическим веществом (ОВ) индикатором которого служит $S_{орг}$, концентрация этого элемента составляет примерно половину ОВ. Второй биогенной компонентой является карбонатный материал, представленный карбонатами осадочных пород, дренируемых Волгой и продуктами истирания раковинного материала на верхнем шельфе, образующимися при воздействии волновых процессов на донные осадки. Третья компонента биогенов взвеси – аморфный кремнезем, представленный преимущественно скелетами диатомовых водорослей. Расчет процентных содержаний во взвеси основных взвесеобразующих компонент показал (рис. 2), что река выносит в основном литогенный материал, биогенных компонент очень мало – они составляют в сумме первые проценты. С удалением от устья реки концентрации взвеси уменьшаются, изменяется и состав взвеси, увеличиваются относительные доли биогенных компонент за счет удаления большей части литогенной компоненты. При этом происходит просветление вод, начинает работать фотосинтез органического вещества, увеличивая его содержание и содержание аморфного кремнезема. Содержание $SiO_{2ам}$ незначительно, так как в зоне смешения по биомассе преобладают цианобактерии.

Корреляционная матрица, построенная для взвеси маргинального фильтра, показывает, что наиболее тесная корреляция у Si и Al, что свидетельствует о существовании их в одних и тех же минеральных носителях. С ними связаны также Fe и Mn, так как эти элементы частично входят в состав алюмосиликатов. Между Fe и Mn очень сильная связь, что обусловлено их совместным вхождением в состав литогенных минералов, а также они способны образовывать в воде собственные гидроксидные фазы.

Следует отметить, что $C_{\text{орг}}$ и $C_{\text{карб}}$ с Si и Al не коррелируют, у них отрицательные связи, но между собой связаны достаточно сильно. С $C_{\text{орг}}$ коррелируются Cu, Zn, Ni, что свидетельствует о связи их с органическим веществом взвеси.

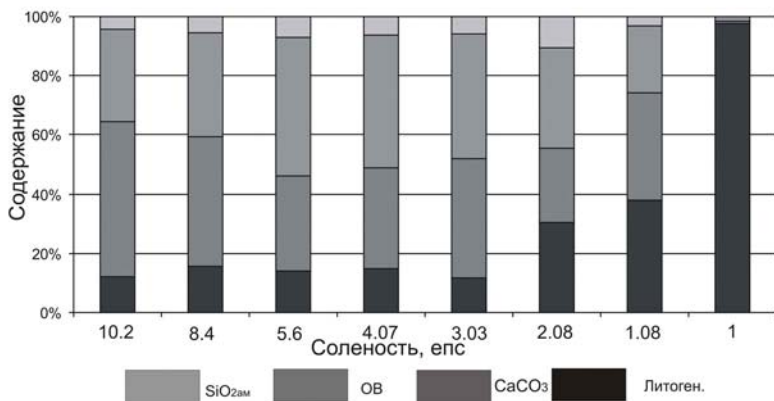


Рисунок 2. Изменение состава взвеси с уменьшением солёности

Исследование распределение концентраций хлорофилла «а», проведенное в июне 2010 г. в МФ р. Волги (солёность вод на разрезе от 0.77 до 10.23 епс), показало, что оно на разрезе было прямо пропорционально общей биомассе фитопланктона, концентрации взвеси и $P_{\text{мин}}$. Установлена надёжная положительная линейная зависимость между концентрацией этого фитопигмента и указанными параметрами: с сырой суммарной биомассой фитопланктона, концентрацией взвеси и $P_{\text{мин}}$ в воде (рис. 3).

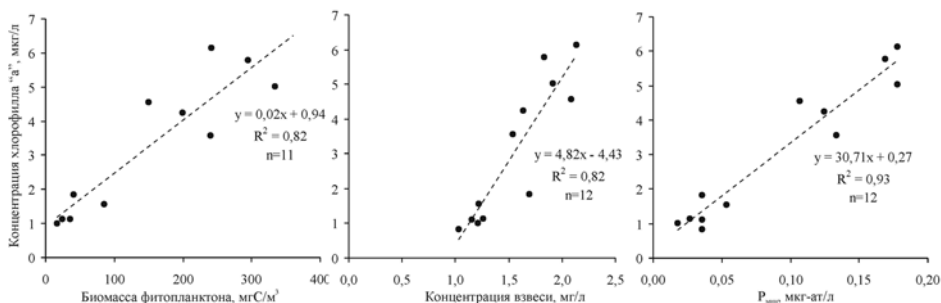


Рисунок 3. Распределение хлорофилла «а» в зависимости от суммарной биомассы фитопланктона, концентрации взвеси и минеральной формы фосфора в воде в области МФ р. Волги, июнь 2010 г.

Фосфор – наряду с $C_{\text{орг}}$ – элемент-индикатор органического вещества. $P_{\text{мин}}$ в водах зоны МФ почти полностью отражал распределение биомассы фитопланктона ($R^2=0.96$ для 11 проб). Распределение хлорофилла «а» в МФ полностью определялось распределением органических веществ в воде. При сравнении его концентрации с биомассой цианобактерий зависимость усложняется. Между этими параметрами установлена надежная степенная зависимость $y = 0,12x^{0,44}$ при $R^2=0.70$ для 11 проб. Относительное содержание хлорофилла «а» в сухом веществе взвеси варьировало от 0.08 в солоноватых водах до 0.43% в пресных водах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 23, грантов РФФИ, (проекты № 11-05-00456а945, № 12-05-31450 мол_а), гранта НШ-618.2012.5, проект ОНЗ РАН «Наночастицы....».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
2. Амбросимов А.К., Лукашин В.Н., Буренков В.И. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 32-м рейсе научно-исследовательского судна “Рифт” // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 751–757.
3. Амбросимов А.К., Лукашин В.Н., Либина Н. В. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 35-м рейсе научно-исследовательского судна “Рифт” // Океанология. 2012. Т. 52. № 1. С. 150–155.
4. Амбросимов А.К., Гольдин Ю.А., Захарова Е.Е. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 39-м рейсе научно-исследовательского судна «Рифт» // Океанология. 2014. Т. 54.
5. Амбросимов А.К., Клювиткин А.К., Артамонова К.В. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 41-м рейсе научно-исследовательского судна “Рифт” // Океанология. 2014. Т. 54.
6. Лукашин В.Н., Амбросимов А.К., Либина Н.В. и др. Комплексные исследования в северной части Каспийского моря в 30-м рейсе НИС «Рифт (17–28 апреля 2009г.) // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 472–476.
7. Кравчишина М.Д., Лисицын А.П. Гранулометрический состав взвешенных веществ в маргинальном фильтре реки Северной Двины // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 1–16.

Data about concentrations of suspended matter, its distribution in the marginal filter of the Volga River are presented. Composition of suspended matter and its change depending on salinity are considered.

**Лукашин В.Н., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д.,
Новигатский А.Н., Политова Н.В.**

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

Взвешенное вещество в Каспийском море

**Lukashin V.N., Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D.,
Novigatsky A.N., Politova N.V.**

(Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow)

Suspended matter in the Caspian Sea

Осадочное вещество в морских водах представлено взвесью, которая состоит из терригенных и биогенных компонентов. Терригенное минеральное вещество поступает в море с речным стоком и через атмосферу, причем второй способ поставки очень важен в аридных и полуаридных климатических зонах. Биогенное вещество в основном продуцируется непосредственно в море, а частично поступает также с речной взвесью и с золотым материалом. В процессе безвыборочной фильтрации зоопланктоном взвесь агрегируется и сравнительно быстро поступает на дно и включается в донные осадки. Агрегированная взвесь формирует вертикальный поток осадочного вещества на дно. Исследование взвеси и ее компонентов очень важно, так как именно она является источником материала морских осадков.

В течение 4-х лет, начиная с 2008 г., нами проведено 7 морских экспедиций на НИС «Рифт» (рис. 1), одной из главных задач которых было исследование взвешенного вещества как концентратора осадочного вещества и транспортера его на дно. В результате был получен материал, собранный в разные годы и разные месяцы. Экспедиции в основном проводились в Северном и Среднем Каспии, но в сентябре 2010 г. и в апреле и октябре 2012 г. были выполнены разрезы от шельфа Северного Каспия до центра Южной впадины с подробным отбором проб взвеси [1–5]. При исследовании взвеси в море необходимо, прежде всего, изучать распределение ее концентраций. В поверхностном слое распределение взвеси хорошо видно на спутниковых картах сканера цвета MODIS-Aqua. Данные спутниковых карт, полученных осенью 2009 и летом 2010 гг., совпадают с концентрациями взвеси, одновременно измеренными в море путем фильтрации и взвешивания. Это свидетельствует, что алгоритм расчета концентраций взвеси по цветности вполне адекватен. Таким образом, появилась возможность оценивать распределение концентраций взвеси на всей акватории моря. Анализ спутниковых карт показал, что для распределения взвеси характерна «циркумконтинентальная» зональность (уменьшение концентраций взвеси с удалением от берегов). Максимальные значения на картах всегда находятся в Северном Каспии и приурочены к стоку рек Волги и Урала. Осенью 2010 г. концентрация взвеси в

маргинальном фильтре р. Волга при нулевой солёности составляла 52 мг/л, а при солёности 10 eps = 0,8 мг/л. Высокие концентрации отмечаются также на западе (у кавказского побережья) и у побережья Ирана и Туркмении. У восточного берега высокие концентрации взвеси не отмечаются. В центральных частях моря они минимальны. Следует отметить сезонную изменчивость. Так в июне 2010 г. отмечаются повышенные концентрации взвеси у кавказского побережья, которые распространяются далеко на восток, захватывая значительную часть Центрального и Южного Каспия. Это, безусловно, связано с речным стоком горных рек Кавказа, максимум которого приходится на лето.

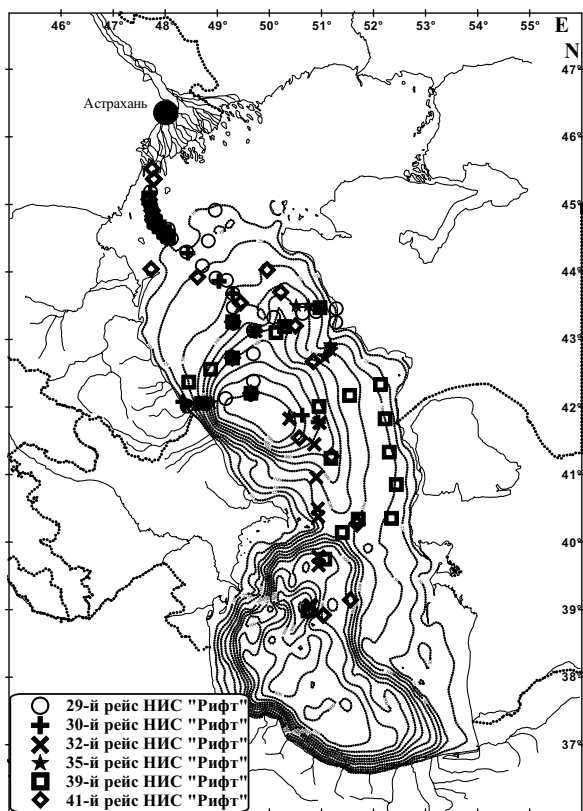


Рисунок 1. Карта станций экспедиций НИС «Рифт» в Каспийское море

Исследование распределения взвеси в море проводилось во всех экспедициях, а на транскаспийском разрезе – трижды (в сентябре 2009 и в апреле и октябре 2012 гг.), показало, что оно соответствует вертикальной

гидрологической структуре вод [2]. В Дербентской впадине в верхнем перемешанном слое отмечены максимальные концентрации взвеси. В зависимости от места и времени пробоотбора, они колеблются от 0.38 в апреле 2012 г. до 1.30 мг/л в июле 2008 г., в Южной впадине Каспийского моря концентрации близкие, варьируют от 0.40 до 0.91 мг/л. В слое скачка плотности концентрации взвеси уменьшаются с высокими градиентами в сезоны, когда водная толща хорошо стратифицирована (с середины весны до осени). Под слоем скачка и до дна концентрации взвеси незначительны – 0.17–0.41 мг/л в Дербентской впадине и 0.11–0.24 мг/л в Южной впадине. Минимальные концентрации в промежуточных водах – в центре котловин и постепенно увеличиваются на склонах и шельфах с приближением к источникам осадочного материала. В нижней части столба воды над склонами часто обнаруживается нефелоидный слой с концентрациями взвеси в 2–4 раза превышающими концентрации в промежуточных водах.

Данные о химическом составе взвеси, полученные спектрофотометрическим (Si, Al, P), кулонометрическим ($C_{орг}$ и $C_{карб}$) и атомно-абсорбционным (Fe, Mn, Cu, Zn) методами под руководством д.г.-м.н. В.В. Гордеева, позволили идентифицировать основные взвесеобразующие компоненты. Это – биогенная триада, включающая: 1) органическое вещество (ОВ), индикатором которого является $C_{орг}$; 2) кремнезем кремнистых организмов планктона, индикатором которого служит $SiO_{2ам}$; 3) биогенный карбонат Ca, индикатор – $C_{карб}$. Индикатором биогенной компоненты являются $Si_{сил}$ и Al. Обработка химических данных сначала по областям моря (шельф, склон, глубоководная часть), а затем и для всего моря дала возможность установить распределение взвесеобразующих компонент в водной толще (рис. 2) – в верхнем перемешанном слое, в толще воды под слоем скачка плотности (промежуточные воды) и в придонном нефелоидном слое. В верхнем перемешанном слое отмечены максимальные содержания ОВ и $SiO_{2ам}$ и минимальные – терригенного вещества. В промежуточных водах содержания биогенных компонент уменьшается, а терригенной – возрастает.

В придонном горизонте содержания ОВ и $SiO_{2ам}$ становятся минимальными, а терригенного вещества – максимальными. Карбонаты, являющиеся в основном продуктом истирания раковинного материала на шельфе и верхней части склонов, в верхнем и промежуточных слоях содержание карбонатов практически одинаково, а в придонном горизонтах – увеличивается. Такое же распределение компонент взвеси характерно и для вещества, осажденного в седиментационных ловушках, стоявших с сентября 2009 по июнь 2010 г. на транскаспийском разрезе [2, 6]. Это свидетельствует о том, что в процессе осаждения биогенные компоненты, продуцируемые в эвфотическом слое моря, по мере осаждения растворяются, т.е. подвержены рециклингу. В придонном горизонте взвесь

образуется в результате ресуспензии неконсолидированных частиц лонного наилка в результате воздействия на осадки придонных течений [2], формируя придонный слой повышенной мутности (нефелоидный).

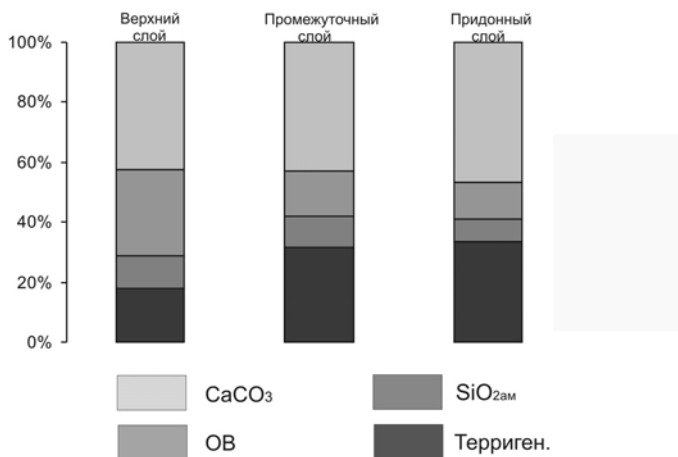


Рисунок 2. Состав взвеси Каспийского моря

Корреляционная матрица, построенная для всего массива данных, показала, что литогенные компоненты (Si, Al) тесно связаны между собой с очень высоким коэффициентом корреляции. Это означает, что, несмотря на присутствие в составе взвеси диатомовых водорослей, кремнезем связан с литогенным материалом взвеси. Следует отметить, что хорошая корреляция Si и Al с карбонатным углеродом, по-видимому, свидетельствует о поставке значительной доли $C_{\text{карб}}$ вместе с терригенным материалом с шельфа и склонов при воздействии на осадки волновых процессов и течений. С органическим углеродом тесно связан P, что нормально для верхней части столба воды, где органическое вещество слабо деградировано, и P вместе $C_{\text{орг}}$ входит в состав органического вещества планктона и его детрита. С железом тесно связаны микроэлементы (Mn, Cu, Ni), что обусловлено высокой сорбционной способностью гидроксидов Fe, которые сорбируют и соосаждают в момент их формирования большой ряд малых элементов.

Итак, обработка полученного в рейсах в Каспийское море природного материала позволила установить распределение концентраций взвеси в море, ее химический состав и соотношения взвесеобразующих компонентов в одной толще, а также взаимосвязи между химическими элементами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 23, грантов РФФИ,

(проекты № 11-05-00456а945, № 12-05-31450 мол_а), гранта НШ-618.2012.5, проект ОНЗ РАН «Наночастицы....».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лукашин В.Н., Амбросимов А.К., Либина Н.В. и др. Комплексные исследования в северной части Каспийского моря в 30-м рейсе НИС «Рифт (17–28 апреля 2009 г.) // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 472–476. .
2. Амбросимов А.К., Лукашин В.Н., Буренков В.И. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 32-м рейсе научно-исследовательского судна “Рифт” // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 751–757.
3. Амбросимов А.К., Лукашин В.Н., Либина Н. В. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 35-м рейсе научно-исследовательского судна “Рифт” // Океанология. 2012. Т. 52. № 1. С. 150–155.
4. Амбросимов А.К., Гольдин Ю.А., Захарова Е.Е. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 39-м рейсе научно-исследовательского судна «Рифт» // Океанология. 2014. Т. 54.
5. Амбросимов А.К., Ключиткин А.А., Артамонова К.В. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 41-м рейсе научно-исследовательского судна “Рифт” // Океанология. 2014. Т. 54.
6. Лукашин В. Н., Лисицын А. П., Новигатский А. Н. и др. О вертикальных потоках вещества в Каспийском море // Океанология. 2014 (в печати).

Data about concentrations of suspended matter, it distribution in the water column and chemical composition are presented.

**Манцурова В.Н.¹, Барабошкин Е.Ю.², Смирнов М.В.¹,
Богуславская Е.В.¹**

(¹Филиал ООО "ЛУКОЙЛ-Инжиниринг" "ВолгоградНИПИморнефть", г. Волгоград, e-mail: vmantsurova@lukoilvnm.ru; ²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва)

**Стратиграфия верхнеюрских отложений Северного Каспия
Mantsurova V.N., Baraboshkin E.Y., Smirnov M.V.,
Boguslavskaya E.V.**

(¹Branch of ООО "LUKOIL-Engineering" "VolgogradNIPImorneft", Volgograd;
²Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**Stratigraphy of the Upper Jurassic deposits in the North
Caspian**

В акватории Северного Каспия верхнеюрские отложения развиты широко, но не повсеместно. Они отсутствуют в самых северных скважинах: 1-Западно-Ракушечная, 1-Морская, 1-Лаганская, 1-Петровская, 1-Курмангазы и др. В акватории пробурены более двадцати поисково-разведочных скважин, имеющих различную полноту верхнеюрского разреза. Верхняя юра представлена оксфордским, кимериджским и волжским ярусами. Общая толщина верхней юры изменяется от 0 до 267 м.

Оксфордский ярус (мощность 0–158 м) залегает с размывом на келловейских отложениях. Ярус охарактеризован керном в скважинах: 2-Широтная, 4 и 5-Ракушечные и др. [1–3]. Во всех скважинах керн поднят из верхней части яруса, которая сложена мергелями шламово-пелитоморфными, скрытозернистыми и пачками тонкого переслаивания этих мергелей с известковистыми глинами, а также известняками шламово-пелитоморфными, неравномерно глинистыми, с прослоями мергелей и аргиллитов (скв. 2-Широтная; скв. 4-Ракушечная). В скв. 4-Ракушечная (инт. 1460.65–1462 м) определен аммонит *Perisphinctes (Arisphinctes) cf. plicatilis* (Sowerby J., 1817), характерный для одноименной зоны среднего оксфорда, а выше, в инт. 1446–1449 м, встречены позднеоксфордские аммониты: *Amoeboceras (Prionodoceras) cf. serratum* (Sowerby J., 1813) emend. Salfeld, 1915 и *Amoeboceras (A.) sp. (? cf. lineatum (Quenstedt, 1887))*. Позднеоксфордский аммонит *Amoeboceras (A.) cf. ovale* определен в скв. 5-Ракушечная (инт. 1505–1507.8 м). Аммониты найдены в прикровельных частях верхнеюрских отложений, перекрытых песчаниками неокома, что доказывает отсутствие кимериджского и волжского ярусов в скважинах 4 и 5-Ракушечных. Кроме аммонитов, в этих скважинах из глин определен позднеоксфордский комплекс фораминифер *Ammobaculites suprajurassicus dilatatus* Azb., *Lenticulina russiensis* (Mjatl), *L. muensteri* (Roem.), *Trochammina rotundata* E. & I. Seibold, *Planularia lanceolata* (Schw.), *Haplophragmoides pygmaeus* (Haeus.), *Spiroplectammina bekensis* Azb.,

Lagenammina compressa (Paalz.) и др. Граница юры (оксфорд) и нижнего мела характеризуется эрозионными “карманами” амплитудой до 2 см и развитой глауконитизацией.

Кимериджский ярус (мощность 0–84 м) отсутствует в скважинах 1-Морская, 1-Западно-Ракушечная, 5 и 4-Ракушечных, 1-Курмангазы и др. Ярус сложен известняками с прослоями мергелей, редко доломитов замещения. Известняки кимериджа с резким несогласием залегают на глинисто-мергельных породах оксфорда. Пачка известняков кимериджа является характерным репером, отличаясь более высокими значениями кажущегося сопротивления и низкой гамма-активностью. Верхняя граница яруса тоже имеет эрозионный характер, проводится по кровле этой пачки и обоснована палеонтологическими данными (скв. 6-Ракушечная). Керном охарактеризована только верхняя часть яруса в скважинах 1-Широтная и 1, 2, 8 и 6-Ракушечные, 1-Тюб-Караган. Во всех скважинах вскрыты известняки детритово-пелитоморфные, органогенно-детритовые, скрытозернистые, доломитизированные, интенсивно перекристаллизованные и мергели пелитоморфные. На Ракушечной площади в керне скважин 2 (инт. 1414–1426 м), 6 (инт. 1517–1528 м) и 8 (инт. 1494.6–1497.7 м) определены фораминиферы: *Haplophragmium monstratus* (Dain), *Lenticulina ex. gr. infravolgensis* (Furs. et Pol.), *L. sublenticularis* (Schwag.), характеризующие отложения верхнего кимериджа на Русской платформе [4]. КERN из скв. 1-Ракушечная (инт. 1494–1504 м) был изучен многими палеонтологами, но результаты, полученные по разным группам органических остатков, дали неоднозначные возрастные датировки, в пределах от позднего кимериджа по готерив [3].

Волжский регионарус (мощность 0–96 м) охарактеризован керном в скважинах: 1, 6 и 7-Ракушечных, 1 и 2-Широтных, ВП-2 и 1-Аташ. Он отсутствует в скважинах: 1-Западно-Ракушечная, 1-Морская, 5, 4 и 2-Ракушечных, 1-Курмангазы и др. Разрез представлен карбонатной толщей, сложенной переслаиванием доломитов и известняков, причем в верхней части преобладают доломиты, а в нижней - известняки.

Доломиты замещения серые до светло-серых, скрыто-, микро- и тонкокристаллические, местами с реликтами первичных микро-коллоиднозернистой и биоморфно-детритовой структур, с многочисленными линзовидно-волнистыми слойками (толщиной 0.5–15 мм), редко прослоями (толщиной 2.5–6.5 см) глин темно-серых, чистых и алевролитистых (с мелкоалевритовыми зернами кварца), доломитистых. Прослои глин содержат до 20% разномызернистых песчаных, гравийных и единичных мелкогалечных угловатых, изометричных или уплощенных обломков доломитов светло-серых, серых, тонкокристаллических, плотных, крепких.

Известняки светло-серые, серые, прослоями темно-серые или пятнистые, обломочно- и органогенно-детритовые, скрытозернистые и детритово-скрытозернистые, неравномерно глинистые и доломитизированные, с

редкими прослоями доломитов, доломитовых мергелей и аргиллитов, с пиритом, с ходами илоедов и поверхностями твердого дна.

Контакты известняков с подстилающими доломитами обычно эрозионные, нередко с карманами амплитудой до 3.5 см и прослоями конглобрекчий.

В отложениях присутствует детрит тонкостенных раковин пелеципод, реже обломки и раковины иноцерамов. Возраст пород определен по фораминиферам в скважинах: 6-Ракушечная (инт. 1501–1505 м) *Lenticulina infravolgensis* (Furs. et Pol.), *L. kasanzewi* (Furs. et Pol.), 1-Аташ (инт. 1548–1564 м) – *L. infravolgensis*, *L. improcera* Kuzn. и *Marginulina formosa* Mjatl., а в скв. ВП-2 в интервале глубин 1588.3–1591.6 м встречены раковины *L. cf. infravolgensis*, *Saracenaria cf. pravoslavlevi* Furs. & Pol., типичные представители которых являются характерными видами для отложений волжского яруса Русской платформы [4].

Граница с перекрывающими песчаниками неокома четкая, резкая, со следами глубокой эрозии.

При корреляции отложений выявлено, что предмеловой перерыв в осадконакоплении был наиболее длительным на севере, в районе скважин 1-Морская, 1-Лаганская, 1-Петровская [5], 1-Западно-Ракушечная, 1-Курмангазы, в которых установлено залегание неомских песчаников на размытой поверхности келловее (нижнего?) или батского яруса. В восточном направлении полнота юрского разреза нарастает и неом перекрывает все более молодые образования: в районе скважин 5 и 4-Ракушечных – на размытую поверхность верхнего оксфорда, а в районе скв. 8 и 2-Ракушечная - на размытую поверхность кимериджа. В скважинах 1 и 7-Ракушечных, 1-Укатная, 1-Аташ, 1, 2, 3 и 5-Широтных, ВП-2, 1-Тюб-Караган, эрозионная поверхность волжских доломитов несогласно перекрывается неомскими образованиями, в основании которых присутствует базальный прослой мелкообломочной конглобрекции, состоящей из обломков волжских доломитов и известняков. Верхняя граница волжского яруса четко прослеживается по каротажным, сейсмическим и литологическим данным.

Таким образом, в верхнеюрском разрезе палеонтологически подтверждено наличие всех выделяемых ярусов. Однако для разработки достоверной детальной биостратиграфической основы расчленения и корреляции нефтегазоносных верхнеюрских отложений Северного Каспия необходимо уточнение объемов ярусов и обоснование их границ, что требует дополнительной освещенности керном и палеонтологическими данными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Манцурова В.Н., Кривонос В.Н., Смирнов В.Е. и др. Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Широтной площади (месторождение им. Ю. Корчагина) // Тр. ООО

«ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть». Вып. 64. Волгоград, 2005. С. 119–142.

2. Манцурова В.Н., Здобнова Е.Н., Бубликова Л.В. Стратиграфия юрских отложений Северного Каспия // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы III Всеросс. совещ. Саратов: Издательский центр "Наука", 2009. С. 137–139.

3. Манцурова В.Н., Смирнов В.Е. Стратиграфия и корреляция юры Ракушечной площади Северного Каспия // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы II Всеросс. совещ. Ярославль: изд-во ЯГПУ, 2007. С. 155–157.

4. Зональная стратиграфия фанерозоя России / Науч. ред. Т.Н. Корень. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.

5. Куликова Н.К., Раевская Е.Г., Разумкова Е.С. и др. Биостратиграфическое расчленение и корреляция среднеюрских-нижнемеловых отложений Северного Каспия // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IV Всеросс. совещ. СПб: Изд-во Политехнического университета, 2011. С. 121–123.

Stratigraphy of the Upper Jurassic deposits was studied in the North Caspian. Upper Jurassic deposits occur widely, but not everywhere. They are absent in the northern boreholes 1-Zapadno-Rakushechnaya, 1-Morskaya, 1-Laganskaya, 1-Petrovskaya, 1-Kurmangazi, etc. In the area were drilled more than twenty exploration wells having different completeness of the Upper Jurassic section. Upper Jurassic is represented by Oxfordian, Kimmeridgian and Volgian stages. The presence of all allocated stages was confirmed paleontological, but the boundaries between the stages are need of further clarification and justification.

**Маслов А.В.¹, Козина Н.В.², Ключевиткин А.А.²,
Новигатский А.Н.²**

(¹Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: maslov@igg.uran.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: kozina_nina@bk.ru)

**Пилотные данные по распределению редкоземельных
элементов в современных донных осадках Каспийского
моря**

Maslov A.V.¹, Kozina N.V.², Klyuvitkin A.A.², Novigatsky A.N.²

(¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of UB RAS, Ekaterinburg; ²P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Pilot data on distribution of rare earth elements in the recent
Caspian Sea bottom sediments**

Исследованию процессов накопления современных осадков Каспийского моря посвящены работы Н.И. Андрусова, А.Д. Архангельского, Н.М. Страхова, М.В. Кленовой, С.В. Бруевича, В.П. Батурина, Е.К. Копыловой, Н.М. Арутюновой, В.Ф. Соловьева, А.С. Пахомовой, Т.И. Горшковой, И.А. Алексиной, Л.И. Лебедева, Л.С. Кулаковой, Е.Г. Маева, П.Н. Куприна, С.А. Брусиловского, Ю.Н. Гурского, Д.С. Туровского, О.К. Бордовского, Д.Е. Гершановича, Ю.П. Хрусталева и многих др. В последние годы интерес к исследованию Каспия вновь растет благодаря началу, по инициативе академика А.П. Лисицына, мультидисциплинарных работ по созданию его 4-D модели.

Для пилотного исследования систематики редкоземельных элементов (РЗЭ) в современных донных осадках Каспийского моря нами использованы 12 проб, отобранных дночерпателем в рейсах №№ 35, 39, 41 НИС «Рифт» (рис. 1). Кроме того, учтены данные [1]. Глубины отбора проб варьировали от 145 до 1000 м. Подавляющая часть их представлена пелитовыми илами серо-черного, серо-зеленого, светло-серого или серо-голубого цвета с прослоями гидротроилита.

Определение содержаний РЗЭ выполнено в ИГГ УрО РАН методом ICP-MS на ELAN9000. Пределы обнаружения РЗЭ – от 0.005 до 0.1 г/т при точности 2–7 отн. %. Содержания РЗЭ нормированы на содержания их в составной пробе глинистых пород чехла Русской платформы (RPSC) [2] и хондрите [3] (таблица).

Известно, что в питании Каспия обломочным материалом роль водосборов весьма существенна [4]. В целом водосбор Каспия включает Уральскую складчатую систему, дренируемую рр. Урал и Эмба, Русскую плиту (Волга и ее притоки), Бол. и Мал. Кавказ (Терек, Сулак, Самур, Кура и др.), Эльбурс (Сефид-Руд и др.), а также пустыни Зап. Туркмении и

Казахстана. Поступающая в Каспий взвесь это в основном мелкоалевритовые и алеврито-глинистые илы [5].

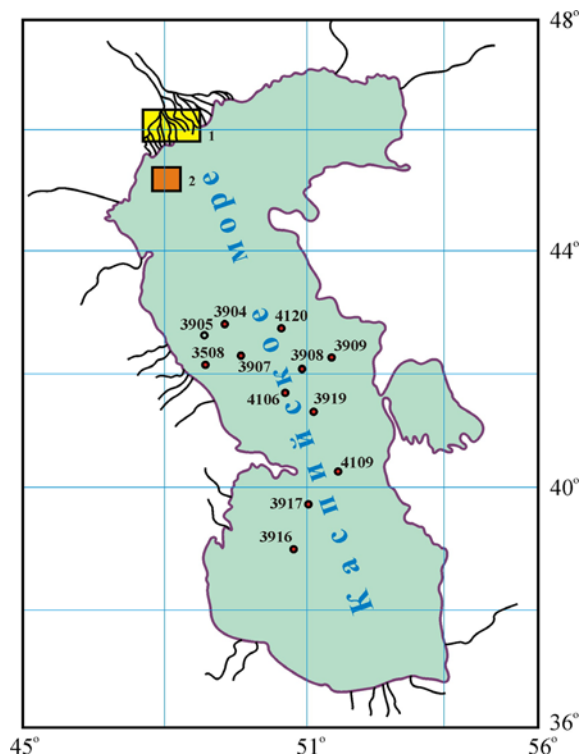


Рисунок 1. Станции, на которых выполнен отбор проб. 1, 2 – положение мест отбора проб, охарактеризованных в работе [1]

Уральская складчатая система – гетерогенная питающая провинция, представленная вулканогенно-осадочными и осадочными комплексами, а также гипербазитами. Это мощный источник Ti, V, Fe, Cu, Au, Pt, Cr и других элементов. *Чехол Русской платформы* сложен осадочными образованиями карбона, перми, юры и мела. В пределах *Бол. Кавказ* обнажены MZ-KZ осадочные образования; роль MZ эффузивных комплексов, а также PZ метаморфических и магматических пород здесь невелика [4]. На *Мал. Кавказе* преобладают эффузивные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования, прорванные гипербазитами и гранитоидами. Северный фланг *Эльбурса* представлен MZ осадочными породами и KZ вулканитами при подчиненной роли более древних магматических и метаморфических образований [6].

В целом, Каспийское море рассматривается обычно как три подсистемы накопления кластики [4]: Сев. Каспий – зона аккумуляции и транзита выносов Волги и Урала, Средн. и Юж. Каспий – крупные седиментационные ванны, в которые обломочный материал поступает со стороны Русской плиты и прилегающих горных сооружений. Средн. Каспий питается взвесью рек западного побережья и твердым стоком Волги и Урала [7]. В Южн. Каспий значительные массы осадков поступают как из Средн. Каспия, так и с Эльбурса. Данных о РЗЭ-систематике твердого стока из указанных питающих провинций в настоящее время нет, поэтому мы опирались на содержания РЗЭ в: 1) глинистых породах Русской платформы [2] (считая, что они близки к РЗЭ-систематике волжского стока); 2) содержания РЗЭ в средних типах пород [8].

Таблица. Параметры нормированных на RPSC и хондрит спектров РЗЭ

Станция	$(La/Yb)_{RPSC}$	$(Gd/Yb)_{RPSC}$	$(Eu/Eu^*)_{RPSC}$	$(La/Yb)_N$	$(Gd/Yb)_N$	Eu/Eu^*
3508	1,09	1,48	1,01	10,10	2,29	0,70
4106	0,99	1,37	1,04	9,22	2,12	0,73
4120	0,98	1,32	1,10	9,12	2,03	0,77
4109	1,02	1,31	1,06	9,49	2,02	0,74
3916	0,97	1,26	1,09	8,96	1,95	0,76
3904	0,97	1,28	1,08	8,99	1,98	0,75
3907	1,02	1,38	1,08	9,49	2,13	0,75
3905	0,99	1,41	1,01	9,23	2,18	0,70
3909	1,03	1,39	1,03	9,56	2,14	0,72
3908	1,01	1,40	1,03	9,34	2,17	0,72
3917	1,03	1,39	1,02	9,55	2,16	0,71
3919	1,00	1,45	1,03	9,27	2,24	0,72
#	$1,01 \pm 0,03$ 0,97–1,09	$1,37 \pm 0,07$ 1,26–1,48	$1,05 \pm 0,03$ 1,01–1,10	$9,36 \pm 0,31$ 8,96–10,10	$2,12 \pm 0,10$ 1,95–2,29	$0,73 \pm 0,02$ 0,70–0,77

Примечание. # - в числителе среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальные значения.

Практически все исследованные нами пробы характеризуются значениями $(La/Yb)_N$ большими, чем в PAAS (8.2), а средняя величина $(La/Yb)_{RPSC}$ составляет 1.01 ± 0.03 (таблица). По сравнению с глинами древних платформ наблюдается обеднение осадков и ЛРЗЭ, и РЗЭ (рис. 2а) при небольшой положительной Eu аномалии. Нормированные на RPSC спектры распределения РЗЭ в осадках дельты Волги и Сев. Каспия, источником обломочного материала для которых выступали осадочные породы чехла Русской платформы [1], в существенной мере сходны со спектрами РЗЭ проб из нашей коллекции.

В тоже время нормированные на RPSC спектры РЗЭ в глинах древних платформ отличаются отсутствием Eu аномалии, что указывает на наличие в источниках питания также основных магматических пород (по [8], величина $(Eu/Eu^*)_{RPSC}$ в MZ-KZ базальтах составляет 1.53, а в PZ – 1.55). Однако, реальность такой ситуации оценить трудно, так как в [1]

подчеркнуто, что влияние материала с Сев. Кавказа сказывается на взморье Терека, восточнее нивелируется выносами Волги. Еще одним аргументом в пользу сказанного выше видится нам расположение фигуративных точек современных донных осадков Каспия на диаграмме $\Sigma\text{PЗЭ}-(\text{La}/\text{Yb})_N$ [10] (рис. 2б), где все проанализированные пробы сосредоточены в области перекрытия составов осадочных пород и базальтов.

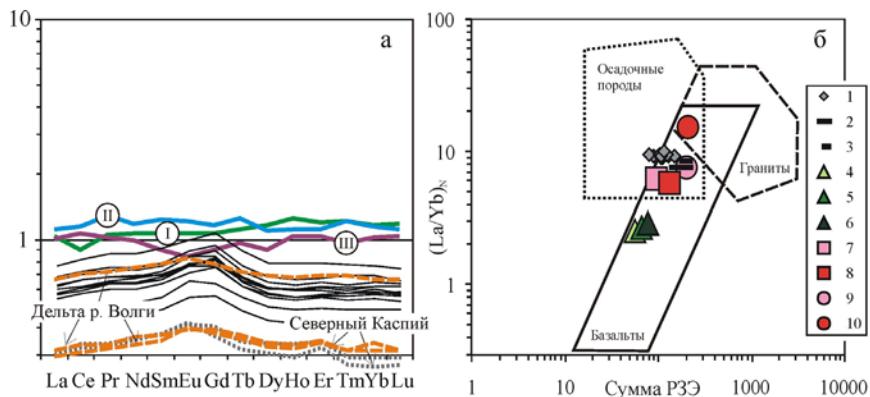


Рисунок 2. Нормированные на RPSC содержания РЗЭ в современных донных осадках Средн. и Южн. Каспия, глинах древних платформ (I, II, III, соответственно, Сев.-Американская, Китайская и Австралийская [9]) (а) и положение точек проб современных донных осадков Средн. и Южн. Каспия на диаграмме $\Sigma\text{PЗЭ}-(\text{La}/\text{Yb})_N$ (б). 1 – донные осадки Каспия; 2 – PR кратонные сланцы; 3 – то же ФЗ; 4 – MZ-KZ базальты; 5 – PZ базальты; 6 – PR базальты; 7 – MZ-KZ андезиты; 8 – MZ-KZ фельзиты; 9 – ФЗ гранитоиды; 10 – AR гранитоиды, по [8].

Таким образом, основываясь на РЗЭ-систематике можно сделать вывод, что в исследованных пробах, по всей видимости, доминирует тонкий обломочный материал, представляющий твердый сток Волги; роль кластики, поступающей с горных сооружений Кавказа уже на небольшом расстоянии от дагестанского побережья оказывается весьма незначительной.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00456), гранта НШ-618.2012.5, Программы № 23 Президиума РАН (проект «Трансевропейский меридиональный геолого-геохимический морской разрез»).

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за поддержку, экипажу НИС «Рифт», А.К. Амбросимову за помощь в экспедициях, В.П. Шевченко за ценные советы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н., Газенко А.О. Современные осадки Северного Каспия и дельты Волги // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 1. С. 123–135.
2. Мигдисов А.А., Балашов Ю.А. Шарков И.В. и др. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // *Геохимия*. 1994. № 6. С. 789–803.
3. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
4. Каспийское море: Проблемы седиментогенеза / Холодов В.Н., Хрусталеv Ю.П., Лубченко И.Ю. и др. М.: Наука, 1989. 184 с.
5. Кленова М.В., Николаева В.К. Взвешенные вещества некоторых рек СССР // *Современные осадки морей и океанов*. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 39–57.
6. Lahijani H., Tavakoli V. Identifying provenance of South Caspian coastal sediments using mineral distribution pattern // *Quat. Intern.* 2012. V. 261. P. 128–137.
7. Лебедев Л.И., Маев Е.Г., Бордовский О.К., Кулакова Л.С. Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973. 118 с.
8. 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.
9. Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Количественные закономерности строения и состава осадочных толщ Восточно-Европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ мира // *Литология и полез. ископаемые*. 1996. № 5. С. 451–475.
10. Yan B., Yan W., Miao L. et al. Geochemical characteristics and provenance implication of rare earth elements in surface sediments from bays along Guangdong Coast, Southeast China // *Environ. Earth. Sci.* 2012. V. 65. № 7. P. 2195–2205.

The results of study of the REE systematization of the pilot collection of recent Caspian Sea bottom sediment samples have shown, that in the Central and Southern Caspian Sea fine detritus representing the Volga River sediment runoff; the role of sedimentary matter from Caucasus mountains is insignificant even at small distance from the Daghestani coast.

Немировская И.А., Козина Н.В.

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

Углеводороды в осадках Каспийского моря

Nemirovskaya I.A., Kozina N.V.

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

Hydrocarbons in the bottom sediments of the Caspian Sea

Каспийское море – один из наиболее богатых нефтегазоносных районов, углеводородный потенциал которого оценивается в 16–32 миллиардов баррелей (около 10 млрд т), а сырьевая база каспийского рыболовства – более 1 млн т (биомассой промысловых рыб) [1]. Его воды омывают побережье пяти государств, а в непосредственной близости от берега проживают более 10 млн. человек. Все это создает достаточно сложную, динамичную и во многом еще не вполне ясную картину экосистемных процессов. Поэтому Каспий как замкнутый (бессточный) морской водоем отличается не только уникальностью физико-географического и эколого-рыбохозяйственного статуса, но и мощным антропогенным прессом. Поступление загрязняющих веществ (ЗВ) можно классифицировать следующим образом: загрязнения, поступающие вместе с выпадающими в море реками; 2) загрязнение от городов и промышленных объектов, расположенных в прибрежной зоне; 3) загрязнение в связи с морской нефтедобычей и транспортировкой; 4) загрязнение от оставшихся под водой источников в прибрежной зоне в результате поднятия уровня Каспийского моря [2]. Оценка нефтяного загрязнения и экологической ситуации на Каспии осложняется тем, что здесь находятся и непрерывно действуют многочисленные природные источники поступления УВ в море, особенно в пределах Среднего и особенно Южного Каспия за счет разгрузки подземных флюидов и выхода нефтегазовых углеводородов на дне моря в процессе активности грязевых вулканов и грифонов. Почти половина из 900 известных на Земле грязевых вулканов расположена в Южно-Каспийской тектонической впадине [3]. Мощность природных выбросов нефти только в юго-западной части моря оценена в пределах от 3 до 16 тыс. т/год [1]. Есть основания предполагать, что подобные процессы происходят и в других районах Каспийского моря, особенно у побережья Апшеронского полуострова. Об этом свидетельствует, в частности, обнаружение в донных осадках центральной части Каспия на глубинах 220–650 м повышенных уровней петрогенных углеводородов, обусловленных выходами нефти на дне [4].

Проведенные исследования показали, что в последние годы отмечается уменьшение концентраций нефтяных УВ (так же, как и других ЗВ) в водах Волги и в приглубой зоне Северного Каспия [5]. Их средняя концентрация в поверхностных водах Волги (16.4 мкг/л) соответствовала фоновому уровню в прибрежных акваториях. Отклонение от простого разбавления речного ОВ

морским обусловлены гравитационными, физико-химическими и биологическими процессами. В результате, в физико-химической части маргинального фильтра в области лавинной седиментации происходит выпадение высокомолекулярных нефтяных УВ (до 4558 мкг/г) и канцерогенных ПАУ (до 4800 нг/г). За пределами маргинального фильтра Волги их содержание приближается к фоновым значениям [5].

В экспедициях ИОРАН в 2010–2012 гг. для оценки загрязненности Каспийского моря нефтью были отобраны пробы в основном в центральных районах моря (рис. 1).

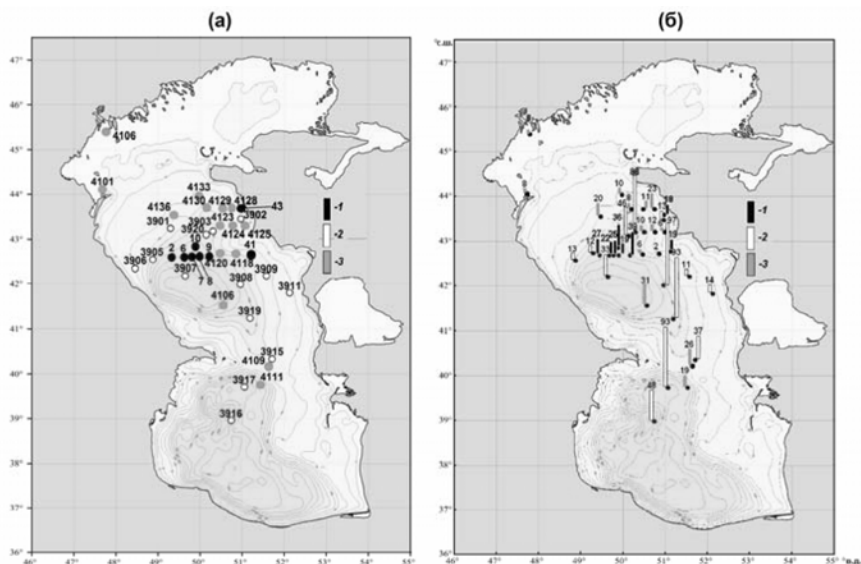


Рисунок 1. Местоположение станций (а) и содержание алифатических УВ (мкг/г) в поверхностном слое осадков Каспийского моря (б): 1 – лето 2010 г., 2 – весна 2012 г., 3 – осень 2012. г.

В 2010 г. осадки в основном относились к глинистым алевритам, где количество тонкого материала колебалось в интервале 30-55%, с влажностью в среднем 40.5% и содержание $C_{орг}$ в среднем 1.59% (табл.). Содержание ОВ определялось гранулометрическим типом осадка, так как наблюдалась зависимость: $r=(C_{орг}-Вл.)=0.96$ ($n=8$). Концентрации УВ не превышали 40 мкг/г, а их доля в составе $C_{орг}$ – 0.9%, что может свидетельствовать об их природном генезисе. Подтверждает это предположение наличие зависимостей между распределением УВ и влажностью осадков ($r=0.72$), а также между их концентрациями и $C_{орг}$ ($r=0.60$). Последнее может также указывать на идентичность основных источников, формирующих УВ и ОВ.

Таблица. Содержание органических соединений в поверхностном слое донных осадков Каспийского моря

Год	УВ, мкг/г		C _{орг} , %		Влажность, %	
	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее
Лето, 2010	18.0–38.9	25.6	0.212–3.752	1.590	24.3–57.6	40.5
Весна, 2012	13.5–97.5	45.0	0.365–3.539	1.990	37.1–94.6	74.3
Осень, 2012	2.3–31.4	13.3	0.015–3.511	1.608	18.2–95.9	61.0

Весной 2012 г. отобранные мелководные осадки (глубина <100 м) состояли в основном из битого ракушника с примесью пелитового ила, а глубоководные (до 1000 м) – из пелитового ила с черными прослойками гидротроилита. На глубоководных станциях (3908, 3907, 3917) осадки пахли сероводородом. Концентрации C_{орг} и УВ изменялись в широком диапазоне (табл.). Их содержание так же, как и ранее зависело от гранулометрического типа осадка, на что указывали наблюдаемые зависимости: $r(C_{\text{орг}}\text{-Вл.})=0.90$; $r(C_{\text{орг}}\text{-УВ})=0.83$; $r(\text{УВ-Вл.})=0.83$. Осенью 2012 г. максимальная концентрация УВ (31 мкг/г) также установлена в глубоководном осадке (гл. 690 м) ст. 4106 – тонком пелитовом иле с черным наилом. Напротив, в прибрежных песчаных осадках станций, расположенной в районе Махачкалы и в устьевой области Волги, где наиболее вероятно поступление ЗВ, содержание УВ составило всего 8 мкг/г.

Состав n-алканов свидетельствовал о преимущественно природном происхождении УВ. В глубоководных осадках станций, расположенных в разных районах Каспия и содержащих 12–31 мкг/г УВ, состав алканов был близким (рис. 2). Во всех пробах преобладали низкомолекулярные автохтонные гомологи, характерные для алканов фитопланктона и образованные микробальным путем. Отношение $\Sigma(C_{15}\text{-}C_{22})/\Sigma(C_{23}\text{-}C_{35})$ изменялось в диапазоне 2.1–6.0. Максимумом этого отношения (ст. 4106) может указывать на интенсивность автохтонных процессов в верхнем слое донных осадков. Однако и в высокомолекулярной области значение CPI (3.2) также оказалось максимальным на этой станции, что свидетельствует о включении в их состав аллохтонных гомологов. Близкое распределение алканов наблюдали в пелитовом иле на ст. 4109 (гл. 100 м). На прибрежной ст. 4128 (глубина 50 м, ракушняк с примесью ила), расположенной в районе п-ова Мангышлак, в составе алканов в высокомолекулярной области доминировали четные УВ (CPI=0.81), что указывает на их нефтяной генезис.

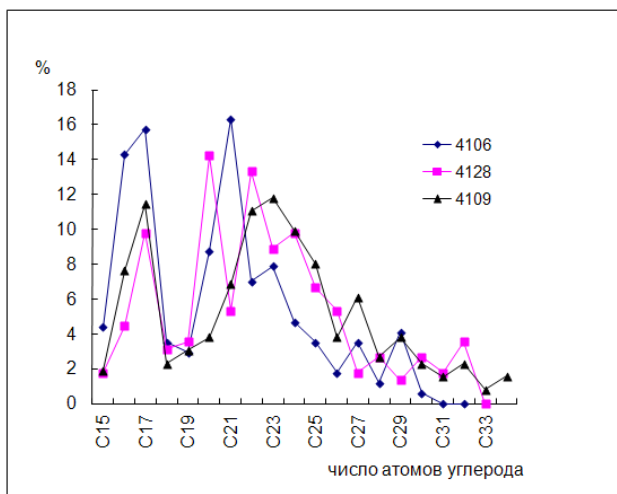


Рисунок 2. Типичный состав алканов на отдельных станциях осенью 2012 г.

Осенью 2012 г. концентрации ПАУ в глубоководных осадках изменялись от 19 до 42 нг/г. В их составе преобладали легкие гомологи, среди которых доля фенантрена достигала 73% от ΣПАУ (рис. 3). К доминирующим соединениям также можно отнести: пирен (13–17%), флуорантен (6–11%) и хризен (4–7%). Доля нафталина не превышала 1.6%. Низкое содержание метилнафталина ($H/mcH=5.5–6.8$) может свидетельствовать о незначительных нефтяных поступлениях. Это подтверждают также низкие величины отношения $(П+БП)/(Ф+ХР) – 0.17–0.26$. Отношение $ФЛ/ФЛ+П$ во всех пробах было <0.5 , что может указывать на активные пиролизические процессы, формирующие полиарены.

Таким образом, наиболее высокие концентрации УВ в донных осадках в 2010–2012 г. установлены не в прибрежных участках Северного Каспия – потенциальных районах поступления ЗВ, а в глубоководных осадках и обусловлены диагенетическими процессами. Обобщение полученных данных подтверждает барьерную роль дельты р. Волги (ее маргинального фильтра), препятствующее проникновению в открытое море УВ антропогенного происхождения [5]. Результатом этих процессов, на наш взгляд, является более низкая загрязненность северной части Каспийского моря по сравнению с другими его районами, что отмечается и другими исследователями [2]. Поэтому мнение о том, что Волга выносит в Каспийское море 95% от суммарного поступления нефтепродуктов [4] явно преувеличено.

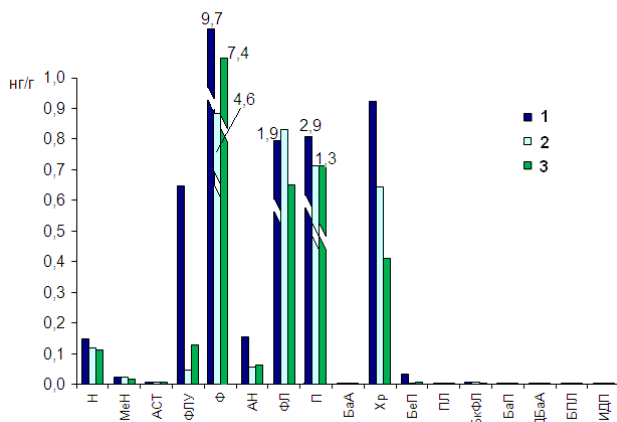


Рисунок 3. Типичный состав ПАУ в донных осадках весной 2012 г. 1 – ст. 3903, 2 – ст. 3916, 3 – ст. 3920.

Работа выполнена при финансовой поддержке, РФФИ (грант 11-05-00456а); Программы № 23 фундаментальных исследований Президиума РАН, гранта Президента РФ (НШ-618.2012.5); проекта «Наночастицы во внутренних и внешних сферах Земли».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Патин С.А. Нефтяные разливы и их воздействие на морскую среду и биоресурсы. М.: ВНИРО, 2008. 507 с.
2. Tolosa I. et al. Aliphatic and Aromatic Hydrocarbons in coastal Caspian Sea sediments // Mar. Pol. Bul. 2004. V. 48. P. 44–60.
3. Дадашев Ф.Г., Мамедова П.А., Полетаев А.В. Зональное распределение грязевых вулканов в нефтегазоносных областях // Геология нефти и газа. 2003. № 1. С. 18–20.
4. Kostianoy A.G., Kosarev A.N. (Eds.) The Caspian Sea Environment. Springer-Verlag: Berlin, Heidelberg, N. Y., 2005. 271 p.
5. Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природный поток) М.: Научный мир, 2013. 438 с.

The highest concentrations of hydrocarbons in bottom sediments in 2010–2012 was not established in the coastal areas of the North Caspian-potential areas of pollutants, and in deep-sea sediments and are due to diagenetic processes. Summary of the obtained data confirms a barrier role of the delta of the Volga River (mixing zone of fresh and salinity water – marginal filter) which prevents the penetration in the open sea anthropogenic hydrocarbons.

**Паутова Л.А.¹, Кравчишина М.Д.¹, Востоков С.В.¹,
Зернова В.В.¹, Силкин В.А.²**

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

larisapautova@ocean.ru; ²Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Геленджик)

Особенности вертикального распределения фитопланктона Каспийского моря в летний период

**Pautova L.A.¹, Kravchishina M.D.¹, Vostokov S.V.¹,
Zernova V.V.¹, Silkin V.A.²**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Southern branch of Shirshov Institute of Oceanology RAS, Gelendzhik)

Features of the phytoplankton vertical distribution of the Caspian Sea in the summer

Несмотря на давнюю историю исследования фитопланктона Каспийского моря [1–3], авторами на основе многолетних наблюдений в летний период установлены новые закономерности вертикальной структуры фитопланктона в Средней и Южной части моря.

Исследования, проведенные в мае–июне 2004–2012 гг. в Среднем Каспии показали существенную межгодовую изменчивость структуры фитопланктона в этот период. Основным фактором, определяющим структуру фитоцена верхнего трофогенного слоя, является степень стратифицированности водной толщи вследствие формирования сезонного термоклина. При слабом уровне стратификации в верхних слоях воды (верхний перемешанный слой и слой сезонного термоклина) доминируют автотрофные диатомовые водоросли – мелкоклеточная центрическая диатомея *Chaetoceros subtilis* var. *abnormis* f. *simplex*, 2004, 2005 гг., крупная центрическая диатомовая водоросль *Coscinodiscus perforatus*, 2012 г. (ранние стадии фитопланктонной сукцессии). Дальнейшая стратификация приводит к исчерпанию минеральных форм основных биогенных элементов в слое над сезонным термоклином и, как следствие, преимущественному развитию здесь миксотрофных форм динофлагеллят (*Prorocentrum cordatum*, 2006 г.), а при жесткой стратификации – даже кокколитофорид (*Emiliania huxleyi*, 2010 г.). Характерной особенностью каспийского фитопланктона в раннелетний период является наличие как тепловодного, так и «холодноводного» сообщества, состоящего из остатков зимне-весенних диатомовых цветений и располагающегося в подтермоклинных водах. Нередко в водной толще отмечается два пика концентрации хлорофилла «а»: непосредственно над и под термоклином. Наиболее высокие значения концентрации этого фитопигмента (1–2 мкг/л), как правило, приурочены к глубине залегания сезонного термоклина и редко обнаруживаются в поверхностном слое, вероятно из-за избытка количества

фотосинтетической активной радиации (ФАР). Доля феофитина «а» (от суммы концентраций хлорофилла «а» и феофитина «а») обычно не превышает 10%, что косвенно указывает на высокую фотосинтетическую активность фитопланктона.

В зависимости от вида зимне-весенних доминант на глубинах до 100–200 м на плотностных градиентах главного пикноклина скапливаются центрические диатомеи (*Cerataulina pelagica*, 2008 г.), *Chaetoceros peruvianus* (2004–2006 гг., 2010 г.), пеннатная диатомея *Pseudo-nitzschia seriata* (2012 г.), зеленая водоросль *Binuclearia lauterbornii* и синезеленая *Lyngbya limnetica* (2004–2006, 2012 гг.). Крупные гетеротрофные динофлагелляты из родов *Gonyaulax*, *Diplopsalis*, *Lingulodinium*, *Pyrocystis* предпочитают в это время слои воды у нижней границы сезонного термоклина. Здесь фиксируется наибольшая биомасса сообщества (до 2–3 г/м³, все годы наблюдений) и наибольшая концентрация хлорофилла «а» (до ≥ 2 мкг/л).

Одновременные исследования фитопланктона Среднего и центральной части Южного Каспия, проведенные в мае–июне 2012 г, свидетельствуют о сходной структуре лидирующего комплекса видов по всей исследованной акватории. Различия касаются лишь стадии фитопланктонной сукцессии в зависимости от степени прогрева верхнего слоя воды и величины температурных градиентов в сезонном термокLINE. В южной части моря более сильный прогрев верхнего слоя приводит к концентрированию основной массы раннелетнего диатомового планктона (в основном *Coscinodiscus perforatus*) в слое сезонного термоклина и развитию в верхнем перемешанном слое миксотрофной динофлагелляты *Prorocentrum cordatum*. В менее устойчивых водах северной части Среднего Каспия в это же время в верхнем слое над сезонным термокЛИНОМ отмечено доминирование центрических диатомовых водорослей раннелетнего комплекса. В подтермоклинных водах как в Среднем, так и в Южном Каспии вегетировал холодноводный комплекс, основу которого составляла доминанта зимне-весеннего цветения пеннатная диатомея *Pseudo-nitzschia seriata*, максимальная численность которой ($1.4\text{--}2.0 \cdot 10^5$ кл/л) фиксировалась на глубинах 60–90 м станций, расположенных над северным краем Дербентской впадины (Средний Каспий) и над глубоководной впадиной в центральной части Южного Каспия.

Впервые за всю историю изучения фитопланктона Каспийского моря обнаружены скопления нативных клеток водорослей на глубинах свыше 200 м. Так на станциях, расположенных над северным краем Дербентской впадины, зафиксированы скопления хлорофиллсодержащих клеток диатомеи *Pseudo-nitzschia seriata* в количестве $4.0\text{--}6.0 \cdot 10^4$ кл/л в придонном слое (6–9 м от дна) на глубинах 300–420 м. Здесь концентрация хлорофилла «а» у дна достигала 1.7 мкг/л, при этом доля феофитина «а» оставалась низкой (менее 5%). Это косвенно подтверждает, что клетки диатомовых

водорослей на этих глубинах сохранили фотосинтетическую активность при полном отсутствии ФАР. Клетки *Pseudo-nitzschia seriata* и зеленой водоросли *Binuclearia lauterbornii*, содержащие хлорофилл и образующие длинные цепочки, в концентрации нескольких сотен в литре обнаружены на глубине 500 м в фитопланктоне станций, расположенных над глубоководными котловинами Среднего и Южного Каспия (максимальные глубины на станциях наблюдения – 750 и 1023 м соответственно). Во впадинах концентрация хлорофилла «а» на глубинах превышающих 500 м может достигать 0,3 мкг/л. Причиной образования скоплений клеток фитопланктона в глубинных водах являются, очевидно, гидрофизические факторы, поскольку при естественном оседании фитопланктона (скорость оседания 1 м/сутки) существование хлорофиллсодержащих водорослей на такой глубине не представляется возможным.

Авторы выражают благодарность академику А.П. Лисицыну за поддержку работы, а также А.К. Амбросимову, В.Н. Лукашину, А.А. Ключиткину, А.Н. Новигатскому и А.О. Коржу за помощь при сборе материала.

Исследования проводили в рамках Программы Президиума РАН «Система Каспийского моря», руководитель академик А.П. Лисицын, а также при поддержке гранта Президента РФ № НШ-618.2012.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Усачев П.И. Количественное колебание фитопланктона в Северном Каспии // Тр. ИО АН СССР. 1948. Т. II. С. 70–88.
2. Прошкина-Лавренко А.И., Макарова И.В. Водоросли планктона Каспийского моря. Л.: Наука, 1968. 290 с.
3. Яблонская Е.А. Биология Каспийского моря. М.: ВНИРО, 2007. 141 с.

The significant interannual variability of the phytoplankton structure was revealed in the Middle Caspian during researches were carried out in May-June 2004–2012. The main factor determining the structure of the phytoplankton community in the upper trophogenic layer is the extent of stratification of the water column due to the formation of the seasonal thermocline. The simultaneous study of the phytoplankton in the Middle and in the central part of the Southern Caspian Sea, carried out in May and June 2012, indicate a similar structure of the leading complex of species across the study area. For the first time in the history of the phytoplankton study in the Caspian Sea were found clusters of native algal cells at depths of over 200 m.

Савенко А.В.¹, Покровский О.С.², Бреховских В.Ф.³

(¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, e-mail:

Alla_Savenko@rambler.ru; ²Университет имени П. Сабатьера, г. Тулуза, Франция, e-mail: oleg@get.obs-mip.fr; ³Институт водных проблем РАН, vadim@aqua.laser.ru)

Макро- и микроэлементный состав вод дельты Волги

Savenko A.V.¹, Pokrovsky O.S.², Brekhovskikh V.F.³

(¹Moscow M.V. Lomonosov State University; ²P. Sabatier University, Toulouse, France;

³Water Problems Institute of RAS)

Macro- and microelement composition of water in the Volga River delta

Для устьевых областей рек с обширными дельтами, ярким представителем которых является Волга, немаловажную роль в формировании химического состава вод на речной границе зоны смешения играют внутриводоемные процессы в дельтовых водотоках, поскольку в силу значительной общей протяженности, резкого снижения скоростей течения и обилия водной биоты, в том числе высшей водной растительности, в них, также как и в собственно зоне смешения речных и морских вод, происходит трансформация стока растворенных веществ.

В настоящей работе приведены обобщенные данные о содержании растворенных форм макрокомпонентов, биогенных элементов и микроэлементов в водах дельты Волги, а также сделана оценка интенсивности трансформации стока растворенных веществ в дельтовых водотоках.

Комплексные исследования дельтовых водотоков проводились 9–21 августа 2007 г., 6–25 августа 2008 г., 7–19 августа 2009 г. и 6–22 августа 2010 г. и охватывали русловые системы рукавов Бахтемир, Старая Волга, Камызяк, Болда и Бузан дельты Волги, а также низовье Ахтубы (рис.).

Пробы воды отбирали из поверхностного слоя пластиковым батометром, после чего сразу выполняли их фильтрацию и консервацию в соответствии методикой, изложенной в [1]. При аналитических определениях использовали методы объемного титрования (Alk, Cl меркуриметрически), капиллярного электрофореза (SO₄), спектрофотометрии (P, Si) и ICP-MS (Na, K, Mg, Ca, микроэлементы). Для выявления процессов, контролирующих миграцию биогенных элементов, работы на большинстве станций включали в себя параллельный отбор проб фитопланктона с последующим определением его видового состава и биомассы [2].

Минерализация вод в русловых системах дельты Волги в 2007–2010 гг. находилась в интервалах 271–280, 273–328, 324–354 и 287–317 мг/л при среднегеометрических величинах 274, 299, 338 и 300 мг/л. Существенные отклонения содержания главных ионов от типичных значений для дельтовых водотоков отмечались только в низовье Ахтубы, что, по-видимому, связано со спецификой трансформации ее химического состава после отделения от русла Волги. Различия концентраций макрокомпонентов в водах Ахтубы

и дельтовых рукавах носят изменчивый в многолетнем плане характер, что указывает на преобладание влияния кратковременных факторов формирования ионного стока (гидрометеорологические условия) над долговременными (состав донных отложений и слагающих речную долину горных пород и почв).

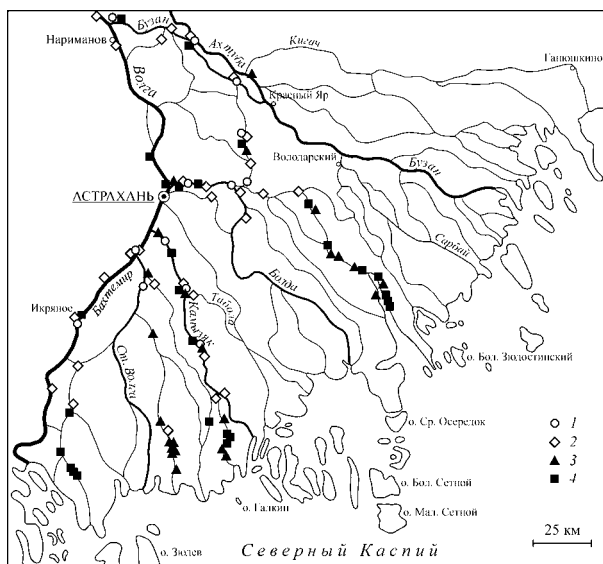


Рисунок. Расположение станций отбора проб воды и фитопланктона в дельте Волги
1 – 2007 г., 2 – 2008 г., 3 – 2009 г., 4 – 2010 г.

Концентрации растворенных форм минерального фосфора и кремния в дельтовых водотоках изменялись в широких пределах, составляя в среднем соответственно 28.6, 36.9, 30.7 и 16.1 мкг Р/л и 1.73, 2.76, 2.60 и 1.69 мг Si/л (среднегеометрические значения) во время съемок 2007–2010 гг., что совпадает по порядку величин со среднегодовыми концентрациями этих элементов в вершине дельты (17.5 мкг Р/л и 2.61 мг Si/л согласно обобщению данных режимных наблюдений в с. Верхнее Лебяжье за 1934–1977 гг. [3]).

В [2] показано, что между содержанием растворенных фосфатов и кремния существует хорошо выраженная взаимосвязь, характер которой (простая положительная или отрицательная линейная зависимость, ломаная линейная зависимость) различался в разные годы наблюдений. Также установлено, что межгодовая изменчивость параметров этой зависимости определяется вариациями биомассы фитопланктона, более чем на 90% состоящей из диатомовых водорослей, которые, помимо фосфора, в значительных количествах потребляют кремний. Это позволяет утверждать, что ведущую роль в трансформации стока растворенных форм минерального фосфора и кремния в дельтовых водотоках играют процессы ассимиляции

водной биотой и регенерации при разложении органического вещества.

Распределение растворенных форм микроэлементов в русловых системах рукавов дельты Волги, также как и компонентов основного солевого состава, характеризуется пространственной однородностью: концентрации элементов всех групп изменялись в довольно узких интервалах значений, за пределы которых в отдельных случаях выходило содержание в низовье Ахтубы.

Средние концентрации лития, рубидия и цезия в дельтовых водотоках (4.09–4.85, 0.92–1.16 и 0.0017–0.0022 мкг/л) близко соответствовали таковым на речной границе зоны смешения волжских и каспийских вод, равным 3.88, 1.12 и 0.002 мкг/л по данным наблюдений 2004–2006 гг. [4], но при этом существенно отличались от содержания этих элементов в глобальном материковом стоке (1.84, 1.63 и 0.011 мкг/л [5]). Содержание стронция в волжских водах почти на порядок выше, чем в стоке рек мира (60 мкг/л [5]), и составило 410–530 мкг/л на акватории дельты в 2001 [6] и 2007–2010 гг. и 250–700 мкг/л на ее морском крае в 1996 и 2003–2006 гг. [4]. Концентрация растворенного бария в дельте Волги (28.0–30.2 мкг/л) и на ее морской границе (28.8 мкг/л [4]) в наименьшей степени подвержена межгодовым колебаниям и близка к содержанию в речном стоке (23.0 мкг/л [5]).

Концентрации тяжелых металлов в дельтовых рукавах по данным съемок 2007–2010 гг. сопоставимы с типичными значениями при выходе волжских вод на устьевое взморье и средними концентрациями в материковом стоке, за исключением цинка и серебра, для которых различие содержания в водах рек мира и Волги достигало порядка величины (табл. 1). С результатами мониторинга микроэлементного состава водотоков дельты и прилегающей к ней части Нижней Волги наблюдается удовлетворительное соответствие по марганцу, никелю и меди, тогда как расхождение концентраций кобальта,

Таблица 1. Концентрации растворенных форм тяжелых металлов в водотоках дельты Волги и глобальном речном стоке*

Элемент	Средние концентрации в растворе, мкг/л					
	реки мира [5]	дельта Волги				
		2007–2010 гг.	2004–2006 гг. [4]	1999–2003 гг. [7]	2001 г. [6]	1997 г. [8]
Mn	10.0	2.6–3.3	4.0–16.2	3.1–6.0	28.5	2.3
Fe	66.0	27.4–45.3	13.0–18.1	–	–	–
Co	0.15	0.07–0.10	0.13–0.24	–	0.7	–
Ni	0.5	1.4–1.5	1.8–2.2	–	2.3	–
Cu	1.5	1.6–1.8	1.9–2.7	3.2–8.0	1.7	3.3
Zn	0.6	3.8–8.1	–	16.7–29.5	5.4	33.2
Pb	0.08	0.09–0.14	0.2–0.5	1.4–2.8	1.9	1.8
Cd	0.02	0.02	0.03–0.04	0.25–0.34	0.11	0.23
Ag	0.02	0.0014	0.005	–	–	–
Sb	0.07	0.09–0.10	0.11	–	–	–

* Здесь и в табл. 2 и 3: 2004–2006 гг. [4] – речная граница зоны смешения волжских и каспийских вод; 2001 г. [6] и 1997 г. [8] – Нижняя Волга, включая дельту.

цинка, свинца и кадмия составило 10, 9, 30 и 17 раз, что, возможно, связано с использованием нами более чувствительного метода анализа ICP-MS.

Содержание элементов-гидролизатов, включая редкоземельные элементы, в русловых системах дельты близко к их средним концентрациям на речной границе зоны смешения и в глобальном материковом стоке (табл. 2). Обращает внимание лишь на 2 порядка более высокое содержание скандия в волжских водах и обеднение их торием, что нуждается в подтверждении.

Таблица 2. Концентрации растворенных форм элементов-гидролизатов в водотоках дельты Волги и глобальном речном стоке

Элемент	Средние концентрации в растворе, мкг/л		
	реки мира [5]	дельта Волги	
		2007–2010 гг.	2004–2006 гг. [4]
Al	32.0	16.8–21.8	6.2–9.3
Ga	0.030	0.008–0.014	0.008
Sc	0.004	0.30–0.31	0.49
Y	0.040	0.038–0.044	0.025
Ti	0.50	0.89–1.01	0.56–2.8
Zr	0.039	0.043–0.057	–
Hf	0.0059	0.0031–0.0038	–
Th	0.041	0.0026–0.0037	–
U	0.37	0.63–0.80	0.58
La	0.050	0.028–0.036	–
Ce	0.080	0.053–0.076	0.030–0.060
Pr	0.007	0.007–0.011	0.005–0.009
Nd	0.040	0.029–0.043	0.020–0.030
Sm	0.008	0.006–0.008	–
Eu	0.001	0.003–0.004	–
Gd	0.008	0.007–0.008	–
Tb	0.001	0.001	–
Dy	0.030	0.006	0.004–0.006
Ho	0.001	0.001	0.002–0.005
Er	0.004	0.004	0.005–0.013
Tm	0.001	0.0005–0.0006	0.0014–0.0021
Yb	0.017	0.004	0.007–0.011
Lu	0.001	0.0005–0.0006	0.0015–0.0026

Для анионогенных элементов наблюдается хорошая сходимость концентраций в дельте Волги по данным разных лет и содержания в речном стоке (табл. 3), что указывает на слабую пространственно-временную изменчивость их распределения. Существенные отличия от состава стока рек мира характерны только для селена и вольфрама.

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что в водотоках дельты Волги значительной трансформации подвергается только сток биогенных элементов под влиянием продукционно-деструкционных процессов, тогда как миграция главных ионов и растворенных микроэлементов происходит без каких-либо существенных изменений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12–05–93105).

Таблица 3. Концентрации растворенных форм анионогенных элементов в водотоках дельты Волги и глобальном речном стоке

Элемент	Средние концентрации в растворе, мкг/л			
	реки мира [5]	дельта Волги		
		2007–2010 гг.	2004–2006 гг. [4]	2001 г. [6]
B	10.2	21.5–32.7	17.7	–
V	0.71	2.14–2.83	2.35	2.29
Cr	0.70	0.15–0.21	–	0.58
Ge	0.0068	0.0076–0.010	–	–
As	0.62	1.34–1.51	1.97	1.66
Se	0.07	0.54	–	0.77
Mo	0.42	0.67–0.80	0.81	0.44
W	0.10	0.017–0.022	0.020	–

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Савенко А.В., Покровский О.С., Кожин М.Н. Трансформация стока растворенных веществ в устьевых областях малых водотоков южного побережья Кольского полуострова // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 5. С. 837–848.
2. Савенко А.В., Бреховских В.Ф., Лабунская Е.Н. Межгодовая изменчивость распределения растворенных форм биогенных элементов в водах дельты Волги и ее связь с вариациями биомассы фитопланктона // *Аридные экосистемы*. 2011. Т. 17. № 4 (49). С. 70–75.
3. Леонов А.В., Дубинин А.В. Взвешенные и растворенные формы биогенных элементов, их соотношение и взаимосвязь в основных притоках Каспийского моря // *Водные ресурсы*. 2001. Т. 28. № 3. С. 261–279.
4. Савенко А.В., Бреховских В.Ф., Покровский О.С. Миграция растворенных микроэлементов в зоне смешения вод Волги и Каспийского моря (по многолетним данным) // *Геохимия*. 2013 (в печати).
5. Гордеев В.В. Геохимия системы река–море. М., 2012. 452 с.
6. Моисеенко Т.И., Гашкина Н.А., Шарова Ю.Н., Покоева А.Г. Экотоксикологическая оценка последствий загрязнения вод р. Волги // *Водные ресурсы*. 2005. Т. 32. № 4. С. 410–424.
7. Чуйко Е.В., Попова О.В. Тяжелые металлы в водотоках дельты р. Волги // *Комплексные исследования биологических ресурсов южных морей и рек (материалы конф.)*. Астрахань: Изд-во КаспНИРХ, 2004. С. 206–209.
8. Бреховских В.Ф., Катунин Д.Н., Островская Е.А. и др. Процессы переноса и накопления тяжелых металлов на Нижней Волге // *Водные ресурсы*. 1999. Т. 26. № 4. С. 451–461.

The generalized data about concentration of major ions and dissolved forms of biogenic (P, Si) and trace elements (Li, Rb, Cs, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Ag, Tl, Sb, Al, Ga, Sc, Y, Ti, Zr, Hf, Th, U, REE, B, V, Cr, Ge, As, Se, Mo, W) in the Volga River delta watersheds are presented.

Свиточ А.А.

Ископаемые фации и фациальные ряды Большого Каспия

(Московский Государственный университет, Москва. a.svitoch@mail.ru)

Svitoch A.A.

(Moscow State University)

Fossil facies and series of the Caspian Sea

Современное Каспийское море и его древние бассейны характеризуется разнообразием фациальных обстановок, обусловленных различием условий накопления, в первую очередь структурных, геоморфологических, гидрофизических и климатических. Структурная и геоморфологическая зональность в современном Каспии выражается в наличии глубоководных Южной и Среднекаспийской котловин с крутыми материковыми склонами и узким шельфом и мелководной зоны Северного Каспия. Климатическая дифференциация связана с тем, что восточное побережье находится в аридных и семиаридных условиях, западное – в умеренных до субтропических, а северное – в умеренно-засушливом континентальном климате. Ещё более пестрая обстановка осадконакопления существовала на каспийских побережьях в эпоху древних трансгрессий, когда море заливало обширные равнины Северного Прикаспия и Среднего Поволжья, глубокими заливами проникало в Приуралье, Куринскую и Западно-Туркменскую низменности, абрадировало гористые побережья Кавказа, Копедага и Эльбурса, создавая тем самым условия для накопления разнообразных осадков от фаций глубоководных котловин и эстуариев до грубых образований абразионных бенчей.

Среди ископаемых фаций Большого Каспия* в зависимости от характера осадконакопления и, в первую очередь, структурно-геоморфологических условий, литологического состава и присутствия ископаемых остатков можно выделить группы (типы) фаций, представляющих набор генетически близкородственных осадков отличающихся от других групп (типов) разными структурно-геоморфологическими условиями накопления.

Самым крупным литологическим подразделением Большого Каспия является **формация** морских осадков представленная группой (типов) фаций (макрофаций), в свою очередь состоящих из фаций (мезофаций): шельфа, эпиконтинентальных бассейнов, ингрессионных заливов и эстуариев, межгорных и предгорных прогибов и глубоководных котловин.

Среди них выделяются более мелкие подразделения — субфации, элементарные фации, отражающие местные особенности накопления и состав осадков. Так, например, на шельфе, в его прибрежной части, можно

* Большой Каспий – это система позднеплиоцен-четвертичных водоемов, располагавшихся на месте современного Каспия, его побережий и сопредельных территорий.

выделить субфации пляжа, спокойных приглубых участков накопления и мелководно-динамичных.

Таким образом, в разрезе морских отложений Каспия отмечается целая иерархия ископаемых литологических структур (тел), от формаций до субфаций, отражающая структурно-временное и масштабно-пространственное распределение осадконакопления на акватории бассейнов Большого Каспия.

Кратко их рассмотрим группы (типы) фаций. Фации шельфа распространены на шельфе Каспийского моря. По характеру условий осадконакоплений и литологии отложений подразделяется на фации спокойных мелководий и фации приглубых динамичных условий характерных для кавказского и юго- и иранского шельфов. Первые имеют относительно тонкий — песчанно-алеврито-глинистый состав; вторые, более грубый — разнопесчаный, гравийно-галечный, с обилием карбонатов.

Фации эпиконтинентальных бассейнов представленных ископаемыми фациями широко развитыми в максимумы трансгрессий на затопляемых территориях Прикаспийской впадины и Скифско-Туранской плиты.

Среди них по литологическому составу выделяются фации мелководья, приглубых участков, лиманов и лагун. Наиболее широко этот тип фаций был развит в эпоху акчагыльской трансгрессии. В целом это относительно тонкие песчано-алеврито-глинистые, в разной степени карбонатные, литологические образования. На динамичных мелководьях они более пестрые и грубые, а в древних лагунах преимущественно илистые и глинисто-песчаные.

Фации ингрессионных заливов и эстуариев состоят из осадков опресненных участков заливов и эстуариев затопленных речных долин и предельтовых территорий. Как и фации эпиконтинентальных бассейнов они широко развиты и приурочены к эпохам максимумов трансгрессий, особенно акчагыльской, глубоко проникавшей по долинам палео Волги до Камы на север.

В апшероне фации этого типа установлены в затопленных и подтопленных долинах палео Волги, палео Урала, Куры и палео Узбоя. По составу это преимущественно тонкопесчаные и алеврито-илистые образования.

Фации межгорных и предгорных прогибов, являющиеся наиболее грубыми пестрыми по составу распространены в предгорных и межгорных депрессиях Большого и Малого Кавказа, Копетдага и Эльбурса. В них, по обилию карбонатных пород, выделяются кавказская и копетдагская разности, наиболее распространенные в максимум акчагыльской трансгрессии.

Фация глубоководных котловин состоит из осадков Южно-Каспийской и Средне-Каспийской впадин, они, наряду с фациями шельфа, наиболее устойчивая группа осадков во времени и территориально, её характерная

черта — тонкий алевроито-илисто-глинистый состав пород, с присутствием материала грязевых вулканов. В последние годы на бортах каспийских котловин сейсмическими исследованиями установлено широкое распространение особого типа склоновых осадков, среди которых выделяются склоново-гравитационные образования и осадки тонких мутьевых потоков [1–3].

Для фаций морских осадков Большого Каспия, особенно для наиболее изученной плейстоценовой части разреза, характерна разнообразная последовательность генетических сочетаний образующих в пространстве и по разрезу фациальные ряды. Среди них выделяются "нормальные" или "разорванные" (неполные) по генетической сопряженности и "длинные" и "короткие" по количеству и набору фаций.

Нормальный ряд состоит из парагенетических фаций, отражающих естественную смену режима осадконакопления в латеральной и временной последовательности. Он может быть полным и неполным, относительно полные фациальные ряды отмечаются в разрезах акчагыла Куринской депрессии и Западной Туркмении, апшерона Апшеронского полуострова, хазарских и хвалынских отложений Нижнего Поволжья, где наблюдается сочетание разнообразных морских и лагунных осадков, образующих серии с повторяющимся типом осадконакопления.

Неполные фациальные ряды представляют отложения одноп^либи разного, генезиса, с различной глубиной размыва, за счет которого не только сокращаются мощности осадков, но и выпадают отдельные члены генетического ряда.

В полных морских разрезах иногда устанавливается определенная цикличность строения, отражающая этапность и повторяемость накопления осадков, в свою очередь, обусловленная прерывистым ходом и знаком изменения уровня трансгрессирующего моря. Достаточно полно такая ритмичность отмечается для акчагыла Туркмении [4].

Для разрезов Большого Каспия обычно характерна следующая совокупность фаций.

В устьевых частях долин, снизу вверх последовательно сопрягаются осадки дельты — авандельты — эстуария (лимана) — прибрежно-морские. В депрессиях отмечается следующая последовательность осадков: лагуны — пляжа — мелководья, а для гористых побережий — пляжа — приглубой сублиторали, образующей латерали фациальные ряды, которые могут быть "длинными" и "короткими" [5].

Характер (тип) фациальных рядов определенно указывает палеогеографические условия и ход режима осадконакопления. Достаточно мощные разрезы с нормальными фациальными рядами прежде его свидетельствуют о длительных и сходных условиях образования осадков и, в значительной мере, об установившейся тенденции тектонического спуска, колебания уровня водоема и т.д. Напротив, разрезы со смешанными фациальными

рядами указывают на непостоянство и неустойчивость процессов осадконакопления, тектонического режима и часто располагаются на контактах тектонических и геоморфологических структур.

Для разных районов каспийских побережий характерны свои фациальные ряды. Для Ленкоранской и Куринской низменностей типичны "короткие" ряды из морских осадков приглубых и мелководных фаций открытых морских заливов, дельтовых и морского мелководья. Для приморской равнины гористого побережья Кавказа — это сочетание фаций шельфа — пляжа — лагуны; мелководий шельфа — дельты — морских отложений — делювия; морского пляжа — эоловых осадков. Для низменных берегов Северного Прикаспия характерны фациальные ряды морского мелководья — гигрофитной растительности; лагуны — пляжа; морского мелководья — дельты; бугровая толща — кулгучная (ильменная); морские осадки — эоловые отложения. В дельтах рек Волги и Урала развиты сочетания фаций: морского мелководья — авандельты дельты; морского мелководья — кулгучная (ильменная). Для восточного побережья Каспия характерны "короткие" фациальные ряды: динамичного мелководья — пляжа; мелководья — соленого залила (сора).

Различные по происхождению морские и континентальные отложения в прибрежных районах Каспийского бассейна часто образуют разнообразные сочетания, которые можно классифицировать как определенный тип парагенетической ассоциации осадков. Отметим лишь некоторые, наиболее экзотичные, среди современных образований и много реже в ископаемом состоянии: гравитационно-морскую и эолово-морскую. Каждая из них связана с определенным типом строения берегов и характеризуется различной степенью "сопряженности" и последовательности смены одних осадков другими от постепенной в ассоциации морских и континентальных отложений до резкой ("хаотичной") на участках завала пляжа продуктами обрушения и осыпания. Наиболее экзотичным из них является Марино-эоловый тип охарактеризованный определенным механическим (гранулометрическим) составом пород, условиями их накопления, морфологией образованных форм рельефа и резко различными экологическими условиями для существующих здесь растительных и фаунистических сообществ.

Интересно, что к этому типу осадконакопления можно отнести и грандиозный процесс ветрового выноса огромных масс эоловой пыли из среднеазиатских пустынь на акваторию Каспия, с последующим осаждением и формированием специфических фаций донных осадков.

Гравитационно-морские (обвальные) отложения широко распространены на побережьях, практически они присутствуют повсюду, где имеются обрывистые берега, подрабатываемые морем. Однако, в большинстве случаев обвальные накопления перерабатываются волновой динамикой и в ископаемом состоянии сохраняются редко.

Анализ ископаемых фациальных рядов позволяет достаточно определенно реконструировать во временной последовательности смену условий осадконакопления, а также прогнозировать возможные изменения режимов формирования отложений при постоянно меняющемся уровне Каспийского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вержбицкий В.Е., Левченко О.В, Лобковский Л.И. Новые данные о четвертичных процессах подводного оползания на западном склоне Дербентской котловины (Каспийское море) // Доклады РАН. 2012. Т. 416. № 2. С. 256–260.
2. Левченко О.В., Росляков А.Г., Поляков А.С. и др. Новые данные об осадочных волнах на западном континентальном склоне Каспийского моря. // Доклады РАН. 2008. Т. 420. № 4. С. 537–542.
3. Путанс В.А. Осадочные волны на западном склоне Дербентской котловины Каспийского моря. // Бюлл. МОИП. 2012. Т. 87. Вып. 4. С. 20–31.
4. Али-Заде А.А. Акчагыл Туркменистана. М.; Гос. Изд. По геологии и охране недр. 1961, 299 с.
5. Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.

In dependence to the structural-geomorphological situation, lithological composition and occurrence of fossil remains the following types of fossil facies of the Great Caspian Sea have been established: shelf facies, facies of an epicontinental sea, facies of ingression bays and estuaries, facies of intermountain and piedmont depressions, and facies of deep-sea depressions.

**Чеховская М.П.¹, Степанова А.Ю.², Хусид Т.А.¹,
Матуль А.Г.¹, Раковски А.З.³**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, mail: e-mjach47@mail.ru; ²Палеонтологический Институт РАН, г. Москва; ³Университет Христиана Альберта, Киль, Германия)

**Реконструкции позднелейстоценовых - голоценовых
обстановок северо-западного мелководья Каспия.**

**Chekhovskaya M.P.¹, Stepanova A.J.², Khusid T.A.¹,
Matul A.G.¹, Rakowski A.Z.³**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ² Paleontological Institute RAS, Moscow; ³Christian-Albrechts –Universität, Kiel, Deutschland)

**Reconstructing Late Pleistocene-Holocene environments in the
shallow north-western Caspian Sea area**

В работе проанализированы данные по литологии и распределению остракод и моллюсков (Т.А. Янина, персональное сообщение) в разрезе колонки ГС194-08- (45°00'063 с.ш., 48°28'859 в.д.; мощность колонки 422 см, глубина 7.5 м), полученной на мелководье шельфовой равнины Северного Каспия у авандельты р. Волги (рис. 1, 2). Хорошая корреляция смены комплексов фауны, приуроченных к определенным глубинам и солености [Чеховская, Степанова и др., в печати], с ходом трансгрессивно-регрессивных циклов моря, позволила использовать для стратиграфических построений предложенную ранее хронологическую шкалу каспийских трансгрессий [Рычагов, 1997; Карпычев, 2005]. Исследования по органическому и карбонатному углероду этого разреза [Леин, Иванов и др. 2012] и две датировки абсолютного возраста (9720 ± 55 лет т.н из слоя 226–227 см и 8640 ± 55 ± 50 лет т.н. из слоя 112–114 см) подтвердили наши построения в верхней части разреза. Интерпретация возраста и условий образования в нижней части разреза не совпали с нашими представлениями, и мы вернулись к обсуждению полученных результатов.

Осадки нижней части разреза **227–422 см**, ранее, на основании палеоэкологических построений по остракодам мы отнесли ко времени позднелейской трансгрессии [Чеховская, Степанова и др. в печати]. Изменение комплекса остракод и моллюсков (Т.А. Янина, персональное сообщение) на уровне 226–227 см (абсолютный возраст этого слоя **9720** т.л. назад) объясняли сменой позднелейской фауны новокаспийской (интервал **0–227 см**). Резкая граница отвечает перерыву в осадконакоплении во время наиболее низкого стояния уровня моря, мангышлакской регрессии, когда уровень моря падал до –50... –70 м абс. [Рычагов, 1997; Карпычев, 2005].

Абсолютные концентрации остракод в нижней части разреза **227–422 см** крайне низкие, в два-три раза ниже чем в верхнем интервале **0–227 см**. В

основном встречены створки вида *Cyprideis torosa*, личиночные формы которого в большей части проб отсутствуют. Присутствие в том числе створок со следами растворения или признаками переотложения и отсутствие ювенильных форм возможно связано с аллохтонным характером раковин *Cyprideis torosa*. Значительную часть комплекса этого интервала составляют **стеногалинные виды** *C. naphhtatscholana*, *C. bogatschovi* и *Bacuniella dorsoarcuata*, которые обитают на глубине около и более 20–30 м при солености 12–13‰. Эти виды в современных, а также новокаспийских, осадках Северного Каспия не обнаружены. С обмелением и опреснением бассейна они, как стеногалинные и более глубоководные виды, мигрировали в центральную и южную часть бассейна [Гофман, 1966]. Присутствие этих форм ранее позволило отнести эти отложения к позднехвалынской трансгрессии. Наше предположение совпадало с построениями Ю.А. Карпычева [2005], по которым предполагаемая глубина станции 194-08-1 в это время могла колебаться от современного уровня до 23–35 м. Мы обратили внимание, что наряду с типичными стеногалинными морскими формами в этой части разреза постоянно в заметном количестве присутствуют **мелководные слабо-солонатоводные и пресноводные**, преимущественно озерные формы *Ilyocypris bradyi*, *Candona sp.*, *Limnocythere sp.* Присутствие этих форм связывали с переносом их весенним паводком из дельты Волги и прибрежных участков.

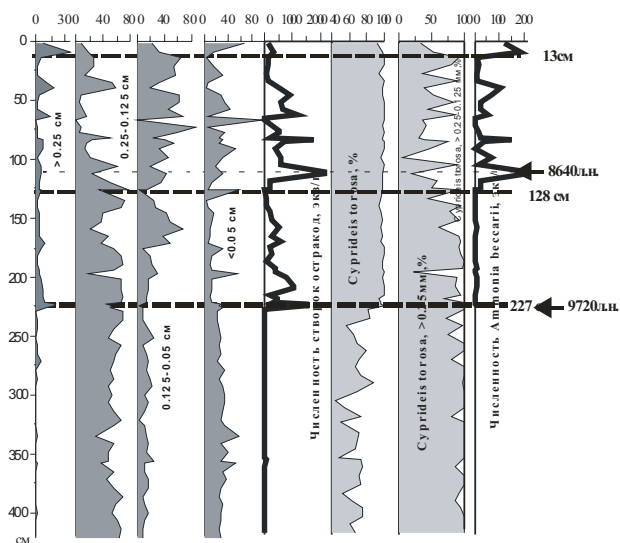


Рисунок 1. Процентное содержание весовых частей фракций осадка. Общая численность остракод, содержание *Cyprideis torosa* в комплексе, соотношение крупных (>0.25 мм) и мелких (0.25–0.125 мм) форм этого вида, численность *Ammonia beccarii* в разрезе 194-08-1.

Постоянное присутствие в нижней части разреза в сравнимых долях морских стеногалинных, относительно глубоководных видов и вместе с ними типичных пресноводных остракод предполагает переотложение одних из них. В ходе исследования отмечено присутствие в этой части разреза преимущественно окатанных обломков моллюсков и несколько перетертых целых раковин остракод, в том числе и стеногалинных форм. Крайне низкая численность остракод - на три порядка меньше, чем в вышележащей толще, отсутствие ювенильных форм, которое часто указывает на аллохтонный характер фауны допускает возможность переотложения фауны из более древних позднехвалынских осадков. В этом случае можно интерпретировать образование толщи **230–422 см** в условиях суши (регрессии мангышлакского времени).

Этот интервал, **230–422 см**, отнесен А.Ю. Леин и др. [Леин и др., 2012] к отложениям мангышлакской регрессивной серии на основании того, что изотопный состав органического углерода в этом интервале наследует изотопный состав органического углерода выветривающихся позднехвалынских отложений. Т.А. Янина (персональное сообщение) не исключает как позднехвалынский так и мангышлакский возраст этой однородной, хорошо отсортированной толщи песков без раковин моллюсков. Встречены только обломки раковин рода *Monodacna*, однако они могут быть вымыты из более ранних осадков.

Происхождение и возраст нижней толщи до конца не ясен. Несмотря на значительное видовое разнообразие (рис. 2) можно допустить, что фауна аллохтонного происхождения, вымывалась из позднехвалынских отложений. В то же время уверенно интерпретировать эти отложение как образовавшиеся на суше трудно, т.к. не ясны условия, при которых эти тонкозернистые, хорошо сортированные, с редким рассеянным детритом пески могли накапливаться.

Резкая граница между интервалами с разными комплексами остракод отмечена на уровне **227 см** (возраст слоя **226–227 см – 9720 т.л. назад**). Условия формирования ассоциации остракод из ранних новокаспийских отложений, интервала **128–227 см** были более глубоководными (13–17 м), чем из вышележащих отложений (**13–128 см**). Об этом свидетельствуют более низкие по сравнению с вышележащим слоем абсолютные концентрации створок остракод и высокое видовое разнообразие (10–19 видов).

Во время образования новокаспийских осадков, **интервала 13–128 см**, существовали, как и в настоящее время (**интервал 0–13 см**) многочисленные моновидовые поселения *C.torosa* (98–100%), сопровождаемые видом бентосных фораминифер *Ammonia beccarii*. Абсолютные концентрации *C.torosa* в среднем выше, чем в интервале **128–227 см**. Число видов уменьшается вверх в этом интервале от около 10 до 2–5. Подобная смена характеристик комплексов типична для перехода из

морской в распресненную обстановку, где особи *C. torosa* могут достигать очень высокой численности, а более 80% составлять ювенильные особи [Smith A.J., Horne J.H., 2002].

Высокие концентрации раковин *C. torosa* и *Ammonia beccarii* хорошей сохранности и заметное присутствие ювенильных форм *C. torosa* указывает на то, что отложения интервала **0–227 см** – мелководные морские. Глубина их образования менялась от 0 до 12–17 м, соленость – от около 4 до 12‰. Периоды интенсивного накопления осадков сменялись перерывами и размывом. Об этом свидетельствуют резкие изменения скоростей седиментации, характер осадков, колебания содержания весовых частей фракций осадка (рис. 1). Средняя скорость осадконакопления интервала **112–227 см** составляет около **106 см/1000 лет**, что в десять раз больше, чем средняя скорость накопления верхнего интервала **0–114 см** – около **13 см/1000 лет**. Крайне неустойчивый гидрологический режим бассейна существовал во время накопления новокаспийских осадков.

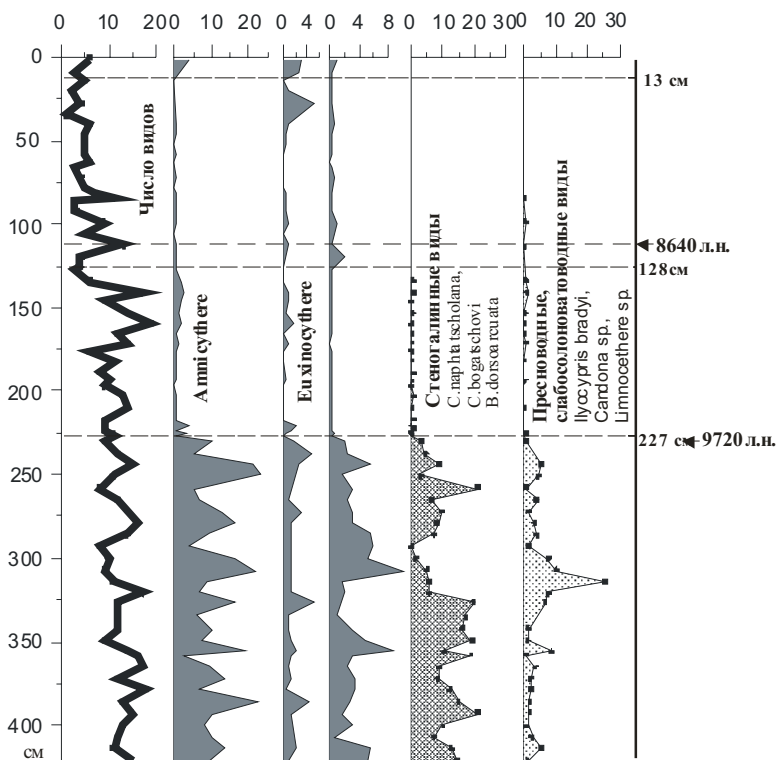


Рисунок 2. Распределение числа видов и содержание (%) групп остракод в разрезе 194-08-1

Выделены три интервала, соответствующие разным палеоусловиям, которые отличаются ассоциациями остракод и фораминифер. Нижний интервал, **227–422** см, возможно, соответствует времени мангышлакской регрессии с переотложенными морскими остракодами и моллюсками и автохтонными пресноводными континентальными остракодами. Следующий интервал **128–227** см представляет ранний период новокаспийской трансгрессии (на основании ^{14}C датировки) и представлен мелководной морской ассоциацией остракод. Интервал **13–128** см соответствует более мелководным, опресненным новокаспийским отложениям с моновидовой ассоциацией остракод. Верхние **13** см – содержат современную морскую фауну.

Here we present results of a comprehensive study based on lithological characteristics, mollusk, ostracod and foraminifera distribution in the marine core section GS194-08-1, water depth 7.4 m (Northern Caspian Sea). Additionally two radiocarbon dates were available to confirm our interpretations in the upper half of the section.

Three intervals corresponding to different environments and characterized by different ostracod and foraminifer assemblages were distinguished. The lower part of the section, 227–422 cm, probably corresponds to Mangishlak Regression and partially continental environments with re-deposited marine ostracods and mollusks, presence of fresh-water forms and absence of juvenile ostracod carapaces. The next interval 128–227, corresponds to the Early New Caspian Transgression, based on radiocarbon age and shallow-water marine faunal assemblages. The interval of 13–128 corresponds to New Caspian age and represent a very shallow freshened environments predominated by ostracod species *C. torosa*. The upper 13 cm of the section correspond to modern-like environments.

Янина Т.А.

(Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, paleo@inbox.ru)

Развитие бассейнов Понто-Каспия в условиях последнего климатического макроцикла

Yanina T.A.

(Geographical faculty of the Moscow State University)

Development of the Pont-Caspian basins during the last climatic micro-cycle

Введение. Понто-Каспий – это система отличающихся природными особенностями и историей палеогеографического развития внутриконтинентальных водоемов – реликтов Восточного Паратетиса. Эволюция Понто-Каспия отражает глобальные климатические изменения, ледниково-межледниковую ритмику Восточно-Европейской равнины и горных территорий, трансгрессивно-регрессивные события в Океане. Изучение истории природной среды региона началось в конце XIX в. Н.И. Андрусовым, продолжено многими исследователями. Несмотря на обилие накопленного материала, большинство вопросов палеогеографии региона – дискуссионны. К ним относятся и проблемы сопоставления и взаимосвязи событий внутри Понто-Каспия, их отклика на глобальные и региональные климатические изменения, корреляции с палеогеографическими событиями на сопредельных территориях. Последний климатический макроцикл (130–11 тыс. л.н.) включает межледниковую (эемскую, микулинскую) и двухстадийную ледниковую (вюрмскую, валдайскую) эпохи позднего плейстоцена. Сравнительный анализ развития бассейнов Каспия и Понта, установление общих закономерностей и особенностей развития бассейнов разного типа (изолированного Каспийского и имеющего связь с океаном Азово-Черноморского) в условиях разномасштабных и разнонаправленных изменений климата – основная задача доклада.

Материалы и методы исследований. Основой для реконструкции событий в Понто-Каспии и их корреляции служат биостратиграфические (экстратиграфические) схемы Каспия и Понта, выполненные в результате критического анализа основных местонахождений позднеплейстоценовой малакофауны в регионе [1]. При палеогеографических реконструкциях применен сопряженный метод – взаимодополняющее и контролирующее комплексное использование результатов геоморфологического, литолого-фациального, палинологического, диатомового, геохронологического и др. видов анализа новейших отложений. Материалы о климатических событиях позднего плейстоцена взяты из литературных источников.

Результаты исследований. Событийная схема позднего плейстоцена Каспия включает позднехазарскую и хвалынскую трансгрессивные эпохи, разделенные ательской регрессией. События этого же периода Понта

представлены карангатской, сурожской и новоэвксинской трансгрессиями и разделяющими их регрессиями. Каспий и Понт в позднем плейстоцене представляли бассейны разного типа, значительно отличавшиеся по характеру изменений уровня моря, гидрологическим параметрам, палеогеографической эволюции и особенностям фауны.

Каспий в течение большей части позднего плейстоцена был бессточным водоемом. Сток в бассейны Понта по Манычскому проливу происходил в позднехазарскую (гирканскую) и дважды в раннехвалынскую трансгрессивные стадии. В Понте бессточные водоемы кратковременно существовали в максимальные стадии регрессий. Сточным был режим солоноватых бассейнов, не принимавших воды Каспия. Проточные условия возникали в таких бассейнах в эпохи поступления в них каспийских вод по проливу. Притоком средиземноморских вод было вызвано развитие морских трансгрессий.

В эпоху максимальной трансгрессии площадь Каспия увеличивалась в 2.5 раза по сравнению с современной, уровень поднимался до +50 м. Максимальный уровень контролировался высотой Манычского порога. Во время максимальной регрессии уровень Каспия опустился до -140 м. Уровень Понта в эпоху максимальной трансгрессии не превышал +7 м, площадь акватории увеличивалась в основном за счет затопления устьевых частей речных долин. Максимальный уровень контролировался уровнем Средиземного моря. Понижение уровня во время регрессии достигало -100 (-150?) м.

Каспийское море представляло солоноватый водоем с относительно небольшими колебаниями солёности – не более 6–7‰. Обширные трансгрессивные бассейны отличались в целом пониженной солёностью; малые трансгрессии - самой высокой среди каспийских трансгрессий. В Понте сменялись бассейны морского, полуморского, солоноватого типов. Размах колебаний солёности составил около 30‰.

Каспийские бассейны были заселены солоноватоводной фауной немногочисленных родов, в основном каспийскими автохтонами. Моллюски рода *Didacna* обладали высокой скоростью видообразования, что стимулировалось изолированностью и наличием трех частей Каспия, разобщавшихся эпохи регрессий. Наибольшим видовым разнообразием отличался Северный Каспий с непостоянными условиями из-за влияния речных вод. В черноморских бассейнах обитала фауна разного типа – от солоноватоводного до морского. Моллюски менее изменчивы, биоразнообразие зависело от инвазии либо каспийских, либо средиземноморских элементов фауны. Наивысшим биоразнообразием отличался карангатский бассейн.

В температурном отношении в Каспии выделялись холодные (обширная раннехвалынская) и теплые (малая позднехазарская) трансгрессии. Все морские трансгрессии Понта были теплыми. Бассейны каспийского типа в

нем развивались в холодных температурных условиях, наиболее холодными водами отличались регрессивные бассейны Понта.

Манычский пролив – уникальное событие палеогеографии региона. В Каспии он контролировал уровни обширных трансгрессий, в Понте – масштаб ингрессии морских вод в долину Маныча. Поступление каспийских вод по проливу в бассейны Понта приводило к увеличению их водной массы, изменению гидрохимических и экологических параметров. В бассейнах Каспия сток вод сказывался в снижении их уровня и сбросе части солей.

Различие палеогеографических условий в Каспии и Понте во многом определялось степенью изолированности водоемов. По этой же причине поразному отразились в их эволюции глобальные изменения климата.

Глобальные климатические события последнего макроцикла, обусловленные вариациями инсоляции в результате изменений элементов земной орбиты, включают теплую (МИС 5) и холодную (МИС 4–2) эпохи, имеющие сложное строение. В разных широтах и регионах они выражены по-разному: в Понто-Каспии – в чередовании трансгрессивных и регрессивных эпох, отражающих колебания уровня Океана и пловиальные или аридные условия в регионе; на Восточно-Европейской (В-Е) равнине и в горных странах – в образовании ледников и их деградации (что в свою очередь оказывало региональное влияние на развитие бассейнов Понто-Каспия).

Начало позднего плейстоцена характеризовалось теплой эпохой (МИС 5), на В-Е равнине – микулинским межледниковьем. Это палеогеографическое событие не вызывает сомнения ни у кого из исследователей. Однако о возрастных границах межледниковья нет единого мнения: 100–70 [2], 128–116 [3], 140–100 [4], 140–70 [5] тыс. лет. По мнению многих исследователей межледниковье сопоставимо с изотопной подстадией 5е, с наиболее теплым периодом около 125 тыс. л.н. Согласно исследованиям [5] подстадии 5е отвечает лишь первый из трех термических максимумов микулинского межледниковья, разделенных похолоданиями – эндотермалами.

Реконструкция палеогеографических событий в Понто-Каспийском регионе показывает, что межледниковье начала позднего плейстоцена в Каспии отмечено его регрессивным состоянием, сменившимся в первый эндотермал (в фазу похолодания и увлажнения) первой стадией позднечазарской трансгрессии – тепловодным бассейном с отрицательными отметками уровня. В Понте в начале позднего плейстоцена началась крупная межледниковая карангатская трансгрессия с наивысшей в плейстоцене соленостью. Ее причина – межледниковый подъем уровня океана и поступление средиземноморских вод в черноморскую котловину. В долине Маныча трансгрессия образовала залив, проникший до водораздела с Каспием. Регрессия раннего позднечазарского бассейна,

очевидно, произошла в термоксеротическую фазу межледниковья. В условиях сменившего ее второго эндотермала конца межледниковья получила развитие вторая трансгрессивная стадия (гирканская), образовавшая обширный лиман с глубоким проникновением в долину Восточного Маныча. В Понте продолжалось развитие карангатской трансгрессии. Строение верхнеплейстоценовой толщи в Манычской депрессии, образующей «слоеный пирог» из отложений с карангатской и позднехазарской малакофауной [6], подтверждает одновременность этих событий и свидетельствует о нестабильном состоянии уровня бассейнов. Существование тепловодных позднехазарских и карангатских бассейнов в Понто-Каспийском регионе охватывает временной интервал всей МИС 5.

На начальных стадиях глобального похолодания уровень карангатского моря стал падать вслед за уровнем океана. Каспийские воды гирканского бассейна ингрессировали в освобождающуюся от карангатского залива долину Маныча, а затем и в Понт. Регрессивная тенденция развития карангатского моря была осложнена тарханкутским бассейном с отрицательными отметками уровня. Возможно, это событие произошло не без влияния гирканского стока, распреснившего бассейн.

Холодной эпохе (МИС 4–2) отвечает валдайская ледниковая эпоха на В-Е равнине. Эпоха отличалась преимущественно холодным континентальным климатом, а также сложной внутренней структурой. Согласно палинологическим исследованиям внутри валдайского ледникового климатического ритма реконструированы два ранневалдайских, три средневалдайских интерстадиальных этапа и пять холодных стадиальных этапов [5].

По мере приближения к максимуму ранневалдайского похолодания, в условиях холодного и сухого климата, гирканский бассейн регрессировал (ательская регрессия), о чем свидетельствуют ледяные клинья в основании ахтубинских осадков и перигляциальные спорово-пыльцевые спектры отложений. Неоднородность климатических условий, выразившаяся в чередовании стадиалов и интерстадиалов, в ательских отложениях отразилась в появлении горизонтов ископаемых почв. Синхронно с ахтубинско-ательскими отложениями шло накопление буртасской озерной толщи Маныча, характеризующейся холодными пыльцевыми спектрами и также включающей горизонты почв. В черноморской котловине развивалась посткарангатская регрессия, отвечающая ледниковой регрессии океана.

Глобальное потепление (МИС 3) нашло отклик в межстадиальном смягчении климата на В-Е равнине, увеличении стока с водосборных бассейнов и уменьшении испарения над акваториями. Увеличение приходной составляющей водного баланса вызвало трансгрессивную тенденцию как в Каспии (начальная фаза раннехвалынской трансгрессии), так и в Понте (сурожский умеренно тепловодный бассейн с отрицательными отметками уровня).

В холодную стадию (МИС 2) развивалось поздневалдайское оледенение. С образованием ледников уровень Понта следовал за падением уровня океана. В максимум поздневалдайского оледенения наступила глубокая регрессия: в черноморской котловине существовал опресненный озерный ранненовозвксинский бассейн. Бессточный Каспий в начальные фазы похолодания продолжал трансгрессировать, но трансгрессивная тенденция раннехвалынского бассейна была прервана в эпоху максимального похолодания, отличавшегося наиболее суровым климатом в неоплейстоцене.

Развитие трансгрессии возобновилось в эпоху деградации оледенения. Трансгрессия каспийского типа началась и в новозвксинском бассейне, однако его уровень оставался низким из-за сброса вод через проливы в находящееся в регрессивном состоянии Средиземное море. Раннехвалынская трансгрессия, достигнув уровня Манычского порога, выработала эрозионную долину, по которой сбросила часть вод в Понт. В Каспии сброс вод вызвал снижение уровня раннехвалынского моря. С его новым подъемом последовала ингрессия каспийских вод в долину и следующий этап их стока в новозвксинский водоем. Эти гидрологические события стали причиной подъема уровня последнего, а его максимум был достигнут в условиях «подпора» начавшейся трансгрессии Средиземного моря, о чем свидетельствуют показатели кратковременного поступления морских вод в новозвксинский водоем. Дальнейшее развитие хвалынского бассейна осложнялось событиями, отвечавшими пульсации климатических параметров: холодные засушливые условия среднего дриаса – енотаевской регрессией, континентализация бореального периода голоцена – мангышлакской регрессией. В Черноморском регионе начало голоцена ознаменовалось межледниковой черноморской трансгрессией.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 12-05-01052, 13-05-00242, 13-05-00086).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: МГУ, 2012. 264 с.
2. Заррина Е.П., Краснов И.И. Детальная хроностратиграфическая шкала позднего плейстоцена в европейской части СССР // Сов. геология. 1983. № 6. С. 52–60.
3. Арсланов Х.А. Геохронологическая шкала позднего плейстоцена Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 133–137.
4. Величко А.А., Ахлестина Е.Ф., Борисова О.К. и др. Эоплейстоцен и плейстоцен // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: ГЕОС, 1999. С. 58–76.
5. Болиховская Н.С., Молодых А.Н. Периодизация, корреляция и абсолютный возраст теплых и холодных эпох последних 200 тысяч лет // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Географический ф-т МГУ, 2008. С. 45–64.

6. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

Evolution of the Caspian and Pont environments was analyzed in comparison, and both general and specific features of their development under multi-scale and multi-directional changes of climate during the Late Pleistocene were identified.

Янина Т.А., Свиточ А.А.

(Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, paleo@inbox.ru)

Система Каспийского моря в условиях глобальных изменений климата неоплейстоцена

Yanina T.A., Svitoch A.A.

(Geographical faculty of the Moscow State University)

The Caspian Sea system under the global climate change during Neopleistocene

Введение. Эволюция природной системы Каспия и ее отдельных компонентов в неоплейстоцене зависела от целого ряда причин: глобальные климатические изменения, ледниково-межледниковая ритмика Русской равнины и горных территорий (размер и контуры ледников, динамика их роста и деградации, перестройка речных систем бассейна и изменение величины их стока), геологические факторы (высота Манычского порога, неотектонические движения, осадконакопление в бассейне и т.д.). Определяющая роль в неоплейстоцене принадлежала глобальным изменениям климата – чередованиям теплых и холодных эпох, обусловленных вариациями инсоляции в результате изменений элементов земной орбиты (MIS 19-1).

Основой для реконструкции событий в Каспийском регионе служат биостратиграфические (экостратиграфические) схемы Каспия и Маныча, выполненные в результате критического анализа основных местонахождений малакофауны в регионе [1, 2]. При палеогеографических реконструкциях применен сопряженный метод – взаимодополняющее и контролирующее комплексное использование результатов геоморфологического, литолого-фациального, палинологического, диатомового, геохронологического и др. видов анализа новейших отложений. Материалы о климатических событиях неоплейстоцена взяты из литературных источников [3, 4 и др.].

Результаты исследований. Глобальные климатические события раннего неоплейстоцена включают теплые (MIS 19, 17, 15-13) и холодные (MIS 18, 16, 12) эпохи, имеющие сложное строение. На Русской равнине обоснованы два покровных оледенения в эту геологическую эпоху: донское (MIS 16) и окское (MIS 12), разделенные стадийной мучкапской межледниковой эпохой (MIS 15-13). Начало неоплейстоцена ознаменовалось длительной и глубокой тюркянской регрессией – солончатоводным бассейном с отрицательными отметками уровня. В его отложениях установлена палеомагнитная граница Матуяма – Брюнес (780 тыс. лет назад). Значительное глобальное похолодание климата к середине раннего неоплейстоцена (MIS 16) изменило уровенное состояние бассейна. Начальные стадии похолодания, обусловившие уменьшение испарения (как с акватории Каспия, так и на его водосборе) и в целом увеличение

увлажнения региона, привели к подъему уровня и развитию раннебакинской трансгрессивной стадии (холодноводной, с пониженной соленостью). В условиях холодного и сухого климата максимума оледенения подъем уровня, очевидно, должен был прекратиться, а море регрессировать. Регрессия между двумя стадиями бакинской трансгрессии не доказана, или же была незначительной. Меридиональная вытянутость Каспия, с продолжающимся увлажнением его южной области, скорее всего, «сгладила» этот эффект.

Трансгрессивное развитие бассейна возобновилось в условиях потепления и деградации оледенения. О повышении температуры воды бакинского бассейна и увеличении его мутности в результате поступления большого количества речных вод, насыщенных взвесями, говорит фаунистический состав. Максимальное развитие бакинской трансгрессии по достижении ею уровня Манычского порога привело к сбросу каспийских вод по Манычскому проливу в позднечаудинский водоем Понта. Межледниковое потепление и аридизация вызвали понижение уровня бакинского бассейна и прекращение функционирования пролива.

Глобальные климатические события среднего неоплейстоцена включают теплые (MIS 11, 9, 7) и холодные (MIS 10, 8, 6) эпохи. На Русской равнине им отвечают (соответственно) лихвинское, чекалинское межледниковья, одиновское межстадиальное потепление; печорское оледенение, днепровская и московская стадии днепровского оледенения. На глобальное потепление климата (MIS 11) Каспий отреагировал продолжительной регрессивной эпохой, внутри которой отмечалась небольшая урунджикская трансгрессия – самый тепловодный и солоноводный трансгрессивный бассейн Каспия, отвечающая фазе похолодания и увлажнения внутри продолжительного и сложного по структуре межледниковья. Она была отделена как от бакинской, так и следующей за ней раннехазарской трансгрессии, регрессиями. Холодные эпохи среднего неоплейстоцена отразились в Каспии тремя раннехазарскими трансгрессивными стадиями, разделенными регрессиями. Урунджикский бассейн Каспия был изолированным. Раннехазарская трансгрессия сбрасывала свои воды в эвксинские бассейны Понта.

Глобальные климатические события позднего неоплейстоцена включают межледниковую (MIS 5) и двухстадийную ледниковую (MIS 4-2) эпохи, отразившиеся на Русской равнине микулинским межледниковьем и валдайским оледенением. Межледниковье в Каспии отмечено его регрессивным состоянием, сменившимся в первый эндотермал (в фазу похолодания и увлажнения) первой стадией позднехазарской трансгрессии – тепловодным бассейном с отрицательными отметками уровня. Регрессия раннего позднехазарского бассейна, очевидно, произошла в термоксеротическую фазу межледниковья. В условиях сменившего ее второго эндотермала конца межледниковья получила развитие вторая

трансгрессивная стадия (гирканская), образовавшая обширный лиман с глубоким проникновением в долину Маныча, где существовал протяженный залив карангатского моря Понта. Строение верхнеплейстоценовой толщи в Манычской депрессии, образующей «слоеный пирог» из отложений с карангатской и позднехазарской малакофауной [5], подтверждает одновременность этих событий и свидетельствует о нестабильном состоянии уровня бассейнов. На начальных стадиях глобального похолодания уровень карангатского моря стал падать вслед за уровнем океана. Каспийские воды гирканского бассейна ингрессировали в освобождающуюся от карангатского залива долину Маныча, а затем и в Понт.

По мере приближения к максимуму ранневалдайского похолодания (MIS 4), в условиях холодного и сухого климата, гирканский бассейн регрессировал (ательская регрессия), о чем свидетельствуют ледяные клинья в основании ахтубинских осадков и перигляциальные спорово-пыльцевые спектры отложений. Неоднородность климатических условий, выразившаяся в чередовании стадиялов и интерстадиялов, в ательских отложениях отразилась в появлении горизонтов ископаемых почв.

Глобальное потепление (MIS 3) нашло отклик в межстадиальном смягчении климата на равнине, увеличении стока с водосборных бассейнов и уменьшении испарения над акваториями. Увеличение приходной составляющей водного баланса вызвало трансгрессивную тенденцию в Каспии (начальная фаза раннехвалынской трансгрессии). В начальные фазы похолодания (MIS 2) Каспий продолжал трансгрессировать, но его трансгрессивная тенденция была прервана в эпоху максимального похолодания (LGM), отличавшегося наиболее суровым климатом в неоплейстоцене [3]. Развитие трансгрессии возобновилось в эпоху деградации оледенения. Раннехвалынская трансгрессия, достигнув уровня Манычского порога, выработала эрозионную долину, по которой сбросила часть вод в Понт. В Каспии сброс вод вызвал снижение уровня. С его новым подъемом последовала ингрессия каспийских вод в долину и следующий этап их стока в новозвксинский водоем. Дальнейшее развитие хвалынского бассейна осложнялось событиями, отвечавшими пульсации климатических параметров: холодные засушливые условия среднего дриаса – енотаевской регрессией, континентализация бореального периода голоцена – мангышлакской регрессией.

Заключение. Сопряженный палеогеографический анализ показал, что обширные каспийские трансгрессии (бакинская, раннехазарские, раннехвалынская) развивались в холодных климатических условиях (холодные трансгрессии). Наряду с ними внутри крупных регрессивных эпох происходили трансгрессии существенно меньшей величины (малые трансгрессии) с отрицательными отметками уровня (урунджикская, позднехазарская, новокаспийская, теплые трансгрессии).

В неоплейстоценовом климатическом ритме Русской равнины выделены теплые и холодные фазы, а в каждой фазе по признаку увлажненности – стадии: в теплой – термоксеротическая и термогигротическая; в холодной – криогигротическая и криоксеротическая [6]. Климатические условия холодной гигротической фазы благоприятствовали развитию оледенения на Русской равнине. Анализ соотношения температуры и влажности в Каспийском регионе при глобальных изменениях климата показывает, что наиболее благоприятные условия для развития трансгрессий (плювиалы) существовали в криогигротические фазы климатического ритма – это были эпохи холодных каспийских трансгрессий. Криогигротические климатические фазы в Каспийском регионе и на Русской равнине имели место со сдвигом во времени; каспийские трансгрессии достигали максимальных значений раньше максимального развития оледенения; а к максимуму оледенения на Русской равнине отвечал спад уровня Каспия. Термоксеротическим климатическим фазам отвечали регрессивные эпохи Каспия. Его теплые трансгрессии происходили в фазы похолодания и увлажнения внутри продолжительных, сложных по своей структуре, межледниковий. На эту идеализированную схему зависимости трансгрессивно-регрессивного развития Каспия от глобальных климатических изменений накладываются региональные факторы, существенно ее осложняющие.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 11-05-00093, 13-05-00242, 13-05-00086).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: Географический факультет МГУ, 1997. 260 с.
2. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: МГУ, 2012. 264 с.
3. Величко А.А., Ахлестина Е.Ф., Борисова О.К. и др. Эоплейстоцен и плейстоцен // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: ГЕОС, 1999. С. 58–76.
4. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Периодизация, корреляция и абсолютный возраст теплых и холодных эпох последних 200 тысяч лет // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Географический ф-т МГУ, 2008. С. 45–64.
5. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
6. Гричук В.П. Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 57–70.

Evolution of the Caspian environments was analyzed in comparison with global climate change during Neopleistocene on the base of complex paleogeographical analyses.

Алфавитный указатель

Алексеева А.Н.	195	Духова Л.А.	328
Алешинская А.С.	122	Евзеров В.Я.	151
Алиев Р.А.	122	Жамойда В.А.	136
Амбросимов А.К.	313, 318, 323, 328	Житина Л.С.	247
Арсланов Х.А.	195	Журавлев В.А.	256
Артамонова К.В.	318	Забелина С.А.	156, 161, 190
Артемьев В.А.	31	Завьялов П.О.	293
Баженов А.В.	127	Зарецкая Н.Е.	165, 195
Балуев А.С.	256	Захарков С.П.	21
Барабошкин Е.Ю.	364	Захарова Е.Е.	313, 343
Баранов В.И.	318	Зернова В.В.	378
Батурин Г.Н.	288, 293, 338	Зыкин Н.Н.	170
Белоруков С.К.	26	Зыков С.Б.	175, 180
Бергер В.Я.	59	Зыкова Е.Н.	175, 180
Бобров В.А.	4, 44	Иванов А.Ю.	311
Богуславская Е.В.	364	Иванов М.В.	343
Бреховских В.Ф.	381	Ильяш Л.В.	223
Будько Д.Ф.	131, 170, 282, 328	Кащенко В.Ю.	26
Буренков В.И.	31, 39	Килесо А.В.	13
Бычков А.Ю.	277	Киреева Е.Д.	117
Вазюля С.В.	39	Киселев Г.П.	180
Веслополова Е.Ф.	343	Киселева И.М.	127
Виноградова А.А.	8	Климов С.И.	156
Володичева В.Д.	277	Клювиткин А.А.	31, 39, 170, 185, 214, 313, 318, 323, 328, 354, 359, 368
Воробьева Т.Я.	156, 161	Клювиткина Т.С.	31
Воронов Д.А.	201, 261	Козина Н.В.	323, 328, 333, 338, 343, 368, 373
Воронова А.Д.	201	Кокрятская Н.М.	122, 156, 190, 277
Востоков С.В.	378	Колька В.В.	195
Герасимова М.В.	59	Копелевич О.В.	39
Глазырин Е.А.	298	Корж А.О.	313, 328
Глазырина Н.В.	298	Коробов В.Б.	266
Голубов Б.Н.	301, 311	Корсакова О.П.	195
Гольдин Ю.А.	313	Косевич Н.И.	227
Гордеев В.В.	338	Кособокова К.Н.	197
Гордейчук Т.Н.	21	Котова Е.И.	36
Горшкова О.М.	261	Кравчишина М.Д.	31, 39, 78, 170, 185, 214, 313, 323, 328, 343, 354, 359, 378
Горюнова Н.В.	282	Краснова Е.Д.	201, 261
Григорьев А.Г.	136	Кропачев Ю.П.	136
Григорьев В.А.	308	Кузнецов В.Ю.	165
Гриценко В.А.	13		
Гусакова А.И.	140		
Дара О.М.	140		
Демиденко Н.А.	145		
Денисов В.И.	17		
Дружинин С.В.	127		

Кунгаа М.Ч.	251	Попова С.А.	92
Лаврова Н.Б.	195	Поповичева О.Б.	117
Латун В.В.	17	Пронин В.Г.	308
Леин А.Ю.	218, 343	Радченко И.Г.	223
Леонова Г.А.	44	Раковски А.З.	391
Лещев А.В.	26, 266	Ратькова Т.Н.	247
Либина Н.В.	318, 346, 350	Рейхард Л.Е.	170, 185
Лисицын А.П.	39, 78, 214	Репкина Т.Ю.	227, 251
Лобус Н.В.	343	Ружникова Н.Н.	232
Лукашин В.Н.	354, 359	Рыбалко А.Е.	218, 237
Лукша В.Л.	206	Саввичев А.С.	242, 313, 343
Лунина О.Н.	242	Савенко А.В.	381
Мазухина С.И.	209	Савенко В.С.	74
Макаров В.И.	92	Сажин А.Ф.	247
Максимов Ф.Е.	165	Сафьянов Г.А.	251
Максимова В.В.	209	Свиточ А.А.	387, 402
Максимова М.П.	50	Сергеева В.М.	247
Манцурова В.Н.	364	Серебряный А.Н.	78
Мартынова Д.М.	131, 282	Сивков В.В.	83
Маслобоев В.А.	209	Силкин В.А.	378
Маслов А.В.	368	Синицына Н.Н.	87
Матуль А.Г.	122, 391	Смирнов М.В.	364
Мещеряков Н.И.	54	Старикова А.А.	308
Митяев М.В.	59	Стародымова Д.П.	92, 277
Мицкевич И.Н.	343	Степанова А.Ю.	391
Морева О.Ю.	232	Стоник И.В.	21
Мутовкин А.Д.	185, 313	Струков В.Н.	308
Несвин И.А.	136	Тарасов Г.А.	97
Немировская И.А.	64, 373	Терехов Е.Н.	256
Никитин М.А.	237	Титова К.В.	190
Новигатский А.Н.	31, 39, 214, 313, 354, 359, 368	Ткаченко Ю.Ю.	17
Новичкова Е.А.	218	Токарев М.Ю.	237
Одри С.	122	Толстиков А.В.	185, 269
Орешкин В.Н.	69	Толстобров Д.С.	195
Пака В.Т.	78	Топчая В.Ю.	103
Паутова Л.А.	378	Торгунова Н.И.	318
Пацаева С.В.	261	Травкина А.В.	122
Пересыпкин В.И.	343	Тюпанов С.Н.	256
Персианцева Н.М.	117	Удалов Л.Е.	227, 251
Перцова Н.М.	197	Усенков С.М.	107
Петров А.Ю.	308	Уткин И.В.	109, 113
Покровский Б.Г.	165	Федорова Н.К.	237
Покровский О.С.	122, 156, 381	Филиппов А.С.	39, 131, 170, 185, 214, 323
Политова Н.В.	31, 39, 214, 313, 343, 354, 359	Фридрих Я.	293
Полькин В.В.	323	Хайтов В.М.	165, 209
Полякова Е.И.	218	Харчева А.В.	261
		Хоменко Г.Д.	26, 266

Хусид Т.А.	391	Шеберстов С.В.	31
Черников А.Г.	350	Шевченко В.П.	26, 39, 92, 122, 214, 223, 277
Чернов И.А.	269	Шевченко Н.В.	165, 227
Чеховская М.П.	391	Шелехова Т.С.	195
Чечко В.А.	103	Широкова Л.С.	122, 161
Чугайнова В.А.	273	Штрайхрт Е.А.	21
Чудненко К.В.	209	Шульга Н.А.	343
Чульцова А.Л.	185, 313	Яковлев А.Е.	26
Чупаков А.В.	156, 277	Янина Т.А.	396, 402
Шамбарова Ю.В.	21		

ОГЛАВЛЕНИЕ

Микро- и наночастицы и потоки вещества и энергии (атмо-, крио-, гидро-, литоседиментосферы)

<i>Бобров В.А.</i> Воздушный перенос минерального вещества. Выбор модели сравнения	4
<i>Виноградова А.А.</i> Потоки свинца и кадмия из атмосферы на поверхность в Калининградской области РФ	8
<i>Гриценко В.А., Килесо А.В.</i> Исследование особенностей эрозионной деятельности природных гравитационных течений	13
<i>Денисов В.И., Ткаченко Ю.Ю., Латун В.В.</i> Предварительная оценка волновой абразии галечного материала черноморских пляжей методом седиментационных ловушек в районе пос. Широкая Балка	17
<i>Захарков С.П., Гордейчук Т.Н., Стоник И.В., Штрайхрт Е.А., Шамбарова Ю.В.</i> Продукционные характеристики фитопланктона по судовым и спутниковым данным как показатель биогенной части осадочного вещества в Японском море	21
<i>Каценко В.Ю., Шевченко В.П., Лещев А.В., Белоруков С.К., Хоменко Г.Д., Яковлев А.Е.</i> Количественное распределение и вещественный состав нерастворимых частиц в снежном покрове Архангельской области в конце зимы	26
<i>Клювиткин А.А., Буренков В.И., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Политова Н.В., Шеберстов С.В., Клювиткина Т.С., Артемьев В.А.</i> Взвешенное осадочное вещество поверхностных вод Атлантического океана: прямые определения и спутниковые данные	31
<i>Котова Е.И.</i> Связь ионного состава атмосферных осадков и снежного покрова в прибрежной зоне западного сектора Российской Арктики	36
<i>Кравчишина М.Д., Лисицын А.П., Филиппов А.С., Клювиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н., Копелевич О.В., Буренков В.И., Вазюля С.В., Шевченко В.П.</i> Концентрация хлорофилла «а» и феопигментов в морской воде и донных осадках некоторых внутренних морей России как индикатор биогенных процессов седиментации	39
<i>Леонова Г.А., Бобров В.А.</i> Осадкообразующая роль планктона в малых озерах юга Сибири	44

<i>Максимова М.П.</i> Сравнительное экосистемное мореведение – новое направление в океанологии	50
<i>Мещеряков Н.И.</i> Изучение ледового переноса осадочного вещества в заливе Грен-фьорд	54
<i>Митяев М.В., Герасимова М.В., Бергер В.Я.</i> Взвесь и вертикальные потоки осадочного вещества в губе Чупа (Карельское побережье) и губе Ярнышная (Мурманское побережье)	59
<i>Немировская И.А.</i> Трансформация углеводов в океанских геосферах	64
<i>Орешкин В.Н.</i> Новые разработки в аналитическом исследовании микроэлементного состава морских и речных вод и взвесей	69
<i>Савенко В.С.</i> Роль сопряженных процессов испарения и конденсации паров воды в обмене CO ₂ между океаном и атмосферой	74
<i>Серебряный А.Н., Кравчишина М.Д., Пака В.Т., Лисицын А.П.</i> Временная изменчивость распределения взвеси на суточной станции в Двинском заливе Белого моря по данным ADCP – первые исследования новыми методами	78
<i>Сивков В.В.</i> О формировании асимметричных осадочных тел в Готландской впадине Балтийского моря: балтийские дрифты и контуристы	83
<i>Синицына Н.Н.</i> Осциллирование оседающего облака частиц	87
<i>Стародымова Д.П., Шевченко В.П., Попова С.А., Макаров В.И.</i> Особенности распределения сажевого углерода в атмосфере в окрестностях Беломорской биологической станции МГУ (северо-западное побережье Кандалакшского залива)	92
<i>Тарасов Г.А.</i> Новые представления о суточной изменчивости потока осадочного вещества в фьордовом заливе Шпицбергена	97
<i>Топчая В.Ю., Чечко В.А.</i> Многолетняя динамика нерастворимых аэрозольных частиц, поступающих из атмосферы в береговую зону юго-восточной Балтики	103
<i>Усенков С.М.</i> Геохимические особенности современных донных отложений шельфа Южных Курил	107
<i>Уткин И.В.</i> Катастрофическая эксплозия вулкана Пектусан (~ 938 г. н.э.) и его отражение на дне морской глубоководной котловины в виде прослая дистальной тefры Томако-маи (попытки моделирования)	109

<i>Уткин И.В.</i> Моделирование накопления тонкодисперсного осадка на дне внутреннего шельфа Восточно-Корейского залива (Японское море)	113
<i>Поповичева О.Б., Киреева Е.Д., Персианцева Н.М.</i> Аэрозоли в эмиссии морского транспорта: свойства и взаимодействия в атмосфере	117

Система Белого моря, 4-й исследования

<i>Алешинская А.С., Шевченко В.П., Матуль А.Г., Алиев Р.А., Кокрятская Н.М., Одри С., Покровский О.С., Травкина А.В., Широкова Л.С.</i> Природные изменения в ЮЗ части Архангельской области за последние 200 лет: новые спорово-пыльцевые данные по оз. Святое	122
<i>Баженов А.В., Киселева И.М., Дружинин С.В.</i> Новый состав радиоактивных изотопов донных осадков дельты реки Северная Двина	127
<i>Будько Д.Ф., Мартынова Д.М., Филиппов А.С.</i> Новые данные по биоаккумуляции некоторых микроэлементов в сес-тоне и донной фауне беломорской прибрежной экосистемы	131
<i>Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Кропачев Ю.П., Неевин И.А.</i> Новые данные о неотектонических процессах в Двинском заливе Белого моря	136
<i>Гусакова А.И., Дара О.М.</i> Терригенно–минералогические ассоциации позднеледниковых–голоценовых отложений Белого моря	140
<i>Демиденко Н.А.</i> Термические и ледовые процессы в Мезен-ском заливе и эстуариях Мезени и Кулоя	145
<i>Евзеров В.Я.</i> Оледенения и морские трансгрессии на северо-востоке Фенноскандии в последние 140 тысяч лет	151
<i>Забелина С.А., Покровский О.С., Климов С.И., Чупаков А.В., Кокрятская Н.М., Воробьева Т.Я.</i> Первые результаты о со-держании метана в системе стратифицированных озер реки Светлая (водосборный бассейн Белого моря)	156
<i>Забелина С.А., Воробьева Т.Я., Широкова Л.С.</i> Особенности распределения гетеротрофного бактериопланктона в воде устьевой области реки Северной Двины	161
<i>Зарецкая Н.Е., Максимов Ф.Е., Хайтов В.М., Шевченко Н.В., Кузнецов В.Ю., Покровский Б.Г.</i> Междисциплинарные исследования резервуарного эффекта Белого моря	165

<i>Зыкин Н.Н., Рейхард Л.Е., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Филиппов А.С., Будько Д.Ф.</i>	170
Результаты исследований изотопного состава кислорода и водорода вод Белого моря	
<i>Зыков С.Б., Зыкова Е.Н.</i>	175
Уран-изотопный состав подземных и поверхностных вод водосбора и вод бассейна Белого моря	
<i>Киселев Г.П., Зыков С.Б., Зыкова Е.Н.</i>	180
Уран-изотопный состав вод Баренцева моря	
<i>Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Филиппов А.С., Толстиков А.В., Рейхард Л.Е., Мutowкин А.Д., Чульцова А.Л.</i>	185
Комплексные исследования Белого моря в экспедиции НИС “Эколог” в июле 2012 г.	
<i>Кокрятская Н.М., Титова К.В., Забелина С.А.</i>	190
Сульфатредукция в зоне маргинального фильтра Северной Двины	
<i>Колька В.В., Корсакова О.П., Лаврова Н.Б., Шелехова Т.С., Алексеева А.Н., Толстобров Д.С., Зарецкая Н.Е., Арсланов Х.А.</i>	195
Перемещение береговой линии и палеогеография Онежского залива Белого моря в позднеледниковье и голоцене по данным изучения донных осадков озер	
<i>Кособокова К.Н., Перцова Н.М.</i>	197
История изучения и основные итоги 60-летнего мониторинга зоопланктона на Беломорской биостанции МГУ	
<i>Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Воронова А.Д.</i>	201
Роль вымораживания рассола из морского льда в формировании вертикальной стратификации в водоемах, отделяющихся от Белого моря	
<i>Лукиша В.Л.</i>	206
Глинистые компоненты отложений литоральной зоны Кандалакшского залива Белого моря (район ББС)	
<i>Мазухина С.И., Маслобоев В.А., Чудненко К.В., Хайтов В.М., Максимова В.В.</i>	209
Мониторинг и моделирование химического состава вод Кандалакшского залива	
<i>Новигатский А.Н., Лисицын А.П., Шевченко В.П., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Филиппов А.С., Политова Н.В.</i>	214
Вертикальные потоки рассеянного осадочного вещества в Белом море	
<i>Новичкова Е.А., Леин А.Ю., Полякова Е.И., Рыбалко А.Е.</i>	218
Комплексные исследования истории формирования осадков Двинского залива Белого моря в голоцене	
<i>Радченко И.Г., Ильяш Л.В., Шевченко В.П.</i>	223
Летний фитопланктон в маргинальном фильтре реки Кеми (Онежский	

залив Белого моря)	
<i>Репкина Т.Ю., Шевченко Н.В., Удалов Л.Е., Косевич Н.И.</i>	227
Неволновые факторы динамики берегов Кандалакшского залива Белого моря – сезонные аспекты	
<i>Ружникова Н.Н., Морева О.Ю.</i> Содержание биогенных элементов в снежном покрове на территории водосбора рек Белого моря в марте-апреле 2013 года	232
<i>Рыбалко А.Е., Федорова Н.К., Никитин М.А., Токарев М.Ю.</i>	237
Геодинамические процессы в Кандалакшском заливе Белого моря и их роль в формировании покрова современных осадков	
<i>Саввичев А.С., Лунина О.Н.</i> Микробное сообщество хемоклина меромиктических озер как регулятор геохимических процессов (на примере оз. Кисло-Сладкое – водоема на побережье Кандалакшского залива Белого моря	242
<i>Сажин А.Ф., Житина Л.С., Сергеева В.М., Ратькова Т.Н.</i>	247
Ледовые водоросли и фитопланктон Белого моря в переходный период от зимы к весне	
<i>Сафьянов Г.А., Репкина Т.Ю., Удалов Л.Е., Кунгаа М.Ч.</i>	251
Морфодинамические и литодинамические условия дифференциации наносов на пляжах и приливных осушках северо-западной части Онежского п-ова (Белое море)	
<i>Терехов Е.Н., Балуев А.С., Журавлев В.А., Тюпанов С.Н.</i> Зоны аккомодации рифтовых зон Белого и Баренцева морей	256
<i>Харчева А.В., Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Горшкова О.М., Пацаева С.В.</i> Спектрально-оптические и физико-химические свойства воды в меромиктических водоемах Кандалакшского залива Белого моря	261
<i>Хоменко Г.Д., Лещёв А.В., Коробов В.Б.</i> Особенности гидрологического режима устьевых областей малых рек Белого моря (по данным экспедиционных наблюдений 2010–2012 гг.)	266
<i>Чернов И.А., Толстиков А.В.</i> Трехмерная модель термогидродинамики воды и льда Белого моря	269
<i>Чугайнова В.А.</i> Содержание нефтеуглеводородов в поверхностных водах Белого моря	273
<i>Шевченко В.П., Володичева В.Д., Бычков А.Ю., Кокрятская Н.М., Стародымова Д.П., Чупаков А.В.</i> Донные осадки малых озер бореальной зоны как архив поступления тяжелых	277

металлов из атмосферы (на примере озера Пежихерье, Архангельская область)

Мартынова Д.М., Горюнова Н.В., Будько Д.Ф. Биогеохимическое поведение тяжелых металлов в субарктических морских экосистемах: естественный транспорт и аккумуляция в цепочке «аэрозоли–снег/лед–вода–биота–донные отложения» 282

Система Каспийского и Аральского морей,

4-D исследования

Батурин Г.Н. Геохимия осадков Южного Каспия 288

Батурин Г.Н., Завьялов П.О., Фридрих Я. Геохимия осадков современного Аральского бассейна 293

Глазырина Н.В., Глазырин Е.А. Литолого-петрографические признаки проявления метановых сипов на дне Каспийского моря 298

Голубов Б.Н., Пронин В.Г. Геологические предпосылки подземной связи Аральского и Каспийского морей в северной части плато Устюрт 301

Григорьев В.А., Струков В.Н., Петров А.Ю., Старикова А.А. Новые данные о современных скоростях седиментации в Каспийском море 308

Иванов А.Ю., Голубов Б.Н. Природные и техногенные факторы активизации выбросов нефти из недр Северного и Среднего Каспия в 2012 и 2013 годах по спутниковым и геолого-геофизическим данным 311

Клювиткин А.А., Амбросимов А.К., Гольдин Ю.А., Захарова Е.Е., Корж А.О., Кравчишина М.Д., Мutowкин А.Д., Новигатский А.Н., Политова Н.В., Саввичев А.С., Чульцова А.Л. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 39-м рейсе НИС “Рифт” в мае-июне 2012 г. 313

Клювиткин А.А., Амбросимов А.К., Артамонова К.В., Баранов В.И., Либина Н.В., Торгунова Н.И. Комплексное изучение системы Каспийского моря в 41-м рейсе НИС “Рифт” в октябре 2012 г.: гидрофизические и гидрохимические исследования 318

Клювиткин А.А., Амбросимов А.К., Филиппов А.С., Козина Н.В., Кравчишина М.Д., Польшин В.В. Комплексное изучение системы Каспийского моря в 41-м рейсе НИС “Рифт” в ок- 323

тябре 2012 г.: физико-геологические исследования	
<i>Клювиткин А.А., Амбросимов А.К., Духова Л.А., Корж А.О.,</i>	328
<i>Кравчишина М.Д., Козина Н.В., Будько Д.Ф.</i> Комплексные исследования системы Каспийского моря в экспедиции НИС “Никифор Шуреков” в августе-сентябре 2013 г.	
<i>Козина Н.В.</i> Минералогия голоценовых отложений Каспийского моря	333
<i>Козина Н.В., Гордеев В.В., Батулин Г.Н.</i> Тяжелые металлы (Cu, Zn, Ni, Co, Cr, Pb, Fe и Mn) в поверхностных донных осадках Среднего и Южного Каспия	338
<i>Леин А.Ю., Саввичев А.С., Кравчишина М.Д., Козина Н.В.,</i>	343
<i>Пересыпкин В.И., Захарова Е.Е., Веслополова Е.Ф., Мицкевич И.Н., Шульга Н.А., Лобус Н.В., Политова Н.В., Иванов М.В.</i> Биогеохимические особенности водной толщи и осадков Каспийского моря	
<i>Либина Н.В.</i> Методы и некоторые результаты инструментальных наблюдений параметров течений в Каспийском море	346
<i>Либина Н.В., Черников А.Г.</i> Алгоритм 3D моделирования внутренней структуры дна на примере Каспийского моря	350
<i>Лукашин В.Н., Кравчишина М.Д., Клювиткин А.А., Новигатский А.Н., Политова Н.В.</i> Взвешенное вещество в маргинальном фильтре р. Волга	354
<i>Лукашин В.Н., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Политова Н.В.</i> Взвешенное вещество в Каспийском море	359
<i>Манцурова В.Н., Барабошкин Е.Ю., Смирнов М.В., Богуславская Е.В.</i> Стратиграфия верхнеюрских отложений Северного Каспия	364
<i>Маслов А.В., Козина Н.В., Клювиткин А.А., Новигатский А.Н.</i> Пилотные данные по распределению редкоземельных элементов в современных донных осадках Каспийского моря	368
<i>Немировская И.А., Козина Н.В.</i> Углеводороды в осадках Каспийского моря	373
<i>Паутова Л.А., Кравчишина М.Д., Востоков С.В., Зернова В.В., Силкин В.А.</i> Особенности вертикального распределения фитопланктона Каспийского моря в летний период	378
<i>Савенко А.В., Покровский О.С., Бреховских В.Ф.</i> Макро- и	381

микроэлементный состав вод дельты Волги	
<i>Свиточ А.А.</i> Ископаемые фации и фациальные ряды Большого Каспия	386
<i>Чеховская М.П., Степанова А.Ю., Хусид Т.А., Матуль А.Г., Раковски А.З.</i> Реконструкции позднеплейстоценовых – голоценовых обстановок северо-западного мелководья Каспия	391
<i>Янина Т.А.</i> Развитие бассейнов Понто-Каспия в условиях последнего климатического макроцикла	396
<i>Янина Т.А., Свиточ А.А.</i> Система Каспийского моря в условиях глобальных изменений климата неоплейстоцена	402
Алфавитный указатель	406

CONTENTS

Nano- and microparticles and mass and energy fluxes (atmo-, cryo-, hydro-, litho-, sedimentospheres)

<i>Bobrov V.A.</i> Air transport of mineral matter. Choice of model comparison	4
<i>Vinogradova A.A.</i> Pb and Cd deposition from the atmosphere onto the surface in the Kaliningrad region of Russia	8
<i>Gritsenko V.A., Kilesa A.V.</i> Investigation of features of erosion processes of bottom gravity currents	13
<i>Denisov V.I., Tkachenko Yu.Yu., Latun V.V.</i> Preliminary estimation of wave erosion of pebbly Black Sea coasts using sediment traps approach in the area of Shirokaya Balka	17
<i>Zakharkov S.P., Gordeichuk T.N., Stonik I.V., Shtraikhert E.A., Shambarova Yu.V.</i> Phytoplankton production characteristics by ship and satellite data as the marker of biogenic part of sediment substance in Japan Sea	21
<i>Kashchenko V.Yu., Shevchenko V.P., Leshchev A.V., Belorukov S.K., Khomenko G.D., Yakovlev A.E.</i> Quantitative distribution and composition of particulate matter in snow cover in the Arkhangelsk Region at the end of winter	26
<i>Klyuvitkin A.A., Burenkov V.I., Kravchishina M.D., Novigatsky A.N., Politova N.V., Sheberstov S.V., Klyuvitkina T.S., Artemiev V.A.</i> Suspended sediment matter of the Atlantic surface waters: direct determinations and satellite data	31
<i>Kotova E.I.</i> Relationship of ionic composition of precipitations and snow cover in the coastal zone of the western Russian Arctic	36
<i>Kravchishina M.D., Lisitzin A.P., Filippov A.S., Klyuvitkin A.A., Politova N.V., Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Vazyulya S.V., Shevchenko V.P.</i> Chlorophyll «a» concentration in marine water and bottom sediments in some inland Russian seas as a marker of biogenic sedimentation processes	39
<i>Leonova G.A., Bobrov V.A.</i> The role of plankton in sedimentation of the small lakes in Southern Siberia	44
<i>Maksimova M.P.</i> The comparative ecosystem explorations of seas – it is a new direction in oceanology	50
<i>Meshcheriakov N.I.</i> The study of ice sediment transport materials in the Gren- fjord	54
<i>Mityaev M.V., Gerasimova M.V., Berger V.Ya.</i> Suspension and	59

vertical streams particle fluxes in Chupa bay (Karelian coast) and Jarnischnaja bay (Murmansk coast)	
<i>Nemirovskaya I.A.</i> The transformation of hydrocarbons in the ocean geospheres	64
<i>Oreshkin V.N.</i> New development in analytical study of trace element composition of sea and river waters and suspended matter	69
<i>Savenko V.S.</i> Role of the conjugated processes of water vapor evaporation–condensation in CO ₂ exchange between the ocean and the atmosphere	74
<i>Serebryany A.N., Kravchishina M.D., Paka V.T., Lisitzyn A.P.</i> Temporal variability of sediment distribution during durinal station in the Dvinsky Bay of the White Sea on the basis of ADCP data – the first studies carried out by the new methods	78
<i>Sivkov V.V.</i> On the formation of asymmetric sedimentary bodies in the Gotland Basin of the Baltic Sea: the Baltic drifts and contourites	83
<i>Sinitina N.N.</i> Oscelling of power sedimental particles clouds	87
<i>Starodymova D.P., Shevchenko V.P., Popova S.A., Makarov V.I.</i> Features of distribution of the black carbon near the White Sea biological station of MSU (north-west coast of Kandalaksha Bay)	92
<i>Tarasov G.A.</i> New introductions on daily variability of sediment flow in Spitsbergen fjord gulf	97
<i>Topchaya V.Y., Chechko V.A.</i> Long-term dynamics of insoluble particles coming from the atmosphere into the coastal zone of the South-East Baltic	103
<i>Usenkov S.M.</i> Geochemical peculiarities of recent bottom sediments of the shelf of the South Kuril Islands	107
<i>Utkin I.V.</i> The catastrophic explosion (ca. 938 AD) of the Baeg-dusan Volcano and its reflection on the marine deep basin bottom as the distal tephra interlayer Tomakomai (modeling endeavors)	109
<i>Utkin I.V.</i> Modeling of the accumulation of the fine-dispersed sediment on the inner shelf bottom of the East-Korean Bay (the Japan Sea)	113
<i>Popovicheva O.B., Kireeva E.D., Persianseva N.M.</i> Ship emission aerosols: characteristics and interactions in environment	117

White Sea System, 4-D investigations

<i>Aleshinskaya A.S., Shevchenko V.P., Matul A.G., Aliev R.A., Kok-ryatskaya N.M., Audry S., Pokrovsky O.S., Travkina A.V., Shi-</i>	122
--	-----

<i>rokova L.S.</i> Environmental changes in SW Arkhangelsk Region for the last 200 years: new pollen data on Svyatoye Lake	
<i>Bazhenov A.V., Kiseleva I.M., Druzhinin S.V.</i> The new composition of the radioactive isotopes of bottom sediments of the Delta of the Northern Dvina river	127
<i>Budko D.F., Martynova D.M., Filippov A.S.</i> New data on the trace elements' bioaccumulation in suspended particular matter and benthic fauna of the White Sea coastal ecosystem	131
<i>Grigoriev A.G., Zhamoida V.A., Kropachev Yu.P., Neevin I.A.</i> New data on neotectonic processes in the Dvina Bay of the White Sea	136
<i>Gusakova A.I., Dara O.M.</i> Terrigenous–mineralogical associations of Late glacial–Holocene sediments of the White Sea	140
<i>Demidenko N.A.</i> Thermal and ice processes of the Mezen bay and the estuaries of Mezen and Kuloy	145
<i>Yevzerov V.Ya.</i> Glaciations and marine transgressions in the Northeast Fennoscandia during the last 140 thousand years	151
<i>Zabelina S.A., Pokrovsky O.S., Klimov S.I., Chupakov A.V., Kokryatskaya N.M., Vorobieva T.Ya.</i> The first results of the methane concentration in the stratified lakes of the River Svetlaya (the catchment area of the White Sea)	156
<i>Zabelina S.A., Vorobieva T.Ya., Shirokova L.S.</i> Features of the eco-trophic groups of heterotrophic bacterioplankton distribution in the water of the Northern Dvina River mouth area	161
<i>Zaretskaya N.E., Maksimov F.E., Khaitov V.M., Shevchenko N.V., Kuznetsov V.Ju., Pokrovskiy B.G.</i> Interdisciplinary studies of the White Sea reservoir effect	165
<i>Zykin N.N., Reykhard L.E., Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Filippov A.S., Budko D.F.</i> The results of studies of the isotopic composition of oxygen and hydrogen of the White Sea water	170
<i>Zhykov S., Zhykova H.</i> Uranium-isotopic composition of groundwater and surface water catchment and water of the basin of the White Sea	175
<i>Kiselyov G.P., Zykov S.B., Zykova E.N.</i> Uranium – isotope composition of waters of the Barents Sea	180
<i>Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Filippov A.S., Tolstikov A.V., Reihard L.E., Mutovkin A.D., Chultsova A.L.</i> Comprehensive studies of the White Sea in the research cruise of the RV “Eko-log” in July 2012	185

<i>Kokryatskaya N.M., Titova K.V., Zabelina S.A.</i> Sulfate reduction in the marginal filter zone of the Northern Dvina River	190
<i>Kolka V., Korsakova O., Lavrova N., Shelekhova T., Alekseeva A., Tolstobrov D., Zaretskaja N., Arslanov Kh.</i> Late Glacial and Holocene Relative Sea-level Change and Paleogeography of White Sea Onega Bay According to Lake Bottom Sediment Investigation	195
<i>Kosobokova K.N., Pertzova N.M.</i> History of investigations and the main outcomes of the 60-year monitoring of the zooplankton communities at the White Sea Biological station of Moscow State University	197
<i>Krasnova E.D., Voronov D.A., Voronova A.D.</i> The role of sea ice brine in formation of vertical stratification in water bodies separated from the White Sea	201
<i>Luksha V.L.</i> Clay components of the litoral deposits in the Kandalaksha Bay of the White Sea (region of WSBS MSU)	206
<i>Mazukhina S.I., Masloboev V.A., Chudnenko K.V., Khaitov V.M., Maksimova V.V.</i> Monitoring and modeling of water chemical composition in the Kandalaksha Bay	209
<i>Novigatsky A.N., Lisitzin A.P., Shevchenko V.P., Kluyvitkin A.A., Kravchishina M.D., Filippov A.S., Politova N.V.</i> The vertical particle fluxes of dispersed sediment matter in the White Sea	214
<i>Novichkova Ye.A., Lein A.Yu., Polyakova Ye.I., Rybalko A.Ye.</i> The multiproxy investigations of Holocene sedimentation processes changes at the Dvina Bay (The White Sea)	218
<i>Radchenko I.G., Ilyash L.V., Shevchenko V.P.</i> Summer phytoplankton in the marginal filter of the Kem' River (Onega Bay, White Sea)	223
<i>Repkina T.Yu., Shevchenko N.V., Udalov L.E., Kosevich N.I.</i> Non-undulatory factors of coastal dynamics of Kandalaksha Bay of the White Sea. Seasonal aspects	227
<i>Ruzhnikova N.N., Moreva O.Yu.</i> The nutrient content in the snow cover in the catchment area of rivers of the White Sea region the in March-April 2013	232
<i>Rybalko A., Fedorova N., Nikitin M., Tokarev M.</i> Geodynamic processes in the Kandalaksha Bay of the White Sea and their role in the cover of recent sediments	237
<i>Savvichev A., Lunina O.</i> Microbial community of chemocline of meromictic lakes as a regulator of geochemical processes (for ex-	242

ample Kislo-Sladkoe Lake – the reservoir on the Kandalaksha Bay of the White Sea	
<i>Sazhin A.F., Zhitina L.S., Sergeeva V.M., Rat'kova T.N.</i> Ice algae and phytoplankton of the White Sea in winter-spring transition period	247
<i>Safyanov G. A., Repkina T. Yu., Udalov L.E, Kungaa M.C.</i> Morphodynamic and lithodynamic conditions of sediment differentiation at beaches and foreshores of north-west section of Onega Peninsula (the White Sea)	251
<i>Terekhov E.N., Baluev A.S., Zhuravlev V.A., Tyupanov S.N.</i> The accommodations zones of the rifting zones of the White and Barents seas	256
<i>Kharcheva A.V., Krasnova E.D., Voronov D.A., Gorshkova O.M., Patsaeva S.V.</i> Spectral-optical and physicochemical properties of water in meromictic basins in the Kandalaksha Gulf of the White Sea	261
<i>Khomenko G.D., Leshchev A.V., Korobov V.B.</i> Features of the hydrological regime of estuarine areas of small rivers of the White Sea (according to the data of expeditionary observations 2010-2012)	266
<i>Chernov I.A., Tolstikov A.V.</i> 3-D model of water and ice thermohydrodynamics of the White Sea	269
<i>Chugaynova V.A.</i> The content of petrohydrocarbons in a surface water of the White Sea	273
<i>Shevchenko V.P., Volodicheva V.D., Bychkov A.Yu., Kokryatskaya N.M., Starodymova D.P., Chupakov A.V.</i> Bottom sediments of small boreal lakes as natural archive of heavy metals atmospheric deposition (at the example of Pezhikherie Lake, Arkhangelsk Region)	277
<i>Martynova D., Goryunova N., Budko D.</i> Biogeochemical behaviour of the heavy metals in the sub-Arctic marine ecosystems: Natural transport and accumulation in a chain “aerosols–ice/snow–water–biota–sediments”	282
Caspian and Aral seas System, 4-D investigations	
<i>Baturin G.N.</i> Geochemistry of Southern Caspian sediments	288
<i>Baturin G.N., Zaviyalov P.O., Friedrich J.</i> Geochemistry of Recent Aral Basin sediments	293
<i>Glazyrina N.V., Glazyrin E.A.</i> Lithologic-and-petrographic signs	298

of methane seeps at the bottom of Caspian Sea	
<i>Golubov B.N., Pronin V.G.</i> Geological conditions for under- ground connection of the Aral and Caspian Sea waters in the northern part of the Ustyurt Plateau	301
<i>Grigoriev V.A., Strukov V.N., Petrov A.Yu., Starikova A.A.</i> New data about modern sedimentation rates in the Caspian Sea	308
<i>Ivanov A.Yu., Golubov B.N.</i> Natural and man-made factors for activation of oil discharges from depths of the North and Middle Caspian Sea in 2012 and 2013 on satellite and geological- geophysical data	311
<i>Klyuvitkin A.A., Ambrosimov A.K., Goldin Yu.A., Zakharova Ye.Ye., Korzh A.O., Kravchishina M.D., Mutovkin A.D., Novigat- sky A.N., Politova N.V., Savvichev A.S., Chultsova A.L.</i> Compre- hensive studies of the Caspian Sea System in the 39 th cruise of the RV “Rift” in May-June 2012	313
<i>Baranov V.I., Libina N.V., Torgunova N.I.</i> Comprehensive re- search of the Caspian Sea System in the 41 th cruise of the RV “Rift” in October 2012: hydrophysic and hydrochemistry studies	318
<i>Kozina N.V., Kravchishina M.D., Polkin V.V.</i> Comprehensive re- search of the Caspian Sea System in the 41 th cruise of the RV “Rift” in October 2012: physic-geological studies	323
<i>Klyuvitkin A.A., Ambrosimov A.K., Dukhova L.A., Korzh A.O., Kravchishina M.D., Kozina N.V., Bud’ko D.F.</i> Comprehensive studies of the Caspian Sea System in the research cruise of the RV “Nikifor Shurekov” in August-September 2013	328
<i>Kozina N.V.</i> Mineralogy of Holocene sediments of the Caspian Sea	333
<i>Kozina N.V., Gordeev V.V., Baturin G.N.</i> Heavy metals (Cu, Zn, Ni, Co, Cr, Pb, Fe and Mn) in the surface bottom sediments of the Middle and Southern Caspian Sea	338
<i>Lein A.Yu., Savvichev A.S., Kravchishina M.D., Kozina N.V., Per- esypkin V.I., Zakharova E.E., Veslopolova E.F., Mitskevich I.N., Shulga N.A., Lobus N.V., Politova N.V., Ivanov M.V.</i> Biochemical characteristic of the water layer and sediments of the Caspian Sea	343
<i>Libina N.V.</i> Methods and some of the results of instrumental ob- servations of parameters of currents in the Caspian Sea	346
<i>Libina N.V., Chernikov A.G.</i> Algorithm of 3D modeling of inter- nal structure of a bottom on the example of the Caspian Sea	350
<i>Lukashin V.N., Kravchishina M.D., Klyuvitkin A.A., Novigatsky</i>	354

<i>A.N., Politova N.V.</i> Suspended matter in the marginal filter of the Volga River	0
<i>Lukashin V.N., Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Novigatsky A.N., Politova N.V.</i> Suspended matter in the Caspian Sea	359
<i>Mantsurova V.N., Baraboshkin E.Y., Smirnov M.V., Boguslavskaya E.V.</i> Stratigraphy of the Upper Jurassic deposits in the North Caspian	364
<i>Maslov A.V., Kozina N.V., Klyuvitkin A.A., Novigatsky A.N.</i> Pilot data on distribution of rare earth elements in the recent Caspian Sea bottom sediments	368
<i>Nemirovskaya I.A., Kozina N.V.</i> Hydrocarbons in the bottom sediments of the Caspian Sea	373
<i>Pautova L.A., Kravchishina M.D., Vostokov S.V., Zernova V.V., Silkin V.A.</i> Features of the phytoplankton vertical distribution of the Caspian Sea in the summer	378
<i>Savenko A.V., Pokrovsky O.S., Brekhovskikh V.F.</i> Macro- and microelement composition of water in the Volga River delta	381
<i>Svitoch A.A.</i> Fossil facies and series of the Caspian Sea	386
<i>Chekhovskay M.P., Stepanova A.J., Khusid T.A., Matul A.G., Rakowski A.Z.</i> Reconstructing Late Pleistocene-Holocene environments in the shallow north-western Caspian Sea area	391
<i>Yanina T.A.</i> Development of the Pont-Caspian basins during the last climatic micro-cycle	396
<i>Yanina T.A., Svitoch A.A.</i> The Caspian Sea system under the global climate change during Neopleistocene	402

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**
**Материалы XX Международной научной конференции
(Школы) по морской геологии**

Москва, 18–22 ноября 2013 г.

Том III

Подписано к печати 16.10.2013.
Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м².
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 26,5 п.л.
Тираж 400 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.
E-mail: geos-books@yandex.ru,
www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО “Чебоксарская типография № 1”
428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.



Фото из архива ИО РАН, www.ocean.ru