

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



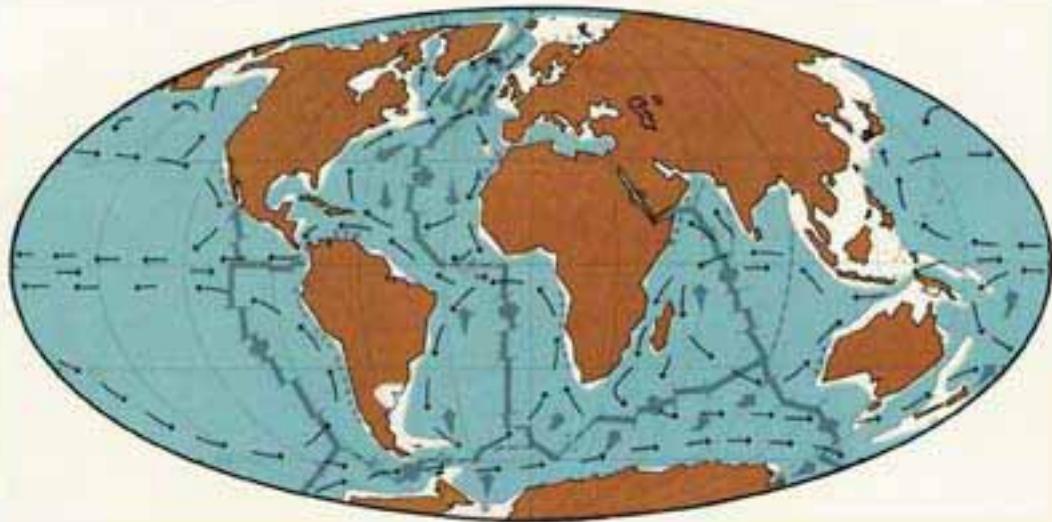
Материалы
XXI
Международной
научной
конференции
(Школы)
по морской
геологии

Москва

2015

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Том III



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

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

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

Москва, 16–20 ноября 2015 г.

Том III

GEOLOGY OF SEAS AND OCEANS

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

Moscow, November 16–20, 2015

Volume III

**Москва / Moscow
ГЕОС / GEOS
2015**

ББК 26.221

Г35

УДК 551.35

Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. – М.: ГЕОС, 2015. – 383 с.

В настоящем издании представлены доклады морских геологов, геофизиков, geoхимиков и других специалистов на XXI 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-, седиментосфера), 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 15-05-20419), издательства ГЕОС.

Ответственный редактор

Академик *A.P. Лисицын*

Редакторы к.г.-м.н. *N.V. Политова*, к.г.-м.н. *V.P. Шевченко*

Geology of seas and oceans: Proceedings of XXI International Conference on Marine Geology. Vol. III. – Moscow: GEOS, 2015. – 383 p.

The reports of marine geologists, geophysics, geochemists and other specialists of marine science at XXI 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 978-5-89118-705-4

ББК 26.221

© ИО РАН 2015

**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: leonova@igm.nsc.ru)

Редкоземельные элементы (лантаноиды) в голоценовом разрезе сапропеля озера Котокель (Прибайкалье)

Bobrov V.A.

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

Rare earth elements (lanthanides) in Holocene core of sapropel LakeKotokel (Baikal region)

Ключевые слова: сапропель, торф, лантоноиды, атмосферный аэрозоль

Редкоземельные элементы (РЗЭ) в разрезе сапропеля дают возможность оценить динамику его накопления и разложения. Главное свойство РЗЭ – это полная инертность к биохимическим реакциям в депонирующих органическое вещество (ОВ) осадках. Опыт работы с материалом вещества оз. Очко (Прибайкалье) иллюстрирует роль РЗЭ в решении многих вопросов преобразования ОВ. Близость (100 м) верхового болота Выдринское, минеральное питание для которого производится исключительно за счет разгрузки атмосферного аэрозоля. Такой тандем «озеро–верховой торфяник» следует понимать как подарок природы. Озеро Котокель – новый для нас объект, давно привлекает внимание научного сообщества. Тем не менее, изучение минерального состава сапропеля этого озера с использованием «тяжелой артиллерии» – инструментальный нейтронно-активационный анализ (ИНАА) и масс-спектрометрический анализ (ИСП-МС) проводится впервые.

Оз. Котокель расположено на восточном побережье Байкала в двух километрах от него (рис. 1). Абсолютная отметка водного зеркала составляет 458 м, а Байкала 455 м над уровнем моря. Сток озерных вод в Байкал осуществляется на севере озера через реки Исток и Турка. Длина озера составляет 15 км, ширина – 5 км, средняя глубина воды в озере – 6 м, максимальная ~ 15 м [1].

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



Рисунок 1. Схема расположения оз. Котокель и точек отбора образцов с нежной эоловой взвеси (C-1, C-2, C-3, C-4, C-5, C-6, C-7) и образцов атмосферного азрозоля (0113, П-52, П-53, 317, П-20, П-21)

В образцах сапропеля из приведенных на рис.2 горизонтов определены лантаноиды (все 14) методом ИСП-МС. Тип нормированного по хондриту спектра принято оценивать отношением La_N/Yb_N и величиной европиевого минимума Eu/Eu^* . Такая обработка исключает зависимость от абсолютных значений конкретного лантаноида и позволяет проводить сравнения по основным параметрам: отношению La_h/Yb_h и европиевому минимуму Eu/Eu^* .

Представленные на рис. 2 спектры лантаноидов имеют хорошее совпадение между собой (с вариабельностью < 10%) и с образцом байкальского ила центральной котловины (БИЛ-1). Отмечается существенное отличие от спектра лантаноидов глинистых сланцев (по сводке [3]), который, в свою очередь, совпадает со спектром лантаноидов в палеозойских глинистых сланцах Европы (ES) и Северной Америки (NASC), а также постархейских

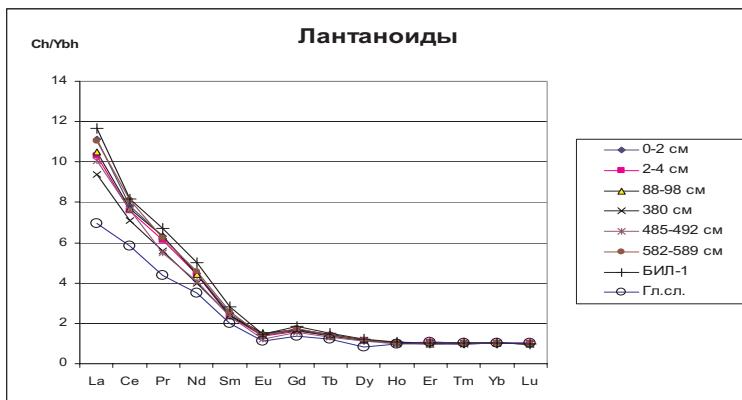


Рисунок 2. Относительное распределение нормализованных по хондриту [5] и иттербию средних содержаний лантаноидов в образцах сапропеля 6-метрового керна оз. Котокель, в Байкальском иле (БИЛ-1) и глинистых сланцах [3]

глинистых сланцах Австралии (PAAS). В тоже время, выдержанность «Котокельского типа» в разрезе можно объяснить постоянным присутствием в атмосферном аэрозоле акцессорных минералов (моноцита). Для объяснения этого предположения заново обработаны результаты ИНАА снеговых проб Южной котловины (съемка 1997 года) и образцов воздушных фильтров, отобранных на носу исследовательского судна «Гидромета» в 1980–1983 года [6]. Несмотря на то, что ИНАА не дает полного списка редкоземельных лантаноидов, тем не менее, достаточно надежно определяется La, Sm, Eu, Tb, Yb/Eu*/Eu*.

Эоловая взвесь в снеговых пробах С-1, С-2, С-3, С-5, С-7 ЮК, ЦК, СК по значениям La_h/Yb_h близки к глинистому сланцу (табл. 1). В северной котловине вблизи хребта Баргузин отношение La_h/Yb_h достигает 31.7. Высокие значения отношения La_h/Yb_h фиксируются в образцах воздушных фильтров отобранных в летний период 1980–83 г.г. Отношение европиевого минимума (Eu/Eu*) составляет значения от 0.42 до 0.57, и по этому параметру резко отличается от всех образцов сапропеля и снеговых проб, что видимо, вызвано присутствием акцессорных минералов (моноцита) в атмосферном аэрозоле северной котловины Байкала (табл. 2).

Таблица 1. Лантаноиды в эоловой взвеси снега оз. Байкала (С – точки отбора проб снега 1997 г.; суговая съемка (1981 г.): ЮК – Южная Котловина, хр. Хамар-Дабан, ЦК – Центральная Котловина, долина р. Голоустная, СК – северная акватория, СКБ – Северная Котловина вблизи хребта Баргузин; – отсутствие данных)

	C-1	C-2	C-3	C-4	C-5	C-6	C-7	ЮК	ЦК	СКБ	СК
La	6.3	7.0	6.0	5.5	7.6	3.8	7.4	7.3	6.9	31.7	8.4
Ce	4.9	6.5	4.7	4.7	5.8	3.6	6.3	5.5	4.5	12.2	5.9
Nd	3.5	3.0	3.5	3.3	3.3	3.0	4.6	5.0	3.8	5.3	4.9
Sm	1.8	2.2	1.9	3.6	2.4	1.6	2.3	2.5	21.7	4.1	2.5
Eu	1.2	1.2	1.0	1.2	1.5	0.6	1.4	1.0	0.9	1.8	0.7
Gd	1.5	1.5	1.2	1.6	1.7	1.1	1.6	–	–	–	–
Tb	1.4	1.3	1.2	1.4	1.4	0.9	1.3	1.1	1.0	2.6	1.3
Tm	1.0	0.7	0.4	0.8	–	–	0.8	–	–	–	–
Yb	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Lu	0.8	0.8	0.8	0.8	1.3	0.8	0.8	0.7	1.1	1.1	0.6
Eu/ Eu*	0.73	0.65	0.64	0.46	0.73	0.44	0.72	0.5	0.4	0.5	0.33

Таблица 2. Атмосферный (летний) аэрозоль Северной котловины оз. Байкал, 1980–1983 г.г.

	O113	П52	П53	317	П20	П21
La	9.07	13.88	12.84	13.33	12.23	15.59
Ce	7.49	9.89	9.90	10.70	10.04	12.77
Nd	4.86	5.53	5.36	6.33	6.27	7.95
Sm	2.96	3.47	3.50	3.90	4.14	4.86
Eu	1.11	1.65	1.78	1.47	1.65	1.97
Gd	1.95	2.14	2.33	2.57	2.47	2.90
Tb	1.67	1.69	1.70	1.80	1.70	1.93
Yb	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Lu	0.90	0.76	0.87	0.89	0.87	0.81
Eu/Eu*	0.42	0.55	0.57	0.42	0.46	0.47

Таким образом, спектр лантаноидов в сапропеле оз. Котокель идентичен спектру лантаноидов ила поднятого со дна центральной котловины оз. Байкал. Спектр лантаноидов ранее изученного разреза оз. Очко совпадает со спектром лантаноидов в торфяном разрезе Выдринского верхового болота, минеральное вещество которого имеет атмосферный генезис. Это совпадение типов распределения лантаноидов выдерживается в течение всего Голоценового периода в 3-х метровой толще оз. Очко и 4-х метровом торфянике Выдринского болота [7]. La_h/Yb_h отношение (10.5) в сапропеле близко к таковому Байкальского ила и сапропеля оз. Катакель, что дает основание говорить о «Байкальском типе» распределения лантаноидов, отличному от стандартов ES, NASC, PAAS.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Озеро Котокельское: природные условия, биота, экология. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2013. 340 с.
2. Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Кулагина Н.В., Абзаева А.А., Летунова П.П., Кострова С.С. Палинологическое исследование донных отложений озера Котокель (район озера Байкал) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 4. С. 586–595.
3. Li Yuan-hui. Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // Geochimistry et Cosmochemistry Acta. 1991. V. 55. P. 3223–3240.
4. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
5. Boutron W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 1984. P. 63–114.
6. Бобров В.А., Ходжер Т.В., Гранина Л.З. идр. Редкоземельные элементы в эоловой и речной взвеси в регионе озера Байкал. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 267–277.
7. Леонова Г.А., Бобров В.А., Климин М.А. и др. Редкоземельные элементы в голоценовом разрезе сапропеля озера Очко (Южное Прибайкалье). // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3.Ч. 2.С. 113–117.

Uniformity spectrum lanthanides sapropel of Lake Kotokel with the spectrum of the lanthanide Baikal deep-water sludge (BIL-1) was installed. The spectrum of the lanthanide is maintained throughout the 6-meter section sapropel of the Lake Kotokel since the beginning of the Holocene.

Виноградова А.А.

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

**Потоки свинца и кадмия из атмосферы на поверхность
в центре и на севере европейской России**

Vinogradova A.A.

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

**Lead and cadmium fluxes from atmosphere onto the surface
in central and northern areas of European Russia**

Ключевые слова: окружающая среда, тяжелые металлы, антропогенное загрязнение, трансграничный атмосферный перенос, ветровое поднятие с поверхности

Введение. Поток вещества из атмосферы на подстилающую поверхность – один из каналов перераспределения природных и антропогенных составляющих в процессе вертикального массообмена. Осаждаясь на поверхность, аэрозольные компоненты накапливаются в почвах, в водах, в донных осадках, участвуя в формировании состава наземных природных сред, в том числе рек, озер, морей и океанов. Тяжелые металлы I класса опасности свинец (Pb) и кадмий (Cd) в атмосферном аэрозоле над многонаселенной Европой – это микроэлементы как терригенного, так и антропогенного происхождения. Над каждой страной состав аэрозоля формируется в результате воздействия антропогенных источников самой страны, других стран (трансграничный перенос загрязнений), а также в результате ветрового поднятия частиц пыли и почв, которые тоже могут частично содержать антропогенные загрязнения.

Натурные измерения обычно позволяют рассчитать полные суммарные потоки ТМ из атмосферы на поверхность. Однако модельные расчеты, как правило, оценивают лишь антропогенные составляющие. Это затрудняет сравнение модельных и экспериментальных результатов и часто дает повод для сомнений в их качестве.

В данной работе приводятся оценки суммарных потоков Pb и Cd из атмосферы на поверхность, а также их трех составляющих – антропогенных (российский и трансграничный) и ветровой по данным международной программы EMEP [1] – для центральных и северных районов европейской территории России (ЕТР). Также оцениваются возможные различия этих потоков в холодное и теплое полугодия. Ранее в [2,3] нами уже была показана перспективность таких оценок для небольших европейских территорий. Однако площадь ЕТР превышает площадь любой европейской страны, поэтому средние данные об антропогенных потоках ТМ на всю территорию ЕТР, которые приведены в отчетах ЕМЕР, неприменимы для оценок антропогенного воздействия в конкретных областях и регионах.

Методика вычислений. Оценки выполнены для шести условных зон ETP, расположенных по три в двух широтных полосах: севернее 60°с.ш. (N) и примерно от 52°с.ш. до 60°с.ш. (M). Две западные зоны прижаты к западной границе России: северная (N1) граничит с Финляндией, а центральная (M1) – с Белоруссией, Латвией и Эстонией. Две восточные зоны (N2 и M2) расположены симметрично западными и примыкают к границе между Европой и Азией в соответствующих широтах. Две центральные зоны (N0) и (M0) соответствуют примерно середине между соответствующими западными и восточными парами (приблизительно на долготе Пензы).

Для расчетов использовались таблицы количественных оценок годовых потоков антропогенных Pb и Cd «страна на страну» для 2003-09 гг. из отчетов MSC-E [1] за 2005-11 годы, соответственно. По данным этих же отчетов были учтены ветровые потоки ТМ на поверхность – результат ветрового поднятия и осаждения частиц почв и пыли.

Межгодовая изменчивость исходных значений всех трех потоков велика, что обусловлено реальными различиями год от года антропогенных эмиссий ТМ, метеорологических параметров и условий циркуляции атмосферы, а также изменением методики расчетов в рамках самой программы ЕМЕР в рассматриваемые годы. Поэтому сначала все расчеты проводились для каждого года, а затем результаты усреднялись по семи годам.

Для оценок взяты годовые потоки Pb и Cd на ETP в целом от источников самой ETP (F_R) и от всех стран, включенных в систему анализа ЕМЕР, (F). При делении на площадь ETP (S) эти величины дают антропогенные потоки на единицу площади поверхности – российский (D) от самой ETP и трансграничный (T) от остальных стран:

$$D = F_R / S; \quad T = (F - F_R) / S. \quad (1)$$

Эти значения далее присваиваются зоне M0 – как оценки российского и трансграничного потоков для фоновых районов центральной части ETP.

Учитывая, что площади сопредельных на западной границе стран (Эстония, Латвия, Беларусь и Финляндия) малы по сравнению с площадью ETP, можно считать, что потоки ТМ (на единицу площади) на западной границе России примерно равны средним потокам на территориях этих стран. Тогда, используя величины потоков ТМ на каждую из четырех стран ZOT ETP (F_{RZ}) и от всех стран (F_Z), по формулам (1) получим потоки на поверхность вблизи границ ETP с этими странами. Поток от ETP – это собственный российский поток (D_Z), а от остальных стран – это трансграничный поток (T_Z). В качестве оценок антропогенных потоков (российского и трансграничного) для зоны N1 рассматриваем потоки D_Z и T_Z , рассчитанные для Финляндии, а для зоны M1 – результаты усреднения потоков D_Z и T_Z , рассчитанных для трех стран (Эстония, Латвия и Беларусь).

Полученные таким образом значения российского и трансграничного потоков в трех стартовых зонах (M0, M1, N1) экстраполируются на оставшиеся три зоны. Учитывая преимущественно западный перенос воздушных

масс в рассматриваемых широтах Северного полушария, можно качественно предположить ослабление трансграничных потоков от стран Европы в направлении с запада на восток и, наоборот, усиление в этом направлении собственных российских потоков на территории ЕТР.

Для российских источников, исходя из их близости, предполагаем линейное увеличение собственных российских потоков с запада на восток. Источники трансграничного потока ТМ более удалены, поэтому предлагается использовать пропорциональное ослабление (геометрическая прогрессия) с запада на восток. Экстраполяция величин антропогенных потоков ТМ на север, в более удаленные от источников районы, проводилась, исходя из пропорционального уменьшения потоков D и T в направлениях на север и на восток.

Значения ветровых потоков свинца и кадмия из отчетов [1] присваиваются рассматриваемым стартовым зонам аналогично антропогенным потокам: средний ветровой поток для всей ЕТР – зоне M0, средний ветровой поток для Финляндии – зоне N1, ветровой поток, усредненный для остальных трех приграничных стран, – зоне M1.

Математическая экстраполяция значений ветрового потока на три оставшиеся зоны не проводилась, поскольку нет никаких разумных физических механизмов, которые бы связывали ветровые потоки на разных территориях ЕТР. Три оставшиеся зоны (N0, N2, M2) удалены от крупных промышленных районов, характеризуются сходными климатическими условиями и имеют поверхность, преимущественно покрытую лесом, поэтому каждый год для них выбирались равные значения ветрового потока каждого металла, несколько меньшие средних значений для ЕТР, присваиваемых зоне M0.

Сопоставление годовых потоков разного происхождения. На рис. 1 приведены суммарные потоки Pb и Cd и три их составляющие разного происхождения. В среднем по ЕТР (в зоне M0) чуть больше половины годовых потоков свинца и кадмия обеспечивают собственные российские антропогенные потоки. Трансграничный поток важен для западных районов ЕТР, но и там он преобладает только для кадмия, а для свинца там больше вклад ветрового потока, который, по-видимому, содержит значительную долю ТМ антропогенного происхождения. На востоке ЕТР абсолютно преобладают антропогенные потоки ТМ от собственных российских источников.

Получены следующие средние оценки суммарных годовых потоков свинца и кадмия из атмосферы на поверхность ЕТР в 2000-х годах: на севере (полоса N) $0,37 \text{ кгPb}/\text{км}^2/\text{год}$ и $0,013 \text{ кгCd}/\text{км}^2/\text{год}$; в центральной полосе (M) $0,79 \text{ кгPb}/\text{км}^2/\text{год}$ и $0,030 \text{ кгCd}/\text{км}^2/\text{год}$. Межгодовые вариации могут превышать 100% от средних величин. Однако в пределах каждой полосы относительное стандартное отклонение не превышает 20-30% для северных районов и вдвое меньше (за счет больших средних величин) – для центральных.

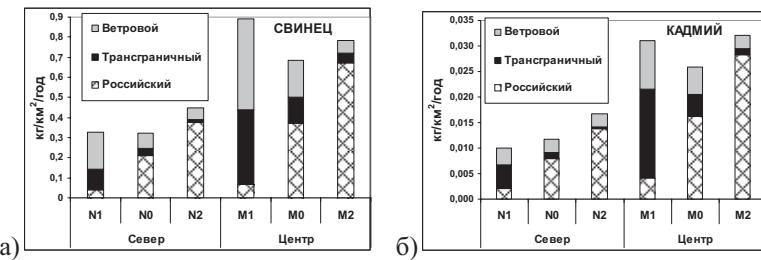


Рисунок 1. Годовые потоки свинца (а) и кадмия (б) разного происхождения (и их сумма) в разных районах ЕТР (см. текст).

Различия между холодным и теплым полугодиями. Потоки антропогенных ТМ на поверхность в различных фоновых районах севера ЕТР в течение года могут качественно меняться чрезвычайно разнообразно [4,5]. Характер этих вариаций определяется как расположением источников ТМ, так и природными (климатическими и метеорологическими) особенностями конкретного региона. При этом в большинстве случаев внутригодовые изменения потока антропогенного ТМ вписываются между двумя основными граничными ситуациями: (I) в холодную половину года поток примерно на порядок выше, чем в теплую; (II) потоки холодного и теплого полугодий примерно равны друг другу. При этом вблизи источников летние потоки могут оказаться больше зимних, и, наоборот, в очень удаленных районах, например, на крайнем севере ЕТР, летом потоки антропогенных ТМ могут быть меньше зимних на два и более порядка. Результаты оценок по схемам I и II показаны на рис. 2. В целом в течение года в каждом районе потоки изменяются не больше, чем в 2–3 раза.

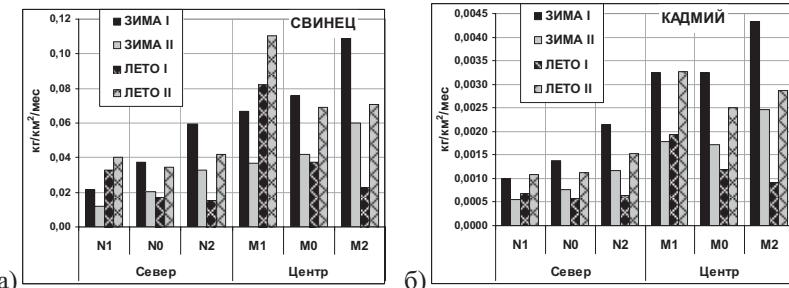


Рисунок 2. Среднемесячные потоки свинца (а) и кадмия (б) на поверхность в разных зонах ЕТР для холодного (зима) и теплого (лето) полугодий – для схем расчета I и II.

Заметим, что летом ветровые потоки Pb и Cd на поверхность преобладают над российскими и трансграничными потоками повсеместно, за исключением восточных районов, где вклад российских источников больше.

А для кадмия летом – и в зонах №0 и М0 ветровая составляющая потока на поверхность примерно равна потоку от российских источников.

Разумность полученных нами средних (за 7 лет) оценок подтверждается сравнением с экспериментально измеренными (в конкретном месте и в конкретный год) другими авторами или рассчитанными по другим исходным данным [6,7] потоками свинца и кадмия из атмосферы на поверхность на ЕТР, учитывая, что межгодовые и пространственные вариации изучаемых характеристик весьма значительны.

Полученные оценки могут быть использованы для расчетов антропогенного воздействия на территории водосборов различных наземных водных объектов (рек, озер, морей), для сравнения с результатами экспериментальных наблюдений, а также для оценок экономических и экологических прогнозов и рисков.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 14-05-00059.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Метеорологический синтезирующий центр «Восток» URL: <http://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. Топчая В.Ю., Виноградова А.А. Антропогенная нагрузка свинцом и кадмием на окружающую среду Калининградской области РФ – по данным программы ЕМЕР// Фундаментальные исследования. 2014. № 12. С. 1463–1467. www.rae.ru/fs/?section=content&op=show_article&article_id=10005652
4. Виноградова А.А. Дистанционная оценка влияния загрязнения атмосферы на удаленные территории // Геофизические процессы и биосфера. 2014. Т. 13. № 4. С. 5–20.
5. Виноградова А.А., Котова Е.И., Топчая В.Ю. Атмосферный перенос антропогенных тяжелых металлов в северные районы европейской России // География и природные ресурсы. 2015. В печати.
6. Виноградова А.А., Котова Е.И. Металлы в атмосферных осадках и в водах озер на северо-западе России // Метеорология и гидрология. 2015. В печати.
7. Лозовик П.А., Потапова И.Ю. Поступление химических веществ с атмосферными осадками на территорию Карелии // Водные ресурсы. 2006. Т. 33. № 1. С. 111–118.

Annual Pb and Cd fluxes from atmosphere onto the surface (with their seasonal variations) were assessed for different areas of European Russia in the mean for the 2000s. The results may be used to compare with other modeled or measured data, as well as for economic and ecological analysis, forecasting or risk-assessment.

Герасимова М.В., Митяев М.В.

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

**Физические свойства вещества осаждающегося на дно
и первичного слоя отложений в губах**

Мурманского побережья

Gerasimova M.V., Mityaev M.V.

(Murmansk marine biological institute KSC RAS, Murmansk)

**Physical qualities of the matter deposited onto the bottom
and the primary layer of the sediments
in the Murmansk coastal bays**

Ключевые слова: плотность осаждающегося вещества, естественная влажность отложений, объемная плотность отложений, удельная плотность отложений.

Данных по физическим свойствам осаждающегося вещества и формирующегося первичного слоя отложений, в настоящее время недостаточно. В 2006–2014 гг. в двух губах Мурманского побережья (Дальнезеленецкая и Ярнышная) изучались вертикальные потоки вещества, было получено 100 проб в которых стандартными литологическими методами [1] определялись объемная плотность осаждаемого вещества, естественная влажность, объемный и удельный вес формируемого первичного слоя отложений.

Выявлено, что в губах Мурманского побережья тотальная плотность осаждающегося вещества изменяется от 1.04 до 1.53 г/см³, в среднем составляя 1.12 ± 0.01 г/см³. Максимально высокая плотность осаждающегося вещества фиксируется в зимний период года, в среднем 1.30 ± 0.06 г/см³, при этом самый тяжелый осаждаемый материал зафиксирован в губе Дальнезеленецкой в бухте Дальний пляж (1.45–1.53 г/см³). В остальные сезоны года тотальная плотность осаждающегося вещества не превышает 1.20 г/см³, при этом в губе Ярнышной в целом в весенне-летне-осенний период осаждается более тяжелый материал, чем в губе Дальнезеленецкой (рис. 1).

Если в губе Дальнезеленецкой, в весенне-летне-осенний период, плотность осаждаемого вещества достоверно не различается (рис. 1). То в губе Ярнышной наиболее легкое вещество осаждается в весенне-летний период (менее 1.12 г/см³). Начиная с осени и до конца зимнего периода, в губе Ярнышной осаждается вещество с большей плотностью, чем в теплый сезон года. С большой долей вероятности можно предположить, что уменьшение тотальной плотности осаждаемого вещества связано с накоплением органического вещества в отложениях (продукты жизнедеятельности и пустые створки планктонных организмов). В этой связи необходимо отметить, что средние значения тотальной плотности вещества в обеих губах сопоставимы с удельным весом створок диатомовых водорослей и пеллет зоопланктона [2].

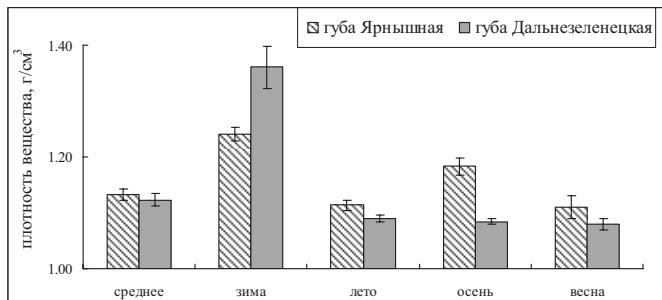


Рисунок 1. Плотность осаждаемого материала

Из осаждающегося вещества формируется первичный слой (протослой) донных отложений. При высокой естественной влажности, в среднем 88%, первичные слои обладают небольшой объемной плотностью, в среднем $1.30 \pm 0.03 \text{ г}/\text{см}^3$, и достаточно высокой объемной массой твердой (минеральной) фазы (удельный вес) в среднем $1.91 \pm 0.02 \text{ г}/\text{см}^3$.

В течение года удельный вес первичного слоя донных отложений изменяется от 1.69 до $2.13 \text{ г}/\text{см}^3$, при этом в обеих губах значения объемной массы твердой фазы сопоставимы и достоверно не различаются (рис. 2), что свидетельствует о единстве источников поставки минерального вещества.

Во все сезоны года в губе Ярнышная формируются отложения с большей объемной плотности по сравнению с губой Дальнезеленецкой (губа Ярнышная в среднем $1.40 \pm 0.07 \text{ г}/\text{см}^3$, губа Дальнезеленецкая $1.28 \pm 0.06 \text{ г}/\text{см}^3$). Наиболее четко различия проявляются в летний период (рис. 2).

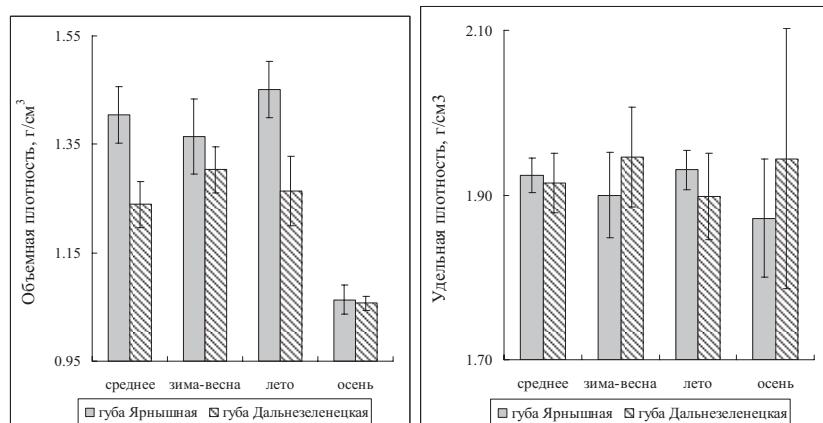


Рисунок 2. Объемная и удельная плотность формируемого первичного слоя донных отложений

Для обеих губ в осенний период года характерно формирование донных отложений резко отличающихся от отложений, формируемых в другие сезоны года. В это время формируются очень мягкие (объемная плотность менее $1.10 \text{ г}/\text{см}^3$), повышенной естественной влажности (в среднем более 94%) отложения. Если в губе Ярнышная удельный вес первичного слоя формируемого осенью, в среднем, меньше чем в другие сезоны года (рис. 2) (хотя плотность осаждающихся частиц достаточно высокая, в отложениях много легкого вещества), то в губе Дальнезеленецкой удельный вес первичного слоя, формируемого осенью, имеет самый широкий диапазон изменений (более $0.4 \text{ г}/\text{см}^3$). Что свидетельствует о сильной изменчивости состава вещества участвующего в осадконакоплении. При таком различном составе осаждаемого вещества (рис. 1) и первичного слоя в обеих губах формируются одинаковые в естественном залегании отложения. Возможно, объемный вес первичных донных отложений формируемых осенью определяется специфической гидродинамикой влияющей на консистенцию осадков – повышенную пористость и, следовательно, повышенную естественную влажность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Методы изучения осадочных пород. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 612 с.
2. Витюк Д.М. Взвешенное вещество и его биогенные компоненты. Киев: Наук. думка, 1983. 212 с.

Physical qualities of the sedimentary matter and formed sediments primary layer in the Murmansk coastal bays in different seasons are determined.

**Денисов В.И.¹, Латун В.В.¹, Хованский А.Д.¹,
Ткаченко Ю.Ю.²**

(¹Институт наук о Земле Южного федерального университета, г. Ростов-на-Дону,
e-mail: denisovgeo@yandex.ru; ²Территориальный центр мониторинга и прогнозирования
чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера, г. Краснодар)

Микроэлементы во взвешенном веществе и донных осадках Нижнего Дона и восточной части Таганрогского залива в условиях систематического антропогенного влияния ремонтных дноуглубительных работ

(по результатам экспедиций 2013–2014 гг.)

**Denisov V.I.¹, Latun V.I.¹, Khovansky A.D.¹,
Tkachenko Yu.Yu.²**

(¹Southern Federal University, Rostov-on-Don; ²Territorial Center of Monitoring and Forecasting of Situation of Natural and Man-Made Origin, Krasnodar)

Microelements in suspended matter and bottom sediments in the lower Don areas and eastern part of the gulf of Taganrog influenced by continuous anthropogenic dredging (based on the data of expeditions in 2013–2014)

Ключевые слова: микроэлементы, взвешенное вещество, донные осадки, судоходные каналы, дноуглубление, нижнее течение реки Дон, Таганрогский залив

Объект исследований – нижнее течение реки Дон (судоходное русло от порта Азов до морского края дельты) и восточная часть Таганрогского залива. Данная акватория является самой мелководной частью залива, при этом именно этот участок залива в наибольшей степени используется в хозяйственном отношении. Здесь расположены два судоходных канала: Таганрогский подходной канал (ТПК), который выполняет навигационную функцию для судов, следующих в порт Таганрог и из него, а также Азовово-Донской морской канал (АДМК) для судоходства между Азовским морем и речными портами Азов, Ростов и др. На этих каналах практически весь навигационный период проводятся ремонтные дноуглубительные работы по поддержанию навигационных глубин. Данный участок залива используется как рыбохозяйственный водоём и он находится под сильным загрязняющим воздействием хозяйствственно-бытовых и промышленных стоков. Кроме антропогенного воздействия, восточная часть залива претерпевает сильное воздействие в результате сгонно-нагонных явлений, при максимальной амплитуде колебаний уровня порядка 5 метров.

Колебания уровня приводят к сгонно-нагонным явлениям в заливе, что в эти периоды при сильном волнении вызывает интенсивную абразию бе-

регов и пляжей и взмучивание мелкой фракции донных осадков. Происходит существенное увеличение содержания взвешенных веществ в воде в 2–10 раз.

Целью работы являются изучение содержания, динамики и пространственного распределения Ti, Mn, V, Zn, Ni, Cu и Pb во взвеси и верхнем слое донных осадков в нижнем течении реки Дон и восточной части Таганрогского залива в условиях перманентного техногенеза.

Основные задачи работы:

1. сравнительный геохимический анализ речных и морских объектов природной среды;

2. выявление степени техногенного влияния на взвеси, донные осадки и водную среду регламентных дноуглубительных работ.

В качестве основных материалов служат собственные данные полевых экспедиционных работ, полученных в период мая по октябрь 2013 и 2014 гг. [1]. Общее количество станций отбора проб достигало 85–90 штук в год. Аналитические исследования проведены в сертифицированной лаборатории государственной организации «Южгеология» в г. Ростове-на-Дону.

Содержание тяжелых металлов в донных отложениях и взвесях региона достаточно изучено многими исследователями (Ю.П. Хрусталев, Л.З. Ганичева, А.Д. Хованский, О.В. Ивлиева, Л.А. Беспалова, Ю.А. Федоров, А.Н. Кузнецов, и др.) [2–6]. Однако во всех работах приводятся весьма фрагментарные сведения с ограниченным количеством данных. Выполненные нами исследования о пространственном распределении некоторых тяжелых металлов основаны на большом количестве данных, полученных в результате экспедиций 2013–2014 гг.

Геохимический состав донных отложений и взвесей в речной и морской среде формируется вследствие природного влияния и антропогенного воздействия. Концентрации каждого химического элемента в донных осадках определяется множеством факторов, таких как, физико-химические условия водной среды (температура, давление среды, скорость ветра и течений, состав газов в среде, щелочность, pH, Eh, их растворимость и др.), геологические (минеральный состав), биологические (биогенная трансформация) и другие.

В табл. 1 представлены сведения о средних содержаниях химических элементов в донных осадках и взвеси реки Дон и восточной части Таганрогского залива в соотношении с Кларками в твердой земной коре по Виноградову [7]. Концентрации элементов размещены в таблице в порядке убывания.

В табл. 2 приводятся средние концентрации всего массива данных (и речные и морские пробы) и их соотношения взвесь/донные. Взвешенное вещество имеет большие величины концентраций практически всех химических элементов, чем донные осадки.

Повышенные концентрации всех проанализированных химических элементов тяготеют к тем типам донных осадков, которые представляют собой

алевритово-пелитовые илы со значительным содержанием глинистых минералов и большим количеством органического вещества, на которых и происходит их сорбция.

Таблица 1. Средние концентрации химических элементов в донных осадках (105 проб) и взвешенном материале (28 проб) из седиментационных ловушек речной и морской частей АДМК [1]

Химический элемент	Содержание	Донные осадки в р.Дон	Донные осадки в Таганрогском заливе	Донные осадки, среднее	Взвешенное вещество в р.Дон	Взвешенное вещество в Таганрогском заливе	Взвешенное вещество среднее	Кларк по Виноградову в твердой земной коре
Ti	%	3.1	4.0	3.6	5.6	5.2	5.4	0.45
Mn	%	0.58	0.67	0.62	1.51	1.51	1.51	0.1
V	мкг/г	83.9	94.7	89.1	172.2	175.0	173.3	90
Zn	мкг/г	83.5	85.3	84.4	122.2	75.0	103.3	83
Ni	мкг/г	22.7	23.4	23.1	38.9	36.7	38.0	58
Cu	мкг/г	33.8	31.6	32.7	52.2	50.0	51.3	47
Pb	мкг/г	12.0	12.9	12.4	16.1	15.0	15.7	16

Таблица 2. Средние концентрации химических элементов во взвешенном материале из седиментационных ловушек и донных осадках района АДМК (мкг/г) и их соотношения [1]

Химический элемент	Взвесь	Донные осадки	Взвесь/донные
Mn	1506.7	621.4	2.4
Ni	38.0	23.1	1.6
Ti	5400.0	3581.0	1.5
V	173.3	89.1	1.9
Cu	51.3	32.7	1.6
Pb	15.7	12.4	1.3
Zn	103.3	84.4	1.2

Для установления степени участия дноуглубления в загрязнении водной среды непосредственно в районах гидротехнических работ был проведен сравнительный анализ содержания Cu, Pb, Zn, Mn, Ni, Co, Cr, V во взвешенном веществе, собранном седиментационными ловушками. По этим элементам сравнивались концентрация во взвешенном веществе района земчерпания и фонового участка реки или Таганрогского залива, находящегося на значительном удалении (более 2 км) от района работ земкараванов.

Таблица 3. Средние содержания основных тяжелых металлов во взвеси техногенного и природного происхождения в районе АДМК в 2013 г [1]

	Cu	Pb	Zn	Mn	Ni	Co	Cr	V
Дон (речной участок АДМК)								
Район работы землесоса	65.0	15.0	137.5	1875.0	40.0	16.3	200.0	187.5
Фоновые значения	42.0	17.0	110.0	1220.0	38.0	13.0	220.0	160.0
Превышение над фоном, %	54.8	-11.8	25.0	53.7	5.3	25.0	-9.1	17.2
Таганрогский Залив (морской участок АДМК)								
Район работы земснаряда	45.0	17.5	87.5	1625.0	37.5	10.0	225.0	187.5
Фоновые значения	60.0	10.0	50.0	1250.0	35.0	12.5	175.0	150.0
Превышение над фоном, %	-25.0	75.0	75.0	30.0	7.1	-20.0	28.6	25.0

Таблица 4. Средние содержания химических элементов в донных осадках Таганрогского залива и подходных каналов (мкг/г) за период 1990–2013 гг [1]

Район отбора проб	Mn	V	Cr	Zn	Ni	Cu	Pb
Таганрогский залив (вост.)	670	94.7	300	85.3	23.4	31.6	12.9
ТПК	630	90	298	83	24	32	12.5
АДМК	621.4	89.1	292.4	84.4	23.1	32.7	12.4
Кларк по Виноградову в твердой земной коре	100	90	83	83	58	47	16

Из табл. 4 видно, что в самих каналах концентрации практически всех металлов близки к фоновым значениям в самом Таганрогском заливе. Содержание марганца в донных осадках залива и техногенных илах каналов 6–7 раз превосходит Кларки. Концентрация хрома также превосходит Кларки в 3.5–4 раза. Концентрация никеля, меди и свинца в донных осадках залива и каналах в 1.5–2 раза меньше Кларков. Содержание ванадия и цинка практически соответствуют Кларкам.

Выводы:

1. По большинству тяжелых металлов взвесь техногенного происхождения имеет превышения над фоновыми концентрациями таковых во взвеси природного происхождения, отобранный за пределами зоны мутности от земкаравана.

2. Диапазон превышений над фоном составляет в речной части АДМК от 5.3 до 54.8%, в морской части – от 7.1 до 75%.

3. Для свинца и хрома в речной взвеси, а также меди и кобальта в морской взвеси наблюдается обратное соотношение – их концентрация в

природной взвеси более высокая, чем в техногенной.

4. Наличие превышений средних концентраций шести тяжелых металлов из восьми исследованных может являться индикатором вторичного загрязнения.

5. При дноуглублении в непосредственной зоне работы земснарядов будет происходить значительное загрязнение водной толщи взвешенными веществами (взмучивание воды), которое неизбежно при работе дноуглубительной техники.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
2. Латун В.В. Мониторинг дноуглубления и дампинга грунтов Азово-Донского морского канала в 2009 г. // Научный отчёт. Южный федеральный университет. Ростов/Д, 2012.
3. Федоров Ю.А., Ищенко А.А., Харахаш О.Д., Латун В.В. Об оптимальных экологических условиях дноуглубления и дампинга в Таганрогском заливе // Доклад, АДГБУВНИС, 2004. С. 14–15.
4. Федоров Ю.А., Хансиварова Н.М., Предеина Л.М., Кизицкий Р.М. Новейшие данные по распределению свинца и ртути в донных отложениях системы "река Дон – Таганрогский залив – Азовское море" // Безопасность жизнедеятельности. Охрана труда и окружающей среды. Вып. 2. Ростов н/Д.: Изд-во РГАСМ, 1998. С. 18–27.
5. Хованский А.Д., Латун В.В., Денисов В.И. и др. Определение возможных способов расширения и углубления Азово-Донского морского канала. Комплексная оценка воздействия на окружающую среду. Отчет о НИР. ОВОС. Ростов-на-Дону. 2013.
6. Хованский А.Д. Геохимия аквальных ландшафтов. Изд. РГУ. Ростов н/Д, 1983. 240 с.
7. Хрусталев Ю.П. Геохимия донных осадков Азовского моря // Геоэкологические исследования и охрана недр: Научно-технический информационный сборник. М.: ЗАО «ГеоИнформмарк», 1998. Вып. 4. 43 с.

Content, dynamics and spatial distribution of Ti, Mn, V, Zn, Ni, Cu and Pb exposed to constant technogenesis in suspended matter and upper layer of bottom sediment in the lower Don current and eastern part of the gulf of Taganrog have been studied.

**Денисов В.И.¹, Латун В.В.¹, Ткаченко Ю.Ю.²,
Хованский А.Д.¹**

(¹Институт наук о Земле Южного федерального университета, г. Ростов-на-Дону, e-mail: denisovgeo@yandex.ru; ²Территориальный центр мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера, г. Краснодар)

**Количественные характеристики техногенных потоков
взвешенного осадочного вещества в восточной части Та-
ганрогского залива
(по результатам экспедиций 2013–2014 гг.)**

**Denisov V.I.¹, Latun V.I.¹, Tkachenko Yu.Yu.²,
Khovansky A.D.¹**

(¹Southern Federal University, Rostov-on-Don; ²Territorial Center of Monitoring and Forecasting of Situation of Natural and Man-Made Origin, Krasnodar)

**Quantitative features of anthropogenic streams of sedimentary
suspended matter in the eastern part of the gulf of Taganrog
(based on the data of expeditions in 2013–2014)**

Ключевые слова: седиментационные ловушки, взвешенное вещество, потоки осаждающейся взвеси, Азово-Донской морской канал, дноуглубление, техногенные потоки взвеси, Таганрогский залив.

Объект исследований – Азово-Донской морской судоходный канал (АДМК) в восточной части Таганрогского залива. В акватории залива ведутся дноуглубительные работы и расширение судоходных каналов, разрыхляются и переходят во взвешенное состояние мелкие фракции донных отложений. Как показывают проведенные исследования, в песчаных осадках загрязняющие вещества практически не накапливаются и при их извлечении существенного загрязнения водных объектов не происходит.

Загрязняющие вещества за счет сорбции, осаждения с мелкими фракциями взвесей концентрируются в илистых осадках и при их извлечении возможны следующие виды геохимического воздействия на водные объекты: загрязнение воды растворенными в осадках химическими веществами, увеличение мутности воды, концентрация загрязняющих веществ на твердофазных взвесях, химическое загрязнение донных осадков ниже по течению.

В связи с тем, что в исследуемых водных объектах распространены илистые осадки, важным является оценка воздействия возможного углубления и расширения АДМК на уровень загрязнения воды, взвеси и донных отложений. Для этого в районе проведения дноуглубительных работ земснаряжением черпакового типа и на фоновых участках в речной и морской частях АДМК были выполнены полевые работы, в процессе которых с помощью

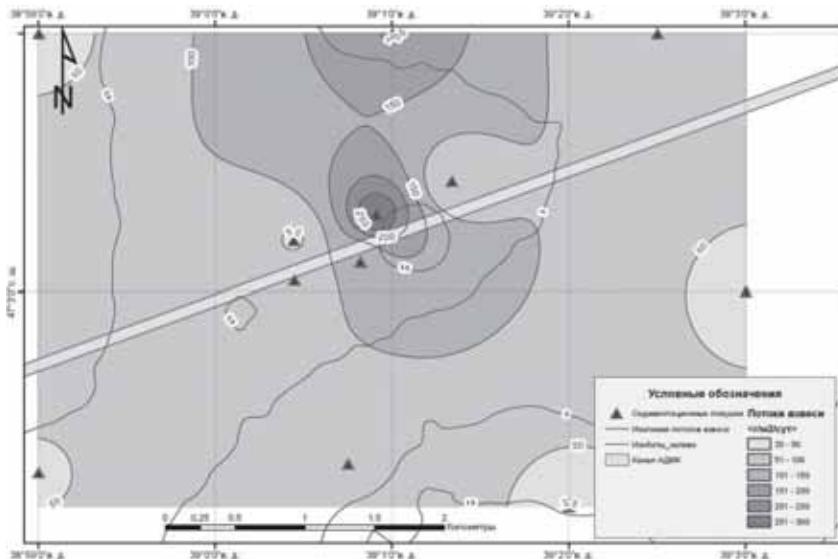


Рисунок 1. Карта пространственного распределения потоков осаждающейся взвеси, г/м²/сут [1]

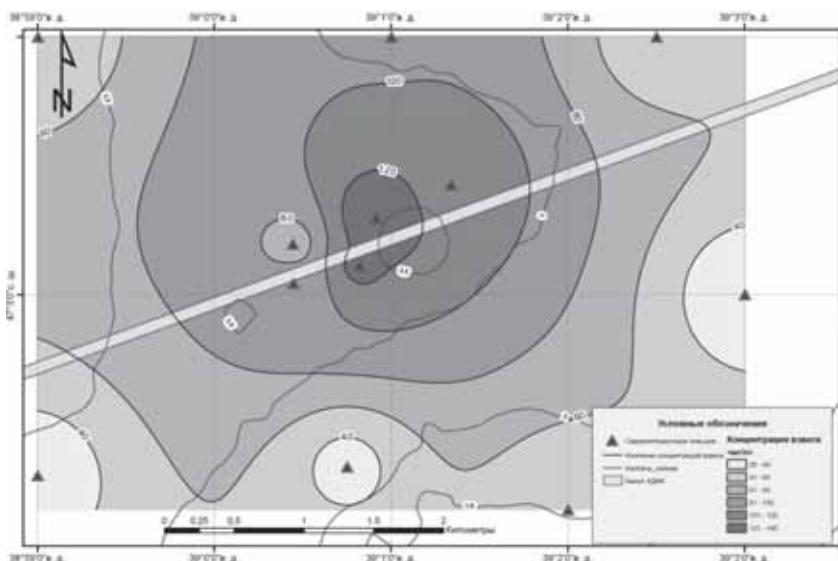


Рисунок 2. Карта содержания взвеси в поверхностном слое воды, мг/л [1]

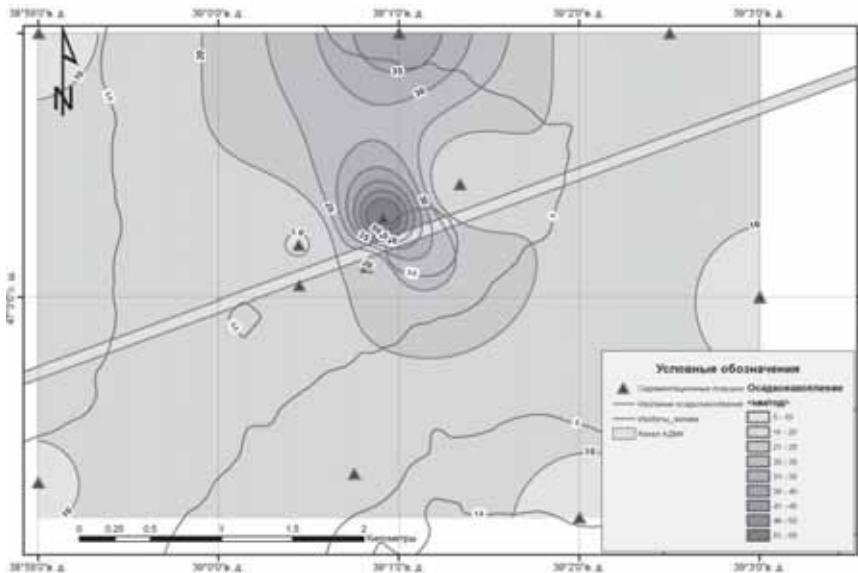


Рисунок 3. Карта техногенной седиментации (осадконакопления) в районе работы земснаряда, мм/год [1]

седиментационных ловушек собиралась осаждающаяся взвесь, определялась мутность воды, отбирались пробы воды, взвеси и осадков для последующих химических анализов.

Седиментационные ловушки (4 штуки) были установлены на расстоянии 300–500 м от земснаряда и на удалении 2–2.6 км (7 штук) таким образом, чтобы можно было зафиксировать пространственный разнос взмучиваемых в результате работы донных осадков.

В ходе проведения работ в заливе были проведены расчёты потоков вещества на дно и величин интенсивности поступления осаждающейся взвеси на дно водоемов в течение весны – осени 2013 г. Полученные результаты отражены на картах (рис. 1 – рис. 3).

Взвешенное вещество, собранное седиментационными ловушками является полидисперсным глинисто-карбонатно-кварцевым материалом, содержащим органическое вещество (3.7–4.3% массы). Пелитовая фракция взвеси достигает 86–93%, песчано-алевритовой фракции содержится от 7 до 14%.

В состав минералов взвеси входят: монтмориллонит, гидрослюды, кварц, чешуйки слюды, полевой шпат, глауконит, кальцит, тонкоструктурный опал, цеолиты, гидроксиды железа.

Минеральный состав тяжёлой фракции представлен следующими компо-

нентами: магнетит, гематит, ильменит, циркон, гранат, эпидот, цоизит и др.

Важной составной частью взвешенного материала являются техногенные включения алевритовой и мелкопесчаной размерности. В количественном отношении техногенных включений может быть от долей процента до 1–2% массы взвеси. К ним относятся частицы металлов, в основном ржавое железо, пластик, кусочки кирпича, строительного мусора, стекла, синтетические нити и др [1].

Выводы:

1. В процессе работы земснаряда черпакового типа происходит перестройка седиментационного поля в локальной части морской акватории исключительно на период дноуглубительных работ. Пятно повышенных концентраций взвеси в период наблюдений имело диаметр 1600–2000 метров и величины в 3–4 раза превышающие фоновые концентрации, достигающие значений 145 мг/л.

2. Увеличение потоков осаждающегося вещества по сравнению с фоновыми величинами может достигать 5–8 раз на расстоянии (удалении) от земснаряда 600–1000 метров. При дальнейшем удалении от источника повышенной генерации взвеси (взмучивания осадков) происходит быстрое их осаждение и потоки вещества достигают фоновых величин уже на удалении 1500–2000 м от земснаряда. В конкретном случае работ 15.10.2013 года фоновые значения потоков составляли достаточно малые величины 30–50 г/м²/сутки. В Таганрогском заливе в случае усиления ветра до 10 м/с и более фоновые значения потоков достигают величин 200–300 г/м²/сут. Техногенные значения находятся на уровне фоновых при повышенных гидродинамических условиях водной среды (ветер, ветровое волнение и течения).

3. Темпы поступления осаждающейся на дно взвеси или скорость осадконакопления оцениваются в зоне дноуглубительных работ величиной 40–60 мм/год, что, безусловно, значительно превышает скорость осадконакопления в самой глубоководной части Азовского моря (2.3–3 мм/год). Однако сравнение этих величин с темпами осаждения в акватории Таганрогского залива при большой скорости ветра и волнении, позволяет утверждать, что такие темпы являются незначительными. В реке Дон скорости потоков вещества и темпы его поступления на дно реки, с последующим взмучиванием превышают техногенные значения в морской части АДМК в 2–4 раза, что обусловлено применением гидромеханизированного способа дноуглубления (землесос с механическим разрыхлителем).

4. Сравнение техногенных скоростей осадконакопления с штормовыми явлениями заиления канала также говорят о второстепенной роли первых. В частности, в течение 3-х дневного шторма в начале весны 2013 г., по данным промеров службы дноуглубления ТУ АБФ «Росморпорт», заиление в ТПК составило от 30 до 50 см. Техногенное заиление при постоянном взмучивании составит 4–6 см/год, т.е. на порядок по абсолютным величинам и на два порядка по временным параметрам меньше.

5. При дноуглублении в непосредственной зоне работы земснарядов будет происходить значительное загрязнение водной толщи взвешенными веществами (взмучивание воды), которое неизбежно при работе дноуглубительной техники. Данное негативное воздействие должно быть минимизировано за счет использования оптимальных типов земснарядов, а нанесенное негативное воздействие компенсировано в установленном порядке по действующим методикам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хованский А.Д., Латун В.В., Денисов В.И., Хорошев О.А., Орлинский А.С. Определение возможных способов расширения и углубления Азово-Донского морского канала. Комплексная оценка воздействия на окружающую среду. Отчет о НИР. ОВОС. Ростов-на-Дону. 2013.

Field studies and measurement of the suspended matter content and the streams of suspended matter in the area of dredging in the Azov-Don marine channel allowed to estimate the speed of anthropogenic siltage equivalent to 4-6 cm a year, which is less by one order of magnitude in total value and by two orders in temporary criteria then after a natural, storm caused siltage.

Дорохова Е.В.^{1,2}

(¹Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, г. Калининград, e-mail: zhedorokhova@gmail.ru; ²Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Калининград)

Гранулометрические показатели литодинамической обстановки осадконакопления и направления потоков наносов на подводном береговом склоне Юго-Восточной Балтики

Dorokhova E.V.^{1,2}

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

Grain-size indexes of sediment dynamics and sediment transport pathways on the South-Eastern Baltic Sea underwater shore slope

Ключевые слова: донные отложения, гранулометрические параметры, литодинамические условия, Балтийское море

Параметры гранулометрических (размерных) распределений современных донных отложений подводного берегового склона шельфового моря отражают энергию и динамику среды осадконакопления [1, 2]. Статистические характеристики гранулометрических распределений песчаных нелиптифицированных отложений широко используются для изучения динамических обстановок осадконакопления, генезиса отложений, определения направления потоков наносов в субаквальной части береговой зоны.

Северная часть береговой зоны Российского сектора Юго-Восточной Балтики испытывает высокую антропогенную нагрузку. Помимо курортов федерального значения здесь расположены морской порт, ведется разведка недр с перспективой морской нефтедобычи, рассматривается вопрос сооружения газохранилища в прибрежной акватории, в ближайшее время будет начата добыча песчаных отложений с подводного берегового склона с целью намыва пляжей. Седиментационные процессы на подводном береговом склоне определяют характер развития береговой зоны [1], их изучение является весьма актуальной фундаментальной и прикладной задачей.

Цель работы: по результатам гранулометрического анализа песчаных осадков выделить динамические обстановки осадконакопления и определить пути транспортировки наносов на подводном береговом склоне Юго-Восточной Балтики (Российский сектор).

Поверхность дна рассматриваемой акватории (приблизительно до 35 м изобаты) представляет собой наклонную поверхность абразионно-аккумулятивного выравнивания, выработанную в морене и местами в ко-

ренных породах и покрытую в основном песчаными осадками. В районе м. Таран поверхность дна осложнена выходами коренных пород, представленными грубообломочными отложениями, у побережья Куршской косы отмечаются выходы моренных отложений (валуны, галька) в районе плато Рыбачий.

Материал и методы. В работе использованы данные гранулометрического анализа 971 пробы песчаных донных отложений. Пробоотбор проводился АОИОРАН в ходе выполнения работ по различным проектам в 2008–2015 гг (рис. 1). Гранулометрический анализ выполнялся ситовым методом с применением различных наборов сит: с диапазоном диаметров ячеек в десятичной шкале, принятой в ИО РАН, а также в логарифмической шкале Φ с диапазоном размеров ячеек сит $1/2 \Phi$ [3]. Статистические характеристики гранулометрических распределений рассчитывались графическим методом Фолка [4] в программе GRADISTAT [5].

Для определения условий осадконакопления и переноса отложений по данным гранулометрического анализа использовалось два независимых метода интерпретации гранулометрических данных. Первый метод выделения аномалий в совокупности гранулометрических параметров позволяет определить динамику среды осадконакопления (эрзия, транзит, аккумуляция) на основании отклонений гранулометрических параметров (среднее, сортировка, асимметрия, эксцесс) в каждой точке от среднего для исследуемой акватории [6]. Для определения аномалий совокупности использовался 95% доверительный интервал, рассчитанный для средних значений каждого из 4x статистических параметров. Принималось, что значения в пределах доверительного интервала отражают обстановку динамического равновесия (транзит). Отклонение от доверительно интервала является аномалией и рассматривается как тенденция к процессам эрозии или аккумуляции.

Второй примененный метод основан на работе МакЛарена по определению направлений транспортировки наносов [7]. В ней используются такие статистические параметры, как среднее, стандартное отклонение (сортировка) и асимметрия. МакЛареном было показано, что в зависимости от режима потока возможны два варианта изменения статистических характеристик осадка в процессе транспортировки: осадок становится тоньше, лучше сортированным и асимметрия становится более отрицательной (случай “B”) и осадок становится грубее, лучше сортированным, асимметрия положительнее (случай “C”) [7]. В нашей работе применен метод создания сети «транспортных векторов» [8, 9], в котором простое сравнение данных от точки к точке вдоль линии возможного переноса по методу МакЛарена модифицировано в определение направлений транспортировки отложений по площадным данным, используя сравнение гранулометрических параметров по всем направлениям от точки. Карты направлений транспортировки наносов и динамических обстановок осадконакопления выполнены в программе ArcGIS.

Результаты. Полученные картосхемы достаточно хорошо согласуются между собой и с имеющимися представлениями о литодинамике изучаемого района. Учитывая, что гранулометрический состав осадка достаточно быстро достигает своего равновесия в спокойный период уменьшения штормов, и поскольку большинство проб отобрано в летний сезон, предполагается, что построенные схемы отражают среднюю многолетнюю картину направлений потоков осадочного вещества в акватории.

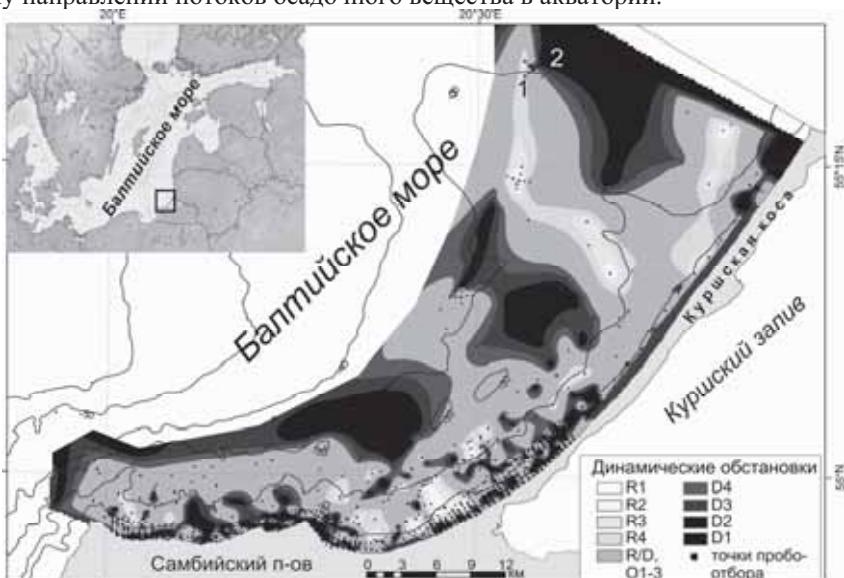


Рисунок 1. Динамические обстановки осадконакопления: R1 - интенсивный размыв, R2 - размыв средней степени интенсивности, R3 - слабый размыв, R/D, O1-3 – динамическое равновесие (транзит), D4- D1 – аккумуляция от слабой до интенсивной.

Согласно методу аномалий совокупностей подводный береговой склон Самбийского п-ва и Куршской косы (Российского сектора) характеризуется сложным сочетанием эрозионно-аккумулятивных процессов (рис. 1). На глубинах до 5 м преобладает волновая аккумуляция. Зоны размыва здесь отмечены у основания Куршской косы, на отдельных участках северного побережья Самбийского п-ва. Мористее, до глубин 20-30 м, преобладают процессы транзита песчаных наносов. Большую роль здесь играют вдольбереговые течения, которые в условиях господства ветров западных румбов имеют в основном северо-восточное направление [10]. Эрозия морского дна на этих глубинах отмечается у основания Куршской косы, в районе м. Таран, на плато Рыбачий. Согласно карто-схеме направлений транспорти-

ровки осадков (рис. 2), выделенные зоны размыва являются основными источниками песчаных отложений на подводном береговом склоне.

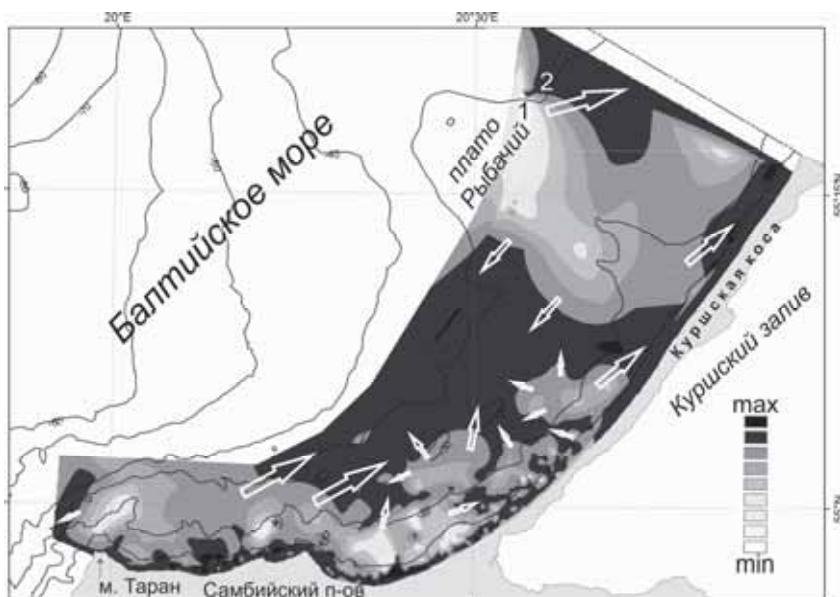


Рисунок 2. Определение направления транспортировки наносов по методике МакЛарена, случай «В». Более интенсивная заливка характеризует большую вероятность транспортировки наносов с тенденцией к уменьшению размерности отложений, их лучшей сортировке и росту отрицательной асимметрии. Стрелки – направление переноса.

На глубинах более 30 м, а также на северном и южном склонах плато Рыбачий зоны аккумуляции осадочного материала связаны с уменьшением интенсивности волнового воздействия на дно и выносом мелкозернистых песчаных отложений течениями в направлении открытого моря.

Интересен случай переноса донных отложений на северо-восточном склоне плато Рыбачий (цифры 1, 2 на картосхемах). Здесь на небольшом участке акватории граничат зона интенсивного размыва на плато и зона интенсивной аккумуляции на его западном склоне. В этом же направлении возвышенность – склон происходит транспорт наносов. Высокий градиент значений динамических обстановок и вероятности переноса говорит об интенсивном воздействии придонной гидродинамики на достаточно больших для прибрежного мелководья глубинах (30 м).

Таким образом, одновременное использование двух различных методов, основанных на интерпретации результатов гранулометрического ана-

лиза, позволило выделить динамические обстановки осадконакопления и определить направления переноса осадков на изучаемой акватории.

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ (проект №14-37-00047).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Из-во АН СССР, 1962. 710 с.
2. Долотов Ю.С. Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления. М. Наука, 1989. 268 с.
3. Krumbein W.C. Size frequency distributions of sediments // Journal of Sedimentary Petrology. 1934. V.4. P. 65–77.
4. Folk R.L., Ward W.C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters //Journal of Sedimentary Petrology. 1957. V. 27. P. 3–26.
5. Blott S., Pye K. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // Landforms. 2001. V. 26. P. 1237–1248.
6. Baraniecki J., Racinowski R. The application of graining parameters of the rubble from the lower part of the back-swash of the shore stream zone to the determination of evolution tendencies of the Wolin island coast // Lithodynamics of Seashore (Ed Z. Meyer), 1996. P. 27–38.
7. McLaren P., Bowles D. The effects of sediment transport on grain-size distributions // Journal of Sedimentary Petrology. 1985. V. 55. № 4. P. 0457–0470.
8. Gao S. Collins M. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of “transport vectors” // Sed. Geol. 1992. V. 80. P. 47–60.
9. Kairyte M., Stevens R. Composite methodology for interpreting sediment transport pathways from spatial trends in grain size: A case study of the Lithuanian coast // Sedimentology. 2015. V. 62. P. 681–696.
10. Бабаков А.Н. Динамика осадочного вещества в береговой зоне моря // Нефть и окружающая среда Калининградской области. Калининград: Терра Балтика. 2012. Т. II. Море. С. 276–291.

Interpretation of sediment dynamic and sediment transport pathways on the base of grain-size analysis data was made for the South-Eastern Baltic Sea (Russian part) underwater shore slope. The developed maps allow to recognize zones of sediment erosion, transition and accumulation. The erosion zones serves as sediment source on the underwater slope.

Дружинин С.В., Киселев Г.П.

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

**Исследование бериллия-7 в природных средах
Архангельской области**

Druzhinin S.V., Kiselev G.P.

(Institute of Environmental Problems of the North of the Ural Branch of RAS, Arkhangelsk)

**Research beryllium-7 in natural environments
of the Arkhangelsk Region**

Ключевые слова: бериллий-7, аэрозоли воздуха, атмосферные осадки, растения, Архангельская область

Бериллий-7 (^{7}Be) – радионуклид естественного происхождения с периодом полураспада 53.3 дня. В природных условиях, а именно в атмосфере, впервые ^{7}Be был обнаружен в начале 50-х годов прошлого века [1]. Ими же был показан и механизм образования ^{7}Be в атмосфере, связанный с космическими лучами. Основные реакции, приводящие к образованию изотопа ^{7}Be в атмосфере Земли, протекают при ядерных взаимодействиях первичных и вторичных космических лучей с атомами азота и кислорода в верхних слоях атмосферы (70% в стратосфере и 30% в тропосфере). Происходят так называемые реакции скальвания $^{7}\text{N}^{14}(\text{p},\text{X})^{4}\text{Be}^7$, $^{8}\text{O}^{16}(\text{p},\text{X})^{4}\text{Be}^7$, $^{7}\text{N}^{14}(\text{n},\text{X})^{4}\text{Be}^7$ и $^{8}\text{O}^{16}(\text{n},\text{X})^{4}\text{Be}^7$ [2, 3].

В работе Безуглова с соавторами [4] экспериментальным путем показаны фотоядерные реакции образования бериллия-7 в атмосфере. Этот путь образования ^{7}Be до настоящего времени не учитывался. В работе экспериментально рассматриваются реакции $^{6}\text{C}^{12}(\gamma,\text{X})^{4}\text{Be}^7$, $^{7}\text{N}^{14}(\gamma,\text{X})^{4}\text{Be}^7$, $^{8}\text{O}^{16}(\gamma,\text{X})^{4}\text{Be}^7$. Фотопроизводство ^{7}Be имеет значительный вклад в поток ^{7}Be на поверхность Земли независимо от широты местности, при этом значительное его количество образуется на малых высотах [4].

Скорость образования ^{7}Be в атмосфере зависит от высоты, широты местности, а также изменяется в соответствии с одиннадцатилетними циклами солнечной активности, которые модулируют поток космических лучей через магнитное поле Земли. Образуясь в стратосфере и верхних слоях тропосферы, атомарный ^{7}Be окисляется и быстро адсорбируется на аэрозолях субмикронного размера. Запас ^{7}Be в атмосфере оценивается величиной $1.8 \cdot 10^{17}$ Бк, что соответствует значению около 810 атомов/ $\text{m}^2 \cdot \text{s}$, а средняя концентрация в тропосфере составляет 12.5 мБк/м³. На земную поверхность ^{7}Be попадает в виде «сухих» (с аэрозолями воздуха) и «мокрых» (с атмосферными осадками) выпадений [3, 5–8] таким образом, он удаляется

из атмосферы, попадает на поверхность Земли и включается в компоненты природной среды.

Бериллий-7 в приземной атмосфере, кроме вышеперечисленных исследователей, изучался рядом ученых [9–16].

Аэрозоли – это совокупность мельчайших частиц или жидкостей, взвешенных в газовой фазе атмосферы. Существуют два главных источника аэрозольных частиц в атмосфере – частицы, возникающие при диспергировании материала с поверхности Земли и частицы, образующиеся в результате химических реакций в верхних слоях атмосферы [17]. Радионуклид бериллий-7 адсорбируется в первую очередь на аэрозолях верхних слоев атмосферы, что служит индикатором его естественного происхождения.

Актуальность исследования ^{7}Be в различных регионах и средах заключается в его неравномерном поступлении на земную поверхность, как в пространстве, так и во времени. Активность ^{7}Be в атмосферных осадках, аэрозолях приземного слоя воздуха и некоторых частях растений в определенные периоды превышает активность радионуклидов естественного и искусственноного происхождения. До настоящего времени полностью не выявлена степень влияния ^{7}Be , как его радиоактивных, так и токсичных соединений в воздействии на растения и другие живые организмы.

Исследования приземного слоя атмосферного воздуха (аэрозоли воздуха) и атмосферных осадков (дождь и снег) г. Архангельска показали, что объемная активность ^{7}Be изменяется во времени. Вариации колебаний активности ^{7}Be в приземном воздухе находились в пределах от 0.07 до 2.51 мБк/м³, в атмосферных осадках – от 0.03 до 12.9 Бк/л. Неоднородность поступления ^{7}Be с аэрозолями воздуха связано с изменением физических параметров атмосферы, выявлена прямая связь с атмосферным давлением и обратная связь с относительной влажностью воздуха, температура воздуха особой роли не играет. Активность радионуклида ^{7}Be в атмосферных осадках зависит, в основном, от объема выпадающих атмосферных осадков и количества в них взвешенных веществ. В сухую погоду активность ^{7}Be в приземном воздухе, как правило, возрастает, в период длительных выпадений осадков – уменьшается, для атмосферных осадков характерна высокая активность ^{7}Be в начале их выпадения, при увеличении длительности выпадения осадков происходит спад активности ^{7}Be до значений ниже пределов обнаружения, что свидетельствует о факторе вымывания ^{7}Be из атмосферного воздуха.

Аэрозоли атмосферного воздуха и атмосферные осадки являются источником поступления ^{7}Be на поверхность, в том числе и в растения. Согласно проведенным исследованиям накопление радионуклида ^{7}Be в растениях (лиственных и хвойных породах деревьев, мхах и кустистых лишайниках) происходит в период вегетации, причем накопление в различных частях растений идет неравномерно. Не смотря на короткий период полу-распада ^{7}Be (53.3 дня) к концу вегетационного периода значение удельной

активности ^{7}Be в верхних частях растений в несколько раз превышает значения активности других гамма-активных радионуклидов. Максимальное значение активности ^{7}Be было зафиксировано в лишайниках рода *Cladonia* sp. Установлено, что на территории Европейского Севера России накопление ^{7}Be в растениях происходит неоднородно и зависит от географического положения, климатических условий произрастания и длительности вегетационного периода.

Измерение активности ^{7}Be в почвах показали незначительные количества, находящиеся на границе обнаружения.

Активность ^{7}Be в поверхностной речной (р. Северная Двина) и морской воде (Белое и Баренцево море), как правило, не превышает 1 Бк/л. В зимний период (с начала ледостава до начала паводка) и в сухой период (промежуток без интенсивных дождей) активность ^{7}Be в поверхностной воде не фиксируется, что свидетельствует о его поступлении с атмосферными осадками и талыми сугробами водами.

Исследования тканей и органов северного оленя (*Rangifer* sp.) показали наличие в них ^{7}Be в следующих значениях удельной активности: почки – до 195 Бк/кг, костная ткань позвонков – от 26 до 94 Бк/кг, сердце – до 64 Бк/кг, мышечная ткань – от 10 до 54 Бк/кг, легкие – до 46 Бк/кг, ткань легких – до 10 Бк/кг (в единичных случаях).

Проведенные исследования позволяют проследить путь ^{7}Be от его поступления на поверхность и в растения до миграции по пищевым цепям, что в свою очередь может являться показателем связи атмосферы (в том числе и верхних слоев) и биосфера.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Arnold J.R. and Al-Salih H.A. Beryllium-7 produced by cosmic rays // Science. 1955. № 121. P. 451–453.
- 2 Yoshimori M. Production and behavior of beryllium-7 radionuclide in the upper atmosphere // Advances in Space Research. 2005. V. 36. P. 922–926.
- 3 Сапожников Ю.А., Алиев Р.А., Калмыков С.Н. Радиоактивность окружающей среды. Теория и практика. М.: БИНОМ. Лаборатория знаний, 2006. 286 с.
- 4 Безуглый М.В., Малышевский В.С., Малыхина Т.В. Фоторождение космогенного берилля-7 в земной атмосфере // Исследовано в России. 2011. С. 589–601. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2011/046.pdf>.
- 5 Вредные химические вещества. Радиоактивные вещества / Под ред. В.А. Филова и др. Л.: Химия, 1990. 464 с.
- 6 Ферронский В.А., Поляков В.В., Романов В.В. Космогенные изотопы гидросферы. М.: Наука, 1984.
- 7 Koch D., Mann M. Spatianal and temporal variability of ^{7}Be surface concentrations // Tellus. 1996. V. 48B. P. 387–396.
- 8 Бураева Е.А. , Давыдов М.Г., Зорина Л.В., Малышевский В.С., Стасов В.В. Содержание космогенного Be-7 в приземном слое воздуха умеренных широт // Атомная энергия, 2007. Т.102. В.6. С. 370-374.

- 9 Гритченко З.Г., Флегонтов В.М., Флейшман Д.Г. Радиоактивные выпадения ^{7}Be и ^{22}Na в районе Ленинграда в 1960–1973 гг. //Космогенные радиоактивные изотопы, 1975. Вып. 3. С. 71–81.
- 10 Мельник Н.А. Радиационный мониторинг естественных радионуклидов в северных широтах // Север-2003: Проблемы и решения: Мат. науч. конф. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. С. 77–89.
- 11 Петрова Т.Б., Миктяев П.С. Власов В.К. Вариации содержания ^{7}Be в приземном слое атмосферы в средних широтах //Вестник Московского университета. Сер. Химия, 2009. Т. 50. № 5. С. 396–401.
- 12 Арбузова А.П., Батраков Г.Ф., Иванова Т.М. Временная изменчивость концентрации ^{7}Be в приземной атмосфере и сухих выпадениях в Севастопольском регионе // Система контроля окружающей среды: Сб. науч. статей. Севастополь, 2010. Вып. 14. С. 173–181.
- 13 Дружинин С.В., Киселев Г.П. Изотопы бериллий-7, полоний-210, свинец-210 в атмосферных осадках и аэрозолях г. Архангельска //Вестник Поморского университета. Сер. «Естественные науки». Архангельск: ПГУ. № 4. 2010. С. 15–19.
- 14 Киселев Г.П., Дружинин С.В. Особенности распределения бериллия-7 в атмосферных выпадениях и растениях Европейского Севера России // Проблемы биогеохимии и геохимической экологии. 2013. № 2 (23). С. 46–51.
- 15 Киселев Г.П. Дружинин С.В. Бериллий-7 в природных средах побережья Белого моря //Система Белого моря. Том III. Рассеянный осадочный материал гидросфера. микробные процессы и загрязнения. М.: Научный мир, 2013. С. 405–413.
- 16 Дружинин С.В., Киселев Г.П. Бериллий-7 в аэрозолях воздуха акватории Баренцева и Белого морей в июне-июле 2012 года // Юдахинские чтения. Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI в.: Матер. докл. Всероссийской науч. конф. с междунар. участием. Архангельск, 2014. С. 78–81.
- 17 Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике /Под ред. акад. А.П. Лисицына. М.: Наука, 2006. 226 с.

The article shows the gross inflow beryllium-7 with aerosols and precipitation on the surface, its accumulation in plants and in the tissues of reindeer (*Rangifer* sp.) in the Arkhangelsk region.

**Клювиткин А.А.¹, Политова Н.В.¹, Новигатский А.Н.¹,
Новичкова Е.А.¹, Саввичев А.С.², Козина Н.В.¹**

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

klyuvitkin@ocean.ru; ²Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского, Федеральный исследовательский центр "Фундаментальные основы биотехнологии" РАН, г. Москва)

Геологические исследования Северной Атлантики в 49-м рейсе НИС «Академик Иоффе» в июне-июле 2015 г.

**Klyuvitkin A.A.¹, Politova N.V.¹, Novigatsky A.N.¹,
Novichkova E.A.¹, Savvichev A.S.², Kozina N.V.¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Winogradsky Institute of Microbiology, Research Center of Biotechnology of the Russian Academy of Sciences, Moscow)

Geological studies of the Northern Atlantic in the 49th cruise of the RV “Akademik Ioffe” in June-July 2015

Ключевые слова: осадочное вещество, атмосферные аэрозоли, водная взвесь, вертикальные потоки, донные осадки, Атлантический океан, метан, микробные процессы, изотопия углерода.

С 11 июня по 4 июля 2015 г. в 49-м рейсе НИС “Академик Иоффе” в рамках проекта РНФ «Мировой океан в XXI веке: климат, экосистемы, ресурсы, катастрофы» (подтема «Взаимодействие геосфер и минеральные ресурсы Мирового океана», руководитель – академик А.П. Лисицын) силами отряда физико-геологических исследований проводились работы, основная цель которых – исследование современной седиментационной системы и получение материала для высокоразрешающих реконструкций климатических изменений в Северной Атлантике (рис.).

В задачи отряда входило:

1. Отбор проб воды для определения концентрации и состава взвеси, а в частности, общего и органического углерода во взвеси
2. Отбор проб воды для определения хлорофилла «а» и феофитина
3. Отбор проб донных осадков дночерпателем (ДЧ) и ударной прямоточной грунтовой трубкой большого диаметра (ТБД)
4. Микробиологические биогеохимические исследования
5. Исследование атмосферных аэрозолей
 - а. Измерения счетной концентрации и функции распределения частиц по размерам в приводном слое атмосферного воздуха
 - б. Сбор нерастворимых частиц в приводном слое атмосферы сетевым методом
6. Постановка автономных глубинных седиментационных обсерваторий (АГОС).

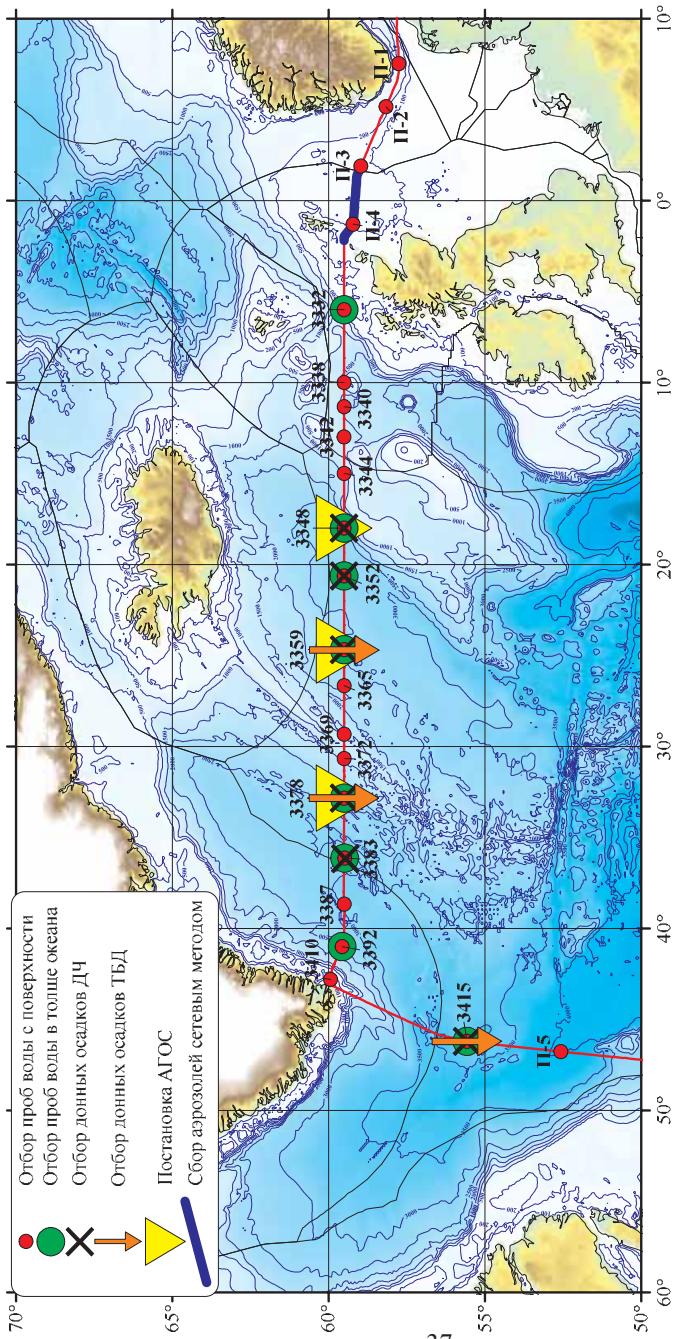


Рисунок 1. Схема работ отряда физико-геологических исследований в 49-м рейсе НИС «Академик Иоффе»,
11.06-04.07.2015 г.

Исследования выполнялись на многолетнем разрезе по $59^{\circ}30'$ с.ш., а также на переходе судна в Северном море и после окончания разреза в п. Галифакс (см. рис. 1).

Для определения гранулометрического состава приводного слоя атмосферы использовался счетчик аэрозольных частиц AeroTrak APC-9303-01, TSI (США). Рассеянное осадочное вещество из приводного слоя атмосферы собиралось сетевым методом.

Изменчивость гранулометрического состава приводного аэрозоля привязана к смене ветрового режима. На протяжении всего разреза преобладали ветра северо-западных, северных и северо-восточных направлений. Корреляция между количеством частиц фракций 0.3 и 5.0 мкм со скоростью ветра отрицательная, однако фракция 1.0 мкм дает положительную корреляцию и составляет 0.6 при $n=22$. Схожая зависимость отмечалась нами ранее в тропической Атлантике, где коэффициент корреляции достигал 0.9 [1].

За время экспедиции из-за неблагоприятных погодных условий и плотной сетки общесудовых станций удалось получить только одну сетевую пробу. Материала на фильтре около 500 мг.

Пробы на изучение водной взвеси отбирались с поверхности на ходу судна и в толще вод на комплексных общесудовых станциях. Концентрации взвеси изменялись от 0.07 до 1.1 мг/л. Наибольшие концентрации отмечены в относительной близости берега (Северное море, Гренландия), а также в зоне влияния течений Ирмингера и Северо-Атлантического. По вертикали наибольшие концентрации выделялись в верхнем деятельном слое (до 100 м). Практически на всех станциях зафиксировано повышение концентраций взвеси в придонном нефелоидном слое. Подобная картина распределения взвеси в целом соответствует полученным ранее данным [2, 3].

Отбор больших масс грунта с поверхности производился с помощью дночерпателя (ДЧ) «Океан-0.25», для отбора колонок донных осадков применялась ударная грунтовая трубка большого диаметра (ТБД). Максимальная длина керна ТБД составила 5.08 м, минимальная 4.66 м. Всего было обработано 3 керна из большой грунтовой трубки, и 7 мини-кернов из дночерпателя.

Произведенный отбор проб поверхностных осадков показал, что основным компонентом осадочного вещества в районе работ являются карбонатные остатки зоопланктона, формирующие в основном, кокколитофораминиферовые илы светло-коричневых оттенков. Взятие вырезки из дночерпателя позволило получить 5 ненарушенных мини-кернов длиной от 12 до 21 см. В осадках часто присутствовали остатки водорослей, полихет, а на станции 3348 в пробе дночерпателя обнаружена морская звезда. На всех станциях отмечены следы активной биотурбации. Помимо биогенной составляющей, большой вклад в состав поверхностных осадков вносит ле-

довый разнос. В основном, он представляет собой неокатанные частицы гравийной и песчаной размерности, однако на станции 3378 обнаружен камень размером 13x16 см. На этой же станции в районе восточной части хребта Рейкъянес практически на всех элементах ледового разноса отмечены черные железистые корки. На станции 3383 (глубина моря 3084 м) в бассейне Ирмингера в осадках, поднятых дночерпателем, предположительно отмечено аутигенное минералообразование.

Колонка 3359 отобрана с глубины 2515 м в районе седиментационных волн на восточном окончании дрифта Гардар. Данное осадочное тело формируется придонным Исландско-Шотландским течением [4], движущимся на юго-запад вдоль хребта Рейкъянес, и хорошо проявляется в донном рельфе и осадочном разрезе. Длина колонки составила 486 см. Согласно предварительным данным, колонка сложена высококарбонатными илами, обогащенными в верхней части (0–15 см) большим количеством раковин фораминифер. Нижняя часть керна представлена мергельным илом с чередование светло-коричневых и серых оттенков. Предположительно, возраст вскрытой толщи осадков составляет около 150–200 тыс. лет.

Колонка 3378 отобрана с глубины 2175 м на восточном склоне хребта Рейкъянес в районе дрифта Снорри, находящегося в зоне влияния Исландско-Шотландского придонного контурного течения, огибающего хребет с юга. Колонка длиной 466 см сложена сравнительно однородным светло-коричневым илом, богатым карбонатным материалом. В колонке постоянно присутствуют следы ледового разноса. Следует отдельно отметить прослой с явно выраженным аутигенным минералообразованием (182–186 см).

Колонка 3415 отобрана с глубины 2985 м в западной части дрифта Глория на границе бассейнов Ирмингера и Лабрадорского. Кроме того, колонка расположена в непосредственной близости к современному положению Северного полярного фронта, что позволит в дальнейшем, провести палеопреконструкции изменения его положения. Колонкой вскрыты светло-коричневые илы мощностью 507 см с высоким содержанием карбонатного материала.

Окислительно-восстановительный потенциал в колонках донных осадков был положительным по всей толще опробованных осадков. Это свидетельствует об общей окислительной обстановке в толще осадка. Тем не менее, проведенные измерения показали, что значение окислительно-восстановительного потенциала снижается от поверхностного осадка вглубь осадка на 25–45 мВ. Снижение величины Eh свидетельствует о протекании слабо выраженных микробных процессов окисления органического вещества, сопровождающихся потреблением растворенного кислорода. Из полученных данных также следует, что активность микробных процессов явно затухает при погружении вглубь осадка. Измерения показали, что даже в нижней части колонки значения Eh далеки от нейтральных и от-

рицательных значений. Стабильно восстановленное состояние осадков вероятно связано с исчерпанием органического вещества в результате микробной деятельности или с крайне консервативным качественным составом этого органического вещества. Общее содержание щелочного резерва в иловых водах отобранных осадков незначительно превышало аналогичный показатель морской воды. Это связано с общим высоким содержанием карбонатного материала в вещественном составе осадка. Была отмечена слабовыраженная тенденция к увеличению общей щелочности с глубиной осадка. Это также свидетельствует о протекании незначительных по своей активности микробных процессов деструкции органического вещества.

Для изучения вертикальных потоков вещества использовались седиментационные ловушки, установленные в составе АГОС. Метод позволяет измерять абсолютные массы осадочного материала на разных глубинах моря на основе прямых определений количества этого материала, осаждающегося в седиментационные ловушки. Всего были поставлены 3 станции, в составе которых были задействованы интегральные малые цилиндрические седиментационные ловушки МСЛ-110, большие конические 12-стаканные седиментационные ловушки Лотос-3. Для определения горизонтальной составляющей потока использовались акустические допплеровские измерители течений DVS-750 и DVS-6000, TeledyneRDInstruments.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за общее руководство работами, а также капитану, команде и всему научному составу 49-го рейса НИС «Академик Иоффе».

Экспедиция проведена при финансовой поддержке гранта РНФ № 14-50-00095.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Клювиткин А.А. Атмосферные аэрозоли и осадконакопление в аридных зонах Атлантического океана // ДАН. 2008. Т. 421. № 1. С. 111–115.
2. Лисицын А.П., Клювиткин А.А., Буренков В.И. и др. Распределение и состав взвешенного осадочного вещества на меридиональных разрезах в Атлантическом океане: прямые определения и спутниковые данные // ДАН. 2015. В печати.
3. Политова Н.В., Артемьев В.А., Зернова В.В. Распределение и состав взвеси на меридиональном разрезе в Западной Атлантике // Океанология. 2015. Т. 55. № 6.
4. Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al. Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // J. Geoph. Res. 2012. V. 117. C01014.

New data about sedimentation system of the Northern Atlantic collected in June 2015 during expedition of the RV “Akademik Ioffe” are presented.

Ковалева О.А.^{1,3}, Чубаренко Б.В.^{2,3}

(¹Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского», Санкт-Петербург, [Olga Kovaleva@vsegei.ru](mailto:Olga_Kovaleva@vsegei.ru); ²Атлантического отделения Института океанологии им. П.П.Ширшова Российской академии наук, Калининград, chuboris@mail.ru; ³Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, Калининград)

Определение трендов переноса материала вдоль побережья Куршской косы по данным гранулометрического анализа пляжевых отложений

Kovaleva O.A.^{1,3}, Chubarenko B.V.^{2,3}

(¹Federal State Unitary Enterprise «A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute», Saint Petersburg; ²The Atlantic Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Science, ³Kaliningrad; Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

Analysis of longshore sediment transport for the coastal zone of the Curonian Spit based on grain-size parameters of coastal sand

Вдольбереговой перенос наносов, Куршская коса, гранулометрический анализ, гранулометрические параметры.

Куршская коса представляет собой песчаное тело, вытянутое с юго-запада на северо-восток от г. Зеленоградска (Россия) до г. Клайпеда (Литва). Протяженность косы составляет 98 км, ее ширина варьирует от 35 м до 3.8 км. Куршская коса омывается водами Балтийского моря и Куршского залива. Граница Российской Федерации разделяется косу примерно пополам. На протяжении всей косы насчитывается всего 8 поселков: три на российской части и пять на литовской. На территории Куршской косы созданы национальные памятники не только России, но и Литвы, помимо этого коса внесена в список природных памятников ЮНЕСКО [<http://www.park-kosa.ru/>].

Побережье Куршской косы подвержено воздействию различных факторов (экзогенные и эндогенные процессы, антропогенная деятельность), приводящих к активизации абразии берегов. Литодинамические процессы, происходящие в пределах береговой зоны, а именно вдольбереговой перенос материала, его интенсивность и направленность, могут сказываться на степени проявления экзогенных геологических процессов. Цель работы заключается в определении трендов вдольберегового переноса материала в береговой зоне Куршской косы по данным гранулометрического анализа пляжевых отложений.

Существует несколько мнений, описывающих систему вдольбереговых потоков наносов, имеющей место на территории юго-восточной Балтики. Родоначальником представлений о едином итоговом Восточно-Балтийском потоке наносов, распространявшемся от м.Таран до м.Колка, был Р.Я. Кнапс. Долгое время ученые и исследователи береговой зоны придерживались этой идеи. С развитием науки о береговых зонах и увеличением количества данных и представлений о ветровых и волновых условиях, широкое распространение получила концепция, в рамках которой выделяются обособленные морфо-литодинамические ячейки. В современных исследований [1] для определения результирующего потока наносов используется комплексный подход, учитывающий не только ветро-волновые показатели, характерные для исследуемой территории, но также и крупность материала, слагающего побережье.

В рамках представляемой здесь работы выявлялась не только возможность существования единого вдольберегового потока наносов вдоль побережья Куршской косы, но также были определены тренды переноса материала в пределах установленных участков. Для этого был произведен 19-ти фракционный гранулометрический анализ образцов пляжевых отложений, отобранных в 2011 г. (62 образца, интервал между станциями опробования 500 м, пробоотбор проводился от г.Зеленоградска до пос.Рыбачий), в 2014 г. (42 образца, интервал между станциями опробования 1 км, пробоотбор проводился от г.Зеленоградска до пос.Морское) с последующим определением гранулометрических параметров. Для анализа отбирался верхний слой пляжевый отложений (0–3 см).

Для определения направления потока наносов вдоль берега Куршской косы использовался подход, предложенный Патриком МакЛареном и Дональдом Боулесом в 1985 г. [2]. Изначально данная методика была представлена для определения направления потока наносов в руслах рек, а также в дельтах и эстуариях. Со временем принцип определения направления переноса материала, основанный на структурных особенностях отложений, был применен и для береговой зоны [3,4]. В вышеуказанных работах авторы отмечают возможность использования метода МакЛарена для установления краткосрочных трендов, отражающих литодинамическую картину, характерную для одного сезона или штормового явления.

На основании моделей транспорта отложений, авторами методики [2] были выявлены закономерности изменения вдоль по потоку гранулометрических распределений материала, соответствующие наличию зон его эрозии и аккумуляции. Наличие одностороннего потока проявляется при 2 случаях изменения гранулометрических показателей: случай 1 – по направлению транспорта наносов доминирующая фракция отложений становится более мелкой, коэффициент сортировки (стандартное отклонение) уменьшается, т.е. сортированность осадка становится лучше, показатель асимметрии становится меньше; и случай 2 – доминирующая фракция отложе-

ний становится более крупной, коэффициент сортировки (стандартное отклонение) уменьшается, а показатель асимметрии увеличивается.

Минимальное количество проб отложений, используемых для анализа по данной методике, равно 9. Для определения направления перемещения осадочного материала и его уровня значимости необходимо произвести подсчет последовательных пар гранулометрических показателей (средний размер зерна, коэффициент сортировки и показатель асимметрии), удовлетворяющих заданным условиям. На основе полученного числа пар проводится оценка процесса переноса и выявление уровня значимости рассматриваемого направления. Оценка процесса переноса отложений производится по формуле: $Z = (x - Np) / (Npq)^{1/2}$,

где N – максимально возможное число пар, удовлетворяющих условиям случая 1 или случая 2 в рассматриваемом направлении переноса материала; $N = (n^2 - n) / 2$, где n – количество образцов, используемых для расчетов;

x – число пар, которое определяется путем перебора рядов гранулометрических коэффициентов и определения одновременного соответствия заданным условиям случая 1 или случая 2 в рассматриваемом оператором направлении переноса материала;

$p = 0.125$ и показывает вероятность возникновения переноса именно в рассматриваемом направлении;

$$q = 1 - p = 0.875.$$

Уровень значимости представляет собой допустимую для данной задачи вероятность ошибки. Определяется уровень значимости в соответствие с оценкой процесса переноса Z :

- при $Z > 2.33$ уровень значимости равен 0.01, что говорит о наиболее вероятном направлении вдольберегового переноса осадков;
- при $2.33 > Z > 1.645$ уровень значимости равен 0.05, что говорит о менее вероятном направлении;
- при $Z < 1.645$, направления не рассматриваются как вероятные.

По результаты применения методики было установлено существование одноправленного перемещения материала с юго-запада на северо-восток вдоль побережья Куршской косы, причем с высоким показателем уровня значимости 0.01 как для 2011, так и для 2014 гг.

Определение направления вдольберегового транспорта материала может быть выполнено несколькими другими методами, берущими за основу различные характеристики береговой зоны. Для сравнения различных методов определения направлений, было выделено три участка г. Зеленоградск – пос. Лесной – пос. Рыбачий – пос. Морское (рис.). Сравнение показало, что применение различных методик дает информацию о потоках наносов, характерных для периодов времени разной продолжительности, поэтому обнаружено несовпадение результатов применения всех трех анализируемых подходов.

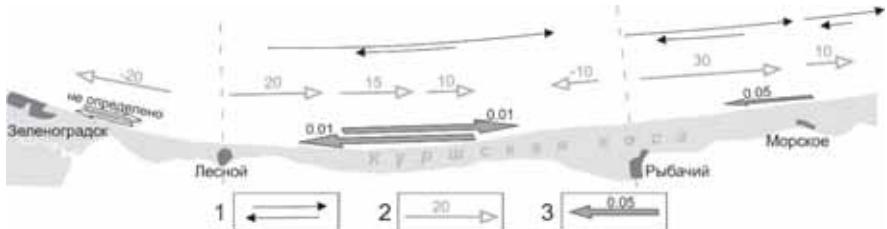


Рисунок 1. Сравнение характеристик вдольбереговых потоков наносов, рассчитанных по различным методикам.

Условные обозначения: 1 – показатели вдольбереговых наносодвижущих сил, направленных на север и юг по данным 1965–1974 гг. [5]; 2 – результирующий поток наносов в тыс. м³/год для среднегодовых метеоусловий[1]; 3 – направление вдольберегового переноса материала и уровень значимости потока, рассчитанный по [2] по данным гранулометрического анализа образцов, отобранных в августе 2014 г.

Анализ литодинамических схем движения наносов в морской прибрежной зоне Куршской косы, построенных на основе интерпретации данных, показал, что выделение единого итогового Восточно-Балтийского потока наносов невозможно, поскольку вдольбереговое перемещение наносов происходит преимущественно в пределах обособленных морфолитодинамических ячеек. Использование различных подходов к определению направленности этих потоков позволяет изучить литодинамические особенности территории с различных точек зрения. Однако, как показало сравнение между собой результатов 2011 и 2014 г., методика П.МакЛарена, используемая в настоящем проекте, не подходит для анализа многолетних результирующих потоков свободного материала в прибойной зоне Куршской косы, и вероятнее всего дает информацию о потоках наносов, имевших место в последний значимый шторм.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №14-35-50130 от 2014 г и № 15-35-50613 от 2015 г., аналитическая работа проводилась за счет гранта РНФ (проект №14-37-00047).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леонтьев И.О., Акивис Т.М. Моделирование вдольбереговых потоков наносов у юго-восточного побережья Балтийского моря // Береговая зона – взгляд в будущее: Материалы XXV Международной береговой конференции. Том 1. М.: ГЕОС, 2014. С. 81–84.
2. McLaren P., Bowles D. The Effects of sediment transport on grain-size distributions // Journal of Sedimentary Petrology. 1985. V. 55 (4). P. 0457–0470.
3. Masselink G. Longshore variation of grain size distribution along the coast of the Rhone Delta, southern France: a test of the “McLaren Model” // Journal of Coastal Resources. 1992. V. 8. P. 286–291.

4. Mohd-Lokman H., Rosnan Y., Ejria S. et al. Deducing sediment transport direction and the relative importance of rivers on a tropical microtidal beach using the “McLaren model” // Environmental Geology.1998. V. 34 (2/3). P. 128–134.
5. Гуделис В.К., Кириллес В.И., Мочекене С.А. Динамика и режим Восточно-Балтийского берегового потока наносов у берегов пересыпи Куршо-Нярия по данным 1965-1974 гг. //Труды Академии наук Литовской ССР, Серия Б. 1977.Т. 4 (101). С. 123–128.

Changes in grain-size parameters (mean, sorting, skewness) can be used for determination of a direction of sediment alongshore transport (“McLaren Model”). Application of this method to analysis of granular composition of sediments at coastline of the Curonian Spit in 2011 and 2014 allows to describe current lithodynamic situation. The “McLaren Model” can reveal the alongshore flux pattern formed by the last significant storm event, and be useful for understanding of current lithodynamic processes.

Котова Е.И.¹, Виноградова А.А.²

(¹Северное УГМС, г. Архангельск, e-mail: ecopp@yandex.ru; ²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, e-mail:anvinograd@yandex.ru)

Тяжелые металлы в снежном покрове на территории Мурманской области

Kotova E.I.¹, Vinogradova A.A.²

(¹Northern Agency for Hydrometeorology and Environmental Monitoring, Arkhangelsk, e-mail: ecopp@yandex.ru; ²A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow. e-mail:anvinograd@yandex.ru)

Heavy metals in the snow in Murmansk area of Russia

Ключевые слова: снежный покров, тяжелые металлы, антропогенное загрязнение, Кольский полуостров

Регулярный мониторинг химического состава снежного покрова является важной составляющей деятельности Гидрометслужбы РФ на протяжении многих лет. Состав снега отражает состав нижних слоев тропосфера, где формируются снежные осадки. Также в холодное время года и сухое осаждение вещества из атмосферы происходит на снег. Поэтому снежный покров является естественным природным накопителем вещества, выпадающего из атмосферы на подстилающую поверхность в течение всего холодного периода года. Северо-запад России – регион, находящийся под воздействием морского воздуха Атлантики, приносящего осадки и загрязнения из Европы, а также под антропогенной нагрузкой от российских промышленных районов, расположенных на ЕТР и, в частности, на Кольском полуострове. При этом для ряда станций наблюдения существуют как удаленные, так и близкие антропогенные источники. Отбор и анализ проб снега в системе Гидрометслужбы проводится по единой методике, что позволяет использовать накопленный экспериментальный материал для анализа общих временных и пространственных закономерностей.

В данной работе анализируются пространственные распределения четырех тяжелых металлов (ТМ) – Cu, Ni, Fe, Zn – в снежном покрове на территории Мурманской области в период с 1998 по 2010 гг., а также приводятся ограниченные данные по содержанию в снеге кобальта и марганца. Расположение 19 станций УГМС, данные которых включены в анализ, показано на рис. 1.

Отбор и анализ проб снежного покрова на государственной сети наблюдений проводился по единым методикам на основании «Руководства по контролю загрязнения атмосферы» РД 52.04.186-89 и «Временных методических указаний по работе на сети контроля загрязнения природной среды на основе снегомерной съемки». Отбор пробы снежного покрова проводит-

ся один раз в год в период максимального влагозапаса в снеге, который, по данным многолетних наблюдений для территории Мурманской области, приходится на III декаду марта – I декаду апреля. Содержание металлов в снежном покрове определялось методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии согласно РД 52.04.186-89, рассматривается только содержание металлов в нерастворимых формах. Здесь необходимо заметить, что преимущественно литогенные элементы (в нашем случае – железо) в основном содержатся в снеге именно в нерастворённом виде. Наоборот, остальные три металла, имеющие в значительной степени антропогенное происхождение, содержатся в значительной степени в жидкой фракции снега в виде растворенных окислов [1]. Это вносит неопределенную ошибку в случае использования наших результатов для оценок средних уровней суммарного содержания рассматриваемых ТМ в снеге. Особенно это должно сказываться в районах с наибольшими антропогенными нагрузками [2]. Для фоновых районов разница должна быть не столь заметна.



Рисунок 1. Расположение станций отбора проб снега в Мурманской области.

Качество исходных данных таково, что по четырем металлам на всех станциях за 13 лет около 25% данных отсутствует или их значения ниже предела обнаружения. Наиболее полно представлены данные по никелю и меди, железо не определялось вообще в 1998 и 1999 гг., а цинк определялся только с 2003 г.

Имеющиеся данные Гидрометслужбы позволили также оценить средние за 4 года значения содержания кобальта (2000–2002 и 2007 гг.) и марганца (1997–2000 гг.) в снежном покрове на рассматриваемой территории: (3.6 ± 2.8) мкг/л и (11.9 ± 1.3) мкг/л соответственно.

Как и следовало ожидать, максимальное высокое среднемноголетнее содержание меди (> 300 и 130 мкг/л) и никеля (> 250 и 140 мкг/л) в снежном покрове в Мурманской обл. наблюдается в районе станций Мончегорск и Никель, соответственно (рис. 2). На остальной территории средние значения концентраций меди и никеля находятся в интервалах 7 – 15 мкг/л для меди, 4 – 18 мкг/л для никеля. Таким образом, значительного пространственного распространения загрязнения снежного покрова выбросами промышленности Кольского п-ова (комбинаты ОАО Кольской горно-металлургической компании «Печенганиколь» и «Североникель») не наблюдается. Основная часть загрязняющих веществ оседает в непосредственной близости от источников, по оценкам работы [3] – в пределах 40 км.

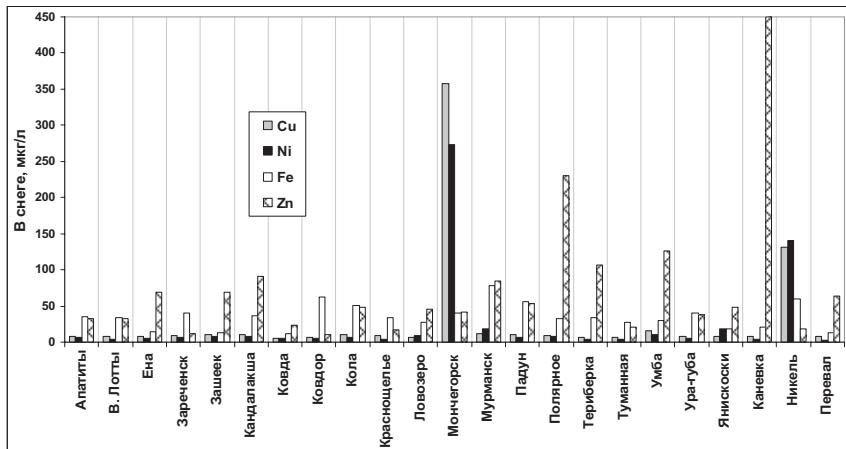


Рисунок 2. Средние содержания ТМ в снеге в разных районах Мурманской области.

В межгодовой динамике концентрации меди и никеля в снеге коррелируют друг с другом (с коэффициентами > 0.8) только вблизи каждой станции Мончегорск или Никель, отражая синхронные межгодовые изменения эмиссий этих металлов в атмосферу от каждого источника (от предприятий Мончегорска или Никеля). Других значимых корреляций между концентрациями Cu и Ni в снеге год от года не обнаружено. Также не найдены значимые корреляции межгодовых изменений на станциях Мончегорск и Никель хотя бы для концентрации одного из этих металлов в снеге. Следо-

вательно, эмиссии от этих источников изменялись год от года не синхронно, и перенос в атмосфере по-разному формировал состав снега даже в пределах не слишком большого изучаемого региона, что отмечалось в [3].

Вариации содержания железа в снежном покрове рассматриваемой территории значительно ниже, чем для никеля и меди. В районах станций Мурманск (до 78 мкг/л), Никель и Ковдор отмечается повышенное содержание железа (> 60 мкг/л). На остальных станциях среднее содержание железа в снеге составило 30 (разброс по станциям 11–56) мкг/л.

Высокое содержание цинка наблюдается в снежном покрове в районах станций Каневка (среднее до 450 мкг/л, а в отдельные годы до 1500 мкг/л), Полярное, Умба, Териберка, Кандалакша и Мурманск (> 85 мкг/л). На остальных станциях среднее содержание цинка в снеге составило 38 (разброс по станциям 11–69) мкг/л.

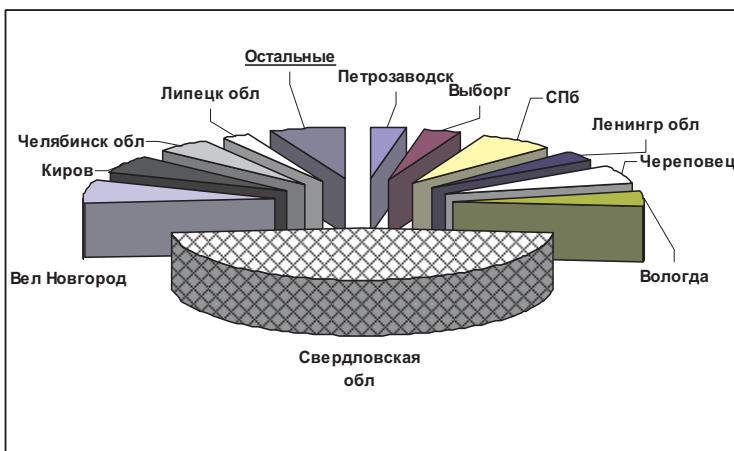


Рисунок 3. Российские антропогенные источники цинка в воздухе на Кольском п-ве.

Основные российские источники антропогенного цинка в воздухе в районе станций Ловозеро – Каневка, средние вклады которых для зимы 2000-х годов рассчитаны по методике [4,5], представлены на рис. 3. Несмотря на дальность расстояния, зимой основной вклад вносит Свердловская область, где расположены очень мощные предприятия, выбрасывающие Zn в атмосферу. Влияние источников Ленинградской, Вологодской и других областей также значительно и может в разные годы проявляться в разных районах Мурманской области.

Заметим, что реальные измерения включают и вклады трансграничного переноса ТМ в атмосфере с территорий других стран Европы, которые, по

оценкам [3], в Мурманской области составляют около 50% концентраций Ni и Cu в снеге. Эти эффекты также зависят от мощностей выбросов зарубежных источников и условий циркуляции атмосферы. Поэтому отсутствие каких-либо пространственных или временных корреляций величин концентраций ТМ в снежном покрове на разных станциях наблюдений, кроме самых очевидных, вполне закономерно.

Сравнение полученных оценок концентраций ТМ на территории Мурманской области с данными измерений других авторов [1,3,6] показывает вполне удовлетворительное соответствие результатов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 14-05-00059 и 15-35-50472.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Василевич М.И., Безносиков В.А, Кондратёнок Б.М. Накопление растворимых и малорастворимых форм металлов в снежном покрове таежной зоны европейского северо-востока России // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2015. № 2. С. 111–118.
2. Гришанцева Е. С., Сафонова Н. С., Кирпичникова Н. В. Влияние атмосферных выбросов Конаковской ГРЭС на состояние снегового покрова района Иваньковского водохранилища // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2012. № 2. С. 135–142.
3. Раткин Н.Е. Оценка воздушной миграции выбросов сульфатов, никеля и меди на территории Мурманской области // Проблемы региональной экологии. 2005. № 4. С. 6–13.
4. Виноградова А.А. Дистанционная оценка влияния загрязнения атмосферы на удаленные территории // Геофизические процессы и биосфера. 2014. Т. 13. № 4. С. 5–20.
5. Виноградова А.А., Котова Е.И., Топчая В.Ю. Атмосферный перенос антропогенных тяжелых металлов в северные районы европейской России // География и природные ресурсы. 2015. В печати.
6. Лозовик П.А., Потапова И.Ю. Поступление химических веществ с атмосферными осадками на территорию Карелии // Водные ресурсы. 2006. Т. 33. № 1. С. 111–118.

Heavy metals (Cu, Ni, Fe, Zn) concentrations in snow from the data of Northern Agency for Hydrometeorology and Environmental Monitoring are analyzed through the territory of Murmansk area in the period of 1998-2010. The mean values are in reasonable correspondence with other measurements and assessments. Temporal and spatial variations are discussed.

Лукашин В.Н.

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

**Потоки литогенных аэрозолей на морскую поверхность
в Северной Атлантике**

Lukashin V.N.

(Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow)

**Fluxes of the lithogenic aerosols to the sea surface
in the North Atlantic**

Ключевые слова: Северная Атлантика, аэрозоли, концентрации, потоки

Задачей этого исследования является сравнение потоков аэрозолей на морскую поверхность с потоками осадочного вещества в толще океанской воды и с абсолютными массами донных осадков.

Сбор материала для исследования аэрозолей проводился в 37-м и в 42-м рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» (1995, 1999 гг.) при переходе из Европы на полигон «Титаник» (рис. 1) [1]. Пробы аэрозолей отбирались сетевым методом [2–4]. В ИОРАН они анализировались на Al фотометрическим методом [5].

В 42-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» была получена проба атмосферных осадков. Она отбиралась в чистый полиэтиленовый бак с известной площадью сбора, установленный так, чтобы во время дождя в бак не попадали брызги с палубы и от надстроек. При начале дождя бак открывался, фиксировалось время начала сбора. По окончании дождя бак закрывался крышкой, снимался, отмечалось время. Измерялся объем полученной пробы. Затем проба фильтровалась через предварительно взвешенные ядерный фильтр диаметром 47 мм, величиной пор 0.45 мкм (1 л) и через предварительно прокаленный стекловолокнистый фильтр GF/F с величиной пор 0.6 мкм (0.7 л).

Сбор аэрозолей капроновыми сетями позволяет получить бессолевую часть золовой взвеси, так как соли при промывке сетей переходят в раствор. Наиболее устойчив к растворению в промывной воде Al, который является индикатором литогенного вещества. Поэтому расчет содержаний литогенной части вещества проводился по содержанию алюминия, используя среднее значение Al для земной коры – 8.15 [6]. При сборе аэрозолей сетями концентрации вещества занижены из-за проскачивания частиц сквозь ячейки сетей в начале экспозиции, а также при снятии сетей. Компенсируют эти потери вводом коэффициента эффективности сетей (Кэф), значения которого принимали от 2 до 5 [3, 7]. Такие коэффициенты вполне удовлетворительны при концентрациях аэрозолей в воздухе больших >2 мкг/м³. При меньших концентрациях он увеличивается. Был проведен рас-

чет коэффициента эффективности сетей с использованием анализов параллельных сетевых и фильтрационных проб (считая, что в фильтрационных пробах нет потерь вещества), полученных в разных районах Атлантики в нескольких рейсах (1994–2003 гг.) [2]. К_{эфф} для исследуемых проб изменяется от 2 до 43.

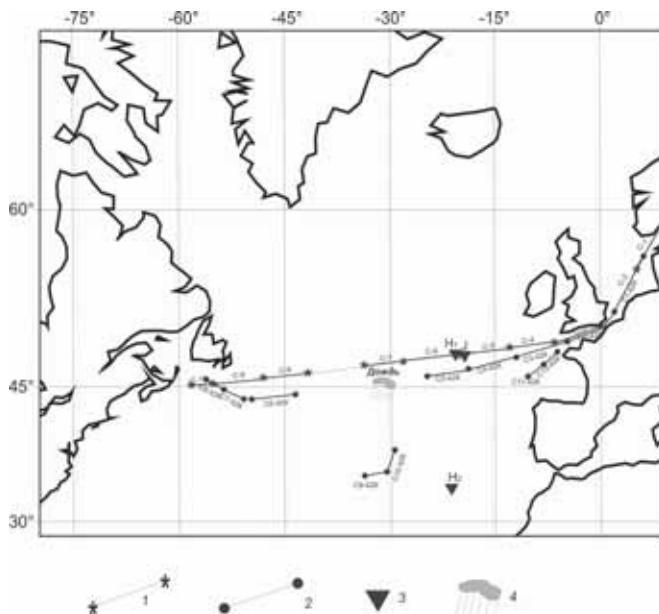


Рисунок 1. Схема отбора проб аэрозолей.

1 – маршрут 37-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»; 2 – маршрут 42-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»; 3 – места постановки седиментационных ловушек [8]; 4 – место выпадения атмосферных осадков.

Концентрации литогенной части аэрозолей изменяются от 0.57 мкг/м³ в центральной части океана до 4.64 мкг/м³ (практически на порядок величины) вблизи континентов. Это указывает на то, что для распределения концентраций литогенной компоненты аэрозолей характерна циркумконтинентальная зональность.

Расчет потоков литогенной части аэрозолей на океанскую поверхность проводился, исходя из средней скорости сухого осаждения минеральных аэрозолей 2 см/с вблизи континентов (ближе 1000 км) и 0.4 см/с в более удаленных от континентов районах [7]. Оценка скорости осаждения аэрозолей представляется правдоподобной, что подтверждается недавними долговременными измерениями с использованием ⁷Be и ²¹⁰Pb [9]. Рассчитан-

ные потоки изменяются на разрезах через Атлантику от 0.24 мг/м²/сут в открытом океане до 8 мг/м²/сут вблизи Канады (рис. 2).

Проба атмосферных осадков (дождя) была собрана при прохождении холодного фронта. Фронтальные дожди промывают практически всю тропосферу за сравнительно короткий срок [10]. Дождь продолжался в течение 35 мин. За это время выпало 1.7 л дождевой воды, что составляет 16 мм на площади 1 м². В этом количестве дождевой воды содержалось 2.38 мг аэрозолей (1.72 мг – литогенная часть). Поток аэрозолей в эти сутки составил 19.8 мг/м²/сут, считая, что дождь продолжался 35 мин, а в остальное время суток происходило сухое осаждение. Полученная величина – сумма выпадения литогенной компоненты аэрозолей с дождем и сухого выпадения. Доля аэрозолей, выпавших с дождем, составила 87.9%.

Дисперсные аэрозоли, попавшие на морскую поверхность, агрегируют с биогенным веществом и сравнительно быстро проходят водную толщу.

Для сравнения потоков литогенных аэрозолей с потоками литогенного вещества в толще воды и с абсолютными массами терригенной части донных осадков использовались данные по потокам литогенной части вещества в водной [8] и абсолютным массам терригенного материала в донных осадках Атлантики [11]. Потоки литогенного материала в водной толще более, чем на порядок величины выше, чем потоки аэрозолей. Сравнение аэрозольных потоков с абсолютными массами терригенного материала в донных осадках также показало, что последние значительно выше (рис. 2).

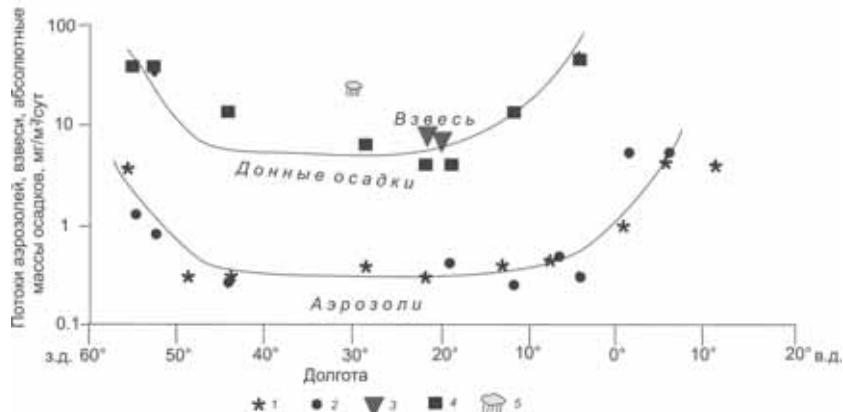


Рисунок 2. Распределение потоков литогенной части аэрозолей, осаждающейся в водной толще взвеси и абсолютных масс терригенного материала в донных осадках:

1 – аэрозоли из 37-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»; 2 – аэрозоли из 42-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»; 3 – седиментационные ловушки [8]; 4 – абсолютные массы терригенного вещества в донных осадках, по [11]; 5 – атмосферные осадки.

Количество атмосферных осадков, выпадающих в единицу времени на поверхность Земли, принято считать в мм. В районе сбора дождевой воды количество атмосферных осадков составляет около 1500 мм в год [12]. В нашем случае в течение суток на 1 м² выпало 16 мм дождевой воды, содержащей 1.71 мг литогенных аэрозолей. Расчет показывает, что в течение года на 1 м² морской поверхности с атмосферными осадками может выпасть в 160 мг литогенных аэрозолей, а сухое выпадение здесь составляет 153 мг – всего 313 мг. Тогда в сутки общий поток аэрозолей будет составлять 0.86 мг/м²/сут или 314 мг/м²/год, что выше оценки Р. Честера (<100 мг/м²/год) [13]. Полученное значение на порядок ниже и вертикальных потоков литогенного вещества в толще воды, и ниже абсолютных масс терригенной части осадков.

Приведенные данные показали, что в умеренной зоне потоки аэрозолей недостаточны для обеспечения современной седиментации. В осадконакоплении принимают участие не только аэрозоли, но и внутриокеанские процессы, обеспечивающие, по-видимому, переотложение осадочного материала с шельфа и со склонов континентов.

Обработка материала, полученного ранее, и интерпретация результатов выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 14-50-00095).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лукашин В.Н., Исаева А.Б., Серова В.В. и др. Исследование аэрозолей над Северной Атлантикой // Океанология.2000. Т. 40. № 4. С. 594–605.
2. Клювиткин А.А., Лукашин В.Н., Новигатский А.Н. и др. Минеральные аэрозоли, их концентрации, состав и потоки на океансскую поверхность // Океанология. 2004. Т. 44. № 5. С. 756–767.
3. Delany A.C., Griffin J.J., Parkin D.W. et al. Airborn dust collected at Barbados // Geochim. Cosmochim. Acta. 1967. V. 31. P. 885–909.
4. Parkin D.W., Phillips D.K., Sullivan R.A. Airborne dust collected over North Atlantic // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. № 9. P. 1782–1793.
5. Гельман Е.М., Старобина И.З. Фотометрические методы определения породообразующих элементов в рудах, горных породах и минералах. М.: ГЕОХИ-АНССР, 1976. 69 с.
6. Rudnic R.L., Gao S. Composition of continental crust// Treatise on Geochemistry / Eds. Holland H.D., Turekian K.K. V. 3. The Crust. Amsterdam, Boston et oth.: Elsevier Pergamon, 2004. P. 1–64.
7. Duce R.A., Liss P.S., Merrill J.T. et al. Atmospheric input of trace species to the World Ocean // Global Biogeochemical Cycles. 1991. V. 5. P. 193–259.
8. Jickells T.D., Newton P.P., King P. et al. A comparison a sediment trap records of particle fluxes from 19 to 48°N in the northeast Atlantic and their relation to surface water productivity // Deep-Sea Res. I. 1996. V. 43. № 7. P. 971–986.
9. Lozano R.L., San Miguel E.G., Bolívar J.P., Baskaran M. Depositional fluxes and concentrations of ⁷Be and ²¹⁰Pb in bulk precipitation and aerosols at the interface of At-

- lantic and Mediterranean coasts in Spain // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. D18213, doi:10.1029/2011JD015675.
10. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во МГУ, 2001. 528 с.
11. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
12. Xie P., Arkin Ph. A. Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs // Bulletin of the American Meteorological Society. 1997. V. 78. № 11. P. 2539–2559.
13. Chester R. The marine mineral aerosol // The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling / R.Buat-Menard (ed.). Reidel Publishing Co., 1986. P. 443–476.

Fluxes of lithogenic part of the aerosols to the ocean surface in the North Atlantic from Europe to North America between 40° and 60° N are considered. Fluxes of the lithogenic aerosols were compared with fluxes of the lithogenic component of the sinking matter in the water column, on sediment traps data, and also with the accumulation rates of the terrigenous part of the bottom sediments.

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

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

**Минеральный состав планктоногенного сапропеля
оз. Котокель (Прибайкалье)**

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

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

**The mineral composition of planktonogenic sapropel of Lake
Kotokel (southern Siberia, Russia)**

Ключевые слова: минеральный состав, сапропель, осадочное вещество, рентгенофазовый анализ

Озеро Котокель является самым большим по площади водоемом в Прибайкалье. В озеро впадают около 20 ручьев. Сток озерных вод в Байкал осуществляется в северной части озера через реки Исток и Турка. Длина озера составляет 15 км, ширина – 5 км, средняя глубина воды в озере – 6 м, объем воды составляет 281 км³. Мелководность озера способствует значительному прогреванию воды в летний период [1]. Озеро имеет стратификацию водной толщи, в которой выделяется 3 слоя воды с различными электрофизическими свойствами. Стратификация водной толщи замедляет обменные процессы и может приводить к застойным явлениям [2]. В озере интенсивно развивается микроскопический фитопланктон с преобладанием диатомово-цианобактериального комплекса водорослей, характерного для водоемов эвтрофного типа [3]. Осадки озера представлены мощным слоем органических илов [1].

В сентябре 2012 г. методом ударного бурения с pontонной установки из центральной части озера (с глубины 3-х метров) получен ненарушенный 14-метровый керн осадка. Координаты точки бурения – 52°79'50" с.ш. и 108°13'39" в.д. По содержанию С_{орг} (27%), зольности (39%) и генезису ОВ (на протяжении всех 4-х метров ОВ осадка представлено фитопланктоном [3]) мы относим осадок озера Котокель к планктоногенному сапропелю.

Изучен минеральный состав первых 4-х метров сапропеля (рис. 1). Главные породообразующие минералы зольной части сапропеля — это слюда, кварц, плагиоклаз, хлорит; второстепенными являются пирит, амфибол, гипс, акцессорными — полевые шпаты и иллит. Пирит встречается по всему разрезу, но в интервале 40–160 см его содержание падает до следовых уровней. В интервале 40 см обнаружены скопления родохрозита, который

характерен для восстановленных слоев донных отложений. Хорошо выражена рентгеноаморфная фаза, основную долю которой составляет органическое вещество и аморфный (диатомовый) кремнезем, на долю которого приходится до 40% от валового Si [3]. В интервале 40 см обнаружены оксиды марганца (рамсделит) — реликты прошлых окислительных обстановок. В целом, повсеместное обнаружение пирита и местами родохрозита, свидетельствует об активной деструкции ОВ, идущей в восстановительной обстановке.

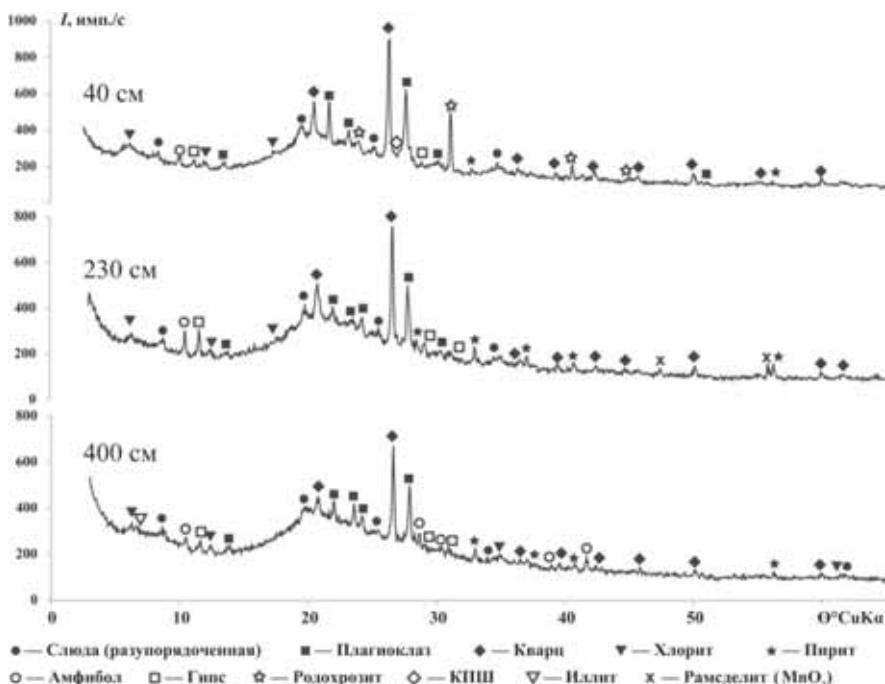


Рисунок 1. Рентгенограммы разных слоев сапропеля оз. Котокель

По данным сканирующей электронной микроскопии – СЭМ (рис. 2), пирит представлен скоплениями микрокристаллов разной морфологии и размерности (1–10 мк) и фрамбоидами (~20 мк). Методом СЭМ обнаружены частицы Mn, как во взвеси фитопланктона, так и в материале сапропеля в виде твердого раствора сидерита и Ca-родохрозита (5–10 мк). В материале сапропеля (в органической матрице) встречаются кристаллы гипса различной размерности (20–40 мк). Обнаружены в большом количестве остатки диатомовых и цист золотистых водорослей в органическом и аллюмосиликатном материале.

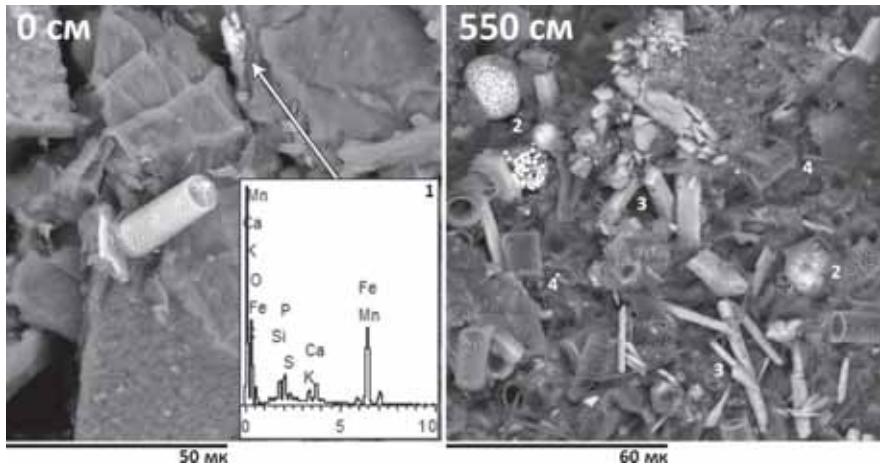


Рисунок 2. Разные участки сапропеля оз. Котокель (взвесь фитопланктона (0 см) и интервал 550 см).

1 – твердый раствор сидерита и Ca-родохрозита, 2 – фромбоидальный пирит, 3 – кристаллы гипса, 4 – остатки диатомовых и цист золотистых водорослей в органическом и алюмосиликатном материале. Микрофотография сканирующего электронного микроскопа (Leo 1430VP) со встроенной системой рентгеновского энергодисперсионного микронализа (ЭДС)

Содержания породообразующих окислов в сапропеле (табл.), включая SiO_2 и Al_2O_3 , по всем горизонтам превосходят отношение их в глинистом сланце [4] и верхней части земной коры [5]. Основным породообразующим окислом является кремний. Его среднее содержание по колонке составляет ~ 25%. Содержания алюминия и железа в сапропеле на уровне 4%, а кальция довольно низкие — около 1%. Высокие содержания железа и низкие кальция являются геохимической особенностью как планктоногенного сапропеля озера Котокель, так и многих планктоногенных сапропелей Южного Прибайкалья [3].

Таким образом, основные породообразующие минералы зольной части сапропеля — это слюда, кварц, плагиоклаз, и хлорит. Кремний в осадке представлен как кварцем, так и аморфным Si в составе раковин диатомовых водорослей (*Aulacoseira granulata*). Повсеместное обнаружение фромбoidalного пирита, а местами Ca-родохрозита и сидерита свидетельствует о восстановительной обстановке и активной деструкции ОВ сапропеля. Высокие содержания железа и низкие кальция являются геохимической особенностью планктоногенного сапропеля озера Котокель.

Таблица. Химический состав донного осадка оз. Котокель (данные приведены на сухое вещество, ППП – потери при прокаливании на воздухе при 900 °С).

Гор-т, см	ППП, %	SiO ₂ , %	Al ₂ O ₃ , %	Fe ₂ O ₃ , %	MgO, %	CaO, %	Na ₂ O, %	K ₂ O, %
0–4	64.96	20.29	4.31	6.51	0.69	0.86	0.55	0.59
44–55	57.83	26.47	5.56	6.00	0.77	0.91	0.72	0.70
88–99	60.66	23.87	5.30	5.85	0.78	1.07	0.70	0.70
143–154	61.01	26.72	3.89	4.34	0.64	1.12	0.46	0.53
200–210	59.99	27.03	4.24	4.48	0.62	1.08	0.55	0.56
230–240	58.06	29.35	4.24	3.67	0.70	1.50	0.59	0.57
270–280	68.54	21.04	3.61	3.05	0.56	1.25	0.49	0.49
300–310	65.01	24.55	3.39	3.52	0.51	0.99	0.43	0.43
340–350	65.11	24.04	3.62	3.22	0.60	1.33	0.50	0.47
380–390	65.31	24.11	3.89	3.01	0.61	1.20	0.53	0.49
Среднее содержание								
	62.7 ±3.6	24.7 ±3	4.2 ±0.7	4.4 ±1.3	0.7 ±0.6	1 ±0.2	0.6 ±0.1	0.5 ±0

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Озеро Котокельское: природные условия, биота, экология. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2013. 340 с.
2. Хаптанов В.Б., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г. Структура водной толщи и донных отложений озера Котокель по данным георадарного зондирования // Вестник СибГАУ. 2013. № 5(51). С. 143–146.
3. Леонова Г.А., Бобров В.А., Мальцев А.Е., Богуш А.А., Кривоногов С.К. Биогеохимия планктоногенного сапропеля озера Котокель (Прибайкалье) // Биогеохимия техногенеза и современные проблемы геохимической экологии: матер. IX междунар. биогеохимич. школы. Барнаул: ООО «Пять плюс», 2015. Т. I. С. 53–56.
4. Li Yuan-hui. Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // Geochim. et. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 3223–3240.
5. Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995. V. 59. № 7. P. 1217–1232.

The mineral composition of the first 4 meters of sapropel of Lake Kotokel was studied. The main rock-forming minerals of the sapropel are mica, quartz, plagioclase, chlorite, pyrite, amphibole, gypsum, feldspar and illite.

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 губа
Ярнышная (Мурманское побережье)**

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

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

**Suspended matter and vertical particle fluxes
in the Jarnischnaja bay (Murmansk coast)**

Ключевые слова: взвешенное вещество, взвешенное органическое вещество, вертикальный поток вещества, «валовой» запас взвеси.

В современной седиментологии общепризнанным считается тот факт, что основная часть взвешенного вещества (ВВ) не выносится из заливов, а отлагается внутри них. Для проверки данного тезиса применительно к фиордообразным заливам Баренцева моря 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). В губе Ярнышная устанавливались пять МСЛ крестообразно (три вкрест и три вдоль профиля оси губы). Постановка МСЛ проводилась в июле–августе 2012–14 гг. (экспозиция 2–3 дня). Постановка МСЛ осуществлялась стандартным способом [1]. МСЛ устанавливалась в 6–8 м от морского дна. После подъема МСЛ флаконы с осадочным веществом отворачивали, добавляли 40% формалин и закрывали крышками. Определение веса вещества проводилось стандартным методом.

Для определения запаса ВВ и ВОВ определяли концентрацию этих компонентов над МСЛ. Для этого с борта резиновой шлюпки пластиковым литровым батометром отбирали пробы морской воды в емкость объемом 6 л (1–2 л для ВВ и 4–5 л – ВОВ). Пробы отбирались на 3–5 горизонтах (поверхностный, придонный и 1–3 промежуточных горизонта (5, 10, 20 м). Концентрации ВВ определялась стандартным способом с точностью до 0.1 мг [1].

Для изучения ВОВ сестона первоначально пробы воды профильтровывались через мельничное сито с диаметром пор 100 мкм, затем пробы объемом 1.5–3 л, фильтровались через стекло-волокнистые фильтры (Labfilter, США) с диаметром пор 1 мкм (gradeB). Фильтры с ВОВ, высущенные при 65°C до постоянного веса, подвергались бихроматному окислению [2, 3]. Полученные концентрации C_{opr} пересчитывались в содержание ВОВ (мг/л)

путем удвоения [4]. Вещество, накопившееся в МСЛ, подвергалось бихроматному окислению, с целью определения органической составляющей вертикального потока вещества.

В течение 3 лет получено 30 проб из МСЛ и проведено 6 определений запаса ВВ и ВОВ в губе, для чего было отобрано 90 проб воды.

Результаты. Как в любом заливе концентрация ВВ в губе распределена неравномерно, как по акватории, так и в толще воды (на любом горизонте концентрация ВВ может изменяться от 3–5% до 1–2 порядков). Подобные явления описаны в фьордах архипелагов Шпицберген, Новая Земля [5–9].

На исследуемой акватории губы концентрации ВВ не превышает 3 мг/л, пространственные (латеральные и вертикальные) изменения концентрации ВВ не превышают 1.5 мг/л (наиболее типичный диапазон 0.4–07 мг/л). Такие концентрации ВВ и диапазон изменений концентраций ВВ типичны и для других губ и заливов Мурманского побережья [10]. Наиболее часто встречаются 2 типа распределения ВВ по вертикали: 1 – постепенное увеличение концентрации ВВ с глубиной; 2 – снижение концентрации ВВ от поверхности к термоклину, с последующим увеличением концентрации ВВ в придонном слое. Данные типы распределения ВВ по вертикали составляют 85–90% (при n=195) от всех вертикальных распределений ВВ в губе Ярнышная.

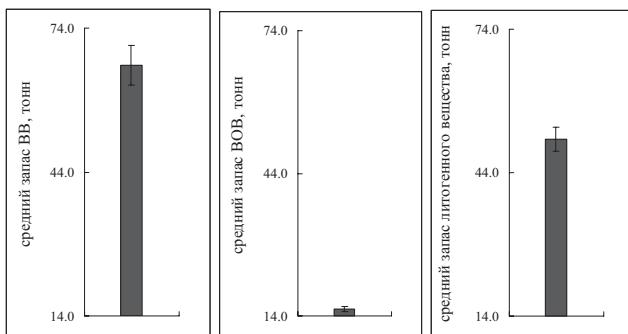


Рисунок 1. Летний запас ВВ, ВОВ и ВЛВ в толще воды губы Ярнышная.

Запас ВВ («валовой») в толще воды определяется тремя факторами: концентрацией ВВ, вертикальным распределением ВВ и глубиной моря. В латеральном направлении, запас ВВ изменяется от сотен миллиграммов над 1 м² дна, в прибрежной зоне, до десятков грамм над 1 м² дна, в осевой части губы. Максимальный запас ВВ в осевой части губы Ярнышной зафиксирован в августе 2012 г. и составил 66 г·м⁻² (около 1.6 г/м³).

По оси губы средние значения запаса ВВ изменяются от 19.3±1.5 г·м⁻² (ВОВ от 4.3 г·м⁻², литогенного вещества (ВЛВ) от 15.1 г·м⁻²) во внешней части губы до 33.8±3.1 г·м⁻² (ВОВ до 6.8 г·м⁻², ВЛВ до 27.1 г·м⁻²) в цен-

тральной части, во внутренней части губы средние значения запаса ВВ – $24.9 \pm 3 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$ (ВОВ – $6.3 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$, ВЛВ – $18.7 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$). Доля ВОВ в среднем составляет 22%, доля ВЛВ в среднем 78%. Вкрест простирания губы наблюдается увеличение значений запаса ВВ: в западном борту с $24.8 \pm 2.6 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$, в восточном с $19.0 \pm 3.6 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$ до $33.8 \pm 3.1 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$ (в осевой части). Запас ВОВ увеличивается (соответственно) с $6.2 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$ и $4.6 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$ до $6.8 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$. Запас ВЛВ увеличивается (соответственно) с $18.6 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$ и $14.4 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$ до $27.1 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$. Доля ВОВ в среднем 24.5%, ВЛВ в среднем $75.5 \pm 3.2\%$.

Таким образом, одной из особенностей ВВ губы Ярнышной является преобладание во ВВ литогенной составляющей над органической (в 3 раза).

Опираясь на полученные данные можно оценить общий запас ВВ (и его компонентов) на изучаемой акватории губы. Так общий запас ВВ в июле-августе 2012–2014 гг. изменялся от 60.5 до 75.5 тонн (в среднем 66.5 ± 4 тонны из них ВОВ – 15.5 тонны, ВЛВ – 51 тонна, рис. 1)

Вертикальный поток осадочного вещества на дно сильно изменяется по акватории губы. В осевой части губы средние значения о потока ВВ составляют: внутренняя часть – $0.46 \pm 0.14 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (ВОВ 0.09 ± 0.03 , ВЛВ $0.36 \pm 0.16 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$); центральная часть – $4.92 \pm 1.12 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (ВОВ 0.45 ± 0.10 , ВЛВ $4.59 \pm 1.34 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$); внешняя часть – $1.59 \pm 0.51 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (ВОВ 0.29 ± 0.16 , ВЛВ $1.45 \pm 0.54 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$). Доля ВОВ в среднем 16%, ВЛВ – 84%. В западном борту среднее значение вертикального потока ВВ составляет $2.18 \pm 0.42 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (ВОВ 0.21 ± 0.03 , ВЛВ $2.10 \pm 0.38 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$), в восточном – $0.68 \pm 0.24 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (ВОВ 0.18 ± 0.09 , ВЛВ $0.62 \pm 0.21 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$). Доля ВОВ в среднем $13.5 \pm 3.2\%$, ВЛВ – $86.5 \pm 3.2\%$.

Таким образом, в составе вещества участвующим в вертикальном потоке в губе Ярнышная преобладает ВЛВ (ВОВ оседает в 3-10 раз меньше).

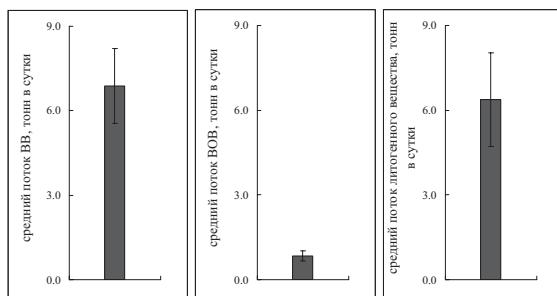


Рисунок 2. Летний вертикальный поток ВВ, ВОВ и ВЛВ в губе Ярнышная.

Опираясь на полученные данные можно оценить общий вертикальный поток ВВ (и его компонентов) на изучаемой акватории губы. Так в июле-августе 2012–2014 гг. оседало на дно от 5.2 до 8.5 тонн ВВ в сутки (в среднем 6.9 ± 1.3 тонны из них ВОВ – 0.8 ± 0.2 , ВЛВ – 6.4 ± 1.7 , рис. 2).

Сравнение «валовых» запасов ВВ, ВОВ и ВЛВ с их количеством, осевшим в МСЛ (рис. 1, 2), позволяет определить долю каждого компонента ВВ участвующего в осадконакоплении (рис. 3). В губе Ярнышной доля осаждающегося ВВ не превышает 25% от общего запаса. В среднем осаждается $7.5 \pm 1.2\%$ ВВ (1.5–24.9%), $4.4 \pm 1.1\%$ ВОВ (1.4–7%) и $8.8 \pm 3.0\%$ ВЛВ (2–17%). Во внутренней части губы осаждается в среднем $1.8 \pm 0.5\%$ ВВ (ВОВ – 1.4%, ВЛВ – 1.9%), во внешней – $8.1 \pm 2.6\%$ ВВ (ВОВ – 6.5%, ВЛВ – 9.5%), в центре котловины – $15.1 \pm 3.9\%$ ВВ (ВОВ – 6.5%, ВЛВ – 17%). В западном борту губы осаждается $8.7 \pm 1.2\%$ ВВ (ВОВ – 3.5%, ВЛВ – 11.5%), в восточном – $4.1 \pm 1.2\%$ ВВ (ВОВ – 3.9%, ВЛВ – 4.3%).

Таким образом, ВОВ не участвует в осадконакопление, оно, вероятно, утилизируется в процессе осаждения. Внутренняя область и восточный борт – области транзита вещества, в западном борту и внешнем ригеле $^{1/10}$ часть вещества выводится из круговорота, но всегда более 80% вещества не осаждается. Максимальное осадконакопление происходит в осевой части котловины, где может выводиться до $\frac{1}{4}$ от общего запаса ВВ.

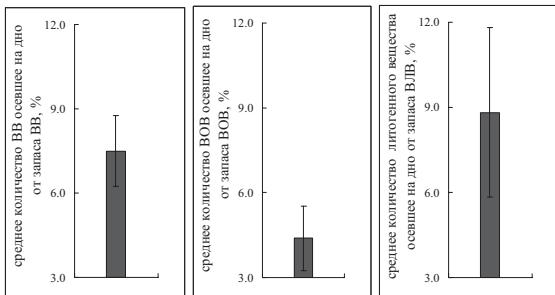


Рисунок 3. Доля осаждаемого ВВ, ВОВ и ВЛВ в губе Ярнышной.

Следовательно, более 75% вещества, находящегося во взвешенном состоянии, не участвует в вертикальном потоке, но выносится ли она из губы? Расчет «чистого» запаса ВВ в придонном горизонте и горизонтального потока ВВ под действием приливоотливных течений позволяет оценить количество ВВ перемещающегося вглубь заливов в приливную фазу и в открытую акваторию моря в фазу отлива. Так в губе Ярнышная за полный приливоотливный цикл (12 ч), в сторону открытой акватории моря перемещается 9–10% ВВ, что в 2–3 раза больше чем осаждается за сутки. Тогда можно предположить, что в настоящее время в заливах Мурманского побережья преобладает процесс выноса ВВ в открытую акваторию моря.

Остается одна нерешенная проблема – запас ВВ (в конкретном заливе, в конкретный сезон года) величина достаточно постоянная, при расходе ВЛВ $6 \text{ т} \cdot \text{сут}^{-1}$, поставка ВВ абразией, аллювиальным стоком и эоловым путем $0.5 \text{--} 0.75 \text{ т} \cdot \text{сут}^{-1}$. Плоскостным смыслом может быть поставлено $1.5 \text{ т} \cdot \text{сут}^{-1}$ при модуле твердого стока $1.75 \text{ т} \cdot \text{км}^{-2} \cdot \text{г}^{-1}$ (модуль ручья Ярнышный) и скорости понижения суши $0.71 \text{ мкм} \cdot \text{г}^{-1}$ [10]. Тогда общий дефицит литогенного вещества – $3.5 \text{--} 4 \text{ т}$ (около 60% от вертикального потока литогенного вещества).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Митяев М.В., Герасимова М.В. Современные экзогенные процессы. Карельский берег Кандалакшского залива Белого моря. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2010. 102 с.
2. Гигиняк Ю.Г. Калорийность водных беспозвоночных животных // Общие основы изучения водных экосистем. Л. 1979. С. 43–57.
3. Остапенко А.П. Калорийность вещества тела водных организмов и методы её определения // Методы определения продукции водных животных. Минск. 1968. С. 26–38.
4. Скопинцев Б.А. Органическое вещество в природных водоемах // Труды ГОИН. 1950. Вып. 7 (9). С. 1–290.
5. Герасимова М.В. Корсун С.А. Концентрация взвеси в приледниковых водах Северного острова Новой Земли // Научный отчет экспедиции ММБИ "Янсугорск-95" Морские биологические и геологические исследования у ледников Новой Земли и в желобе Святой Анны. Апатиты, 1996. С. 27–29.
6. Медведев В.С., Потехина Е.М. Количественное распределение и особенности динамики взвеси в юго-восточной части Баренцева моря // Океанология. 1986. Т. 26. № 4. С. 639–645.
7. Митяев М.В., Погодина И.А., Герасимова М.В. Фациальная изменчивость современных отложений в заливе Хорнсунн, Западный Шпицберген // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 5. С. 465–471.
8. 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.
9. 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.
10. Митяев М.В. Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2014. 226 с.

The investigations of synchronous determination of gross suspended organic and mineral particulate matter standing crop so as vertical sedimentary matter flow were fulfilled in the different areas of the Jarnischnaja bay (Murmansk coast). It was revealed in the course of these investigations that in the bay the seston organic component don't take part in sedimentation and practically completely is utilized during precipitation, but the main part of mineral matter is carrying out of the bay. The gross standing crop of suspended matter and it's components in the water column is estimated so as sedimentary substance total flow onto the bottom in the Jarnischnaja bay (Murmansk coast).

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

(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)

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

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

Suspension and vertical particle fluxes in Chupabay (Karelian-coast)

Ключевые слова: взвешенное вещество, взвешенное органическое вещество, вертикальный поток вещества, «валовой» запас взвеси.

В современной седиментологии общепризнанным считается тот факт, что основная часть взвешенного вещества (ВВ) не выносится из заливов, а отлагается внутри них. Для проверки данного тезиса, применительно к фиордообразным заливам Белого моря, 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). В губе Чупа устанавливались семь МСЛ (5 крестообразно: 3 поперек, 3 вдоль оси и 2 в бухтах губы). МСЛ устанавливались в июне, июле и сентябре 2013–14 гг. (с экспозицией 2–7 дней).

Постановка МСЛ и определение веса вещества осуществлялось стандартными способами [1]. После подъема МСЛ флаконы с осадочным веществом отворачивали, добавляли 40% формалин и закрывали крышками.

Для определения запаса ВВ и ВОВ определяли концентрацию этих компонентов над МСЛ. Для этого с борта резиновой шлюпки батометром отбирали пробы морской воды объемом 6 литров. Пробы отбирались на 3–5 горизонтах (поверхностный, придонный и 1–3 промежуточных (5, 10, 20 м). Концентрации ВВ определялась на весах с точностью до 0.1 мг [1].

Для изучения ВОВ сестона первоначально пробы воды профильтровывались через мельничное сито с диаметром пор 0.1 мм, затем 1.5–3 л. пробы, фильтровались через стекло-волокнистые фильтры (Labfilter, США) с диаметром пор 1 мкм (gradeB). Фильтры с ВОВ, высущенные при 65°C до постоянного веса, подвергались бихроматному окислению [2, 3]. Полученные концентрации C_{opr} пересчитывались в содержание ВОВ (мг/л) путем удвоения [4]. Вещество, накопившееся в МСЛ, подвергалось бихроматному окислению, с целью определения органической составляющей потока вещества.

В течение 2 лет получено 43 пробы из МСЛ, проведено 7 определений запаса ВВ и ВОВ, для чего было отобрано 136 проб воды.

Результаты. Как в любом заливе концентрация ВВ в губе распределена неравномерно, как по акватории, так и в толще воды (на любом горизонте концентрация ВВ может изменяться от 3–5% до 1–2 порядков). Подобные явления описаны в фиордах архипелагов Шпицберген, Новая Земля [5–8].

На исследуемой акватории губы концентрации ВВ не превышала 2 мг/л, пространственные изменения концентрации ВВ не превышали 1 мг/л (наиболее типичный диапазон 0.3–0.5 мг/л). В толще воды ВВ распределено следующим образом: от поверхности ко дну сперва происходит снижение концентрации ВВ, с последующим увеличением в придонном слое.

Запас ВВ («валовой») в толще воды определяется тремя факторами: концентрацией ВВ, вертикальным распределением ВВ и глубиной моря. В латеральном направлении, запас ВВ изменяется от сотен мг– у бортов губы, до десятков грамм над 1 м² дна – в осевой части губы. Максимальный запас ВВ в осевой части губы зафиксирован в мае 2012 г. и составил 68.9 г·м⁻².

По оси губы средние значения запаса ВВ изменяются от 30.2±2.9 г·м⁻² (ВОВ – 15.9±2.6, литогенного вещества (ВЛВ) – 14.3±2.2) во внешней части до 36.1±3.8 г·м⁻² (ВОВ – 17.0±2.3, ВЛВ – 19.1±3.2) в центральной части губы. Минимальные значения запаса ВВ фиксируются во внутренней части – 18.5±1.1 г·м⁻² (ВОВ – 10.4±1.0, ВЛВ – 8.1±0.7). Доля ВОВ в среднем 52±2.5% (31–70%), ВЛВ в среднем 48±2.5% (30–69%).

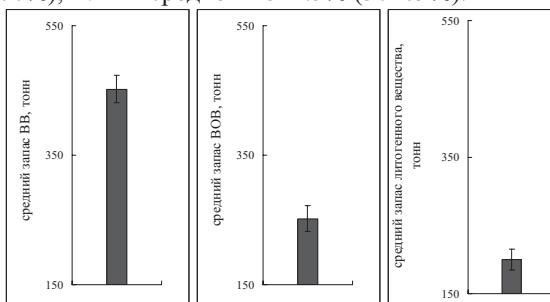


Рисунок 1. Летне-осенний запас ВВ, ВОВ и ВЛВ в толще воды.

Поперек простирания губы наблюдается увеличение средних значений запаса ВВ: в северном борту с 17.9±2.0 г·м⁻² (ВОВ – 10±0.9, ВЛВ – 7.9±1.5), в южном с 21.3±2.8 г·м⁻² (ВОВ – 10.4±0.9 г·м⁻², ВЛВ – 10.9±2.6 г·м⁻²) до 30–36 г·м⁻² (в осевой части). Доля ВОВ в среднем 54.6±3.9%, ВЛВ – 45.4±3.9%. В бухтах средний запас ВВ изменяется от 11.1±1.3 до 19.1±2.6 г·м⁻² (ВОВ от 6.1±0.8 до 11.2±1.5 г·м⁻², ВЛВ от 5.1±1.2 до 7.9±1.5 г·м⁻²). Доля ВОВ в среднем 57.9±3.8%, ВЛВ – 42.3±3.9%.

Таким образом, в составе ВВ губы Чупа преобладает органическая составляющая над литогенной (на 9–10%).

Опираясь на полученные данные можно оценить общий запас ВВ (и его

компонентов) на изучаемой акватории губы. Так общий запас ВВ в июне–сентябре 2013–2014 гг. изменялся от 405 до 510 тонн (в среднем 450 ± 21 тонны из них ВОВ – 252 ± 20 тонн, ВЛВ – 210 ± 18 тонн, рис. 1)

Вертикальный поток осадочного вещества изменяется по акватории губы. Так в осевой части средние значения вертикального потока ВВ составляют: внутренняя часть – $3.14 \pm 0.29 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (ВОВ 0.27 ± 0.06 , ВЛВ $2.87 \pm 0.26 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$); центральная – $3.33 \pm 0.26 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (ВОВ 0.30 ± 0.04 , ВЛВ $3.03 \pm 0.25 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$); внешняя – $0.99 \pm 0.10 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (ВОВ 0.13 ± 0.03 , ВЛВ $0.86 \pm 0.10 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$). Доля ВОВ $10.5 \pm 1.5\%$, ВЛВ – $89.5 \pm 1.5\%$. В северном борту значения потока ВВ составляют $0.78 \pm 0.13 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (ВОВ 0.10 ± 0.02 , ВЛВ $0.68 \pm 0.12 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$), в южном – $0.39 \pm 0.09 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (ВОВ 0.04 ± 0.01 , ВЛВ $0.35 \pm 0.09 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$). Доля ВОВ в среднем $11.9 \pm 1.8\%$, ВЛВ – $88.1 \pm 1.8\%$. В бухтах поток ВВ составляет $0.24 - 0.53 \pm 0.11 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (ВОВ $0.04 - 0.1 \pm 0.02 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, ВЛВ $0.20 - 0.44 \pm 0.09 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$). Доля ВОВ $16.2 \pm 1.2\%$, ВЛВ – $83.9 \pm 1.2\%$.

Таким образом, в губе Чупа в составе вертикального потока вещества ведущая роль принадлежит ВЛВ (ВОВ отлагается в 5–10 раз меньше).

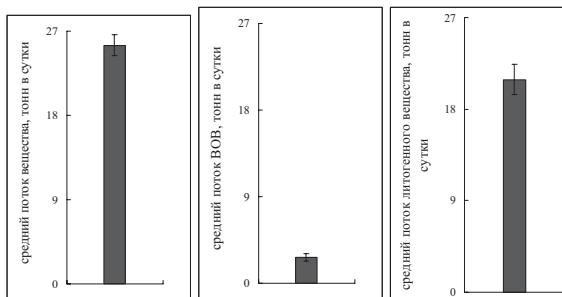


Рисунок 2. Летне-осенний вертикальный поток ВВ, ВОВ и ВЛВ.

Опираясь на полученные данные можно оценить общий вертикальный поток ВВ на изучаемой акватории губы. Так в июне–сентябре 2013–2014 гг. оседало на дно от 21 до 27 тонн ВВ в сутки (в среднем 25.5 ± 1.1 тонны в сутки из них ВОВ – 2.7 ± 0.4 , ВЛВ – 22.5 ± 0.8 , рис. 2).

Сравнение «валовых» запасов ВВ, ВОВ и ВЛВ с их количеством, осевшим в МСЛ (рис. 1, 2), позволяет определить долю каждого компонента ВВ участвующего в осадконакопление (рис. 3). Так в губе доля осаждающегося вещества не превышает 25% от запаса ВВ. В среднем осаждается $7 \pm 1\%$ ВВ ($1-23.7\%$), $1.4 \pm 0.3\%$ ВОВ ($0.2-4.5\%$) и $11 \pm 1\%$ ВЛВ ($1.3-43.6\%$). Во внутренней части осаждается в среднем $17.1 \pm 1.7\%$ ВВ (ВОВ – $2.6 \pm 0.6\%$, ВЛВ – $35.5 \pm 2.2\%$), во внешней – $3.3 \pm 0.3\%$ ВВ (ВОВ – $0.8 \pm 0.1\%$, ВЛВ – $6.4 \pm 1\%$), в центре – $9.7 \pm 1.3\%$ ВВ (ВОВ – $1.8 \pm 0.2\%$, ВЛВ – $17.6 \pm 2.9\%$). В северном борту – $4.3 \pm 0.5\%$ ВВ (ВОВ – $1 \pm 0.2\%$, ВЛВ – $9 \pm 0.8\%$), в южном – $2.1 \pm 0.6\%$ ВВ

(ВОВ – $0.4 \pm 0.1\%$, ВЛВ – $4.5 \pm 1.5\%$). В бухтах – $2.2 \text{--} 2.9 \pm 0.5\%$ ВВ (ВОВ – $0.6 \text{--} 0.8 \pm 0.2\%$, ВЛВ – $5.2 \text{--} 6.5 \pm 1.5\%$). Тогда, ВОВ не участвует в осадконакопление, и, вероятно, утилизируется в процессе осаждения. Внешняя область, борта и бухты – области транзита ВВ, внутренняя часть – до $\frac{1}{4}$ ВВ выводится из круговорота. В центре осаждается до 15% от запаса ВВ (рис. 4).

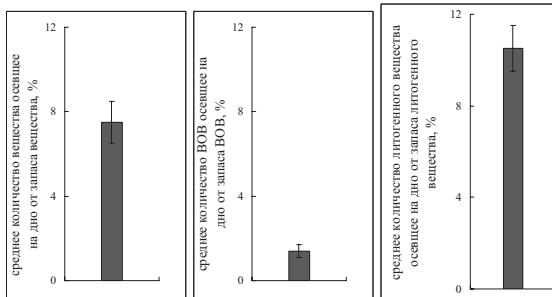


Рисунок 3. Доля ВВ, ВОВ и ВЛВ осаждающегося на дно от их запаса.

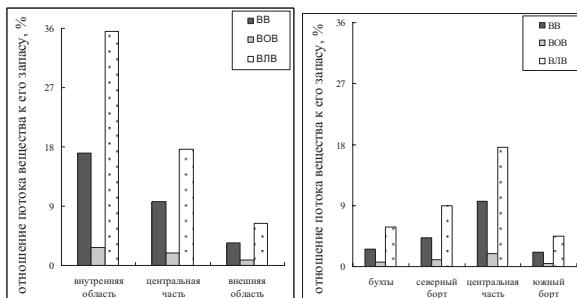


Рисунок 4. Изменение доли осаждаемого ВВ, ВОВ и ВЛВ по акватории губы.

Таким образом, более 75% ВВ не участвует в вертикальном потоке, но выносится ли она из губы? Расчет «чистого» запаса ВВ в придонном горизонте и горизонтального потока ВВ под действием приливоотливных течений позволяет оценить количество ВВ перемещающегося вглубь заливов в приливную фазу и в открытую акваторию моря в фазу отлива. Так в губе за полный приливоотливный цикл (12 часов), в сторону открытой акватории моря перемещается в среднем $7 \pm 1.5\%$ ВВ, что сопоставимо с количеством ВВ осаждающегося во внутреннем и центральном районах и 4–5 раз больше чем во внешней части. Тогда можно утверждать, что в настоящее время в губе преобладает процесс выноса ВВ в открытую акваторию моря.

Остается одна нерешенная проблема – запас ВВ (в конкретном заливе в конкретный сезон года) величина довольно постоянная, при летне-осеннем расходе ВЛВ в 22.5 т в сутки, поставку вещества абразией, аллювиальным стоком и эоловым путем можно оценить в 7.5–9 т в сутки. Плоскостным

смывом может быть поставлено недостающие 15 т, если принять модуль твердого стока равный $30 \text{ т} \cdot \text{км}^{-2} \cdot \text{г}^{-1}$ (мене 20% от среднего модуля рек мира) и скорость понижения суши в $65 \text{ мкм} \cdot \text{г}^{-1}$ (средний смыв с поверхности суши 0.12 мм/г) [9]. Но у водотоков губы Чупа модуль твердого стока $0.6\text{--}2 \text{ тонн} \cdot \text{км}^{-2} \cdot \text{г}^{-1}$ [1], что дает дефицит ВЛВ в $10\text{--}12 \text{ т}$ (около 45% от вертикального потока ВЛВ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Митяев М.В., Герасимова М.В. Современные экзогенные процессы. Карельский берег Кандалакшского залива Белого моря. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2010. 102 с.
2. Гигиняк Ю.Г. Калорийность водных беспозвоночных животных // Общие основы изучения водных экосистем. Л. 1979. С. 43–57.
3. Остапеня А.П. Калорийность вещества тела водных организмов и методы её определения // Методы определения продукции водных животных. Минск. 1968. С. 26–38.
4. Скопинцев Б.А. Органическое вещество в природных водоемах // Труды ГОИН. 1950. Вып. 7 (9). С. 1–290.
5. Герасимова М.В. Корсун С.А. Концентрация взвеси в приледниковых водах Северного острова Новой Земли // Научный отчет экспедиции ММБИ "Ясногорск-95" Морские биологические и геологические исследования у ледников Новой Земли и в желобе Святой Анны. Апатиты, 1996. С. 27–29.
6. Медведев В.С., Потехина Е.М. Количественное распределение и особенности динамики взвеси в юго-восточной части Баренцева моря // Океанология. 1986. Т. 26. № 4. С. 639–645.
7. Митяев М.В., Погодина И.А., Герасимова М.В. Фациальная изменчивость современных отложений в заливе Хорнсунн, Западный Шпицберген // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 5. С. 465–471.
8. 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.
9. Гордеев В.В. Геохимия системы река-море. М.: И.П. Матушкина И.И., М.: 2012. 452 с.

The investigations of synchronous determination of gross suspended organic and mineral particulate matter standing crop so as vertical sedimentary matter flow were fulfilled in the different areas of the ChupaBay (Karelian coast). It was revealed in the course of these investigations that in the bay the seston organic component don't take part in sedimentation and practically completely is utilized during precipitation, but the main part of mineral matter is carrying out of the bay. The gross standing crop of suspended matter and it's components in the water column is estimated so as sedimentary substance total flow onto the bottom in the Chupa Bay.

**Немировская И.А., Реджепова З.Ю., Новигатский А.Н.,
Дара О.М.**

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

**Органические соединения в барьерной зоне
вода–атмосфера**

**Nemirovskaya I.A., Redzhepova Z.U., Novigatsky A.N.,
Dara O.M.**

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

Organic compound in barrierzones of the water-atmosphere

Ключевые слова: аэрозоли, поверхностные воды, взвесь хлорофилл, углеводороды

Одним из главных достижений океанологии является установление многообразия, которое опровергло концепцию «гомогенизированного океана». Барьерные зоны относятся к числу наиболее интересных явлений в океане, так как здесь резко возрастают пространственные градиенты основных термодинамических характеристик по сравнению с их фоновым распределением. На геохимическом барьере вода–атмосфера эоловый материал смешивается с водной взвесью и включается в осадочные процессы в океане, то есть в вертикальные и горизонтальные потоки. Концентрируя взвесь в зонах конвергенции, фронтальные разделя не могут не влиять на осадкообразование.

В данном сообщении приводятся данные по взвеси и органических соединений (ОС) во взвеси – $C_{\text{орг}}$, липидов, углеводородов (УВ), и фитопигментов – хлорофилла «а» (хл«а») и феофитина «а» (фео «а»), в барьерной зоне атмосфера – вода на квазимиридиональном разрезе от южной оконечности Южной Америки (п. Ушуайя) до Балтийского моря (п. Гданьск) в марте–мае 2015 г.

При движении судна на север из п. Ушуайя при юго-восточном ветре происходило последовательное увеличение количества аэрозолей с максимумом в заливе Эль-Ринкон на рейде порта Бая-Бланка. Здесь количество частиц $> 0.3 \text{ мкм}$ колебалось в диапазоне от 2200 до 44987 (в среднем 38313) частиц в литре. Меньшая изменчивость характерна для частиц размером 0.3–1 и 1–5 мкм. Минимум аэрозолей был зафиксирован на 14° ю.ш. В северном полушарии увеличение количества частиц происходило в аридной области 4° – 15° с.ш. Максимальное количество аэрозолей установлено в узком участке пролива Па-де-Кале, где достигло – 111239 частиц/л. Сравнительно низкие концентрации (28518 частиц/л) приурочены к прибрежной части Гданьской бухты. Гранулометрический состав аэрозолей и количество частиц в них изменяется скачкообразно и в широких пределах. Однако во всех пробах доминировала фракция >0.3 –1 мкм. При этом в южном по-

пушарии на долю этой фракции приходилось 80% от суммы частиц. Концентрация частиц 1–5 мкм составила 12.5%, а для частиц >5 мкм – всего 2.5%. В отдельных районах, особенно в северном полушарии, частицы, превышающие 5 мкм, отсутствовали (пролив Ла-Манш).

При отборе проб сетевым методом повышенные концентрации так же, приурочены к области влияния потоков аэрозолей из Патагонии в южной части разреза (до 5.832 мкг/м³), а максимальные – к области влияния потоков из африканских пустынь (до 19.890 мкг/м³, рис. 1а).

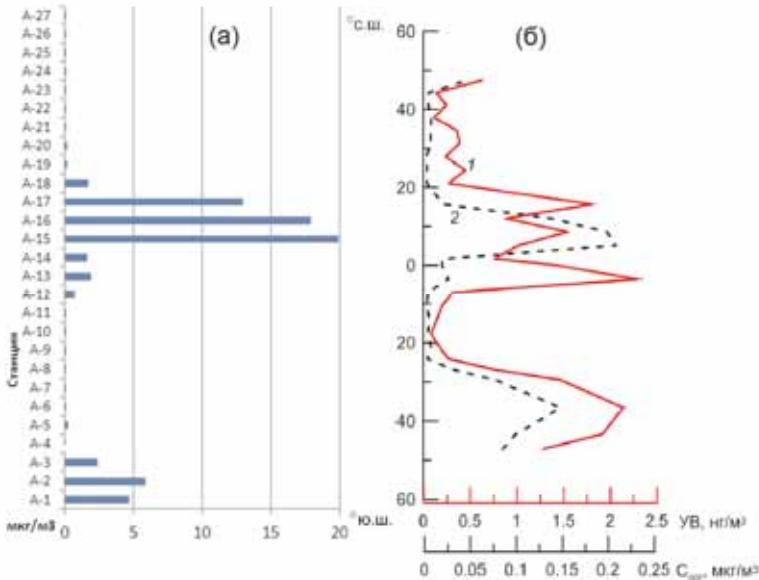


Рисунок 1. Распределение концентраций аэрозолей в приводном слое атмосферы, собранных сетевым методом (а) и распределение в них концентраций алифатических углеводородов (1) и С_{опр} (2) .

Наиболее низкое содержание аэрозолей установлено в южном полушарии при смене направления ветра (0.012 мкг/м³) и после дождя при подходе к проливу Ла-Манш (0.015 мкг/м³). В составе золового материала содержание аэрозолей хорошо коррелирует с содержанием ОВ: $r(C_{опр}-\text{аэр.})=0.92$ ($n=27$). Хуже связи между содержаниями аэрозолей, С_{опр} и алифатических углеводородов (АУВ): $r(\text{аэр}-\text{АУВ})=0.38$, $r(C_{опр}-\text{АУВ})=0.58$. В составе аэрозолей в районе Южной Америки и возле берегов Европы обнаружены сферы сгорания. Доля С_{опр} колебалась от 1 до 35%, так как основу аэрозолей составляет литогенное вещество. Доля АУВ еще ниже – 0.0001–2.02%, 0.28–7.2% от С_{опр}. Терригенный характер АУВ подтверждает состав алка-

нов, где значения индекса нечетности (отношение нечетных к четным алканам в высокомолекулярной области – CPI)>8 и низкое отношение легких к тяжелым гомологам – 0.02. Еще ниже в аэрозолях содержание хл «а» ($2.7 \cdot 10^{-7}$ – 0.001 нг/м³), а в составе $C_{\text{опр}}$ – $1.13 \cdot 10^{-5}$ –0.0017%. Максимум содержания хл «а» установлен в самой южной пробе, а затем их концентрации резко снижались. Только в аридной области происходило увеличение их концентраций: пробы А-17 – 0.000388 нг/м³. Связь в распределении аэрозолей и хл «а» отсутствовала ($r=0.28$). Доля фено «а» в составе хл «а» достигала 99.8%, что может указывать на высокую степень преобразования ОВ.

В поверхностных водах на этом разрезе не наблюдалось непосредственной связи в распределении концентраций изучаемых компонентов с аэрозолями в приводном слое. Наиболее динамично изучаемые ОС и взвесь варьировали в маргинальном фильтре р. Рио-Колорадо и возле берегов Европы, в Северном и Балтийском морях (рис. 2). При подходе к заливу Эль-Ринкон, так же как при выходе из залива, содержание взвеси изменялось в 13.7–18 раз (максимум – 9.5 мг/л). В меньшей степени изменились концентрации для хл «а» (в 3 раза до 2.48 мкг/л) и АУВ (в 2 раза, до 15 мкг/л), что обусловлено влиянием биогенных компонентов взвеси. Поэтому в составе пигментов доля фено «а» не превысила 50%, а в составе алканов в противоположность аэрозолям доминировали легкие гомологи.

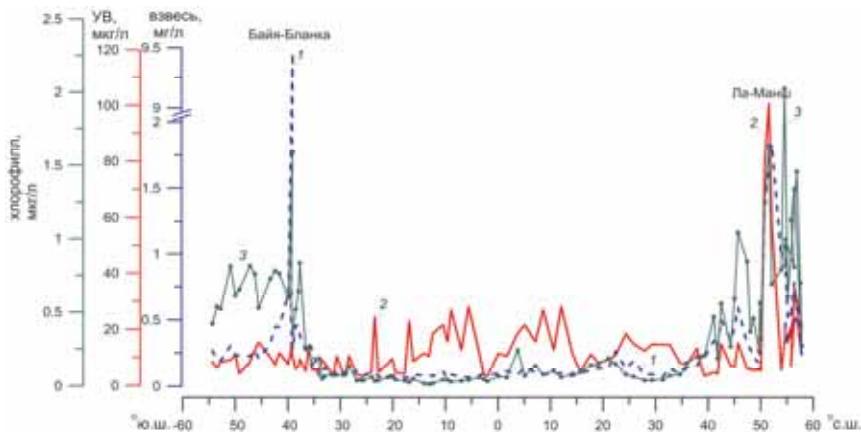


Рисунок 2. Распределение в поверхностных водах на квазимиридиональном разрезе через Атлантический океан концентраций взвеси (1), АУВ (2) и хл «а» (3).

При движении судна от зал. Эль Ринкон на север в олиготрофных водах Бразильского течения содержание взвеси и ОС было низким и непревышало фоновых значений: взвесь – 0.10 мг/л, хл «а» – 0.14 мкг/л, а АУВ – 12 мкг/л. Во фронтальной зоне Южного Пассатного течения (5–6°ю.ш.) ло-

кальный максимум концентрации взвеси (до 0.45 мг/л), привел к росту содержания хл «а» (до 0.812 мкг/л) и АУВ (до 15 мкг/л). В этой области атмосферные аэрозоли становятся единственным терригенным материалом, поступающим в поверхностные воды. По мере понижения температуры воды, концентрации ОС оставались практически постоянными. В открытых водах Атлантики содержание хл «а» и взвеси изменялись практически синхронно: $r(\text{вз.}--\text{хл})=0.86$ ($n=65$), так как их формирование обусловлено в основном продуктивностью вод. Маршрут 47 рейса НИС «Академик Иоффе» отличался от предыдущих тем, что судно прошло западнее о-вов Зеленого мыса и Канарских, не по обычным судоходным путям, и не был захвачен Канарский апвеллинг. Поэтому не происходило увеличение концентраций изучаемых соединений в поверхностных водах в области 30° с.ш.

При подходе к проливу Ла-Манш и в самом проливе наблюдалась сильная изменчивость в концентрациях ОС и взвеси (рис. 2). Здесь корреляционные связи между параметрами отсутствовали: $r(\text{вз.}--\text{хл})=0.146$, $r(\text{хл}--\text{АУВ})=0.132$ ($n=18$), так как взвесь в значительной степени состояла из минеральных частиц. Концентрации АУВ (5.2–106, в среднем 49.6 мкг/л) превышали в отдельных пробах ПДК для нефтяных УВ – 50 мкг/л. Напротив, в Северном и Балтийском морях, несмотря на интенсивное судоходство и наличие нефтяных вышек, средняя концентрация АУВ снизилась до 19.0 мкг/л и практически совпала с содержанием АУВ в мае 2014 г. – в среднем 22 мкг/л. В тоже время концентрации хл «а» оказались сравнительно высокими – в среднем 0.737 мкг/л, что обусловлено повышенной продуктивностью вод Северного и Балтийского морей.

В заключении необходимо отметить, что в результате попутных исследований по маршруту судна на трансатлантическом разрезе получены новые данные о концентрациях осадочного вещества в приводном слое атмосферы и в поверхностных водах от атлантического сектора Южного океана до северных районов Атлантики. Подобные исследования, но в меньшем объеме проводили 10 лет назад в 2005 г. в 20 рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов». Циркумконтинентальная зональность проявляется в уменьшении количества аэрозолей при удалении в открытые воды Атлантики. Однако главную роль в распространении золового материала играет атмосферная циркуляция. Наши данные по счетным концентрациям и по потокам (до 34.4 мг/м²/сут для аэрозолей) превысили результаты, полученные ранее, где потоки аэрозолей в аридной области достигали 20 мг/м²/сут. В апреле 2005 г. повышенное содержание частиц установлено в области 5–9° с.ш., а согласно нашим данным область повышенных концентраций расширилась до 15 с.ш.

Прямые исследования количественного распределения, состава и свойств золового вещества при пересечении климатических зон показало, что главное значение для них имеют не пески, а тонкие алевриты и пелиты, поступающие под влиянием дальнего переноса. Контрастный по своему

минеральному составу золовый материал, собранный в 47 рейсе НИС «Академик Иоффе», отражает все разнообразие питающих его провинций. Впервые мы смогли отобрать и проанализировать аэрозоли, поступающие в южные районы из Патагонии. В умеренном поясе южного полушария выявлены устойчиво высокие концентрации нерастворимых аэрозолей ($\text{мкг}/\text{м}^3$) при западном, юго-западном направлении ветров при постоянном минимуме аэрозольной оптической толщины атмосферы в этом районе по спутниковым данным сканера цвета AquaMODIS.

В поверхностных водах синхронное изменение концентраций взвеси и ОС происходит только в районах, где источник этих соединений близкий. При наличии различных источников зависимости в их распределении отсутствуют. В частности в устье р. Рио-Колорадо содержание АУВ составило всего 1.5 $\text{мкг}/\text{мг}$ взвеси, а в проливе Ла-Манш – 22.9 $\text{мкг}/\text{мг}$ взвеси. Пролив Ла-Манш можно отнести к области Мелкомасштабное увеличение концентраций АУВ в проливе Ла-Манш, скорее всего, обусловлено нефтяным загрязнением. В 2010 г. подобное увеличение концентраций АУВ было установлено в Северном и Балтийском морях, а в 2012 г – на шельфе Пиренейского п-ова.

Участие в рейсе и обработка материалов выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 14–50–00095. Интерпретация данных проведена в рамках Государственного задания ИО РАН на 2015–2017 гг. по теме № 0149–2014–0038.

Results of new research from the vessel on the transatlantic section: new data on concentrations of sedimentary material in the surface layer of the atmosphere and surface waters from the Atlantic sector of the Southern Ocean to the northern regions of the Atlantic are presented. Large concentrations of aerosols were done to the area of influence of flows from Patagonia in the southern part of the section (up to $5.832 \mu\text{g}/\text{m}^3$) and the maximum – to the area of influence flows from African deserts ($19.890 \mu\text{g}/\text{m}^3$). The surface waters concentrations of particulate matter and of the organic compounds changes synchronously only in areas where the source of these compounds is closed. The dependence in their distribution when the various sources occur is absent. The most dynamically changes of the organic compounds' and suspended matter's concentrations were found in the marginal filter of the Rio Colorado River and near the coasts of Europe, in the North and Baltic seas.

Паутова Л.А.¹, Демидов А.Б.¹, Гагарин В.И.¹, Силкин В.А.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, е-

mail:larisapautova@ocean.ru,²Южное отделение Института океанологии РАН, Ге-
ленджик)

Вертикальная структура летнего фитопланктона моря Ирмингера (Северная Атлантика)

Pautova L.A.¹, Demidov A.B.¹, Gagarin V.I.¹, Silkin V.A.²

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

²Southern Department of P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Gelendjik)

The vertical structure of the summer phytoplankton of Irminger Sea (North Atlantic)

Ключевые слова: фитопланктон, море Ирмингера, видовая структура, диатомовые, кокколитофориды, динофлагелляты

Установлены общие закономерности в вертикальном распределении летнего фитопланктона над склоновыми участками глубоководных впадин во внутренних морях и открытых океанических системах. Впервые показано, что сложная видовая и пространственная структура летнего планкtonного фитоцена над впадиной моря Ирмингера (западная часть Северной Атлантики) объясняется не только взаимодействием трех водных масс, но и процессами, аналогичными каскадингу в Каспийском море [1, 2]. Они обуславливают смещение нижней границы биотопа фитоцена до 500-метровой глубины.

Исследования, проведенные в июле 2013–2014 гг. (41 и 44 рейсы НИС «Академик Иоффе») показали, что в западной части Северной Атлантики (широтный разрез по 59°30' с.ш. к южной оконечности Гренландии) в летний период в составе фитопланктона одновременно функционируют два сообщества – «тепловодное» с доминированием мелких флагеллят и кокколитофорид (слой 0–30 м и 0–45 м, 2013 и 2014 гг. соответственно) и холодноводное с доминированием диатомей арктического комплекса (слой 80–350 м и 50–480 м, 2013 и 2014 гг. соответственно). Хлорофиллсодержащие клетки водорослей фиксировались до глубины 480 м как в районе склона и свала глубин, так и в центральной глубоководной части моря Ирмингера. В составе фитоцена определены 52 вида планкtonных водорослей из 7 систематических групп – диатомовые, динофлагелляты, кокколитофориды, криптомонадовые, золотистые, зеленые и синезеленые водоросли, которые встречались по всей исследованной толще воды. В «тепловодном» сообществе у поверхности воды наибольшей численности достигали мелкие флагелляты неустановленной систематической принадлежности (до 1.7×10^6

кл/л), мелкие пеннатные диатомеи из рода *Navicula* (до 1.0×10^4 кл/л, июль 2013 г., глубоководная часть разреза), а также крупные гетеротрофные динофлагелляты *Gyrodinium lachryma* и *Gymnodinium sp.* (1.5×10^4 кл/л, воды склона, июль 2014 г.). Кокколитофориды (*Emiliania huxleyi*, до 1.0×10^5 кл/л) были многочисленны в слое сезонного термоклина на глубинах от 11 до 30 м. Криптомонады давали вспышку у нижней границы сезонного термоклина. В целом, основная масса фитопланктона была сосредоточена в верхнем 30–45-метровом слое воды (верхний перемешанный слой и слой сезонного термоклина), ее максимальные показатели изменялись в пределах 100–200 мг/м³. Анализ видовой структуры планктонного фитоценоза свидетельствует о том, что в сообществе верхнего 30-метрового слоя одновременно присутствовали виды ледового комплекса (*Navicula spp.*, вероятно, за счет талых вод гренландских ледников) и виды, приносимые в район исследований теплыми водами течения Ирмингера. Таким образом, в формировании планктонного фитоценоза верхнего продуцирующего слоя принимали участие как местная водная масса, так и водная масса океанического происхождения (гольфстримовская).

В холодноводном сообществе в зависимости от года исследований его верхняя граница как на склоне, так и в глубоководной части разреза находилась на глубине 50–80 м, а нижняя опускалась до глубины 350–480 м (2013 и 2014 гг. соответственно). Основу холодноводного сообщества составляли арктические диатомеи из рода *Talassiosira* (*T. Hyalina* и *T. gravida*). Суммарная численность этих видов достигала 1.1×10^3 кл/л, биомасса 10.4 мг/м³ (до 40% от общей сырой биомассы холодноводного сообщества, 2013 г.). Во фронтальной зоне на свале глубин верхняя граница холодноводного комплекса в 2014 г. поднималась до 20 м, на этом же горизонте были зафиксированы и наибольшие показатели численности и биомассы холодноводного сообщества (1.0×10^4 кл/л, 80 мг/м³, *T. gravida*). Наличие холодноводного комплекса в летний период в исследованном районе было, по-видимому, обусловлено вклиниванием поступающих с севера холодных вод Восточно-Гренландского течения. Крайне низкий индекс сходства Шеннона (0.08) между холодноводным и «тепловодным» сообществами также свидетельствует о принадлежности их к разным водным массам.

На горизонте 250 м в 2013 г. значительной численности (до 1.0×10^3 кл/л) достигали виды-космополиты – динофлагелляты из родов *Prorocentrum*, *Gonyaulax* (*P. micans*, *P. cordatum*, *G. polygramma*) и *Oxytoxum spp.*, относящиеся, по-видимому, к сообществу океанических (гольфстримовских) вод. Здесь же вновь в небольших количествах (до 1.4×10^4 кл/л) фиксировалась кокколитофорида *Emiliania huxleyi*. В июле 2014 г. на той же глубине развивалась холодноводная динофлагеллята *Protoperidinium granii*. Очевидно, что в данном районе в зависимости от года исследований по видовой и количественной структуре можно выделить до трех типов планктонных фитоценозов: 1 – местное прибрежное «тепловодное» сообщество; 2 – сообще-

ство аркто- boreального типа и 3 – сообщество океанических вод. Такая градация полностью согласуется с типами водных масс западной части Северной Атлантики, где выделяют прибрежную, арктическую и океаническую (гольфстримовскую) [3].

Обнаруженные нами особенности вертикальной структуры планктонных фитоценов свидетельствуют о сложности взаимодействия этих водных масс в районе склона и свала глубин в западной части моря Ирмингера, обусловленной процессами опускания вод. На наш взгляд, эти процессы аналогичны каскадингу в Каспийском море. В данном случае речь идет о высокой скорости поступления вод по склону на большие глубины, что позволяет хлорофиллодержащим клеткам водорослей достаточно продолжительное время сохранять жизнеспособность в условиях полного затенения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амбросимов А.К., Лукашин В.Н., Либина Н.Б. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 35-м рейсе научно-исследовательского судна «Рифт» // Океанология. 2012. Т. 52. №1. С. 150–155.
2. Паутова Л.А., Кравчишина М.Д., Востоков С.В. и др. Особенности вертикальной структуры летнего фитопланктона глубоководных районов Каспийского моря // ДАН. 2015. Т. 462. №4. С. 479–483.
3. Брянцев В.А. Смещение границ водных масс района банки Джорджес под действием атмосферной циркуляции // Океанологические исследования в Атлантике / Отв. Ред. К.А. Седых. Труды Атлантического научно-исследовательского института. Вып. XXVII. Калининград, 1970. С. 27–33.

General regularities of the vertical distribution of phytoplankton in the summer on slope and deep areas were determined. It was shown that species and spatial structure of the summer plankton over the deep water of the Irminger Sea (western North Atlantic) is explained not only by the interaction of three water masses but also the processes similar to those in the Caspian Sea kaskading. They cause the displacement of the lower boundary of phytoplankton habitat to 500-meter depth.

Подгорный К.А.

(ФГБНУ «Атлантический научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии», г. Калининград, e-mail: kapborok@mail.ru)

Эмпирические формулы для расчета скорости осаждения взвешенных частиц с учетом влияния процесса флоккуляции и турбулентного обмена

Podgornyj K.A.

(Atlantic Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography (AtlantNIRO), Kaliningrad)

The empirical formulas for calculating the sedimentation rate of suspended particles with taking into account the influence of flocculation and turbulent exchange

Ключевые слова: взвешенное вещество, флоккуляция, турбулентный обмен, скорость осаждения

При выполнении расчетов скорости осаждения взвесей и оценке роли взвешенных веществ в биогидрохимических процессах, которые протекают в водных экосистемах, в ряде случаев важно учитывать эффект флоккуляции. В природных водах выделяют две основные группы флоккул в соответствии с их характерными размерами: микро- и макрофлоккулы. Микрофлоккулы имеют размеры до 125 мкм, а макрофлоккулы представляют собой более крупные агрегированные образования с максимальными размерами флоккул до 3–4 мм. Микрофлоккулы обычно состоят из минеральных частиц, а также органических веществ разной природы и химического состава. Макрофлоккулы формируются путем агрегирования микрофлоккул в водной среде. Увеличение или размеров частиц или плотности частиц приводит к росту скорости их осаждения. Процесс флоккуляции – сложный физико-химический процесс, который зависит от множества факторов [1, 2]. Для природных вод первостепенное значение имеет воздействие турбулентного обмена, который в определенном диапазоне его интенсивности приводит к возрастанию частоты столкновений частиц, вследствие чего возрастают и скорость формирования флоккул. Однако при значительной интенсивности турбулентности нередко наблюдается обратный процесс – разрушение флоккул.

Введем в рассмотрение параметр диссиpации энергии турбулентности G [5, 6]: $G = \sqrt{\varepsilon/v_w} = v_w/\lambda_0^2$, где $v_w = v_w(T_w, S)$ – коэффициент кинематической вязкости воды в зависимости от ее температуры T_w и солености S_w ; λ_0^2 – масштаб Колмогорова для турбулентности; ε – средняя скорость

диссипации турбулентной кинетической энергии на единицу массы. Для расчета G применяется следующая формула: $G = \sqrt{u_*^3 / (k_w v_w z)}$, в которой u_* – динамическая скорость, обусловленная как течением воды, так и волнением; k_w – постоянная Кáрмана; z – расстояние от дна.

В работе [3] была получена эмпирическая формула, которая позволяет учесть зависимость скорости оседания взвешенных частиц от параметра диссипации энергии турбулентности G :

$$(W_s)_n = (W_{s,0})_n \frac{1+aG}{1+bG^2}, n = \overline{1, N}, \quad (1)$$

где $(W_s)_n$ – фактическая скорость оседания частиц каждой из n размерных фракций взвешенного вещества (ВВ) при наличии турбулентности; $(W_{s,0})_n$ – скорость оседания при значении $G = 0$; a , b – эмпирические константы. Значение $(W_{s,0})_n$ можно рассчитать по формуле:

$$(W_{s,0})_n = \sqrt{\frac{4((\rho_s)_n / \rho_w - 1)gD_n}{3(C_D^s)_n}}, n = \overline{1, N}, \quad (2)$$

где g – ускорение свободного падения; $(\rho_s)_n$ – плотность частиц взвеси для n -ой фракции; ρ_w – плотность воды; $(C_D^s)_n$ – коэффициент сопротивления для частиц сферической формы каждой из n размерных фракций ВВ, зависящий от числа Рейнольдса $((Re_p)_n = ((W_s)_n \cdot D_n) / v_w, n = \overline{1, N})$; D_n – характерный диаметр частиц для n -ой фракции.

Существуют две наиболее распространенные аппроксимации, которые используются при расчете коэффициента сопротивления $(C_D^s)_n, n = \overline{1, N}$ для частиц сферической формы [4, 5]:

$$(C_D^s)_n = \frac{24}{(Re_p)_n} \left(1 + 0.15(Re_p)_n^{0.687} \right); (C_D^s)_n = \frac{24}{(Re_p)_n} \left(1 + \frac{3}{16}(Re_p)_n \right).$$

Первая аппроксимация применима для $(Re_p)_n < 800$, а вторая – для значений $(Re_p)_n \leq 2.0$.

В моделях флоккуляции флоккулы обычно рассматриваются как само-подобные фрактальные (т.е. с дробной размерностью) объекты (частицы). Для получения соответствующих расчетных уравнений используется теория фракталов [1, 2, 6]. При этом предполагается, что скорость оседания частиц является функцией характерного размера флоккул (их проективного диаметра) D и дифференциала плотности $\Delta\rho_f$, то есть превышения плотности флоккулы по отношению к плотности воды. Обычно в расчетах для

простоты полагают, что $D = D_{50}$. Типичные значения $\Delta\rho_f$ вследствие эффекта флоккуляции меняются в пределах от 50 до 300 кг/м³ [1].

Распределение агрегированных частиц по размерам может быть описано той или иной функцией распределения. Для того чтобы упростить задачу, в данной модели распределение флоккул по всему возможному размерному спектру учитываться не будет. Вместо этого в качестве характерного размера флоккул будет рассматриваться так называемый равновесный размер флоккул D_e . По своей сути D_e близок к понятию D_{50} – средневзвешенному (медианному) размеру частиц взвеси, который зависит от процентного вклада частиц разного типа и размера. Образование агрегированных частиц с тем или иным характерным размером D_e зависит от текущего баланса многих сил и факторов среды, которые определяют процесс флоккуляции и установление определенного динамического равновесия между процессами образования и разрушения флоккул.

В работе [6] было показано, что $\Delta\rho_f$ можно связать с исходным характерным диаметром D_p взвешенных частиц до начала процесса флоккуляции, а также с фрактальной размерностью n_f частиц следующим образом:

$$\Delta\rho_f = \rho_f - \rho_w \sim (\rho_s - \rho_w) \left(\frac{D_p}{D} \right)^{3-n_f}, \quad (3)$$

где ρ_f – плотность флоккул; ρ_s – характерная плотность взвеси, которая зависит от ее гранулометрического состава и физических характеристик. Фрактальная размерность n_f флоккул меняется от 1.4 до 2.2 [3]. Для сферических плотных частиц $n_f = 3$.

Выражение для расчета скорости $(W_s)_f$ оседания флоккул может быть получено из уравнения баланса силы F_g гравитационного осаждения взвеси и силы сопротивления

$$F_d : F_g = \alpha_f \frac{\pi}{6} D^3 \Delta\rho_f g, \quad F_d = \beta_f (C_D^s)_f \frac{1}{2} \rho_w \frac{\pi}{4} D^2 (W_s)_f, \quad \text{где } \alpha_f, \beta_f$$

эмпирические коэффициенты (их значение зависит от степени сферичности частиц); $(C_D^s)_f$ – коэффициент сопротивления для оседающих флоккул.

Для расчета скорости $(W_s)_f$ оседания флоккул получаем [1]:

$$(W_s)_f = \frac{\alpha_f}{18\beta_f} \frac{(\rho_s - \rho_w)g}{\mu_w} D_p^{3-n_f} \frac{D^{n_f-1}}{1 + 0.15(Re)_f^{0.687}}. \quad (4)$$

Для плотных частиц сферической формы $\alpha_f = \beta_f = 1$ и $n_f = 3$. Если при

в этом оказывается, что $(Re)_f$ много меньше единицы, то в этом случае формула (4) описывает оседание взвешенных частиц в соответствии с законом Стокса. Для частиц-флоккул выше 100 мкм можно считать, что $n_f = 2$ [1]. Тогда, как следует из формулы (4), $(W_s)_f \sim D$.

Использование формулы (4) осложняется тем, что для выполнения расчетов необходимо знать величину характерного размера флоккул D . Таким образом, возникает дополнительная задача: построение модели, которая описывает процесс образования и разрушения флоккул в турбулентном потоке жидкости и позволяет вычислять скорость изменения размера флоккул при разных уровнях интенсивности турбулентного обмена в воде.

В работе [1] показано, что в состоянии, близком к состоянию динамического равновесия, скорость изменения размера флоккул можно рассчитать с помощью следующего дифференциального уравнения первого порядка:

$$\frac{dD}{dt} = k_A c_f G D^2 - k_B G^{3/2} (D - D_p) D^2, \quad (5)$$

в котором c_f – массовая концентрация агрегированных частиц; k_A и k_B – эмпирические коэффициенты. Из (5) следует, что для малых значений D доминирующим будет процесс образования флоккул. Для достаточно больших D доминирующим будет обратный процесс – разрушение флоккул. В то же время следует иметь в виду, что направленность того или иного процесса также будет зависеть и от текущего уровня интенсивности процесса турбулентного обмена. Уравнение (5) легко решается аналитически в предположении, что в течение некоторого промежутка времени Δt (обычно это – шаг интегрирования по времени) значение массовой концентрации c_f является постоянной величиной.

Если процессы образования и разрушения флоккул находится в состоянии динамического равновесия, то тогда $dD/dt = 0$ и можно получить выражение для оценки равновесного размера флоккул D_e :

$$D_e = D_p + \frac{k_A c_f}{k_B \sqrt{G}}. \quad (6)$$

Тогда из (4) с помощью (6) полагая, что средняя фрактальная размерность $n_f = 2$, можно получить соотношение для расчета равновесной скорости осаждения флоккул:

$$(W_s)_{f,e} = \frac{\alpha_f}{18\beta_f} \frac{(\rho_s - \rho_w)g}{\mu_w} D_p \frac{\left(D_p + \frac{k_A c_f}{k_B \sqrt{G}} \right)}{1 + 0.15(Re)_f^{0.687}}. \quad (7)$$

Формула (7) позволяет рассчитать равновесную скорость осаждения флок-

кул в зависимости от целого ряда свойств воды и взвеси.

Таким образом, если при моделировании распространения взвесей рассмотрение эффекта флоккуляции не предусматривается, то при расчете скорости осаждения взвесей для каждой размерной фракции ВВ должны использоваться формулы (1), (2). Вопрос о том, включать или не включать в расчеты эффект флоккуляции ВВ, должен решаться отдельно на основе дополнительных полевых и/или лабораторных исследований физико-химических свойств грунта. В частности, с их помощью необходимо определить, какая часть и какие именно фракции исходного состава ВВ потенциально могут быть подвержены процессу флоккуляции. Тогда при моделировании для этой части ВВ расчет скорости осаждения флоккул будет осуществляться по формуле (7), а для каждой из оставшихся размерных фракций – по формулам (1), (2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Winterwerp J.C. A simple model for turbulence induced flocculation of cohesive sediment // *J. Hydraul. Res.* 1998. V. 36. P. 309–326.
2. Winterwerp J.C. On the flocculation and settling velocity of estuarine mud // *Cont. Shelf Res.* 2002. V. 22. P. 1339–1360.
3. Van Leussen W. Estuarine macroflocs and their role in fine-grained sediment transport. PhD Thesis, University of Utrecht. 1994. 488 p.
4. Graf W.H. *Hydraulics of sediment transport*. New York: McGraw-Hill, 1971. 513 p.
5. Raudkivi A.J. *Loose boundary hydraulics*. Taylor & Francis, London, 1998. 538 p.
6. Kranenburg C. The fractal structure of cohesive sediment aggregates // *Estuarine Coastal Shelf Sci.* 1994. V. 39.P. 451–460.

For calculations of the sedimentation rate of suspended particles and assessing their role in biogidrochemiacal processes that occur in aquatic ecosystems in some cases it is important to take into account the effect of flocculation and intensity of turbulent exchange. The empirical formulas were obtained. They can be used to develop mathematical models of the spatial distribution of suspended matter.

**Попова С.А.¹, Макаров В.И.¹, Бизин М.А.¹, Смоляков Б.С.²,
Шинкоренко М.П.²**

(¹Институт химической кинетики и горения им. В.В. Воеводского СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: popova@kinetics.nsc.ru; ²Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН, г. Новосибирск)

**Состав атмосферных аэрозолей в дымовом шлейфе
от горения boreальных лесов в Западной Сибири**

Popova S.A.¹, Makarov V.I.¹, Bizin M.A.¹, Smolyakov B.S.²,

Shinkorenko M.P.²

(¹Voevodsky Institute of Chemical Kinetics and Combustion of Siberian Branch of RAS, Novosibirsk; ²Nikolaev Institute of Inorganic Chemistry of Siberian Branch of RAS)

**The composition of particulate matter in the smoke plume from
the burning of boreal forests in Western Siberia**

Ключевые слова: дымовая эмиссия, горение boreальных лесов, химический состав аэрозоля

Аэрозоли горения являются продуктом спонтанных диких пожаров и контролируемого горения (сжигание топлив, сельскохозяйственных отходов). В последние десятилетия актуальной проблемой является изучение влияния лесных пожаров на свойства атмосферы и разных биосред (почва, вода, растения и др.), экологического и биологического влияния на лесные экосистемы и т.д. Очень важным направлением является изучение физико-химической трансформации аэрозольного вещества в атмосфере. Горение лесной биомассы даёт огромное количество дымового вещества в атмосферу, которое может оказывать влияние на региональное качество воздуха, видимость атмосферы, процессы облакообразования, здоровье человека, глобальный и региональный климат. По некоторым оценкам, эмиссия аэрозольного вещества в атмосферу составляет 3–10 млн. т, что соответствует 1–7% от количества сгоревшей биомассы [1]. Изучение дымовой эмиссии от горения boreальных лесов является важным, т.к. сами boreальные леса занимают большую площадь в северном полушарии и свыше 10 млн. га леса ежегодно подвергается пожарам. При этом над территорией Сибири проложена одна из трасс, по которой происходит перенос аэрозолей в Арктику [2]. При длительном нахождении в атмосфере, дымовые аэрозоли могут участвовать в процессах фотохимического окисления, приводя к образованию вторичных аэрозолей.

В работе представлены исследования молекулярного состава органического аэрозольного вещества в Новосибирской области в период лесных пожаров в Томской области и Красноярском крае в июле 2012 г. Эти данные дают возможность изучить химическую трансформацию аэрозоля в

дымовом шлейфе от горения boreальных лесов. Как отмечалось ранее [3], дымовой аэрозоль от удалённых лесных пожаров характеризуется преобладанием частиц субмикронного размера (PM_1), которые сформированы преимущественно за счёт органического вещества. Кроме этого, в периоды задымлённости атмосферы зафиксирована повышенная кислотность водорасстворимой фракции взвешенного вещества, что, возможно, связано с присутствием органических кислот в атмосферном аэрозоле [4] (рис.).

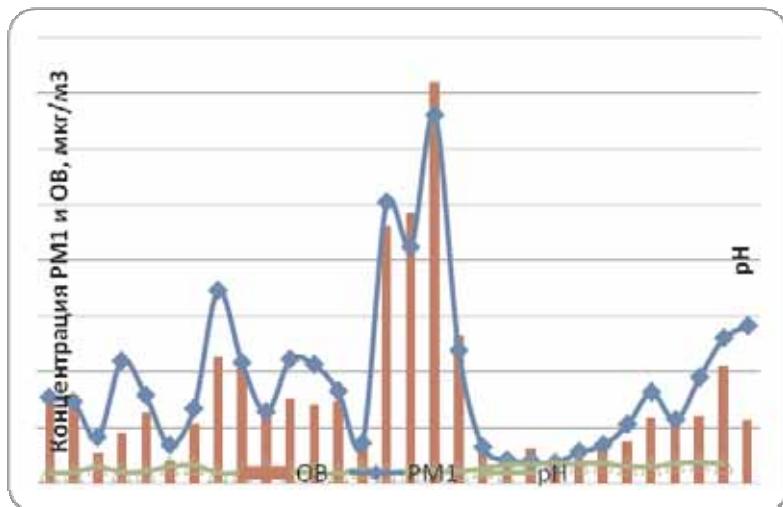


Рисунок. Среднесуточные концентрации PM_1 , ОВ и значения рН в летний сезон 2012 г. в Новосибирской области (4–6 июля – период максимальной задымлённости атмосферы, сопровождающийся значительным ухудшением видимости).

Чтобы понять химическую трансформацию веществ в дымовых шлейфах, методом хрома-масс-спектрометрии проведено определение молекулярного состава органического аэрозольного вещества в период задымления Новосибирской области. Проведено сравнение молекулярного состава газо-аэрозольной эмиссии, полученных в лабораторных экспериментах от тлеющего горения лесных материалов, характерных для boreальных лесов Сибири, и молекулярного состава аэрозольного вещества в период реального ухудшения видимости атмосферы Новосибирска. Методика проведения эксперимента по горению лесной биомассы описана в [5].

По результатам измерений показано, что в пробах дымового аэрозольного вещества зафиксировано преобладание такого маркера горения растительности как левоглюказан (основной продукт термического разложения целлюлозы), что является дополнительным доказательством задымления

атмосферы от удалённых пожаров. Наблюдается присутствие веществ с карбоксильной группой, которые, вероятно являются продуктами окисления первичных аэрозолей и обуславливают повышенную кислотность в периоды задымлённости атмосферы.

Полученные данные по составу аэрозолей в дымовых шлейфах могут быть использованы для оценки влияния на окружающую среду и здоровье человека.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Samsonov Y.N., Ivanov V.A., McRae D.J., Baker S.P. Chemical and dispersal characteristics of particulate emissions from forest fires in Siberia // International Journal of Wildland Fires. 2012. V. 21. P. 818–827.
2. Аэрозоли Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2006. 548 с. (Интеграционные проекты СО РАН; вып. 9).
3. Бизин М.А., Попова С.А., Чанкина О.В.и др. Влияние лесных пожаров на массовую концентрацию, дисперсный и химический состав атмосферного аэрозоля в региональном масштабе // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 6. С. 484–489.
4. Smolyakov B.S., Makarov V.I., Shinkorenko M.P. et al. Effects of Siberian wildfires on the chemical composition and acidity of atmospheric aerosols of remote urban, rural and background territories // Environmental Pollution. 2014. V. 188. P. 8–16.
5. Попова С.А., Макаров В.И. Химический состав продуктов тлеющего горения древесины сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*) и лиственницы сибирской (*Larix sibirica*), багульника болотного (*Ledum palustre*) и лишайника (*Cladonia sp.*) // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 6. С. 488–492.

The study of organic aerosol composition in the Novosibirsk region in the period of forest fires in Tomsk region and Krasnoyarsk territory in July 2012 is presented. It is known that the smoke aerosol from remote forest fires is characterized by high acidity (pH=3.5-5.7), which is probably connected with presence of organic acids in the atmospheric aerosol. To understand the chemical transformation of substances in smoke plumes, comparison of the molecular composition of gas-aerosol emissions in laboratory experiments from smoldering combustion of wood, typical of the boreal forests of Siberia, and molecular composition of the aerosol substance in the period smoke in the Novosibirsk region. Based on the comparison of chemical compositions identify markers that can be used to assess the contribution of smoldering burning forest biomass on the formation of secondary organic aerosols and thereby on the chemical composition of atmospheric aerosols.

Романенко Ф.А.

(МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, e-mail:
faromanenko@mail.ru)

Геолого-геоморфологические условия формирования потока наносов в устье реки Пенжины

Romanenko F.A.

(MSU, Geographical department, Moscow)

Geological and geomorphological conditions of formation of stream sediments in the estuary of Penzhina River

Ключевые слова: рельеф, четвертичные отложения, река Пенжина, приливная осушка, долинный комплекс, абрация

Главная особенность Пенжинской губы Охотского моря – сверхвысокие приливы (до 12 м), самые высокие в России. Но чрезвычайная удаленность и труднодоступность Пенжинского района, а также сложнейшие навигационные условия как для малых, так и для более крупных судов, не позволяли проводить там специализированных гидролого-геоморфологических работ.

В 1950–80-е гг. Пенжинская ГРП (геолого-разведочная партия), разместившаяся в посёлках Корфе и Первопеченском, провела детальную геологическую съемку побережья Пенжинской губы, нижнего и среднего течения реки Пенжина [1, 2]. Отдельные группы исследователей изучали геолого-геоморфологические условия формирования россыпей золота, мерзлотное строение нижнего течения реки [3], возраст и стратиграфию четвертичных отложений западного берега Пенжинской губы [4]. Имеющиеся опубликованные и фондовые материалы по стратиграфии неоген-четвертичных отложений обобщил С.Ф. Бискэ [5, 6].

Но детальных исследований рельефа и рыхлых отложений побережья устьевой части губы до сих пор не проводилось. Не было изысканий и под задуманное [7] строительство приливной электростанции в устье Пенжины.

В 2014 г. мы провели геоморфологическое обследование северного и южного побережий Пенжинской губы на участке от о.Орnochка и мыса Крайнего соответственно до мыса Контрольного (устьевой створ Пенжины), а также рекогносировку нижнего течения реки от устьевого створа до с. Аянки. Геоморфологические работы входили в программу комплексной гидролого-ихтиологической экспедиции, организованной по проектам РФФИ (№№ 14-05-00549, 14-05-00510) совместно ВНИРО, КамчатНИРО и МГУ. Автор благодарит организаторов экспедиции кгн С.Л.Горина (ВНИРО) и кбн М.В. Коваля (КамчатНИРО), а также всех участников полевых работ, за большую помощь в проведении геоморфологического обследования.



Рисунок. Обследованный участок в нижнем течении Пенжины и в Пенжинской губе. Цифрой 1 показан мыс Контрольный (Тмачон) – устьевой створ.

По гидрологическим данным [8] в устье Пенжины существует порог, глубина на котором по время отлива падает до 0.2–0.5 м, поэтому вся навигация по реке осуществляется только в прилив.

Строение берегов губы существенно отличается: северный берег сложен преимущественно плотными осадочными и магматическими породами кайнозоя, рассеченными на значительном протяжении дайками андезитов и андезито-базальтов олигоцена. На большом протяжении это обрывы высотой до 30–40 м (а к западу – и выше) со сравнительно узкими (до 50 м) полосами приливной осушки. Во время приливов и во время нагонов берега интенсивно размываются, при отливах выше осушки обнажаются полосы валунно-галечных пляжей. Скалы на высотах 20–25 м часто срезаны горизонтально залегающими галечниками, выстилающими обширные плоские уровни.

В сложении южного берега преобладают рыхлые песчано-глинистые образования мела-миоценса с линзами и прослойями галечников, иногда пронизанные дайками и штоками андезито-базальтов. Абрация препарирует их, превращая в острова и полуострова. К подножьям береговых уступов высотой до 70–80 м примыкают песчано-галечные пляжи и косы. На разных высотных уровнях (от 10 до 80 м над урезом губы) встречаются линзы торфяников мощностью до 3–4 м, разбитых полигонально-жильными льдами (ПЖЛ) шириной до 4–5 м и высотой до 3–4 м, летом интенсивно тающими. Толща очень сложно построена.

В устье Пенжины и на стрелке Пенжины и Таловки широко распространены плоские поверхности высотой 8–11 м над меженным уровнем. По облику они напоминают поймы, имеют хорошо выраженные прирусловые вали и тыловые швы. Во время штормовых нагонов данные участки затапливаются водой, формируются абразионные уступы.

В сложении поверхностей преобладают глины, обогащенные растительным детритом, иногда перекрытие плохо разложившимся торфом мощностью до 1 м. При геологической съёмке отложения отнесены к озёрно-аллювиальным позднеплейстоценовым [1, 2], формировались в континентальной среде, что подтверждается проведённым нами химическим анализом.

По нашим данным, размыв приливно-отливными течениями именно данных осадков приводит к появлению очень высокой мутности, столь характерной для устья Пенжины на приливе-отливе. Песчано-глинистый материал переносится течениями и откладывается на приливных осушках, перекрывая их чрезвычайно вязкой и плотной «няшей», мощность которой может достигать 0.6–0.8 м. Кроме того, наносы осаждаются на скальном выступе в русле, что и формирует тот самый порог, ограничивающий судоходство в устье Пенжины.

Выделяется несколько типов приливных осушек, отличающихся друг от друга профилем и уклонами поверхности, составом поверхностных отложений, мощностью «няши». По составу слагающих пород осушки разделяются на глинистые, галечно-глинистые, галечные, глинисто-илистые; по характеру поперечного профиля – на прямые, выпуклые и вогнутые. Вышеописанные глины, слагающие цоколь, образуют стратиграфический горизонт и встречаются в основании большей части осушек. Их облик сильно меняется даже на небольших расстояниях, меняется и состав пород, и морфология поверхности, и её уклон.

На правом берегу преобладают глинистые осушки, поверхность которых вблизи скальных выступов и выходов галечников и конгломератов покрывается галькой и мелкими глыбами, а в прирусловой части – чехлом вязкого ила. На левом берегу преобладают илистые осушки, где глины перекрыты труднопроходимым чехлом полужидкого ила мощностью до 0.5–0.7 м. В глинах содержится небольшое количество гальки.

Таким образом, геоморфологические наблюдения в августе-сентябре 2014 г. в устье р. Пенжины показали, что:

- при размыве северного берега Пенжинской губы в береговую зону поступает в основном валунно-галечный материал, преимущественного математического состава;

- южный берег, напротив, производит в основном песчаный материал;

- распространённая на стрелке Таловки и Пенжины плоская аккумулятивная поверхность высотой 8–11 м при размыве во время штормов, приливов и отливов продуцирует большое количество алеврито-глинистого

материала, обуславливающего высокую мутность воды в устье, а также большое количество растительного детрита;

- важнейшие факторы перераспределения наносов в устье Пенжины:

- приливные колебания;
- штормовые нагоны;
- гравитационные процессы: обвалы, оползни, осьпи;
- термоденудационные процессы (оползни-сплывы, термокары), распространённые исключительно на южном берегу губы вблизи выходов подземных льдов;

- найденные нами следы транспортировки припайным льдом (шрамы на обломках скальных пород, глубокие субпараллельные борозды на глинистых бенчах) и зимние наблюдения в Мезенской губе в январе-феврале 2006 г. позволяют предположить значительную роль припайных льдов в перемещении наносов;

- количественные оценки потоков наносов в устье Пенжины, так же, как и хроностратиграфическое расчленение устьевых отложений – задача дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия корякская. Объяснительная записка. Листы: Р-58-XV. М.: Мингео СССР, 1988. 130 с.; Р-58-XVI. М.: Комитет РФ по геологии и использованию недр, 1993. 102 с.
2. Карта дочетвертичных образований: Р-58,59 (Каменское). Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1:1000000. Редактор А.А. Розенкранц. М.: ФГУНПП Аэрогеология, 1983.
3. Новосельская Н.Б., Бобов Н.Г. Геокриологические условия долины р. Пенжины // Труды ПНИИИС. 1974. Вып. 29. С.166–174.
4. Сулержицкий Л.Д., Виноградова С.Н., Рябинин А.Л., Зайчук Г.И. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. Сообщение XI // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1984. № 53. С.163–164.
5. Бискэ С.Ф. Палеоген и неоген крайнего Северо-Востока СССР//Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 241. Новосибирск: Наука, 1975. 268 с.
6. Бискэ С.Ф. Четвертичные отложения крайнего Северо-Востока СССР//Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 383. Новосибирск: Наука, 1978. 104 с.
7. Приливные электростанции. Под ред. Л.Б. Бернштейна. М.: Энергоатомиздат, 1987. 296 с.
8. Горин С.Л., Коваль М.В., Романенко Ф.А. и др. Первые результаты комплексных исследований в устьевой области реки Пенжина // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей. VIII Международная научно-практическая конференция. М.: РУДН, 2014. С. 165–174.

The article contains the description of the geological structure and relief of Penzhina river estuary, as well as the adjacent part of Penzhina Bay, examined during the field work in August of 2014. The main pre-Quaternary rock complexes of Mesozoic-Cenozoic are analyzed. Main attention is given to the structure of the coasts; the main geomorphological levels were distinguished. For the first time the composition of sediments and the relief of the tidal dewaterings, the distribution and types of modern geomorphic processes were studied in detail. The reason of high water turbidity which is characteristic for the Penzhina mouth area during tidal fluctuations were clarified – it is the erosion of dense clay presumably of lake origin lying at the base of the low terraces. The signs of intense coastal erosion during high tides and surges were identified.

Савенко А.В., Савенко В.С.

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

**Трансформация состава поглощенного комплекса твердых
веществ речного стока в морской среде**

Savenko A.V., Savenko V.S.

(Moscow M.V. Lomonosov State University)

**Transformation of the exchangeable fraction composition
of river runoff solid matter in seawater**

Ключевые слова: поглощенный комплекс, речной сток, твердые вещества, главные катионы, ионообменная трансформация, геохимический баланс океана

В теории литогенеза фазовая дифференциация вещества рассматривается в качестве одного из главных факторов, контролирующих миграцию и пространственное распределение химических элементов. В настоящее время имеются сводки по валовому химическому составу растворенных и взвешенных веществ материкового стока [1–5], тогда как сведения о формах нахождения химических элементов в должной мере не систематизированы и рассеяны по многочисленным публикациям.

В осадочном процессе миграция химических элементов происходит в разных формах: в кристаллической решетке минералов, в водных растворах в виде простых ионов и комплексных соединений, в форме коллоидов, газообразных веществ, в составе живых организмов, а также в адсорбированной форме – особом физико-химическом состоянии вещества на границе раздела вода – твердая фаза. Совокупность компонентов, адсорбированных на поверхности твердой фазы, называют поглощенным комплексом, который легко и относительно быстро трансформируется при изменении состава растворов, контактирующих с твердой фазой. Для грубых взвесей доля адсорбированных элементов в их общем содержании невелика, однако поглощенный комплекс тонких взвесей, обладающих большой удельной поверхностью, может содержать значительные количества химических элементов, сравнимые с количеством их растворенных форм.

В настоящем докладе представлены результаты обобщения данных натурных наблюдений и экспериментальных исследований по содержанию главных катионов в поглощенном комплексе твердых веществ речного стока и его трансформации в морской среде, которые позволили сделать несколько выводов, касающихся количественной оценки роли поглощенных катионов в гипергенной миграции вещества и геохимическом балансе океана.

1. Удельная поверхность речных взвесей находится в диапазоне 6–52 м²/г, составляя в среднем ~20 м²/г, что близко соответствует среднему значению для слаболитифицированных осадочных пород, тогда как в результате катагенеза происходит снижение удельной поверхности примерно на порядок. Между величинами удельной поверхности, с одной стороны, и общей обменной емкости разных минералов и почвенного гумуса, с другой, имеется положительная корреляционная связь (рис.).

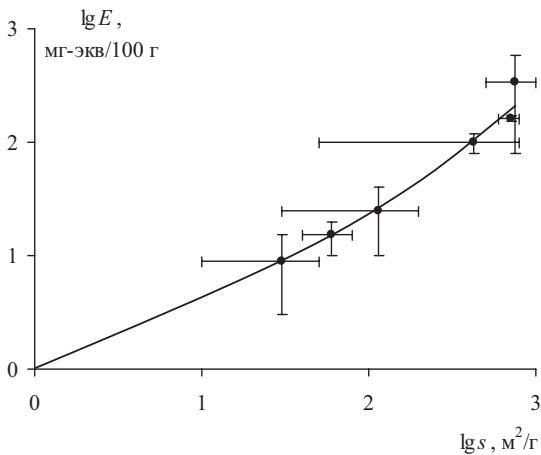


Рисунок. Зависимость емкости поглощенного комплекса глинистых минералов и почвенного гумуса (E) от величины их удельной поверхности (s), по данным [6–10].

2. Общая обменная емкость взвешенных веществ и донных отложений рек и водоемов суши изменяется в широком диапазоне значений: от 1–2 до 60–70 мг-экв/100 г. Наблюдается отчетливо выраженная положительная корреляция между общей обменной емкостью и степенью дисперсности материала. Наиболее тонкие взвеси (фракция <1 мкм) имеют максимальную обменную емкость – около 50 мг-экв/100 г. Общая обменная емкость взвесей и донных отложений рек, относимых к пескам, алевритам и глинам, составляет в среднем соответственно 5, 15 и 36 мг-экв/100 г.

Связь между величиной общей обменной емкости частиц и степенью их дисперсности является, по-видимому, одной из главных причин того, что взвесь и донные отложения рек Центральной Азии характеризуются низкими и примерно одинаковыми величинами общей обменной емкости (около 11 мг-экв/100 г). На водосборах этих рек доминирует механическая денудация, в результате чего происходит значительное увеличение содержания грубых взвесей. В других районах, где механическая денудация не столь сильно превосходит химическую эрозию, общая обменная емкость взвесей

и донных отложений существенно выше, составляя в среднем соответственно 30 и 19 мг-экв/100 г.

Если считать, что последние цифры характеризуют общую обменную емкость взвешенных и влекомых наносов, на долю которых в речном стоке приходится соответственно 80 и 20% [3], средняя величина общей обменной емкости твердых веществ материального стока будет равна ~28 мг-экв/100 г, или 280 г-экв/т транспортируемого терригенного материала.

3. Среднее значение общей обменной емкости донных отложений океанов и морей (19 мг-экв/100 г) совпадает с величиной, характерной для донных отложений рек и водоемов суши. То же свойственно и тонкой фракции <1 мкм (49 мг-экв/100 г).

4. В речном стоке доля поглощенных катионов в составе их подвижных форм (сумма растворенных и адсорбированных компонентов) зависит от концентрации взвешенных частиц ($C_{\text{взвесь}}$, мг/л) и равна 4% при содержании последних 500 мг/л, увеличиваясь соответственно до 6.5, 11 и 22% при концентрации взвесей 1000, 2000 и 5000 мг/л:

$$\lg \left(\frac{C_{\text{корп}}^{\text{кат}}}{C_{\text{раств}}^{\text{кат}} + C_{\text{корп}}^{\text{кат}}} \right) = 0.768 \lg C_{\text{взвесь}} - 3.49, \quad r = 0.923.$$

По наиболее обоснованной оценке [11], материальный сток твердых веществ составляет 15 млрд т/год. При средней общей обменной емкости твердых веществ материального стока 28 мг-экв/100 г (280 г-экв/т) поток обменных катионов в океан равен 4.2×10^{12} г-экв/год. В растворенной форме с речным стоком в океан поступает 57.6×10^{12} г-экв/год катионов [12]. Отсюда следует, что сток в океан катионов поглощенного комплекса составляет около 7% их общего потока в растворенном и адсорбированном состояниях.

5. Состав поглощенного комплекса речных взвесей, а также донных отложений рек и водоемов суши принципиально отличается от состава поглощенного комплекса донных отложений океанов и морей: в первом случае количественно преобладает кальций, во втором – натрий (табл. 1). При поступлении терригенного материала речного стока в океаны и моря происходит ионообменная трансформация состава поглощенного комплекса, выражющаяся в замещении ~80% обменного кальция в основном на натрий, а также калий и магний морской воды (табл. 2).

6. За счет ионообменной трансформации состава поглощенного комплекса привносимого с суши терригенного материала в океан ежегодно поступает 45.5 млн т растворенного кальция и удаляется соответственно 37.3, 12.8 и 3.9 млн т натрия, калия и магния (табл. 3). В относительных величинах это составляет +7.5, -12.3, -22.4 и -2.6% поступления кальция, натрия, калия и магния в океан с речным стоком.

Таблица 1. Сравнение состава поглощенного комплекса взвесей и донных отложений рек, водоемов суши, океанов и морей, %-экв*

Материал	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
Речные взвеси**	4.0	5.8	18.8	71.4
Донные отложения рек и водоемов суши ***	3.2	2.2	16.4	78.2
Материковый сток твердых веществ ***	3.6	4.0	17.6	74.8
Донные отложения Мирового океана	43.8	15.2	26.5	14.5

* Состав рассчитан как среднее для %-экв, вычисленных по абсолютному содержанию ионов в поглощенном комплексе (мг-экв/100 г) и полученных путем осреднения относительного содержания в %-экв. ** За исключением рек Центральной Азии.

*** Среднее для речных взвесей и донных отложений рек и водоемов суши.

Таблица 2. Баланс ионов поглощенного комплекса при взаимодействии терригенного материала с морской водой, %-экв

Материал	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
Терригенный материал речного стока (по данным натурных наблюдений)	-40.2	-11.2	-8.9	60.3
Глинистые минералы, равновесные с речной водой (по данным эксперимента)	-37.1	-4.3	-6.5	47.9
Среднее	-38.6	-7.8	-7.7	54.1

Таблица 3. Поступление растворенных катионов основного солевого состава с речным стоком в океан с учетом ионного обмена в поглощенном комплексе твердых веществ

Ион	Поступление в океан, млн т/год			Вклад ионного обмена в поступление в океан (%) от поступления с речным стоком)
	речной сток, [12]	ионный обмен в поглощенном комплексе твердых веществ речного стока	поступление с поправкой на ионный обмен	
Na ⁺	300	-37	263	-12.3
K ⁺	58	-13	45	-22.4
Mg ²⁺	152	-4	148	-2.6
Ca ²⁺	613	46	567	7.5

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Martin J.M., Meybeck M. Chemical composition of river-borne particulates // Marine Chem. 1979. V. 7. № 2. P. 193–206.

2. Gaillardet J., Viers J., Dupre B. Trace elements in river waters // Treatise on Geochemistry. V. 5. Oxford: Elsevier–Pergamon, 2003. P. 225–272.
3. Савенко В.С. Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС, 2006. 175 с.
4. Viers J., Dupre B., Gaillardet J. Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: New insights from a new database // Sci. Total Environ. 2009. V. 407. № 2. Р. 853–868.
5. Гордеев В.В. Геохимия системы река–море. М., 2012. 452 с.
6. Грим Р.Е. Минералогия глин. М.: ИЛ, 1959. 452 с.
7. Ковда В.А. Основы учения о почвах. Ч. 1. М.: Наука, 1973. 448 с.
8. Forstner U., Wittmann G.T.W. Metal pollution in the aquatic environment. Heidelberg: Springer-Verlag, 1979. 486 р.
9. Дривер Дж. Геохимия природных вод. М.: Мир, 1985. 440 с.
10. Белицина Г.Д., Васильевская В.Д., Гришина Л.А. и др. Почвоведение. Ч. 1. М.: Высшая школа, 1988. 400 с.
11. Дедков А.П., Мозжерин В.И., Сафина Г.Р., Гусаров А.В. Глобальный сток наносов и его изменчивость. Университеты России – фундаментальные исследования. География // Материалы Всероссийской научн. конф., Новороссийск, 19–21 сентября 2000 г. М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 70.
12. Савенко В.С. Геохимия континентального звена глобального гидрологического цикла // Глобальные изменения природной среды–2001. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. С. 274–287.

The results of generalization of natural observations and experimental studies data on major cations content in the exchangeable fraction of river runoff solid matter and on its transformation in seawater are presented. It is shown that the inflow of terrigenous material of river runoff into oceans and seas causes transformation of the exchangeable fraction composition consisting in the replacement of ~80% of exchangeable calcium mostly on sodium, but also potassium and magnesium of seawater. Quantitative estimation of the role of exchangeable cations in supergene migration of the substance and geochemical balance of the ocean is made.

Серебряный А.Н.^{1, 2, 3}

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

serebryany@akin.ru; ²АО «Акустический институт им. акад. Н.Н.Андреева», г. Мон-
секва;

³Институт космических исследований РАН, г. Москва)

Подводные дюны на дне моря, сформированные солитонами внутренних волн: наблюдения в Японском море

Serebryany A.N.^{1, 2, 3}

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Andreyev Acoustics Institute; ³Space Research Institute RAS, Moscow)

Underwater sand waves on the sea bottom generated by internal solitons: observations in the Sea of Japan

Ключевые слова: внутренние волны, солитоны внутренних волн, шельф, подводные дюны, течения, прилив, Японское море, ADCP

Происхождение характерных периодических возвышенностей на морском дне («песчаных волн») высотой от нескольких метров до десятков метров с пространственными «периодами» от нескольких сот метров до нескольких километров уже давно связывают с внутренними волнами, распространяющимися в морской толще [1]. Но несмотря на достаточно длительный период наблюдений этого явления в происхождении песчаных волн вышеуказанных масштабов на сегодняшний день остается еще много неизученного [2]. Появление новых инструментальных методов в современной океанологии позволяет получать новые данные по широкому кругу задач в океанском эксперименте, в том числе по исследованию взаимодействия течений с дном. Акустические допплеровские профилометры течений (ADCP), вошедшие в широкую практику океанологических исследований в последние десятилетия, позволяют собирать качественно новые данные о процессах в море [3], не ограничиваясь только данными о течениях. В частности ADCP подходят для исследования внутренних волн вместе с фоновыми условиями среды. Помимо прочего ADCP регистрирует рельеф дна во время проведения пространственных разрезов.

Во время измерений в сентябре 2004–2005 гг. на шельфе Японского моря, проводимых с исследовательской яхты ТОИ ДВО РАН, оснащенной ADCP “Rio-Grande 600 kHz”, нами были зарегистрированы интересные данные о волнообразной форме рельефа дна над одной из банок, расположенной на траверсе между м. Гамова и Владивостоком. При проходе на северо-восток от м. Гамова яхта прошла над подводной банкой, где минимальная глубина составляла 30 м. Рельеф дна в области вершины банки имел необычную форму – очень напоминающую цуг солитонов, упорядо-

ченных по высоте. Высота «головной» гряды была 6 м. Удачное стечание обстоятельств позволило нам одновременно зарегистрировать подходящий к банке цуг интенсивных солитоноподобных внутренних волн (рис.). Параметры внутренних волн в цуге (длина 600 м, высота до 5–6 м) почти точно повторяют параметры рельефа дна над банкой.

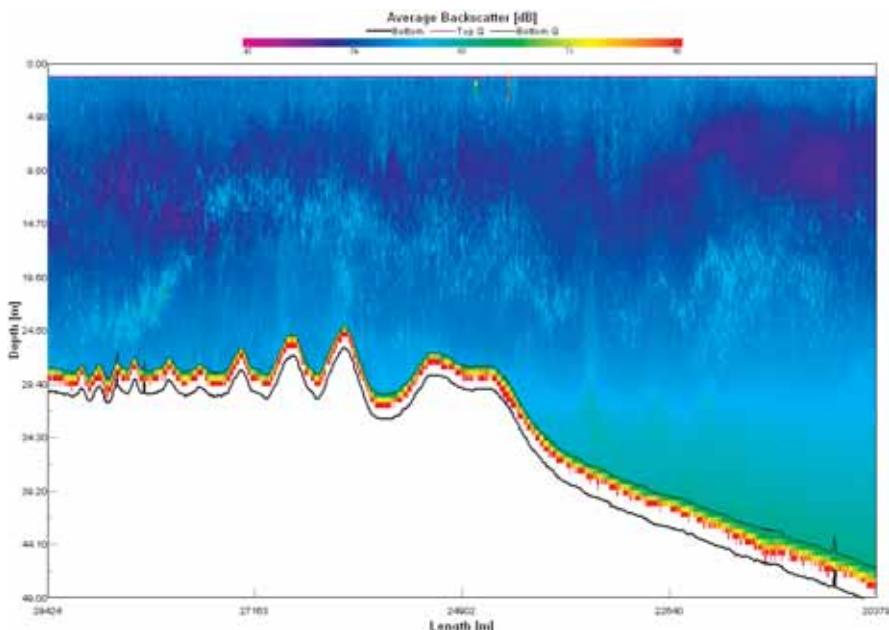


Рисунок. Запись сигнала обратного рассеяния ADCP “RioGrande 600 kHz” на пространственном разрезе над подводной банкой. Внутренние волны, движущиеся над банкой (справа налево), формируют на дне периодические гряды высотой до 6 м, своего рода «подводные барханы», копирующие очертания цугов внутренних волн.

Резкий термоклин (пикноклин) в окрестности банки располагался на горизонте в несколько метров возвышающемся над банкой и был таким образом в придонном положении. Измеренная скорость придонного течения над банкой была около 1 м/с. Известно, что такие скорости течений способны переносить частицы песка. Картина обратного рассеяния, полученная с помощью ADCP, указывает на взмучивание придонного слоя осадков и перенос взвешенного вещества как орбитальными скоростями внутренних волн, так и средним фоновым приливным течением. В работе [4] была построена модель, объясняющая образование волнообразных особенностей рельефа

дна за счет переноса потоков взвешенного вещества интенсивными внутренними волнами.

Спустя год было осуществлено новое прохождение с ADCP над этой банкой. И снова была встречена гряда подводных «барханов-солитонов». Мы можем предположить, что благодаря частому появлению цугов интенсивных внутренних волн над банкой (повторяющаяся периодичность около 12 ч) и воздействию внутриволновых орбитальных течений в летне-осенний период происходит образование отмеченного волноподобного рельефа. В зимний период, когда стратификация отсутствует, и часты шторма, возможно, что отмеченный волноподобный рельеф исчезает, или выражен слабее.

Автор признателен академику В.А. Акуличеву и д.т.н. Ю.Н. Моргунову за помощь в организации проведения морских исследований.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проект № 13-05-01106). Измерения в море были выполнены ADCP “WorkhorseRio-Grande-600 kHz”, безвозмездно предоставленным нам во временное пользование фирмой RDInstruments-Europe.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

11. Stride A.H., Tucker M.J. Internal waves and waves of sand // Nature. 1960. V. 188. P. 933.
12. Shanmugam G. Modern internal waves and internal tides along oceanic pycnoclines: Challenges and implications for ancient deep-marine baroclinic sands // AAPG bulletin. 2013. V. 97. № 5. P. 799–843.
13. Serebryany A. Monitoring of processes on a sea shelf using ADCP // Hydroacoustics of shallow sea / Eds. Eu. Kozachka, G.Grelovska. Poland. 2013. P. 105–117.
14. Boczar-Karakiewicz B., Bona J.L., Pelchat B. Interaction of internal waves with the seabed on continental shelves // Continental Shelf Research. 1991. V. 11. №. 8. P. 1181–1197.

Wave-like patterns of the bottom relief observed by ADCP at the underwater bank in the Sea of Japan are discussed. The bottom relief is similar to a train of internal solitons that are ordered in their amplitudes, with a height of 6 m of the leading wave. Such a phenomenon can be attributed with the interaction of intense internal waves with the bottom.

**Сивков В.В.^{1, 2}, Рябчук Д.В.³, Жамойда В.А.³,
Сергеев А.Ю.³, Дорохова Е.В.^{1, 2}, Крек А.В.^{1, 2}**

(¹Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, г. Калининград,
e-mail: sivkov@kaliningrad.ru; ²Атлантическое отделение Института океанологии
им. П.П. Ширшова РАН, г. Калининград; ³Всероссийский научно-
исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-
Петербург)

Современное состояние и тенденции развития морфо- литодинамической системы юго-восточного побережья Балтийского моря

**Sivkov V.V.^{1, 2}, Ryabchuk D.V.³, Zhamoida V.A.³,
Sergeev A.Yu.³, Dorokhova E.V.^{1, 2}, Krek A.V.^{1, 2}**

(¹Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad; ²Atlantic Branch of Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad; ³A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Sankt- Petersburg)

The state of the art and development trend of morpho- lithodynamic system of the Baltic Sea south-eastern coastal zone

Ключевые слова: морфо-литодинамическая система, береговая зона, Балтийское море

В течение последнего десятилетия сотрудниками АО ИО РАН и ВСЕГЕИ им. А.И. Карпинского проводились регулярные комплексные исследования береговой зоны Балтийского моря, прилегающей к территории Калининградской области. Обобщение полученных данных позволило уточнить границы и выявить особенности функционирования прибрежной Северо-Самбийской морфо-литодинамической системы. Она распространяется до мористой границы береговой зоны (глубина около 30 м – граница распространения вдольбереговых штурмовых течений). Ее возраст определяется относительным постоянством уровня моря в течение последних 5–6 тыс. лет.

Преобладание в общем балансе осадочного вещества продуктов абразии берегов и эрозии дна, а не речных выносов, является важной отличительной чертой как Гданьского бассейна в целом, так и его береговой зоны. Это обусловлено, во-первых, тем, что профиль динамического равновесия дна и берега для современного уровня моря здесь еще окончательно не выработан, а во-вторых, тем, что Вислинская (Калининградская) и Куршская лагуны являются естественными «ловушками» осадочного материала, поставляемого соответственно реками Висла и Неман.

Основной современной тенденцией развития берегов Калининградской области, является абразионно-аккумулятивное выравнивание береговой зоны, в процессе которого выдвинутые в море участки береговой линии абрадируются, а бухты заполняются осадочным материалом. Отложения, слагающие берега, легко подвергаются размыву под воздействием волновых процессов.

Одной из главных причин современной активизации береговых абразионных процессов, включая деградацию песчаных пляжей, является снижение объема поступления наносов со дна. Как известно, размерности осадков, имеющие медиану в пределах 0.14–1.0 мм (особенно 0.25–0.5 мм), обладают повышенной миграционной способностью по отношению к другим размерностям осадков, для перемещения которых требуется большее количество энергии. Как следствие, в условиях относительно постоянного уровня моря, материнский субстрат поверхностных осадков подводного берегового склона со временем обедняется мобильной фракцией, которая постепенно выносится вверх по склону в пределы пляжа. Так, зона истощения фракции 0.25–0.5 мм, выявленная на Самбийско-Куршском мелководье (глубины до 25–30 м), связана с формированием гигантской аккумулятивной формы – Куршской косы.

Остающиеся на дне осадки находятся в динамическое равновесие с условиями волнения и относительно стабильным уровнем моря. Это приводит к осциллирующему перемещению наносов без их поступательного смещения. Как следствие, при стабильном уровне моря бары, такие как Куршская коса, сформированные в значительной степени поперечным перемещением наносов к берегу, начинают, в конце концов, испытывать дефицит наносов и обнаруживают явные признаки размыва. Также размыву подвержен подводный склон Куршской косы (глубина до 15 м и более). Зоны волновой маломощной аккумуляции выделяются только в верхних частях берегового склона (в интервале глубин 2–10 м).

Развитие береговой зоны моря определяется, главным образом, воздействием сильных штормов, происходящих раз в год или в несколько лет, так как энергия штормовых волн на несколько порядков превосходит энергию обычных волнений с частой повторяемостью. Именно во время редких штормов происходит активный размыв берегов, все пляжевые наносы оттягиваются на глубину, и волны усиленно абрадируют подножие клифа. Штормовые условия способствуют поставке динамичного среднезернистого песка на внешнюю границу береговой зоны моря. По мере затухания сильного шторма большие массы наносов поступают на пляж, бенч закрывается песком, а подводный склон в целом приобретает относительно пологие уклоны.

Долгосрочные изменения в береговой зоне моря характеризуются чередованием периодов размыва и аккумуляции. В последние десятилетия цикличность процессов нарушается частым повторением экстремальных штор-

мов. В многолетней перспективе итоговый перенос наносов определяется направлением господствующих ветров и генеральной экспозицией берега. В Юго-Восточной Балтике штормы чаще всего приходят от западных (SW, W, NW) румбов; особенно это характерно для осени и зимы.

У северного побережья Самбийского п-ова берет начало поток наносов, названный Восточно-Балтийским, который направлен вдоль Курской косы в сторону Литвы и Латвии. Несмотря на то, что большая часть северного подводного склона Самбийского п-ова покрыта валунно-глыбовой отмосткой, огромная площадь, подвергаемая абразионному воздействию волнения, приводит к тому, что он является лидирующим поставщиком рыхлого материала для питания потока наносов. Наиболее вероятно, что подавляющая часть обломочного материала поступает с межморенных участков дна и участков, сложенных рыхлыми палеоген-неогеновыми отложениями. На поверхность дна выходят обнажения и отдельные останцы, очевидно, пород неоген-палеогенового возраста, частично перекрытые глыбовыми развалами. Относительно слабая устойчивость этих пород к волновому воздействию и расположение на мелководье, обусловливают их размыв.

Для неоген-палеогеновых пород Самбийского п-ова характерны высокие содержания глауконита – это единственный региональный источник глауконита для донных осадков Балтийского моря. Поэтому содержание глауконита в донных осадках является естественным трассером распространения взвешенных наносов от Самбийского п-ова. Общая тенденция распределения глауконита в пределах Северо-Самбийской морфолитодинамической системы – уменьшение содержания в сторону открытого моря. Замкнутый ареал 2 %-ного содержания глауконита, достигая глубин 25–30 м, ассоциируется с размерами этой системы. Наиболее высокое содержание глауконита было выявлено у основания Куршской косы.

На северном побережье Самбийского п-ова выделяется ряд бухт – морфолитодинамических систем меньшего масштаба (второго порядка), которые имеют ограниченную связь друг с другом, а их природными границами являются выступы мысов. В периоды штормов в их пределах, в центральных частях бухты, происходят нагонные повышения уровня моря, которые вызывает компенсационный отток вод, обогащенных взвешенными песчаными наносами. Поскольку бухты имеют малую «стрелу прогиба» («вогнутости» береговой линии), потоки наносов могут огибать их по периметру.

Далее на восток и северо-восток от Самбийского п-ова, проходя вдоль южной части Куршской косы, Восточно-Балтийский поток наносов приобретает выраженный миграционный характер, постепенно ослабевает и у северной части косы полностью разгружается.

С точки зрения прибрежной морфолитодинамики важный участок береговой зоны находится в месте сочленения Самбийского п-ова и Куршской косы, где береговая линия резко изгибается. При СЗ и С-СЗ ветрах здесь формируются сходящиеся вдольбереговые течения: одно из них на-

правлено вдоль Куршской косы на юг-юго-запад, а другое – ему навстречу, вдоль северного берега Самбийского п-ова. Как результат, у основания Куршской косы образуется зона конвергенции встречных вдольбереговых течений с образованием компенсационного взвесенесущего течения, направленного от берега в море. При значительной повторяемости ветров СЗ и С-СЗ направления, особенно штормовых, такие компенсационные течения на локальном участке существенно корректируют баланс как вдольбереговых, так и поперечных потоков наносов. Существование крупной линзы гоноценовых песчаных отложений (глубина 27–30 м, мощность 5–10 м) мористее корня Куршской косы может быть связано не только с прямым поступлением материала с эродируемого подводного склона Самбийского п-ова, но и с описанным эффектом компенсационного течения. Дополнительный вклад в формирование упомянутой линзы песка может давать также поступление (поперечный «сток») песчаного материала перед подводным препятствием (плато Рыбачий, расположеннное перпендикулярно к косе) при перемещении наносов вдоль Куршской косы.

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ (проект №14-37-00047).

The synthesis of long-term complex investigation data of the Baltic Sea coastal zone, which is adjoin to the Kaliningrad region, allows to specify the borders and identify the function features of the coastal North-Sambian morpho-lithodynamic system. The main zones of this system are determined. It is showed that the main source of incoherent material for the sediment drift is Sambian peninsula North underwater slope.

Синицына Н.Н.

(Севастопольская Морской академия (УМИ), Севастополь)

Теоретические основы использования метода частиц для описания движения рыб и других гидробионтов. Ч.1.

Sinitsina N.N.

(Sevastopol's marine academy (UMI), Sevastopol)

Theoretical bases of particle method for description of the fish motion and another hydrobiont. P.1.

Ключевые слова: седиментация, метод частиц, рыбы, гидробионт, синусоидальные шнуры, фрактал

Развивая метод частиц для седиментационных исследований [1], обнаруживаешь возможность смены выбора основной оси действия потенциальной силы. И таким новым приложением может быть горизонтальный поток. В этом горизонтальном потоке мы и ось выберем горизонтальной. Вклад вертикальной гравитационной силы становится незначительным. Такое предположение было сделано в 1999 г. Основанием служило изучение придонных горизонтальных потоков. В этих потоках переносился песок, частицы которого можно полагать сферическими. Метод частиц [2] как будто предназначен именно для исследования осаждающихся в безграничном пространстве частиц. Но сам математический аппарат разработан безотносительно гравитации [3], как основной потенциальной силы на Земле. Кроме того, имеющиеся расчеты показывали, что самые простые структуры из восьми, например, частиц выделяют в пространстве характерные синусоидальные шнуры, по поверхности которых и движутся наши частицы. Сама по себе картина эта необыкновенна. Гипотетически обрисовывается некая эквипотенциальная поверхность, которая позволяет абсолютно экономно перемещаться объектам \4-дисс\ . И вот теперь мы можем сделать следующий шаг: выбрать вместо вертикальной оси, как основной, горизонтальную. Например, как указано, для рассмотрения горизонтальной жидкой струи, нагруженной частицами песка.

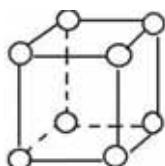


Рисунок 1а. Конструкция облака шарообразной примеси, Связь между частицами жидкая вода.

Большинство численных исследований проведено для сфер \4-дисс\ . Показано, что все другие тела, как правило, вращения вносят незначительную добавку в пределах возможных ошибок, возникающих от взаимного

влияния близко находящихся движущихся тел. То обстоятельство, что сила сопротивления потоку пропорциональна поперечному сечению рассматриваемого тела облегчает введения ряда наблюдаемых объектов, проведения с ними расчетов, кроме сферы.

На основании этих двух соображений: новой оси и фундаментальности влияния на движение поперечного сечения, мы можем заявить, что одинаковым поперечным сечением могут обладать объекты как короткие, так и длинные. Первично это сечение будет кругом, который безболезненно можно деформировать в эллипс в дальнейшем.

Рисунок 1б. Осциллятор «Порхающая бабочка». Частицы модели рис.1а. движутся по внешним и внутренним кривым под действием внешних потенциальных сил. Внешние кривые приближены к синусоиде. В объеме – рассматриваемый синусоидальный шнур.

Рассматривая в работе /1/ мелкие, но уже живые объекты *Prochlorococcus* spp (рис. 2а) и *Micromonas pusilla* (рис. 2б) мы убедились, что этим объектам гидродинамически выгодней размещаться в пространстве так же, как и размещаются частицы песка над океанским дном при оседании. Причём не возникает никакой биологической, физиологической ущербности для этих существ. Они проявляют свою личную биологическую активность по мере необходимости.

Рисунок 2а. Колонии *Prochlorococcus* spp

Приведённые рисунки наглядно демонстрируют совпадение с пространственным распределением аналогичных по характерному масштабу неживых объектов.

Рисунок 2б. Колонии *Micromonas pusilla*

Предлагается к использованию сопряженный метод [5] компьютерного моделирования частицами и гидродинамического метода точечных сил [2].

Кратко приводя математические выкладки этого метода, укажем, что выражения для скоростей гидробионтов были выведены на основании гипергеометрических рядов с представлением функции в степенной ряд с положительными и отрицательными степенями, и учетом основных гидродинамических законов (ползущих уравнений Стокса) и непрерывности жидкой среды:

$$\nabla p = \mu \Delta V \text{ и } \nabla \cdot V = 0$$

и соотношений Рейнольдса $Re = V \rho d / \mu$ и баланса сил. Таким образом, мы решаем основную задачу механики по определению координат и скоростей частиц, в данном случае скорости находим из баланса действующих сил:

$$F_i k + f_i k U + \sum_{j \neq k}^N f_j k j = 0$$

Координаты из скоростей:

$$V_{1 km} = E \left\{ P_m + G_m \left[\sum_{j=1}^N Q_1 B_{kj} + \sum_{j=N+1}^{2N} Q_2 B_{kj} + \dots + \sum_{j=M-N+1}^M Q_m B_{kj} \right] \right\}$$

$$V_{i km} = H \left[\sum_{j=1}^N Q_1 C_{kj} + \sum_{j=N+1}^{2N} Q_2 C_{kj} + \dots + \sum_{j=M-N+1}^M Q_m C_{kj} \right]$$

где $k=1, N; j=1, N; i=2, 3;$

$m=1, M$ – индекс сортности, N – число частиц каждого сорта.

Самое важное в выражении для скоростей это то, что B_{kj} есть координатная функция влияния на перемешивание вдоль основной оси

$$B_{kj} = [1/r_{kj} + (x_{i^k} - x_{j^k}) (x_{i^k} - x_{j^k}) / r_{kj}^3],$$

а C_{kj} – координатная функция влияния на перемешивание по вертикали

$$C_{kj} = (x_{i^k} - x_{j^k}) (x_{i^k} - x_{j^k}) / r_{kj}^3.$$

Положение в пространстве находится из скорости интегрированием уравнения:

$$d \vec{X} / dt = \vec{V}$$

Увидев, что микросущества подчиняются законам гидродинамики, в нашем случае их размещение в пространстве описывается методом частиц,

при этом мы наблюдаем сетчатую структуру и на рис. 2а (распределение проклорококкуса (*Prochlorococcus* sp) и на рис. 2б (микромонас пузиллы (*Micromonas pusilla*).

Вот теперь пришла пора сделать основное предположение: основная ось перемещения объектов будет определена горизонтальной, как уже обозначено уравнениями; выбранные объекты – рыбы, в вертикальном сечении имеющими круг или близкий к кругу эллипс.

Как мы знаем рыбы «в строю» движутся относительно равномерно. Опыт показывает, что данная математическая модель соответствует их спокойному, и мы можем утверждать, потенциальному движению.

Приведем снимок движения рыб над рифом.



Рисунок 3. Рыбная стая над рифом. [7].

Снимок сделан снизу. Мы видим цепочки эллипсов примыкающих друг к другу. Эллипсы в шахматном порядке. Слой движения рыб кажется плоским. Картина движения рыбьей стаи над рифом (рис. 3), как первый шаг выделения теперь поставленной цели.

Приведу также авторскую фотографию движения мальков в августе 2014 г. Вид сверху.



Рисунок 4. Длина мальков = 25мм, длина облака 2 = 83мм, ширина облака 2 = 50 мм, Число видимых ячеек = 15, число линий = 5, число ячеек на 1й линии=4, число ячеек на 2й линии=4, число ячеек на 3й линии=5, число ячеек на 4й линии=4, число ячеек на 5й линии=3, Число ячеек = 20

Ск. дв-я = 40мм в сек ?; 30; 50; 40; Время = 50 сек; 100; 20; 24; 30; 13;
Расстояние = 2000мм; 3000мм; 1000мм;

Таким образом, на рис. 4. ещё лучше виден шахматный строй рыбок, может потому что они пока мальки. Нам понятно, что рыбки самоорганизуются в определённые структуры [6]. Также в статье [1] указывается очевидность фрактальности пространственно-временного распределения гидробиологических объектов различного уровня, т.к. мы рассматриваем только общие проекции (перпендикулярные к плоскости проектирования) геометрических и весовых центров тяжести организмов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Синицына Н.Н. Возможные механизмы формирования пространственно – временной организации гидробиологических объектов на основании законов гидродинамики // Научные записки Тернопольского нац. пед. ун-та. Сер. Биология. Спец. вып. «Гидроэкология». 2005. № 4 (27). 297 с.
2. Струминский В.В., Смирнов Л.П., Кульбицкий Ю.Н. и др. Законы механики дисперсных сред и двухфазных систем в связи с проблемами повышения эффективности технологических процессов. Метод классической механики. М., 1979. № 1. 59 с.
3. Хокни И. Моделирование с помощью частиц. М.: Мир, 1987. 516 с.
4. Синицына Н.Н. Использование метода частиц для исследования движения облаков сфер в жидкости. Канд. Диссертация. Москва-Севастополь, 1994. 152 с.
5. Синицына Н.Н. Теоретические технологии моделирования формирования пространственно-временных форм организации распределения гидробиологических объектов на основании гидродинамических законов // Современное состояние экосистем Черного и Азовского морей. Тезисы докладов Межд. науч. конф. (Крым, Донузлав, 13–16 сент. 2005г.). Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2005. 195 с.
6. Самоорганизация и саморегуляция природных систем (модель, метод и основы теории D-SELF) / Под редакцией ак. РАН К.Я. Кондратьева. СПб.: Русское географ. общество, 2001. 216 с.
7. NOAA Ocean Explorer [электронный ресурс]. Rev. Dec. 31, 2002 by the Ocean Explorer Webmaster, Nat. Oc. and Atm. Adm., U.S. Dep. of Commerce. 2002. <http://oceanexplorer.noaa.gov/welcome.html>

Theoretical bases of the hydrodynamic description of the hydrobiont motion-bases are considered, in particular fish. Brought forth earlier suggestion about need and sufficiency entering the main geometric motion parameter is as a cross-section of the object, and second suggestion about motion of fish is on surfaces sined cord, which collection presents rolling fractal space-time structure.

Синицына Н.Н.

(Севастопольская Морской академия, Севастополь)

Теоретические основы использования метода частиц для описания движения рыб и других гидробионтов. Ч.2.

Sinitsina N.N.

(Sevastopol's marine academy (UMI), Sevastopol)

Theoretical bases of particle method for description of the fish motion and another hydrobiont. P.2.

Ключевые слова: седиментация, метод частиц, рыбы, гидробионт, синусоидальные шнурсы, фрактал

В этой части статьи мы попробуем показать, доказать, что рыбы и будут двигаться по предложенными в Части 1 статьи поверхностям синусоидальных шнурков. Только сделаем это, исходя из моделирования движения рыб Алеевым [8]. Для рисунков и списка литературы применим сквозную нумерацию с учётом Части. 1.

Рассмотрим идеальный случай, когда рыбы без отклонения движутся по поверхностям теоретических синусоидальных шнурков. Картина рис. 3 хорошо укладывается в эту схему рис. 5а с некоторым разбросом. Приведём также фрагмент схемы рис. 5а. Картина рис. 4 идеально укладывается в эту схему рис. 5а, почти без искажений.

Рисунки 5 а и б подобны. На рис. 5б в кружках указаны номера частиц начальной структуры частиц рис. 1, которые и образуют эти самые синусоидальные шнурсы. Вот ещё один авторский снимок августа 2014 г.

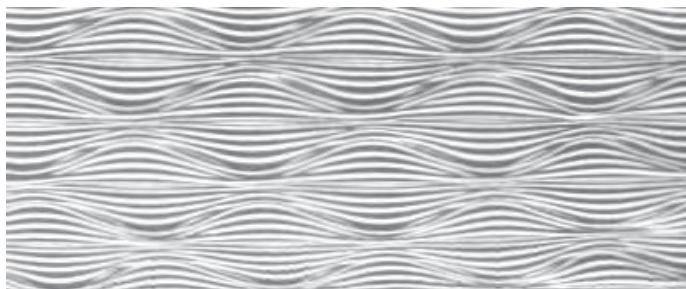


Рисунок 5а. Система совокупности идеальных синусоидальных шнурков в разрезе плоскости.

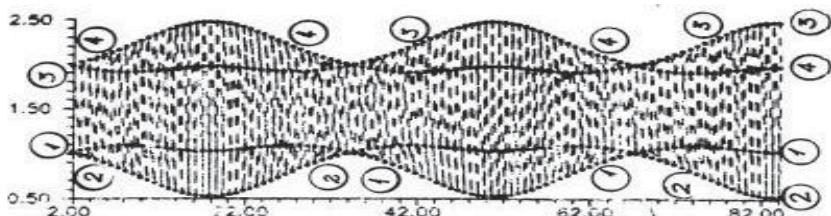


Рисунок 5б. Расчётный синусоидальный горизонтальный шнур в разрезе.



Рисунок 6. Длина мальков = 25мм; длина облака1 = 1150 мм; ширина облака 1 = 30-40 мм; Число видимых ячеек = 15; число основных линий = 2; число ячеек на 1й линии=7; число ячеек на 2й линии=9; число ячеек на 3й линии =3+4, Число ячеек всего = 23. Ск. дв-я = 40мм в сек ?; 30; 50; 40; Время = 50 сек; 100; 20; 24; 30; 13; Расстояние пройденное = 2000 мм; 3000 мм; 1000 мм;

Здесь мы уже можем наблюдать, как основная ось, направление может меняться в пространстве. Можно и дальше рассматривать фотографии движения рыб, например из океанографического учебника [7]. Но нужно всегда помнить, что цели фотографа и наши не совпадают и, что перед нами проекция всех рыб на плоскость следящей камеры. [7]. Но всё же эти фотографии несли огромную вспомогательную роль, покуда подтвердили предположения 1999 г. о движении рыб по выделенным в пространстве поверхностям. Приведенная фотография рыбьей стаи в Части 1 над рифом (рис. 3), была первым шагом выделения теперь поставленной цели. Подобранный, богатый фотоматериал из интернета определил обоснованность высказанной гипотезы, а накопленная собственная коллекция изобразительного и видеоряда помогает дать эмпирическую подоплётку используемой теории перемещения в данном случае живых объектов в воде.

Что самое важное в этом?

Рассматривая визуально ряд фотографий движения рыбых стай (выполненных ввиду изучения биологических целей), замечаем некоторую регулярную структуру, образуемую рыбками в пространстве (рис. 4 и 6). Общая совокупность рыб, в особенности мелких, имеет в проекции на плоскость экрана фиксирующей их перемещение фото-, или видеокамеры, следующие черты:

- пятнистую разреженность, т.е. отсутствие рыб в некоторых частях пространства;

- пересыщение рыбных объектов по выбранным линиям;

- т.е. по всему объему выделенного камерой водного пространства образуется регулярная сетчатая структура взаимного расположения рыб, находящихся при этом, в непрерывном движении.

Напомним, что общее предположение, сделанное в [1, 4], состоит в том, что все пространство разбивается на прямоугольную сетку (в 3-хмерном пространстве – параллелепипеды) в ячейках которой по огибающим, или по вписанным внутрь, плавным поверхностям движутся организмы. Эти плавные поверхности в проекции на фронтальную плоскость есть синусоиды. А вся структура названа совокупностью синусоидальных шнурков. Этую-то структуру мы и видим через плоскость фото-, видеокамеры. Она же является фрактальной. Шнуры же, как ее часть, когерентны и устойчивы во времени и пространстве. Они меняют своё направление вместе изменением движения живых объектов, неживые основную ось не меняют. При этом видно, что внутрь ячеек ни одна рыба не стремится, и не попадает, за исключением узлов.

Перейдем непосредственно к доказательству, что каждая конкретная рыба движется по синусоидальной траектории в пространстве. Приведем совмещенные кинограммы свободного движения рыб гетеростраков [8, 9].

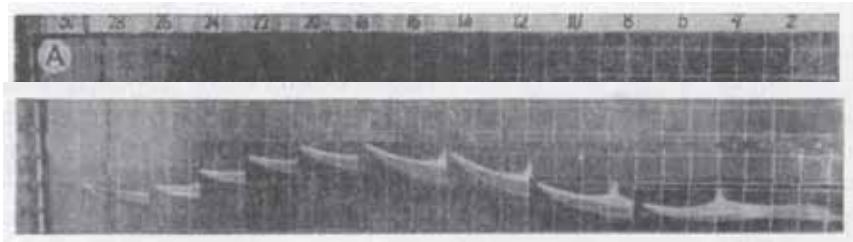


Рисунок 7а. Совмещение кадров кинограммы свободного планирующего движения моделей гетеростраков. А – Eglonasoisrostrata при стартовом дифференце $d=0^\circ$ (иначе: угол атаки, $T_1=7.7$ ед. $T_2=29.5$ ед. (109 см), одна клетка сетки поля равна 5 см). Полупериод равен 109 см, длина тела равна 40 см.

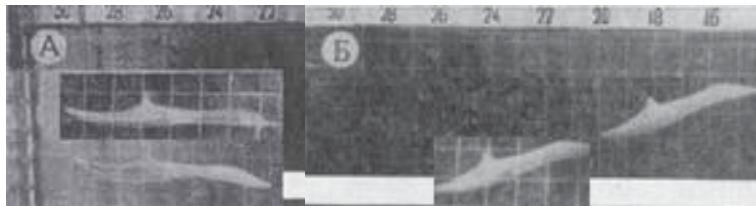


Рисунок 8. А – Поиск полупериода перемещения гетерострака *Eglonasoisrostrata* по положению в пространстве. В данном случае совпадают 9й кадр с первым. Б – Поиск полупериода перемещения гетерострака *Olbiaspiscjalescens* по положению в пространстве. В данном случае совпадают 11й кадр с первым.

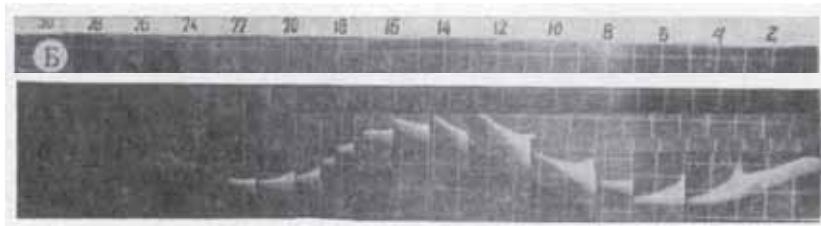


Рисунок 9. *Olbiaspiscjalescens* при стартовом дифференте $d=-30^\circ$. $T_{11}^1=5,7$ ед. $T_{11}^2=20$ ед. (71.5 см). Цифры на верхней кромке канала обозначают интервалы длиной 5 см. Полупериод перемещения равен 72 см, длина тела 25 см.

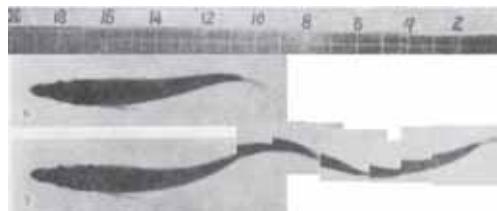


Рисунок 10. Схема скомброаксокимального движителя. Совмещение кадров кинограмма движения ставриды.

Для поиска траектории движения рыбы берем только начальную часть тела, т.к. это представляет в данном случае удобство и демонстрирует наглядность результата.

Также рассмотрим кинограммы перемещения ставриды. Для нахождения ее траектории совмещаем кадры кинограммы по конечной части тела. И тоже получаем синусоиды. Различие только в движении самих рыб: гете-

ростраки движутся от головы, ставриды – от хвоста, с сохранением направлённости положения тела в пространстве. Аналогично движется конькобежец: только взмахи рук и толчки ног о поверхность льда.

Проведя анализ рисунков, заключаем, что сделанное предположение о движении рыб по синусоидальным кривым находит свое геометрическое подтверждение по ранее проведенным исследованиям другими авторами. Наша задача состояла в том, чтобы последовательно донести до читателя данную совокупность фактов из жизни рыб, определить качественно тип траекторий их перемещения. Задача имеет большие перспективы в области расчётов, так как всё необходимое для этого есть. Здесь же проведены исследования для различных видов рыб.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ (продолжение Части.1)

8. Алеев Ю.Г. Экоморфология. Киев Наукова думка, 1986. 424 с.
9. Синицына Н.Н. Фрактальность рыбных стай // Науч.Вестник «Рында» / Под ред. В.А. Маньковского. Севастополь: Укр. Мор. ин., 2008. № 2. 168 с.

In a part 2 of the article we shall try to show, prove that fish will move on sine surface cord offered in Part 1 of the articles. Only we shall do this from modeling of the motion of fish by Aleev.

Сорокина В.В.

(Институт аридных зон Южного научного центра РАН, г. Ростов-на-Дону, e-mail:v.sorok@mail.ru)

Атмосферные выпадения органического углерода в северо-восточной части Азовского моря

Sorokina V.V.

(Institute of Arid Zones of the Southern Scientific Center of RAS, Rostov-on-Don)

Atmospheric deposition of organic carbon in the north-eastern part of the Sea of Azov

Ключевые слова: эоловое вещество, пылевые выпадения, атмосферные осадки, органический углерод, Азовское море

Значимость эолового фактора для процессов накопления донных осадков в Азовском море и их геохимии показана в работах [1–4]. Литературные источники содержат данные о химическом составе аэрозолей над акваторией моря, но при этом единичная количественная оценка содержания органического углерода в эловом материале сделана в работе [5]. Вклад атмосферных выпадений до сих пор не учитывается в балансе углерода Азовского моря.

Комплексные работы, выполняемые Южным научным центром РАН и Институтом аридных зон ЮНЦ РАН в последние годы, связаны с изучением закономерностей продуцирования и трансформации органического вещества в экосистеме Азовского моря. Эта работа включает рассмотрение внешних потоков вещества в море, в частности, атмосферных выпадений, а также оценку их вклада в современный баланс органического углерода Азовского моря.

Отбор проб эоловых выпадений выполняли в 2009–2013 гг. в акватории Таганрогского залива на НИС «Профессор Панов» и НИС «Денеб», на побережье Таганрогского залива (с. Кагальник; х. Донской; с. Приморка), а также в г. Ростов-на-Дону (40 км от Таганрогского залива) (рисунок).

Для сбора «сухих» атмосферных выпадений использовали пылеуловитель (открытый прямоугольный пластиковый контейнер площадью 0.0297 м^2), выложенный в 2 слоя стеклянными шариками диаметром 14 мм (256 шт.). В морских рейсах пылеуловитель устанавливали в наиболее высоком месте на судне, во время его стоянок в ночные времена или на суточных станциях. На суше были организованы стационарные площадки, где контейнер устанавливали на высоте 2.5–3 м от земной поверхности. Время экспонирования на суше составляло от 1.90 до 30 суток, над водной поверхностью – от 1.46 до 3.26 суток. Отбор проб осуществляли весной и летом, исключая периоды дождевых выпадений.

После экспонирования контейнер с пылью анализировали в Междисциплинарной аналитической лаборатории ЮНЦ РАН. Процедура обработки проб: в контейнер с собранной пылью добавляли определенный объем биодистиллированной воды и обрабатывали ультразвуком в течение 5–10 мин. Полученную пробу воды фильтровали через предварительно взвешенный стекловолокнистый фильтр MGF (Sartorius) с порами 0.7 мкм. Фильтр высушивали до постоянного веса и рассчитывали привес пыли на фильтре. Органическое вещество определяли способом мокрого сожжения с бихроматом калия при нагревании в присутствии сернокислого серебра. Концентрацию взвешенного органического углерода (ВОУ) определяли путем умножения полученного значения бихроматной окисляемости на коэффициент 0.375. В оставшейся после фильтрования воде определяли содержание растворенного органического углерода (РОУ) с использованием анализатора multiN/C 3100 фирмы Analytik Jena.

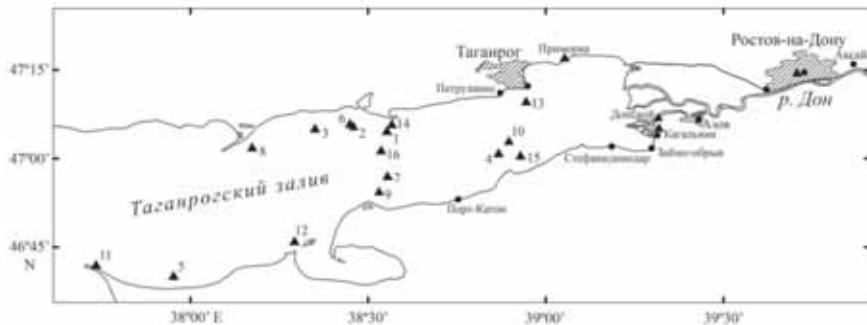


Рисунок. Схема отбора проб эоловых выпадений (треугольник) и атмосферных осадков (кружок).

Пробы дождя отбирали в городской черте (г. Ростов-на-Дону, г. Таганрог) в 2006–2011 гг. Одну пробу удалось получить в период рейса НИС «Профессор Панов» в Таганрогском заливе в 2011 г. (точка отбора пробы № 8 в соответствии с рисунком). Атмосферные осадки собирали в чистые пластиковые емкости в течение всего времени их выпадения. В предварительно профильтрованных пробах дождевой воды определяли РОУ с использованием анализатора multiN/C 3100. Взвешенное органическое вещество не определяли. Пробы снега отбирали в период 2007–2014 гг. с поверхности льда рукавов и протоков дельты Дона, на берегу Таганрогского залива и в городах Ростов-на-Дону, Азов, Аксай. Воду после растопления снега фильтровали через стекловолокнистые фильтры MGF (Sartorius). Последующая процедура определения общей взвеси, ВОУ и РОУ аналогична описанной выше.

Проведенные исследования позволили количественно оценить потоки взвешенного вещества и органического углерода из атмосферы на земную и водную поверхность в регионе с недостаточным увлажнением, проследить изменчивость этих потоков в пространстве на фоне преобладающего над исследуемой территорией восточного переноса воздушных масс.

Пробы, отобранные на суше в пределах городов, отличались большим количеством выпавшей пыли ($151\text{--}178 \text{ мг}/\text{м}^2$ в сутки) и содержали меньше органического углерода (4–5% сухой массы) по сравнению с пробами, отобранными на побережье и в акватории Таганрогского залива. Интенсивность осаждения эолового материала в Таганрогском заливе в среднем составляла 98, на побережье залива – 106, в районе дельты р. Дон – $82\text{--}177 \text{ мг}/\text{м}^2$ в сутки. По мере продвижения от источников пыли на суше в открытую часть залива происходило уменьшение пылевых выпадений (до $33 \text{ мг}/\text{м}^2$ в сутки) и накопление ВОУ в эловом материале (до 27% сухой массы).

Специальных работ по оценке органического углерода в эловом материале над акваторией Азовского моря ранее не проводилось. Полученные величины содержания ВОУ в эловой пыли (в среднем над акваторией Таганрогского залива – 25 %) почти в 10 раз больше ранее определенной величины (2.6 %) [5] и во столько же раз больше содержания органического углерода в почвах прилегающих территорий (1.3–2.4 %).

Наибольшими величинами потока ВОУ характеризовалась акватория Таганрогского залива, в среднем – 22, при колебаниях от 8 до $30 \text{ мгС}/\text{м}^2$ в сутки. На побережье поток ВОУ изменялся в пределах 13–22, а среднее медианное значение составило $18 \text{ мгС}/\text{м}^2$ в сутки. В г. Ростов-на-Дону величина потока ВОУ из атмосферы на земную поверхность уменьшилась до $6\text{--}9 \text{ мгС}/\text{м}^2$ в сутки.

Использованная методика позволила определить часть органического углерода, растворившегося в бидистиллированной воде при обработке проб эловой пыли. Получено, что растворяется в среднем столько же органического углерода, сколько его остается во взвешенном состоянии. С учетом этого поток органического углерода (в составе потока сухих атмосферных выпадений) в пределах г. Ростов-на-Дону составил 12–18, на побережье Таганрогского залива – 28–48, в акватории Таганрогского залива – $20\text{--}80 \text{ мгС}/\text{м}^2$ в сутки.

Дополнительным источником органического вещества в Азовском море являются атмосферные осадки. Диапазон концентраций растворенного органического углерода в дождевых водах составил 1.6–4.3, в снеге – 0.9– $16.6 \text{ мгС}/\text{л}$. Варьирование концентрации РОУ может происходить в соответствии с количеством находящихся во взвешенном состоянии в подоблачном слое частиц почвенной пыли, примесей промышленного происхождения, частиц удобрений, ядер конденсации. Как показали исследования, в промышленных зонах городов она может увеличиваться до 25–35 $\text{мгС}/\text{л}$, тогда как на акватории Таганрогского залива содержание РОУ в дождевой

воде составило 1.8 мгС/л. Повышенными концентрациями РОУ отличались пробы свежевыпавшего снега (на побережье Таганрогского залива – 2.6, в городе Ростове-на-Дону – 9.0 мгС/л), где содержание ВОУ также значительное (19–34% общей взвеси). С увеличением запыленности проб снега в них уменьшалась доля ВОУ (от 19 до 2% общей взвеси).

В среднем концентрация РОУ в зимних атмосферных осадках в селах и хуторах побережья Таганрогского залива составила 3.1 мгС/л. В сельской местности и вдали от источников пыли концентрация взвешенного вещества в снеге изменялась в пределах 0.8–30.9 и в среднем составила 12 мг/л. Содержание ВОУ в пробах снега варьировало в широких пределах от 2 до 43 %, а медиана распределений его значений составила 14 %.

В целом, можно отметить, что средние уровни концентрации органического углерода терригенного, морского и антропогенного происхождения не выходят за рамки имеющихся литературных данных о его содержании в атмосфере исследуемого региона и других территорий.

Расчеты баланса органического углерода в Азовском море [6, 7] не учитывают вклад атмосферных выпадений. Роль атмосферы в поставке органических веществ в Азовское море ранее не была оценена.

По нашим предварительным расчетам [8] общий приток органического вещества (ОВ) в Азовское море может быть оценен величиной 1.5 млн. т С_{орг}/год (таблица) при значительных вариациях этой величины от года к году в пределах от 0.3 до 1.6 млн. т С_{орг}/год.

Таблица. Приходные статьи баланса органического вещества Азовского моря (в тыс. тонн органического углерода за год)

Приход ОВ	Сорокина, Бердников, 2014 [8]	Дацко, 1959 [6] Максимова, 2004 [7]
Всего	14096	17700
Внешние источники, всего	1556	700
Поступление со стоком рек	466	500
Эоловое выпадение	670	-*
Поступление с атмосферными осадками	55	-*
Поступление с продуктами абразии берегов	26	-*
Поступление с подземными водами	0.7	-*
Поступление из Черного моря при водообмене	338	200
Продукция фитопланктона	12540	17000

Примечание: * – данные статьи баланса не оценивались

Доля ОВ аллохтонных источников в приходной части баланса ОВ Азовского моря больше полученных ранее величин (3.9%) почти в 3 раза и составляет 11% (таблица), при этом среди всех внешних источников ОВ основная роль принадлежит атмосферным выпадениям и стоку рек.

Автор благодарит за помощь в сборе и обработке проб Е.П. Пономаренко, С.В. Кумпан, В.В. Поважного, В.Г. Сойера.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 14-05-31322, № 15-05-08547), РГО и РФФИ (проект № 13-05-41528 РГО_а), Программы фундаментальных исследований Президиума РАН №23 «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология» (проекты 2010–2014 гг.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Панов Д.Г., Малик С.А., Спичак М.К. О некоторых последствиях пыльной бури 1960 года в Азовском море. // Автофер. научно-исслед. работ Ростовского гос. ун-та за 1960. Ростов-на-Дону. 1961. С. 139–140.
2. Хрусталев Ю.П. Основные проблемы геохимии седиментогенеза в Азовском море. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 1999. 247 с.
3. Хрусталев Ю.П., Грудинова Л.Я., Серова В.В. и др. Роль золового материала в морском седиментогенезе аридной зоны (на примере Азовского моря) // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 2. С. 55–64.
4. Хрусталев Ю.П., Ивлиева О.В. Проблемы антропогенной морской седиментологии (на примере Азовского моря). Ростов-на-Дону: Гефест. 1999. 196 с.
5. Александрова З.В. Органическое вещество в донных осадках Азовского моря // Изв. СКНЦ ВШ. Естественные науки. 1975. № 1. С. 77–81.
6. Дацко В.Г. Органическое вещество в водах южных морей СССР. М.: Изд. АН СССР, 1959. 271 с.
7. Максимова М.П. Сравнительная гидрохимия морей // Новые идеи в океанологии. Т. 1: Физика. Химия. Биология / Отв. ред. М.Е. Виноградов, С.С. Лаппо. М.: Наука, 2004. С. 168–189.
8. Сорокина В.В., Бердников С.В. К оценке баланса органического вещества в Азовском море // Экология. Экономика. Информатика (7–12 сентября 2014) Сборник статей. Т.1: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. Изд-воЮФУ. Ростов-на-Дону, 2014. С. 236–242.

The new data on the content of organic matter in aeolian material and precipitation falling on the coast and the waters of the eastern part of the Sea of Azov are presented. The intensity of aeolian dust deposition and the fluxes of organic carbon were estimated. The role of the atmosphere in the supply of organic matter in the Sea of Azov is comparable to the Don and Kuban runoff.

Стародымова Д.П., Шевченко В.П., Филиппов А.С.

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

Микроэлементный состав летнего аэрозоля побережья Белого моря (полуостров Киндо, Кандалакшский залив)

Starodymova D.P., Shevchenko V.P., Filippov A.S.

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

**Trace element composition of summer aerosols
of the White Sea coast (KindoPeninsula, KandalakshaBay)**

Ключевые слова: аэрозоли, тяжелые металлы, эоловый перенос, Белое море

Атмосферный перенос взвешенных частиц является быстрым путем поступления многих веществ (включая поллютанты) в удаленные районы. Этот механизм переноса вещества имеет особенно большое значение для окружающей среды Арктики [1]. Кроме того, аэрозольный материал, переносимый воздушными потоками, вносит ощутимый вклад в морское осадконакопление [2–4].

Для оценки поступления аэрозольного материала в окружающую среду побережья Белого моря с 2010 г. в работе аэрозольная станция, установленная в окрестностях Беломорской биологической станции им. Н.А. Перцева МГУ (Кандалакшский залив Белого моря). На станции производится отбор проб атмосферных аэрозолей с помощью универсального пробоотборника воздуха UAS-310, который с помощью насоса пропускает атмосферный воздух через фильтры. Скорость прокачки воздуха составляет 270 л/мин. Размер фильтра составляет 225 мм*172 мм. Длительность отбора одной пробы составляет порядка недели. На зиму работа насоса приостанавливается. После отбора аэрозольные фильтры хранятся в стерильных пакетах в холодильнике.

В данной работе были исследован аэрозольный материал, собранный на фильтры двух типов:

- стекловолокнистые фильтры A/E (Pall Corporation). Пробоотбор происходил в течение лета 2010 года;
- целлюлозные фильтры Whatmann 41, отбирающиеся в течение лета 2013 г.

Для проведения химического анализа аэрозольный материал с фильтра был разложен смесью концентрированных кислот (HNO_3 , HF) и H_2O_2 . При этом при разложении материала со стекловолокнистого фильтра сама матрица фильтра не подвергалась разложению, в то время как кусочек целлюлозного фильтра разлагался целиком вместе с материалом, накопленном на

нем. После разложения пробы выпаривались, а осадок растворялся в 3% растворе азотной кислоты (стекловолокнистый фильтр прополаскивался в растворе кислоты и удалялся из пробы). Полученный раствор был проанализирован методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой.

Вместе с пробами по той же методике были подготовлены и проанализированы кусочки чистых, неэкспонированных фильтров (холостые). Сравнение холостых проб разных типов фильтров показало, что содержание некоторых элементов (пересчитанное на площадь всего фильтра) в стекловолокнистых фильтрах во много раз превышает содержание на целлюлозных фильтрах. Так, содержание циркония в стекловолокнистых фильтрах в 118 раз превышает содержание в целлюлозных фильтрах, а содержание кадмия – в 22 раза. Это говорит о том, что материал стекловолокнистого фильтра подвергается разложению и вносит существенный шум в сигнал от аэрозольного материала, накопленного на фильтре. Содержания некоторых элементов (Ni, Sb, Bi) в холостых пробах были близки в обеих типах фильтров. Это говорит о том, что для определения микроэлементов в аэрозолях лучше подходят фильтры Whatman 41, стекловолокнистые фильтры имеют серьезные ограничения по применению.

В стекловолокнистых фильтрах были определены концентрации следующих элементов: Ni, Cu, Mo, Cd, Sb, Pb, Bi. В аэрозольном материале, собранном на целлюлозные фильтры, были определены Ti, V, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Cd, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Pb, Bi. Полученные концентрации были пересчитаны на объемные концентрации элемента на кубический метр воздуха. Средние концентрации некоторых элементов и сравнение с другими районами Арктики приведены в таблице.

Таблица. Средние концентрации элементов в различных районах Арктики, нг/м³

Регион	Ni	Cu	Cd	Sb	Pb
Чукотское море [5]	1.8	3.23	0.088	0.057	0.69
Баренцево море [6]	0.3	3.8	0.023		0.13
Белое море [6]	0.4	7.6	0.02		0.12
Центральная Арктика, весна 1987 [7]	2.2	7			13
Центр Арктика, август– октябрь 1991 г. [8]	<0.18	0.16		0.019	0.2
ББС МГУ (лето 2010 г.) (данная работа)	1.2	7.0	0.3	0.4	4.1
ББС МГУ (лето 2013 г.) (данная работа)	0.53	0.76	0.01	0.03	0.4

В таблице видно, что концентрации элементов (за исключением Ni) аэрозолях, измеренные летом 2013 г. приблизительно на порядок ниже тех, что измерены в 2010 г. Эти различия можно объяснить как влиянием матрицы фильтра на результат анализов, так и естественной флуктуацией. Из таблицы видно, что для арктических районов характерен сильный разброс концентраций микроэлементов в аэрозолях. Кроме того, как показали предыдущие исследования, аэрозоль из окрестностей ББС МГУ летом 2010 г. был аномальным по содержанию органического и элементного углерода (ОУ и ЭУ) [9], а значит, более высокие концентрации микроэлементов в аэрозолях летом 2010 г. могут быть обусловлены теми же процессами, что привели к повышению концентраций ОУ и ЭУ.

При рассмотрении распределения концентраций элементов во времени выявляются пики, как синхронные для многих элементов, так и специфические для отдельных элементов (рис. 1, 2).

Например, летом 2010 г. в пробе с наибольшим содержанием ОУ и повышенным содержанием ЭУ (30.07–02.08.2010), также наблюдаются высокие концентрации Cu, Pb и Sb; а в пробе, отобранный 29.06–03.07.2010 выявлены повышенные концентрации ЭУ, Ni, Cu, Pb, Cd, Sb.

В пробах, отобранных в 2013 г. выявлены синхронные пики (рис. 2): 02.07–09.07.2013 (повышенные концентрации почти всех элементов, кроме цинка); 16.07–23.07.2013 (пик Cu и Ni).

Для выявления источника поступления аэрозольного материала с помощью программы HYSPLIT были рассчитаны трехмерные обратные траектории [10] воздушных масс, приходящих на ББС МГУ на уровне 20 м, с

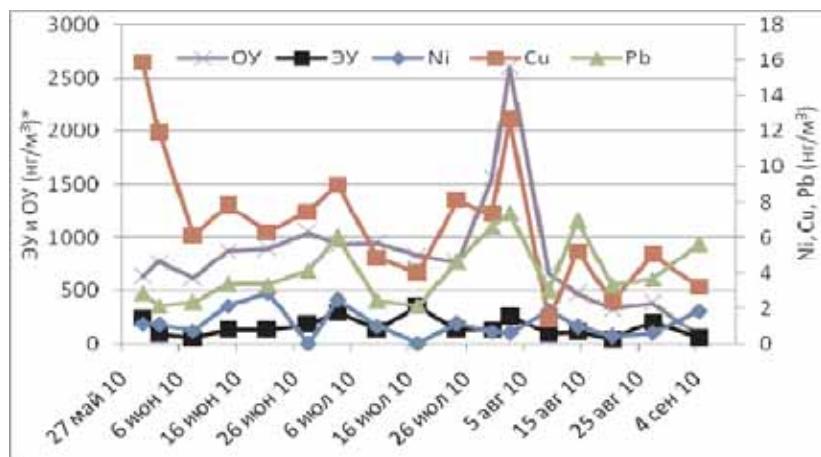


Рисунок 1. Распределение концентраций микроэлементов, ОУ и ЭУ [9] в аэрозолях приземной атмосферы в районе ББС МГУ летом 2010 г.

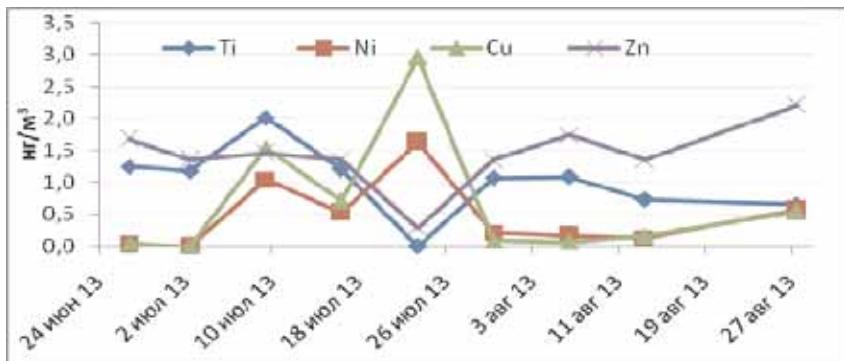


Рисунок 2. Распределение концентраций химических элементов в аэрозолях приземной атмосферы в районе ББС МГУ летом 2013 г.

шагом 12 часов в течение трех суток. Анализ распределения обратных траекторий показал, что в периоды пробоотбора с пониженными концентрациями элементов в аэрозолях воздушные массы приходили с акватории Белого моря и со стороны Северного Ледовитого океана, возрастание концентраций меди и никеля характерны для периодов, когда воздушные массы приходили с Кольского полуострова и Северной Скандинавии. Воздушные массы, приходящие со стороны г. Архангельск, соответствуют повышенным концентрациям свинца в пробах аэрозолей.

Авторы благодарны сотрудникам ББС МГУ В.В. Сивонену и В.П. Сивонену за отбор проб аэрозолей, директору ББС МГУ А.Б. Цетлину за предоставление возможности работать на станции, академику А.П. Лисицыну за поддержку и ценные советы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 14-05-31512 и 14-05-00059) и Лаборатории им. Отто Шмидта (проект OSL-15-23).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградова А.А. Микроэлементы в составе арктического аэрозоля (обзор) // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29. № 4. С. 437–456.
2. Шевченко В.П. Аэрозоли – влияние на осадконакопление и условия среды в Арктике. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2000. 213 с.
3. Lisitzin A.P. Sea-ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean: Recent and Past. Berlin, Springer. 2002. 563 p.
4. Shevchenko V., Lisitzin A., Vinogradova A., Stein R. Heavy metals in aerosols over the seas of the Russian Arctic // Sci. of the Total Environ. 2003. V. 306. P. 11–25.
5. Zhu L., Chen L., Yang X. et al. Chemistry of aerosols over ChukchiSea and Bering Sea // Chinese Journal of Geochemistry. 2004. V. 23. P. 26–36.

6. Golubeva N., Burtseva L., Gromov S., Felitsin M. The results of investigation of contamination of atmospheric air of the open areas of the Barents and White Seas with heavy metals // The Second AMAP International Symposium on Environmental Pollution of the Arctic: Extended abstracts (Rovaniemi, Finland, October 1-4, 2002). AMAP Report 2002:2. P-M11, 3 p.
7. Виноградова А.А. Элементный состав атмосферного аэрозоля Восточной Арктики // Известия РАН. 1996. Т. 32, №4. С. 437–456.
8. Maenhaut W., Ducastel G., Leck C., Nilsson E.D., Heitzenberg J. Multielemental composition and sources of the high Arctic atmospheric aerosol during summer and autumn. Tellus. 1996. 48B.Pp. 300–321.
9. Шевченко В.П., Стародымова Д.П., Виноградова А.А. и др. Элементный и органический углерод в атмосферном аэрозоле над северо-западным побережьем Кандалакшского залива Белого моря // Доклады Академии наук. 2015. Т. 461. № 1. С. 70–74.
10. Draxler, R.R. and Rolph, G.D. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://www.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). NOAA Air Resources Laboratory, College Park, MD.

Aerosol matter collected on filters at the White Sea coastal area was analyzed on trace elements content. Different types of filters were used in summer 2010 and summer 2013. To reveal main sources of heavy metals in aerosols we used HYSPLIT model. Backward trajectory analysis show that high concentrations of Ni and Cu in aerosols correspond to air masses coming from Kola Peninsula and North of Scandinavia and high concentrations of Pb correspond to air masses from Arkhangelsk.

Таловская А.В., Язиков Е.Г., Филимоненко Е.А.

(Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, e-mail: talovskaj@yandex.ru)

Вещественный состав нерастворимых частиц в снежном покрове на территории бассейна р. Томь

Talovskaya A.V., Yazikov E.G., Filimonenko E.A.

(National research Tomsk Polytechnic University, Tomsk)

**Substantial composition of insoluble particles
in snow within basin of river Tom**

Ключевые слова: снег, Томь, Обь, аэрозоли, микрочастицы, техногенные образования, электронная сканирующая микроскопия

В настоящее время большой интерес представляет изучение переноса аэрозолей от региональных и удаленных индустриальных центров к морям с целью оценки их вклада в формирование эолового материала [1–2]. Таким образом, важное значение приобретает выявление специфики состава аэрозольных частиц в промышленно-урбанизированных районах для определения регионов – источников антропогенного загрязнения атмосферы над поверхностью морей. Оптимальной депонирующей средой для получения современной информации о поступлении аэрозолей и других загрязняющих веществ из атмосферы на подстилающую поверхность является снежный покров [1–8].

Томская область расположена на территории водосбора р. Обь, которая пересекает область по диагонали с юго-востока на северо-запад, деля её на две почти равные части. Административный центр области – г. Томск, расположен на правом берегу р. Томь. Источниками загрязнения в городе являются предприятия различного профиля: крупнейший в России нефтехимический комбинат, спичечная фабрика, объекты теплоэнергетики, машиностроения, пищевой промышленности и стройиндустрии.

Изучение снежного покрова как планшета-накопителя аэрозолей на территории г. Томска и области было начато в 1970-х гг. [3–7]. Известны работы по изучению снежного покрова на профиле от Томска до эстуария р. Обь сотрудниками Института океанологии РАН [5].

Начиная с 1990-х годов исследования в области геохимии снежного покрова проводятся на базе кафедры геоэкологии и геохимии ТПУ. На данный момент накоплен обширный фактический материал об элементном и вещественном составе нерастворимых частиц в снежном покрове и жидкой фазы снега на территории различных промышленных районов Томской области, и в административном центре – г. Томске.

В данной статье представлены результаты изучения вещественного состава нерастворимых частиц в снежном покрове в окрестностях ряда промышленных предприятий г. Томска. В результате проведенной в 2007 г. площадной снеговой съемки на территории г. Томска было установлено, что техногенные ореолы загрязнения по величине пылевой и элементной нагрузки на снежный покров приходились на районы расположения государственной районной теплоэлектростанции и кирпичных заводов [7]. Начиная с 2009 г. нами проводится мониторинг загрязнения снежного покрова в окрестностях этих объектов с целью определения элементов-индикаторов и особенностей вещественного состава выбросов этих объектов, аккумулирующиеся в снежном покрове.

Для отбора и подготовки проб снега использовалась стандартная методика с учетом многолетнего практического опыта эколого-геохимических исследований на территории Западной Сибири. Пробы отбирали из шурфа на всю мощность снежного покрова, за исключением 5-сантиметрового слоя над почвой. Вес каждой пробы достигал 17–20 кг. Таяние проб снега осуществляли при комнатной температуре. Талую воду фильтровали через бумажный фильтр типа «синяя лента». Полученный после фильтрования твердый осадок из снеговой пробы высушивали и просеивали с выделением фракции менее 1 мм, затем отправляли на анализ. Объект исследования – твердый осадок снега, содержащий нерастворимые аэрозольные частицы.

Для определения процентного соотношения всех минеральных и техногенных образований в пробах проводили их микроскопическое изучение с помощью бинокулярного стереоскопического микроскопа (LeicaZN 4D) с видео-приставкой в учебно-научной лаборатории оптической диагностики Международного инновационного научно-образовательного центра «Урновая геология» при кафедре геэкологии и геохимии ТПУ согласно запатентованной нами разработке [9]. Изучение проб также проводили с помощью сканирующего электронного микроскопа (Hitachi S-3400N с ЭДС Bruker XFlash 4010) и рентгеноструктурного анализа (дифрактометр Bruker D2 PHASER).

Анализ данных исследования проб с помощью взаимодополняющих методов изучения вещественного состава показал присутствие минеральных частиц, техногенных образований и различных форм нахождения макро- и микроэлементов.

В данной работе под минеральными частицами мы подразумеваем химические соединения с кристаллической структурой, имеющие как природное происхождение (эрозия берегов рек, дальний перенос почвенных частиц), так и техногенное происхождение. В пробах с территории г. Томска нами были обнаружены кварц, полевые шпаты, карбонаты, кристобаллит, минералы группы оксидов железа, слюды, амфиболы и глинистые минералы [7].

Под техногенными образованиями мы понимаем фазы, полученные в производственных процессах и содержащиеся в пылевых выбросах промышленных предприятий. В пробах были определены угольные частицы/угольная пыль, сажистое вещество, шлак, зола, алюмосиликатные и металлические микросфера, кирпичная крошка и цементная пыль [7].

Исследование проб из окрестностей кирпичных заводов и государственной районной теплоэлектростанции показало присутствие в них всех выше обозначенных частиц, но были также выявлены и специфические особенности вещественного состава.

По данным рентгеноструктурного анализа проб из окрестностей кирпичных заводов было определено, что они преимущественно представлены кристаллическими фазами кварца (54%), альбита (27%) и мусковита (12%), что также подтверждается результатами бинокулярной микроскопии. В пробах были обнаружены специфичные техногенные образования – частицы кирпичной крошки. Исследования данных частиц с помощью сканирующей электронной микроскопии показали, что они представляют собой спекшееся частицы монтмориллонита, также были обнаружены частицы алюмосиликатов с Р, Се и La (возможно монацит), окись Si с Zr (возможно циркон) и серосодержащие фазы Zn. Эти все частицы также были обнаружены в составе выбрасываемой пыли на кирпичных заводах. Содержание алюмосиликатных фаз с Р, Се и La, Zr возможно объясняется составом используемого сырья. Сыре - глины, суглинки, пески месторождений Томского района, некоторые из которых являются вскрышными породами россыпного циркон-ильменитового месторождения, содержащих монацит и другие минералы, в которых в рассеянной форме находятся редкоземельные элементы. Все это позволяет нам предположить, что поступление минеральных частиц в окрестностях кирпичных заводов связано как с их выбросами, так за счет пыления мест складирования сырья и во время транспортировки сырья.

По данным рентгеноструктурного анализа в пробах из окрестностей государственной районной теплоэлектростанции характерно присутствие 65% минеральных фаз (кварц, альбит, муллит) и 35% аморфного вещества. Это аморфное вещество видимо представляет собой частицы угольной пыли и/или сажистое вещество. По данным бинокулярной микроскопии процентное содержание угольной пыли составило 28–31%. Результаты электронной микроскопии показали, что частицы сажи имеют размеры долей мкм (рис.), тогда как частицы угольной пыли – от 4 до 40 мкм.

Многолетние наблюдения показали доминирование техногенных образований (70–80%) над минеральными частицами (20–30%) (по данным бинокулярной микроскопии). Специфичными техногенными образованиями здесь являются, как отмечалось выше, – угольная пыль и/или сажистое вещество, а также частицы шлака, золы, алюмосиликатные и металлические микросфера. По данным электронной микроскопии все обнаруженные

микросферулы в пробах на 63.4–99.6 мас.% состоят из O, Al, Si, Fe, Ca, а также в их состав в следовых количествах входят Na, Mg, K, P и Ti. На основе соотношения массовых содержаний Al, Si и Fe в сферических техногенных образованиях были выделены три группы микросферул – упомянутые выше алюмосиликатные (содержат муллит), высокожелезистые алюмосиликатные и ферросферулы.

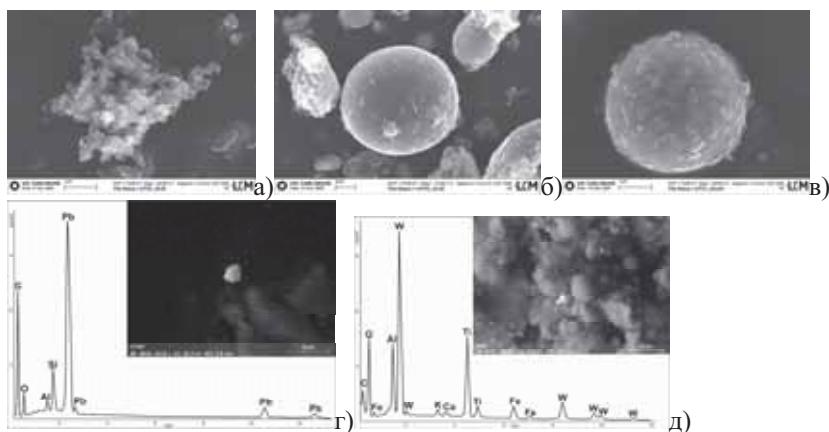


Рисунок. Некоторые виды нерастворимых частиц в снежном покрове в окрестностях государственной районной теплоэлектростанции г. Томска (результаты электронной сканирующей микроскопии): а – сажистое вещество б) алюмосиликатная микросферула, в) металлическая микросферула, г) самородный свинец, д) интерметаллическое соединение вольфрама, титана и железа

Кроме того, в пробах были обнаружены частицы самородного Ti (размер частиц 100 мкм), Fe (5–11 мкм), Cu (8 мкм), Ag (3.5 мкм), Pb (2.6 мкм), частицы интерметаллического состава, содержащие W-Ti-Fe (1.4–1.6 мкм) Fe-Cr и Fe-Cr-Ni (1.5–22 мкм), W-Ti, Cu-Zn (3.8 мкм) и Ni-Zn (2.6 мкм). Обзор опубликованных данных по изучению состава нерастворенных частиц в снежном покрове [8] позволяет предположить, что они имеют техногенное происхождение. С одной стороны, известно, что самородные элементы и частицы интерметаллического состава встречаются в углях [10]. С другой стороны, поступление этих соединений в снежный покров может быть обусловлено влиянием металлообрабатывающих производств, расположенных рядом с изучаемой теплоэлектростанцией.

Таким образом, полученные результаты еще раз подтверждают ранее сделанный вывод [2, 7, 9] о том, что вещественный состав нерастворимых частиц в снежном покрове является маркером их происхождения и позволяет выявить источник их поступления.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта BP Exploration Operating Company Limited.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Система Белого моря. Т.П. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. 784 с.
2. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
3. Аэрозоли в природных планшетах Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 157 с.
4. Василенко В.Н., Назаров И.М., Фридман Ш.Д. Мониторинг загрязнения снежного покрова. Л.: Гидрометиздат, 1985. 181 с.
5. Шевченко В.П., Воробьев С.Н., Кирпотин С.Н.и др. Исследование нерастворим частиц в снежном покрове Западной Сибири на профиле от Томска до эстуария Оби // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 26. № 6. С. 499–504.
6. Летувинкас А.И. Геохимические аспекты формирования техногенного загрязнения территории города // Геоэкологические проблемы урбанизированных территорий: тр. Междун. научн. конф. Томск, 1999. С. 58–59.
7. Язиков Е.Г., Таловская А.В., Жорняк Л.В. Оценка эколого-геохимического состояния территории г. Томска по данным изучения пылеаэрозолей и почв. Томск: Изд-во ТПУ, 2010. 264 с.
8. Голохваст К.С., Соболева Е.В., Никифоров П.А. Нано-и микрочастицы металлов в городской атмосфере (на примере городов Владивосток и Уссурийск) // Химия в интересах устойчивого развития. 2013. Т. 21. № 2. С. 129–134.
9. Пат. 2229737 Россия, МПК7 G 01 V 9/00. Способ определения загрязненности суглеватого покрова техногенными компонентами / Язиков Е.Г., Шатилов А.Ю., Таловская А.В.; заявитель и патентообладатель. Томский политехн. ун-т. – № 2002127851; заявл. 17.10.2002; опубл. 27.05.2004.
10. Ильенок С.С. Самородные элементы в углях и золах углей Азейского месторождения Иркутского угольного бассейна // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 323. № 1. С. 65–71.

Substantial composition of insoluble particles in snow was studied within vicinity of thermal power plant and brickworks in Tomsk city located in basin of river Tom. Quartz, feldspars and montmorillonite were identified as major minerals in the collected samples in vicinity of brickworks. We revealed three types of spherules, coal particles, soot, slag, intermetallic and native modes of element occurrence in the samples from the vicinity of thermal power plant.

Трубкин И.П.¹, Шипилова Л.М.²

(¹Всероссийский научно-исследовательский институт экологии, Москва; e-mail: trubkin.ivan@bk.ru, ²Географический факультет Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова; e-mail: lm-shipilova@rambler.ru)

Транспорт наносов и деформации дна в заливе лагунного типа приливного моря (модельные расчеты для губы Колоколкова Баренцева моря)

Trubkin I.P.¹, Shipilova L.M.²

(¹All-Russia scientific research institutes of Ecology, Moscow; ²Geographical faculty of M.V. Lomonosov Moscow state university)

Sediment transport and deformation of the bottom of the Gulf Sea tidal lagoon (model calculations for the lips Kolokolkova Barents Sea)

Ключевые слова: поток взвешенного вещества в придонной области, деформация дна, направление ветра в шторме, суммарная масса транспортируемых наносов

Заливы лагунного типа широко распространены на всех побережьях Мирового океана. Они, как правило, мелководны, частично или полностью защищены от волнового воздействия открытого моря аккумуляционным песчаным или галечным барьером (коса, цепочка островов). Для такой акватории характерны сложные взаимодействия гидродинамических и морфодинамических процессов [1, 2]. Источником энергии для формирования рельефа дна заливе могут быть волнение и стоковые, приливные и ветровые течения. С учетом перспективы активного освоение лагунного побережья на фоне сочетания разнонаправленных природных факторов приобретает особую важность и актуальность изучение механизмов формирования рельефа дна рассматриваемой морской акватории и взаимосвязей этих механизмов с гидродинамическими процессами.

В настоящей работе представлены некоторые результаты модельных расчетов пространственного распределения потоков взвешенного вещества в придонной области и деформаций дна при различных гидрометеорологических условиях, в частности, при различных направлениях ветра в шторме с учетом стока рек и приливно-отливных явлений. Работа выполнялась с целью разработки методов снижения негативного воздействия на экосистему в заливе в случае его хозяйственного освоения. С этой целью произведена оценка и выявлены зоны наибольшей интенсивности удельного объемного расхода взвешенного вещества и деформаций дна по отдельным направлениям и скоростям экстремального ветра и с учетом естественного характера ветров.

Объектом исследований выбрана губа Колоколкова. Расположена эта губа на побережье Тиманского берега Баренцева моря в 25 км восточнее Сенгейского пролива и в 80 км северо-западнее г. Нарьян-Мар. Она представляет собой крупный солоноватый залив лагунного типа глубиной до 5 м и площадью 440 км². Залив сообщается с Баренцевым морем проливом шириной около 3.5 км. Здесь дважды в сутки происходят приливно-отливные явления. Средняя величина прилива равна 1 м. На акватории залива имеется около 25 различных по размерам островов. В залив впадает более 30 мелких рек, самая крупная из них — р. Нерута.

Расчеты производились с учетом приливно-отливных явлений и стоковых течений р. Нерута и других малых рек, впадающих в залив. Так как по данным водного реестра для этой реки не указаны объемы стока, а указан только площадь бассейна реки — 1250 км², то, учитывая это, по аналогии с другими известными реками за расчетную величину была принят среднегодовой объем стока в 5 м³/с, характерный для летнего периода [3].

Приливные течения на входе в губу Колоколкова, как и приливные колебания уровня, согласно [4], имеют полусуточный характер. Скорость приливных течений колеблется в пределах от 25 до 75 см/с. Приливные течения внутри в губы были рассчитаны по стандартной методики [5] на различных горизонтах по глубине.

Были рассчитаны также скорости орбитального волнового движения и ветровые течения у дна в условиях штормового ветра (повторяемости 1 раз в год) [6] по 8 румбам направлений. Расчеты производились на основе электронных карт, содержащих батиметрию и контуры береговых линий в губы Колоколкова с учетом режимных данных ветра в шторме (таблица) с различной обеспеченностью для 8 румбов направлений устойчивого ветра.

Таблица. Расчетные скорости ветра, возможные 1 раз в год, и повторяемость ветров различных направлений (средняя за год) губы Колоколкова Баренцева моря

Направления	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Скорость, м/с	17.3	17.2	17.1	18.3	20.2	20.6	18.9	17.5
Повторяемость, %	9.2	10.7	12.7	12.9	16.8	16.9	10.7	10.1

С целью оценки диапазона амплитуд процесса размыва-аккумуляции на дне были рассчитаны значения вектора удельного объемного расхода наносов, и затем относительные деформации дна [6].

В результате расчетов были найдены значения относительных деформаций дна при ветрах различных направлений и характерном для рассматриваемого района моря (рис. 1) трехсуточного шторма, а также среднее и максимальное значение относительной деформации дна.

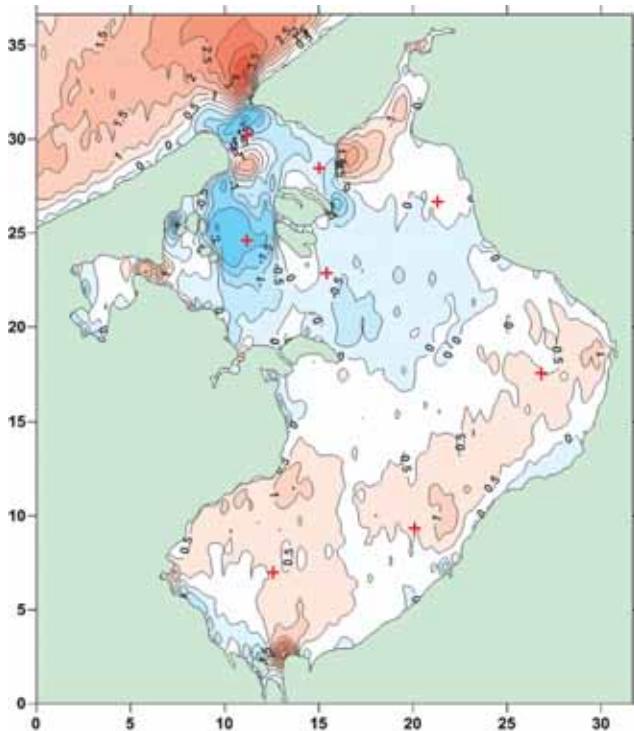


Рисунок 1. Деформация дна (мм) в шторме ветра (1 раз в год) при характерном направлении ветра в шторме (масштаб по осям в километрах). Значения деформации в контрольных точках: -1.047734 -0.3852288 0.2101958
0.6038443 0.5818576 0.6040707 -2.166717 -0.1811141

Полученные данные относительной деформации дна позволили оценить суммарную массу транспортируемых наносов (в килотоннах) в акватории залива при различном преобладающем направлении ветра за период трехдневного штormа (рис. 2).

Таким образом, по результатам модельных расчетов можно сделать следующие выводы.

Источником энергии для формирования рельефа дна в заливе лагунного типа приливного моря являются как волнение, так и стоковые, приливные и ветровые течения.

Формирование рельефа дна рассматриваемой морской акватории за безледный период в основном определяется приливными, ветровыми и стоковыми течениями. Пространственные характеристики деформации дна в заливе во многом зависят от преобладающего направления морских штормов.

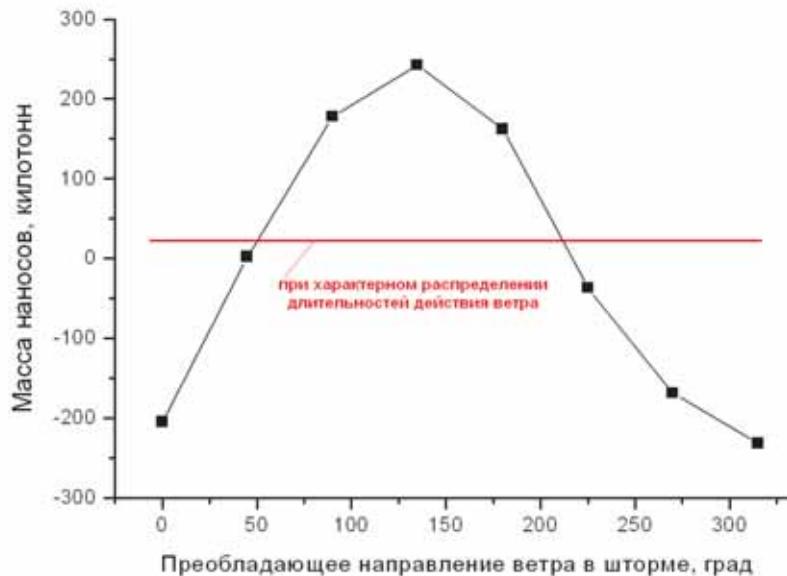


Рисунок 2. Масса транспортируемых наносов (килотонн) за период трехдневного шторма при различном преобладающем направлении ветра в шторме

При характерном для рассматриваемого района распределении длительности действия ветра масса транспортируемых наносов, согласно полученным результатам, принимает относительно малую положительную величину.

В штилевых условиях речной сток формирует в заливе только зоны аккумуляции (без эрозии дна) с относительными деформациями, в основном, пропорциональными величине стока. Приливные течения формируют в заливе как зоны аккумуляции, так зоны размыва дна. Однако за счет реверсивного характера приливных течений суммарная деформация дна принимает относительно малую положительную величину.

В штормовых условиях рельеф дна существенно трансформируется в зависимости от величины скорости приливных течений и преобладающего направления морских штормов. Параметры зон аккумуляции и размыва дна изменяются в зависимости от направления векторов приливного течения и ветрового течения.

Важнейшим фактором в перемещении наносов в заливе является взаимная направленность векторов прилива и ветрового течения. При их совпадении происходит усиление процесса транспорта наносов, усиление зон донной эрозии и уменьшению зон аккумуляции. В этом случае происходит обновление вод акватории залива. При противоположной направленности

этих векторов происходит замедление процесса транспорта наносов, интенсивное образование зон аккумуляции и формирование бара на входе в залив, банок, пляжей и береговых валов. Этот механизм наглядно подтверждает рисунок массы транспортируемых наносов при различном преобладающем направлении ветра в шторме (рис. 2). Согласно приведенным на рис. данным при западном, юго-западном и южном штормовых ветрах преобладают ситуации замедления процесса транспорта наносов и накопления в заливе суммарной массы транспортируемых наносов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каплин П.А. О некоторых особенностях лагун северо-восточного побережья СССР // Тр. Океаногр. комиссии АН СССР. 1957.
2. Зенкович В.П. Эволюция акваторий лагун // Известия Всесоюзного Географического общества. 1952. Т. 84. Вып. 5. С. 63–71.
3. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Типы литогенеза и их размещение на поверхности земли. М.: Изд. Академии наук СССР, 1960. Т. 2. С. 104–110.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 280 с.
5. Саркисян А.С. Численный анализ и прогноз морских течений. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 182 с.
6. Трубкин И.П. Ветровое волнение (взаимосвязи и расчет вероятностных характеристик). М.: Научный мир, 2007. 264 с.

This paper presents some results of model analysis of the spatial distribution of bed deformations in different directions of the wind in a storm based on river flow and tidal phenomena. The work was performed in order to develop methods to reduce the negative impact on the ecosystem in the Gulf in the event of economic development.

Уткин И.В.

(Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток; 690041
Владивосток, Балтийская ул., 43, e-mail: utkin@poi.dvo.ru)

Реконструкция поставки, распределения и аккумуляции тонкозернистого плавучего материала на морском дне путем изучения пространственно-временной изменчивости его гранулометрического состава

Utkin I.V.

(Pacific Oceanological Institute of FEB RAS, Vladivostok)

Reconstruction of the supply, distribution and accumulation of the fine-grained drift matter on the sea bottom by the use of the spatial and temporal variability of its grain-size composition

Ключевые слова: тонкозернистое осадочное вещество, водно-воздушный перенос, гранулометрический анализ, вероятностно-статистические методы обработки

Автор, используя большой цифровой массив гранулометрических анализов, характеризующий как площадную, так и вертикальную изменчивость донных отложений тонкой плавучей взвеси (driftmatter: тефра, глинистые минералы, скелетные остатки планктона и т.п.), и применяя специальный подобранный комплекс вероятностно-статистических методов обработки (разбиение гранулометрического спектра на популяции, тренд-анализ путей аккумуляции и др.), установил, что можно получить неизвестные ранее сведения о характере поступления вещества, местоположении его источника, путях воздушного и водного переноса, состоянии атмосферы и водной толщи при транспортировке.

Отработана следующая последовательность работы для литодинамического анализа среды осадконакопления.

1. Компонентный анализ (*разбиение гранулометрического спектра на динамические популяции*). Необходимость подобного шага заключается в том, что физические процессы в воздушно-водной (флюидной) среде имеют очень сложный характер при отсутствии единства единства. Иначе говоря, не существует такого способа движения, который мог бы один охарактеризовать динамику всей среды. Не существует и такого гранулометрического спектра, который целиком бы зависел от одного типа селекции. То есть, донный осадок (и отражающий его свойства гранулометрический спектр) не един, а состоит из отдельных компонентов (динамических популяций), частицы каждой из которых отличаются друг от друга как по генезису и способу попадания в среду осадконакопления, так и по физическому способу селекции перед захоронением.

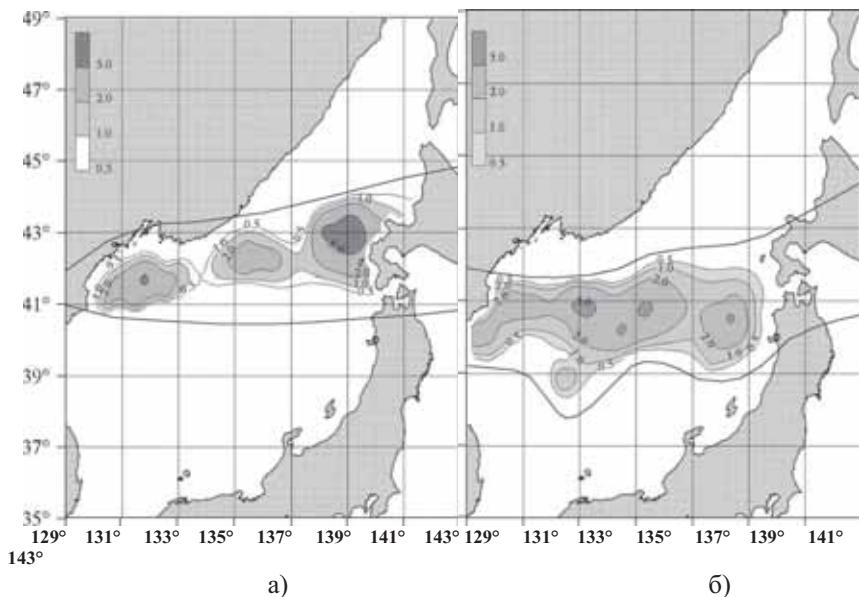


Рисунок 1. Рассчитанная общая масса прослоя Байтоушань-Томакома (извержение 938 года н.э.), предположительно выпавшая на морскую поверхность;

а — модель для раннего взрывообразного эпизода (весна), б — модель для позднего взрывообразного эпизода; значения на изолиниях и колонках — в $\text{г}/\text{см}^2$ [1].

Был применен один из параметрических (использующих заранее заданную конкретную формулу распределения) вариантов разбиения единого спектра на составляющие — сходимость к группе SFT-распределений. В российских источниках ссылки на этот метод автору неизвестны. Теория этого метода начала разрабатываться сначала У. Брауном, а затем продолжена им же в соавторстве с К. Уолетцом и М. Шериданом для анализа распределения вулканического пепла. В окончательном виде 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 основах раздела математической физики, посвященных процессам дробления. Обычно в подобных случаях используются формулы стандартных вероятностных распределений без надежной обоснованности их применения. Авторская модификация метода описана в одной из работ автора [1]. При этом впервые показано, что метод может быть применен для анализа глинистой составляющей морских осадков.

Уравнение распределения частиц по размерам, исходя из теории SFT, таково:

$$dM/d\phi = K \cdot 2^{6(\phi-\phi_{max})} \cdot \exp((-A/(g+1)) \cdot 2^{3(\phi-\phi_{max})(g+1)}),$$

где К – вклад популяции в общее распределение (доля ее в общей массе пробы осадка), ϕ – диаметр в числах phi, ϕ_{max} – максимальный (для чисел phi) модальный размер, А и g – безразмерные параметры, оба из которых отражают интенсивность транспорта (в основном, параметр А) и фрагментации (в основном, параметр g).

2. Тренд-анализ. Для определения направления перемещения частиц был выбран самый простейший концептуальный метод, известный в специальной литературе под аббревиатурой STA (Sediment Trend Analysis). Логику метода предложил П. Мак-Ларен, но следует отметить, что все без исключения его последователи (а в последних работах и сам разработчик метода) используют как основу для расчетов модификацию, предложенную Сю Гао. Автор в качестве обязательных для модели параметров, в отличие от разработчиков метода и его последователей, для расчета путей перемещения частиц впервые использовал набор рассчитанных величин распределения SFT, существенно упростивший интерпретацию результатов. Подробное описание модификации метода и его применение описано в работах [1, 2].

В случае мгновенного выброса вещества (например, тефры из воздуха), можно с помощью дополнительных расчетных операций определить массу вещества, находившейся первоначально на поверхности моря (рис. 1). Как пример анализа распределения тонкозернистой взвеси, поступающей из устьев рек (рис. 2), показано распространение одной из динамических популяций ее гранулометрического спектра (терригенная мелкоалевритовая составляющая, Восточно-Корейский залив).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Уткин И.В. Реконструкция условий отложения дистальной тефры в глубоководной котловине Японского моря: катастрофическое извержение вулкана Байтушань // Вулканология и сейсмология. 2014. № 4. С. 31–42.
2. 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.

The author, having the great volume of grain-size analyses for fine drift matter in sea sediments and using their spatial and temporal variability, determined possibilities for the new data retrieval about the supply, distribution and accumulation of this matter on the sea bottom. The special assemblage of statistical treatment was used for the research.

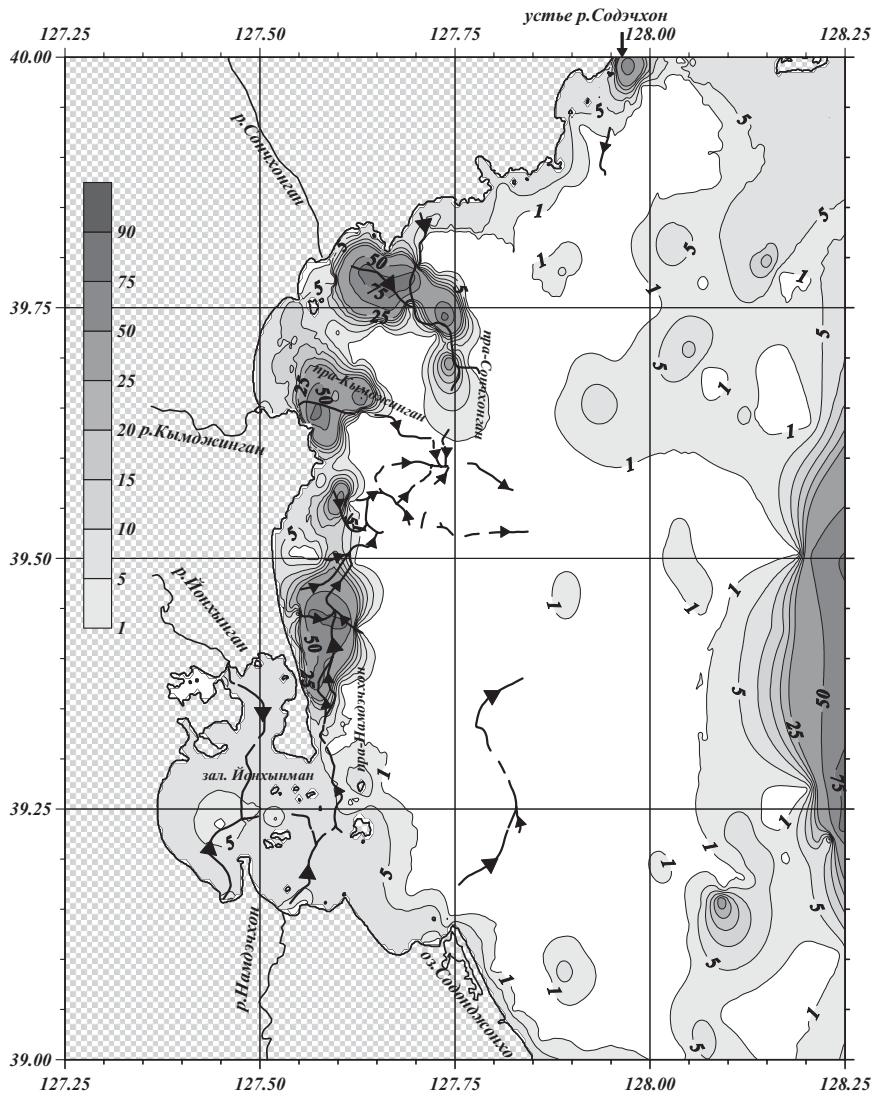


Рисунок 2. Процентное содержание динамической популяции мелкого алеврита (средняя мода 0.018 мм) в донных осадках Восточно-Корейского залива.

Изолинии показывают процентное содержание, стрелки – предполагаемое перемещение частиц в реликтовых долинах шельфа.

*СИСТЕМА БЕЛОГО МОРЯ,
4-Д ИССЛЕДОВАНИЯ*

*WHITESEASYSTEM,
4-DINVESTIGATIONS*

**Вахрамеева П.С.^{1,2}, Пономарева В.В.³, Абботт П.М.⁴,
Новикова А.В.⁵, Репкина Т.Ю.⁵, Романенко Ф.А.⁵**

(¹Арктический и Антарктический НИИ, г. С-Петербург, e-mail:

polina.vakhrameeva@icloud.com; ²Санкт-Петербургский государственный университет, г. С-Петербург; ³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; ⁴Университет г. Суонси, Великобритания; ⁵Московский государственный университет, г. Москва)

Первые находки криптотефры в голоценовых отложениях из района Белого моря

**Vakhrameeva P.S.^{1,2}, Ponomareva V.V.³, Abbott P.M.⁴,
Novikova A.V.⁵, Repkina T.Yu.⁵, Romanenko F.A.⁵**

(¹Arctic and Antarctic Research Institute, St.Petersburg; ²Saint-Petersburg State University, St.Petersburg; ³Institute of Volcanology and Seismology, Petropavlovsk-Kamchatsky; ⁴Swansea University, Swansea, UK; ⁵Moscow State University, Moscow)

First cryptotephra findings in Holocene sediments from the White Sea region

Ключевые слова: тефрохронология, криптотефра, вулканическое стекло, торфяник, голоцен, Белое море, российская Арктика

Тефрохронология как метод датирования и синхронизации осадочных четвертичных разрезов начала развиваться в вулканических районах, таких как Исландия и Новая Зеландия, где эксплозивные извержения оставляют после себя в осадках серии видимых пепловых прослоев, являющиеся по существу изохронными горизонтами. Однако тефра распространяется далеко за пределы районов своего происхождения и отлагается в дистальных и ультрадистальных районах в виде т.н. криптотефры – частиц тефры, не образующих видимые невооруженным глазом прослои. Для изучения криптотефры разработаны методы, позволяющие извлечь мельчайшие рассеянные частицы тефры из органических и минеральных отложений инадежно определить их химический состав. Такие исследования позволили кардинально расширить применение тефрохронологии и использовать ее не только для датирования, но и для точных региональных и межрегиональных корреляций различных осадочных разрезов – морских, континентальных и ледниковых, на что не способен ни один другой геохронологический метод[1]. Кроме того, с помощью криптотефрохронологии возможно выявить вулканическое воздействие на природную среду и оценить потенциальную связь вулканализма с изменениями климата, а также, что важно для палеовулканологии, провести переоценку площадей распространения пеплов и объемов изверженного материала ряда крупных извержений.

В России изучение удаленных пеплов в четвертичных отложениях пока не получило должного распространения. В европейской части России до

сих пор найдена всего одна криптотефра— пепел Ведде исландского происхождения из озерных отложений под Санкт-Петербургом [2]. Известны также находки видимых прослоев средиземноморских пеплов в центральной и южной России. Несколько случаев обнаружения видимых тефровых горизонтов известно на востоке России: в береговых обнажениях на арктическом побережье Чукотки, на р. Майн, в осадочной колонке оз. Эльгыгыттын и в районе Магадана [3–7]. Кроме того, наши текущие исследования осадочной колонки из Чукотского моря показывают, что в морских осадках арктического шельфа также содержится большое количество вулканического стекла [8]. Эти пеплы связаны в основном с вулканическими поясами северной Пацифики (Курило-Камчатский и Аляскинско-Алеутский).

На наш взгляд, внедрение криптотефрохронологии в практику палеогеографических исследований в России помогло бы отчасти преодолеть острые проблемы, связанные с датированием и корреляцией четвертичных разрезов, и позволило бы более надежно синхронизировать между собой климатические и другие события прошлого, реконструируемые в различных регионах. Работы последних лет демонстрируют, что отдельные пеплы могут быть найдены на расстоянии до 7 тыс. км от вулкана-источника, поэтому есть основания ожидать нахождения удаленных тефр и на территории России. Следовательно, необходимо, в первую очередь, оценить потенциал метода для различных регионов страны. В связи с этим мы проводим целенаправленные исследования по поиску и идентификации крипто-тефр в четвертичных отложениях российской Арктики. Так, в настоящее время ведется работа над колонкой голоценового торфяника из района Белого моря, которая, мы надеемся, позволит расширить ареалы распространения некоторых исландских тефр на восток. В докладе представлены первые результаты этой работы.

Колонка 2014-1Р ($66^{\circ}32'43''$ с.ш., $33^{\circ}6'21''$ в.д.) длиною 5.2 м отобрана в ноябре 2014 г. на низинном болоте, образовавшемся в палеокотловине оз. Водопроводное на п-ове Киндо Карельского берега Белого моря. В разрезе выделены слои торфа (0–3.50 м), сапропеля (3.50–4.80 м) и разнозернистого песка (4.80–5.20 м). Возраст разреза можно с достаточной долей уверенности оценить по результатам радиоуглеродного анализа ранее изученной колонки 2004-11 (расстояние между точками отбора колонок – 13 м), согласно которым возраст органогенной части разреза (0–4.80 м) составляет 8350 ± 60 ^{14}C л.н. / 9369 ± 72 кал.л.н.[9].

Мы используем наиболее распространенный подход в изучении крипто-тефры, который заключается в экстракции частиц вулканического стекла из осадков и последующей идентификации их источника по химическому составу при помощи электронного микрозонда и метода масс-спектрометрии индуктивно-связанной плазмы с лазерной абляцией. Для обнаружения скрытых пепловых горизонтов в торфе и других осадках могут использоваться различные сканирующие методы, но они оказываются неэффектив-

ными в случае малых концентраций тефры, так что приходится проводить непрерывное опробование разреза и обработку каждой из таких бороздовых проб. Таким образом, из органогенной части нашего керна было непрерывно отобрано 94 бороздовые пробы мощностью 5–10 см. Лабораторные анализы выполнялись в Лаборатории им. Отто Шмидта, ААНИИ, С-Петербург, и в Университете г. Суонси, Великобритания.

Обработка проб для экстракции вулканического стекла зависит от состава осадков. Удаление органики из проб мы проводили по методике, описанной в [10]: лиофильное высушивание и прокаливание проб, обработка зольного остатка 10% HCl. Затем путем мокрого просеивания через одноразовые нейлоновые сетки из зольных остатков выделялась размерная фракция 25–80 μm . Последняя подвергалась плотностной сепарации с помощью тяжелой жидкости (поливольфрамат натрия) [11]. Этот метод эффективен в первую очередь для риолитового стекла, т.к. позволяет сконцентрировать его в узкой плотностной фракции (2.3–2.5 г/мл), отделив, с одной стороны, от более легких биогенных компонентов, а с другой – от большинства более тяжелых зерен минералов, и таким образом делает возможным его обнаружение. Поскольку, как правило, продукты эксплозивных извержений имеют кислый или средний состав, то в большинстве случаев этого достаточно. Однако значительная часть исландских тефр имеет основной состав, т.е. содержит базальтовое вулканическое стекло, которое теоретически попадает в тяжелую фракцию (>2.5 г/мл). Выделить стекло из этой фракции позволяет магнитная сепарация, но в данном случае этого не требовалось, поскольку фракция >2.5 г/мл содержала очень мало материала.

Из фракций 2.3–2.5 г/мл и >2.5 г/мл были приготовлены слайды на канадском бальзаме и изучены под оптическим микроскопом. Пока получены результаты только по 10 бороздовым пробам, тем не менее, они выглядят весьма обнадеживающими. В 4 из 10 проб во фракции >2.5 г/мл были найдены частицы, которые по совокупности морфологических и оптических признаков можно с большой долей уверенности идентифицировать как частицы базальтового стекла. При этом значительное число частиц было зафиксировано в одной пробе. В 7 из 10 проб во фракции 2.3–2.5 г/мл найдено незначительное количество частиц, которые возможно являются осколками риолитового стекла.

Таким образом, предварительные данные показывают, что в колонке 2014-1Р имеются криптотефровые горизонты, скорее всего, исландского происхождения. Несколько удивительно обнаружение базальтового вулканического стекла, учитывая, что подобные находки редки даже в гораздо более близко расположенных к Исландии разрезах. Мы планируем в ближайшее время завершить рекогносцировочные исследования всех бороздовых проб, после чего можно будет сделать предположительные выводы относительно количества и примерного возраста пеплов и наметить горизонты, перспективные для дальнейших исследований. Сопоставление этих го-

ризонтов с уже известными извержениями будет возможно по результатам геохимических анализов. Нахodka вулканического стекла вблизи побережья Белого моря показывает, что криптотефра может быть обнаружена и в морских отложениях, что позволит использовать ее для датирования и корреляции осадочных колонок.

Авторы выражают благодарность Н.В. Шевченко и Н.Н. Луговому с кафедры геоморфологии и палеогеографии геогр. ф-та МГУ за отбор колонки.

Работа выполнена при поддержке грантовой программы российско-германской Лаборатории им. Отто Шмидта (проект OSL-15-19).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Davies, S.M. Cryptotephra: the revolution in correlation and precision dating // Journal of Quaternary Science.2015. V. 30.P. 114–130.
2. Wastegård S., Wohlfarth B., Subetto D.A. et al. Extending the known distribution of the Younger Dryas Vedde Ash into northwestern Russia //Journal of Quaternary Science.2000. V. 15.P. 581–586.
3. Котов А.Н., Рябчун В.К. Криолитологическое строение обнажения «Ледовый обрыв» (Центральная Чукотка) //Геокриологические исследования. М., Изд-во Моск. Ун-та, 1986. С. 114–120.
4. Котов А.Н. Аласный и ледовый комплексы отложений северо-западной Чукотки (побережье Восточно-Сибирского моря) //Криосфера Земли. 1998.Т. II. №1. С. 11–18.
5. Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю. Верхнеплейстоценовые ленточные залежи вулканического пепла в северном Приохотье //Доклады Академии наук. 2013. Т. 451. № 2.С. 211–220.
6. Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A. et al. Identification of a widespread Kamchatkan tephra: A middle Pleistocene tie-point between Arctic and Pacific paleoclimatic records // Geophysical Research Letters.2013. V. 40.P. 3538–3543.
7. van den Bogaard C., Jensen B.J.L., Pearce N.J.G. et al. Volcanic ash layers in Lake El'gygytgyn: eight new regionally significant chronostratigraphic markers for western Beringia // Clim. Past.2014. V. 10. P. 1041–1062.
8. Ponomareva V., Polyak L., Portnyagin M. et al. A Holocene cryptotephra record from the Chukchi margin: the first tephrostratigraphic study in the Arctic Ocean // Proceedings of the II PAST Gateways International conference and workshop, Trieste, Italy, May 19–23, 2014. P. 69–70.
9. Романенко Ф. А., Шилова О. С. Последниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо //ДАН, География. 2012. Т. 442. № 4. С. 544–548.
10. Pilcher, J.R., Hall, V.A. Towards a tephrochronology for the Holocene of the north of Ireland // The Holocene.1992. V. 2. P. 255–259.
11. Turney C.S.M. Extraction of rhyolitic ash from minerogenic lake sediments // Journal of Paleolimnology 1998. V. 19. P. 199–206.

Due to discovery of numerous cryptotephra horizons in distal sediments tephrochronology has become a powerful tool for dating and correlating Quaternary sedimentary sequences in many parts of the world. However, cryptotephra studies have never been attempted in the European part of Russian Arctic. Here we report the first findings of volcanic glass in the Holocene peat from the White Sea coast. These suggest that cryptotephra may be found in the marine sediments as well.

Гоголицын В.А.

(Северо-Западное Отделение Института Океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Архангельск. valgog@yandex.ru)

Пигментный комплекс фитоценозов водоёмов и водотоков Северо-Запада Европейской России в многолетнем аспекте

Gogolitzyn V.A.

(The North Western branch of IO RAS, Arkhangelsk)

Pigment complex of plant communities of ponds and streams of the North-West European Russia in long-term aspect

Ключевые слова: АВС (показатель), фитопланктон, хлорофиллы, пигментный комплекс

Для оценки состояния биоты (от локального уровня до биосферы в целом) используются самые разнообразные характеристики различных уровней: структурного (биоценотического, популяционного, или видового, (организменного); энергетического (потоки энергии в биогеоценозе); метаболического (перераспределение потоков вещества и энергии внутри биоценоза) и т.п. Чаще всего берутся, в зависимости от профессионализма и экологического мышления автора, отдельные составляющие ценозов, по которым выводят различные показатели, индексы и т. п. относительно качества конкретного биогеоценоза или состояния биоты в целом. Таковы система сапробности Колквитца-Марсона; «виды-индикаторы» Пантле-Букка или они же в модификации Сладечека; «биологический индекс» и т.п. Выводы по таким системам весьма расплывчаты.

Мы принимаем биогеоценоз (или экосистему в тенслеровском смысле) как динамичную систему по принципу «чёрного ящика» с потоком вещества и энергии на «входе» и «выходе». А так как на «входе» биосфера должна быть только аккумулированная энергия кванта и вещество в виде некоторых элементарных атомов (считая, что кванты и молекулы двуокиси углерода не являются лимитирующими), мы всегда можем объективно рассчитать долю фотоавтотрофной составляющей в любом биогеоценозе через структуру и функцию пигментного комплекса с высокой степенью точности. Зная фотоавтотрофную составляющую с одной стороны и структуру биогеоценоза совместно с РОВ, ВОВ, минеральными элементами с другой стороны, мы можем определять долю аллохтонной органики для данного биоценоза, а значит степень трофности, сапробности, в некоторых случаях токсичности; стадию развития биоценоза. При этом соотношения по различным путям метаболизма по линии облигатные автотрофы – миксотрофы – облигатные гетеротрофы, могут быть самыми разнообразными, внося ка-

жущийся дисбаланс между первичной и вторичной продукцией в бесконечном числе биотопов.

Понятно, что фотолитоавтотрофы как первооснова жизни, должны быть эволюционно защищены более надёжно, чем гетеротрофы и именно по структуре и функции фотосинтетического аппарата – пигментного комплекса хлорофилонесущей растительной клетки.

Поэтому мы обращаем главное внимание на ценозы фотоавтотрофов. Это фитопланктон любых гидротопов и, в первую очередь, количественные и соотносительные характеристики хлорофиллов и степень функциональности последних в структуре пластид. Мы считаем структуру и функцию пигментного комплекса показателем устойчивости/дисбаланса водных экосистем в целом, как степень антропического воздействия, как количественную оценку первоначальной энергии и вещества на ходе экосистемы, и как адаптивность фитоценоза за счёт смены путей метаболизма.

Совершенно ясно, что попытки выводить какие-то частные корреляции между просто величиной любого хлорофилла и отдельными факторами абиотического и биотического характера мало результативны. Количественная оценка хлорофиллов, естественно, необходима, но мы вводим новый показатель – ABC (пигментный индекс), т.е. берём за основу соотношения каждого хлорофилла (основного a и дополнительных b и c) к их сумме, как показатель ABC, где $A=a/(a+b+c)$, $B=b/(a+b+c)$ и $C=c/(a+b+c)$ при числовом значении в процентах и их взаимоотношении по типам ABC, ACB, BAC, BCA, CAB, CBA, и на обширном материале 20-летних наблюдений по хлорофиллам самых различных гидротопов показываем, что он является самостоятельным экологическим показателем, определяющим первоначальное звено существования биоты в частности и биосфера в целом – первичную аккумулируемую энергию кванта.

Мы видим в нём и доказываем некую закономерность, которая отражает видовой состав фитоценоза, стадию его развития в вегетационном цикле, возможный вариант метаболизма, хроматическую адаптацию, косвенно – биомассу фитопланктоценоза («живого»), примерную степень ввода в биогеоценоз (биоту, биосферу) первичной аккумулируемой энергии кванта на самых разных фитопланктоценозах различных водных объектов. А priori не считаем, что существует какая-либо корреляция между данным объёмом хлорофилла и его функциональным выходом (АТФ, НАДФ-В, молекулярный кислород) в любом данном фитоценозе.

Есть только широкий диапазон функциональной интенсивности данного объёма хлорофилла, который и служит буфером экосистемы. Сам абсолютный объём хлорофилла данной устойчивой экосистемы всегда достаточен для выполнения любых «запросов» биоты по автофотолитотрофно аккумулируемой энергии.

На примере самых разнообразных гидротопов и на протяжении всего вегетационного периода показана высокая информативность показателя

ABC (по типам ABC, ACB, BAC, BCA, CAB, и CBA). Она выражается в симметрии кривых A, B, C, величине «разрыва» между A и (B, C). Эти характеристики не зависят от численности и биомассы фитоценоза, но определяет возможное его состояние в целом: начало формирования или распада фитоценоза, его «зрелость», пути метаболизма, примерный видовой состав. Это подтверждается для любых фитопланктоценозов любых гидротопов. При этом характерно, что показатель ABC подчиняется хорошо выраженной закономерности в течение годового цикла для всех типов гидротопов, к примеру, на рис. 1 (пресноводный гидротоп) и рис. 2 (смешанный и морской гидротопы).

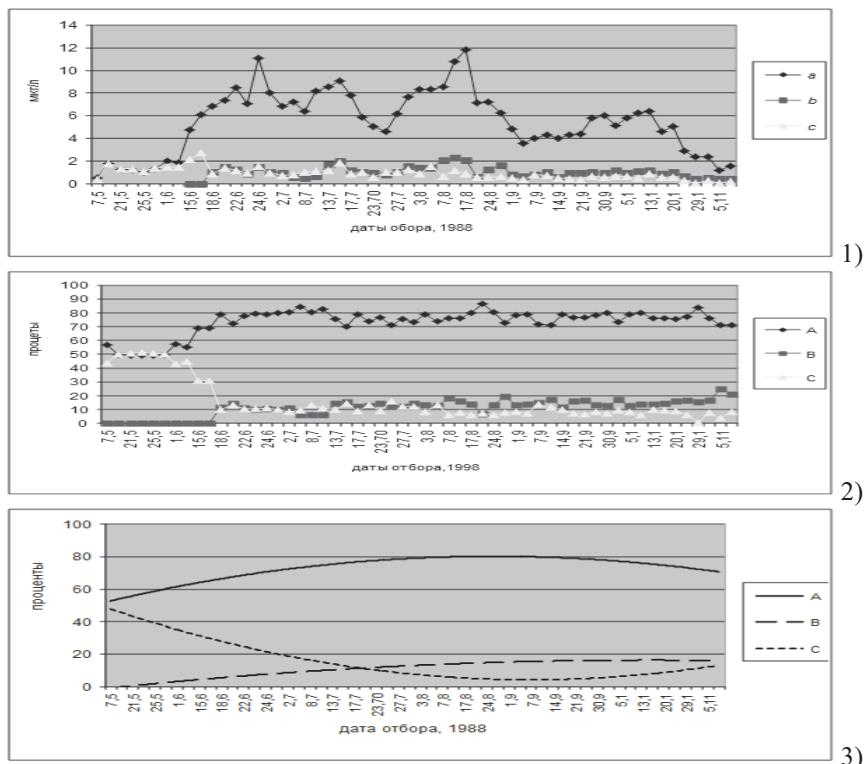


Рисунок 1.1) хлорофиллы a, b, c; 2) ABC; 3) тренды ABC
Устьевая часть р. Северной Двины, г. Архангельск, в/п Соломбала, 1998

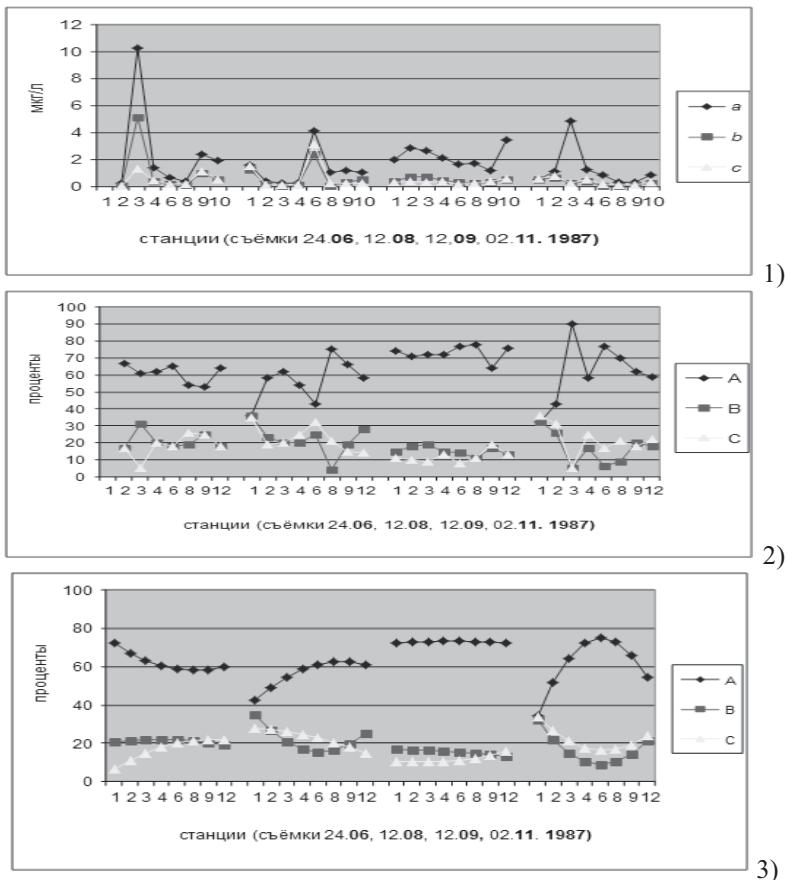


Рисунок 2. 1) хлорофиллы *a*, *b*, *c* 2) ABC 3) тренды ABC
Белое море, Двинский залив; июнь, август, сентябрь, ноябрь 1987

В любой данной системе пигментного комплекса, валовая продукция, чистая продукция, общая деструкция и АЧ значительно варьируют по створам и месяцам в любых фитопланктоценозах, а функциональный выход пигментного комплекса не связан линейно с видовым составом, численностью или биомассой его носителя – фитоценоза и что объём хлорофилла *a* вероятно всегда достаточен для выполнения своей функции по «запросу» биоты.

Функция пигментного комплекса (создание и ввод в биоту автотрофной энергии) – первичная необходимая данность в возникновении и эволюции Биоса. Структурно (молекулы хлорофиллов) пигментный комплекс стабилен и не подвержен ни химической, ни биологической эволю-

ции. И, напротив, структура фитопланктона – всего лишь результат эволюционной адаптации для выполнения функции пигментного комплекса.

Для любого конкретного водного объекта (гидротопа) характерен динамичный фитопланктоценоз разной степени сформированности, стадии развития, степени влияния абиотических и биотических факторов и т. п., но, тем не менее, суть некая целостность. Наряду с любыми частными характеристиками фитоценоза возможна более общая оценка его структуры и функционирования во временном плане – показатель ABC, а общая динамика за период его существования – через тренды ABC.

Показатель ABC в числовом выражении в процентах и доминирования основного и дополнительных пигментов по типам ABC, ACB, BAC, BCA, CBA, CAB в любом случае не зависит от величин хлорофиллов в единице объёма, т.е. от численности и биомассы фитопланктона, характера водного объекта (пресные, морские, солоноватоводные, зоны смешения), а только от видового состава и может определять варианты метаболизма.

Функциональный выход работы пигментного комплекса (синтез АТФ и восстановленного НАДФ за счёт квантов света, т.е. аккумулируемой первичной энергии), не связан линейно с видовым составом, численностью или биомассой его носителя – фитоценоза, как и первичной продукцией, ассимиляционным числом, скоростью оборота). Объём основного хлорофилла *a* пигментного комплекса в любом сформированном динамически устойчивом фитопланктоценозе всегда достаточен для выполнения своей функции по «запросу» биоты.

A new approach to the assessment of biota in different habitats in General, the characteristic structure of the pigment complexis presented. Index ABC,where $A=a/(a+b+c)$, $B=b/(a+b+c)$ and $C=c/(a+b+c)$ when the numerical value in percentage and their relationship to types ABC, ACB, BAC, BCA, CAB, CBAis offered.

Горбачева Т.Т., Черепанова Т.А.

(ФГБУН Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, г. Апатиты,
gorbacheva@inep.ksc.ru)

**Особенности барьерных функций подстилочного горизонта
приморских почв (на примере Белого моря)**

Gorbacheva T.T., Cherepanova T.A.

(Institute of the North industrial ecological problems (INEP) KSC RAS, Apatity)

**The features of coastal soils' litter horizon's barrier functions
(on example of White Sea)**

Ключевые слова: геохимический барьер, подстилка, морские аэрозоли, приморские почвы, тяжелые металлы

В качестве основных причин высокой чувствительности лесных экосистем Кольского п-ова к аэротехногенному воздействию предполагаются низкая скорость выветривания минералов в почвах региона и невысокий запас в них обменных оснований [1]. Зональные различия в гранулометрическом и валовом химическом составе почв автоморфных позиций ландшафта на территории Кольского п-ова практически не выражены, а редко отмечаемые особенности обусловлены биоклиматическими факторами [2]. Одним из таких факторов может являться влияние моря. Особое значение для выявления чувствительности почв к внешнему воздействию имеет оценка эффективности барьерных функций подстилочного горизонта в системе «атмосфера – древесный полог – почвенный профиль». Термин «барьер» применительно к почвам означает препятствие на пути движения почвенных растворов и взвешенных твердых частиц [3]. Один почвенный горизонт может выполнять функции геохимических барьера разных типов. Так, органогенные горизонты почв, считающиеся биогеохимическими барьерами, часто являются и сорбционными. Поскольку состав твердой фазы почв признается весьма консервативным параметром, то оценку чувствительности почв целесообразно проводить по изменению химического состава жидкой фазы как наиболее мобильной и лабильной части почвы. Целью данной работы являлся анализ эффективности функционирования геохимического барьера в подстилочном горизонте приморских почв в отдельные сезоны и выявление отличий миграции основных элементов в почвах, сформированных в однотипных условиях, но отличающихся расстоянием от моря.

Исследование химического состава подстилочных вод проводилось параллельно на мониторинговых площадках, установленных в сосняках кустарничково-лишайниковых на п-ове Турий (побережье Белого моря,

66°33'00"N; 34°33'76"E) и в р-не п. Алакуртти (66°57' 09.9" N; 29°36'38.9E). Незначительный уровень аэротехногенного загрязнения на обеих площадках позволяет отнести их к «условно фоновым». Почвообразующей породой на обеих площадках являлась мурманская морена. Химический состав по всему почвенному профилю обеих площадок практически идентичен, за исключением содержания подвижных форм Na и Mg, что указывает на засоленность приморских почв.

Приемниками почвенных вод являлись гравитационные лизиметры конструкции Д. Дерома [4]. На выбранных площадках лизиметры устанавливались стационарно в подкроновых и межкроновых пространствах. Отбор лизиметрических вод проводился в течение двух лет ежемесячно с июня по сентябрь. В день поступления проб в лабораторию измерялся pH вод потенциометрическим методом без предварительной фильтрации, после чего каждая пробы фильтровалась через бумажный фильтр «синяя лента» (диаметр пор 1–2.5 мкм). Анализ фильтрата проводился методами атомно-эмиссионной (K, Na) и атомно-абсорбционной (Ca, Mg, Sr, Mn, Cu, Ni, Al, Fe, Co, Cr, Pb, Cd) спектрометрии, NH_4^+ – методом фотоколориметрии, анионный состав вод, включающий SO_4^{2-} , Cl^- – методом ионообменной хроматографии.

Для оценки эффективности барьерных функций подстилки определялся коэффициент водной миграции как отношение массового потока элемента в подстилочных водах к его массовому потоку с атмосферными выпадениями. Сам массовый поток рассчитывался как произведение концентрации элемента на объем выпавшей или просочившейся воды, деленное на площадь осадкоприемника либо лизиметрической воронки. Коэффициенты миграции основных компонентов вод приведены в таблице.



На площадке, удаленной от моря, ярко выражена эффективность барьера в подстилке в отношении протонной нагрузки, а в приморских почвах это характерно только для почв подкроновых пространств. Причиной обогащения выпадающих осадков кислотообразующими компонентами в межкronовых пространствах приморских почв может являться влияние морских аэрозолей. Предполагается, что в приморских почвах катионы, имеющие морское происхождение, главным образом Na^+ , замещаются в почве на H^+ вследствие ионного обмена в почвенном поглощающем комплексе (ППК) [5], и вытесняемая HCl является причиной закисления почв.



Подстилочный горизонт является эффективным барьером на пути сульфатной нагрузки и в приморских почвах, и в почвах территорий, удаленных от моря. В верхних слоях исследуемых почв всегда присутствует минеральная составляющая, и сульфаты взаимодействуют с гидроксидами Fe и Al с образованием гидроксосульфатов. Однако в почвах с кислой реакцией

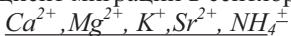
Таблица. Коэффициенты миграции элементов в системе «атмосфера – дре-
весный полог – подстилочный горизонт»

Год	Турый мыс				Алакуртти			
	2001		2002		2001		2002	
Мес.	авг.	июл.	авг.	сент.	авг.	июл.	авг.	сент.
Поз.	П М	П М	П М	П М	П М	П М	П М	П М
Вод.поток, мм	0.4 1.2	1.1 1.5	– 0.7	1.0 3.1	1.1 0.3	0.4 0.4	– 0.3	0.1 0.2
H ⁺	0.2 1.0	0.7 2.7	– 0.8	0.4 7.0	0.4 0.4	0.1 0.5	– 1.8	0.0 1.3
Ca	0.1 3.1	0.4 3.8	– 1.8	0.3 10.8	2.7 1.5	0.4 1.5	– 1.4	1.1 0.1
Mg	0.1 2.0	0.3 2.3	– 0.9	0.3 5.3	2.5 0.8	0.5 0.9	– 0.5	0.2 0.3
K	0.2 4.9	0.3 10.3	– 5.8	0.7 32.0	3.2 0.6	1.7 0.5	– 0.7	0.6 0.4
Na	0.1 1.6	0.2 1.6	– 1.2	0.4 5.4	1.9 0.4	0.3 0.6	– 0.3	0.2 0.3
NH ₄ ⁺	0.3 15.7	0.3 13.9	– 5.9	0.3 13.9	2.1 1.6	0.5 0.7	– 2.3	0.3 2.3
Al	0.1 21.2	0.1 114.5	– 8.1	0.6 154.8	4.7 1.2	0.7 4.2	– 1.2	1.8 11.8
Fe	0.3 6.8	1.6 14.0	– 14.9	0.8 82.2	5.0 0.6	2.5 5.7	– 2.0	1.6 1.9
Mn	0.2 35.0	0.5 9.7	– 6.4	0.2 30.0	9.9 2.6	0.9 0.6	– 1.6	0.5 1.0
Ni	0.9 1.7	0.6 3.9	– 2.2	0.6 32.7	3.0 3.2	0.2 0.3	– 2.0	0.1 1.0
Cu	0.3 1.3	0.5 3.5	– 1.9	0.7 29.6	0.7 0.4	0.2 0.7	– 0.6	0.5 1.8
SO ₄ ²⁻	0.1 1.2	0.2 0.2	– 0.5	0.3 2.9	2.6 0.3	0.4 0.1	– 0.9	0.4 0.4
Cl ⁻	0.1 1.7	0.1 1.2	– 1.0	0.3 4.8	2.5 0.3	0.4 0.1	– 0.4	0.1 0.0
Sr	0.2 2.6	0.3 2.3	– 1.5	0.2 8.6	1.2 1.6	0.2 0.7	– 1.2	0.1 0.3
Co	0.2 0.7	1.5 0.8	– 0.4	0.2 1.7	0.9 0.2	0.2 0.2	– 0.2	0.2 0.1
Cd	0.1 1.8	0.1 0.8	– 7.4	0.4 6.0	5.0 0.6	0.4 0.2	– 0.2	0.2 0.4
Pb	0.2 1.0	0.9 6.4	– 0.7	0.5 115.2	2.5 1.5	0.7 1.8	– 23.1	0.4 0.9
Cr	0.2 2.1	0.6 2.4	– 1.4	0.8 9.7	5.4 1.4	0.5 1.0	– 0.6	0.7 1.2

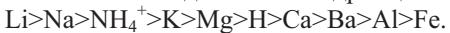
Прим. П – подкроной; М – между кронами

органическое вещество (ОВ) обладает более выраженным средством к сорбционным центрам, в частности, расположенным на поверхности

аморфных форм Al(OH)_3 . Это не способствует удержанию сульфатов при прохождении осадками подстилочного горизонта. В конце вегетационного периода, когда идет поступление в почву свежего ОВ, нами отмечен безбарьерный тип миграции сульфатов в почвах межкроновых пространств и вблизи моря, и на удалении от него. Возможно функционирование барьера и в десорбционном режиме, как это зафиксировано на п-ове Турий (коэффициент миграции в сентябре составил 2.9).



По возрастанию энергии поглощения в ППК катионы расположены классиком почвоведения К.К.Гедройцем в лиотропный ряд:



В общем случае каждый последующий элемент должен вытеснить предыдущий с обменных позиций ППК. Однако для катионаобменных реакций концентрационные характеристики зачастую являются более важным фактором, нежели тип катиона [6]. Несмотря на более высокое средство Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , NH_4^+ к ППК по сравнению с Na^+ , мы отмечаем высокие коэффициенты миграции упомянутых элементов из подстилочного горизонта межкроновых пространств приморских почв, но эффективность барьера в подкроновых пространствах в целом сохраняется. Очевидно, здесь сказывается влияние высокой концентрации Na в атмосферных выпадениях.

Для почв, удаленных от моря, барьерные функции подстилки в отношении перечисленных катионов сохраняются практически во все сезоны (за редким исключением).

Al и тяжелые металлы (Fe, Cu, Ni, Mn, Co, Cd, Pb, Cr)

В миграции Al и тяжелых металлов для почв межкроновых пространств приморских почв отмечен ярко выраженный инвестиционный характер подстилочного горизонта, тогда как для подкроновых пространств – барьерные функции. Вероятно, это во многом обусловлено особенностями миграции органического вещества (ОВ), с которым эти элементы тесно связаны за счет формирования комплексных соединений. Часть карбоксильных групп ОВ уже в процессе формирования органо-минеральных комплексов может быть блокирована металлом, что обуславливает их химическую индифферентность. Приведенные выше положения могут быть предложены в качестве возможной причины барьерной функции подстилочного горизонта в подкроновых пространствах. В свою очередь, наличие свободных реакционноспособных групп в составе органо-минеральных соединений подстилочных вод межкроновых пространств способствует их высокой миграционной активности. Для почв, удаленных от моря, барьерные функции подстилки более выражены по сравнению с приморскими почвами и в подкроновых, и в межкроновых пространствах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Копчик Г.Н. Устойчивость лесных почв к атмосферному загрязнению // Лесоведение. 2004. № 4. С. 61–71.
2. Переверзев В.Н. Зональные особенности гумусообразования в альфегумусовых подзолах Кольского полуострова // Почвоведение. 2011. № 11. С. 1288–1294.
3. Глазовская М.А. Геохимические барьеры в почвах равнин, их типология, функциональные особенности и экологическое значение // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2012. № 1. С. 8–14.
4. Derome J., Niska K., Lindroos A-J., Välikangas P. Ion-balance monitoring plots and bulk deposition in Lapland during July 1989 – June 1990 // The Finnish Forest Research Institute, Research Papers. 1991. V. 373. P. 49–76.
5. Wright R.F., Norton S.A., Brakke D.F., Frogner T. Experimental verification of episodic acidification of freshwaters by sea salts // Nature. 1988. V. 334. P. 422–424.
6. Lydersen E. and Henriksen A. Total organic carbon in streamwater from four long-term monitored catchments in Norway // Environment International. 1994. V. 20. № 6. P. 713–729.

Marine aerosols in accordance with mobile organic matter reduce barrier functions of the litter horizon of native soils, especially in open spaces.

Греков И.М.¹, Колька В.В.²

(¹РГПУ им.Герцена, г. Санкт-Петербург, ²Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: ivanmihgrekov@gmail.com, kolkka@geoksc.apatity.ru)

Палеогеография северного побережья Кандалакшского залива Белого моря (долина р.Колвицы) в позднеледниковые и голоцене по данным изучения донных отложений малых озер (предварительные данные)

Grekov I.M.¹, Kolka V.V.²

(¹Herzen Russia State Pedagogical University; ²Geological Institute of Kola Science Centre RAS, Apatity)

Paleogeography the northern coast of the Kandalaksha Bay of the White Sea (r.Kolvitsy Valley) in the Late Glacial and Holocene according to the study of bottom sediments of small lakes (preliminary data)

Ключевые слова: вертикальные тектонические движения, межлопастная возвышенность, Белое море

Район исследований расположен на Кандалакшском берегу Белого моря в районе реки Колвицы и на южном берегу оз.Колвицкого. (рис.1).

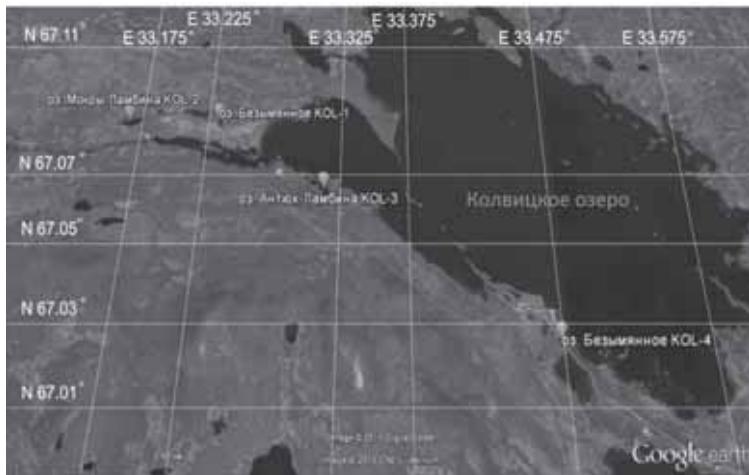


Рисунок 1. Положение исследованных озер

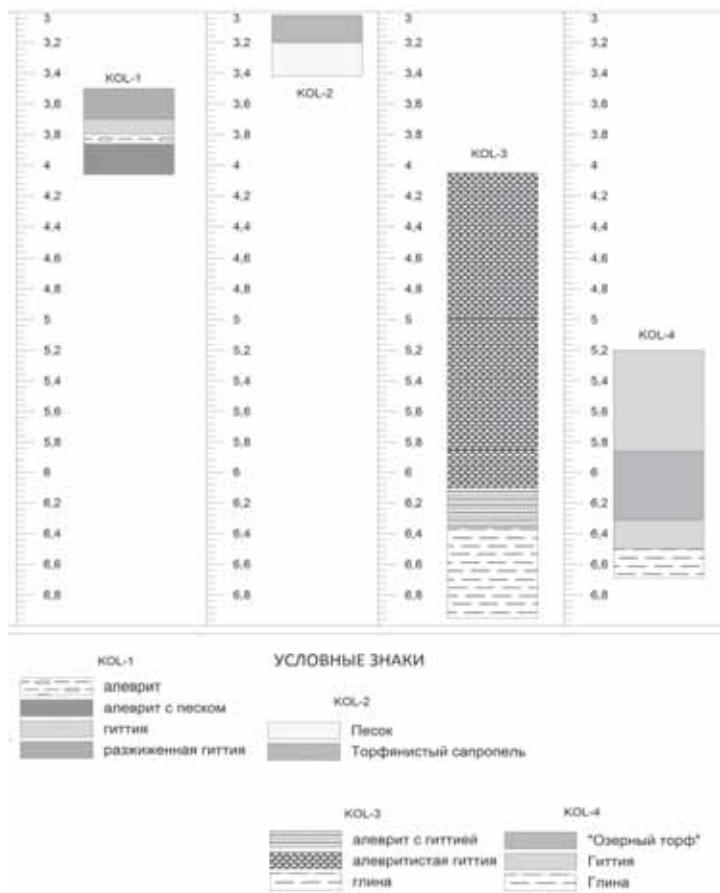


Рисунок 2. Литологические последовательности изученных озер

Гряда Вилласельга трассирует активизированный на неотектоническом этапе разлом, отделяющий Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс от Колвицкого грабена. Севернее разлома в позднем плейстоцене функционировала хибинско-колвицкая ледниковая лопасть, а южнее – беломорская лопасть. В пределах действия этих ледниковых лопастей отмечалась разная динамика ледовых масс. Вероятно, различия в характере неотектонической активизации тектонических блоков и в ледниковой динамике лопастей по разные стороны гряды Вилласельга, являются причиной того, что с разных сторон к гряде примыкают аккумулятивные равнины, расположенные на разных высотных отметках. На этих равнинах располагаются малые озера с

разными литологическими последовательностями. Цель нашего исследования состоит в изучении донных осадков озер, расположенных в обособленных тектонических блоках по обе стороны гряды Вилласельга и сопоставлении полученных данных между собой, а также с тектоническими блоками в вершине Кандалакшского залива, где подобные работы проведены ранее. В результате сопоставления полученных данных будет установлено наличие или отсутствие вертикальных неотектонических перемещений между блоками, и по возможности будет определена контрастность таких перемещений между блоками.

Изученные озера Kol-1 и Kol-2 расположены севернее гряды, и характеризуются схожим характером донных отложений, несмотря на разницу в морфологии озерных котловин. Здесь отмечаются редуцированные литологические последовательности (рис.2), которые формировались, вероятно, в условиях деградации малоподвижной, стагнированной в позднеледниковые хибинско-колвицкой лопасти.

Озера Kol-3 и Kol-4 расположены с южной стороны гряды, вдоль южного берега Колвицкого озера и имеют совершенно другие литологические последовательности донных отложений (рис.2). Микропалеонтологическими методами будет установлено, в каких бассейнах (пресноводных или морских) формировались литологические последовательности, а радиоуглеродное датирование позволит установить время изоляции современной озерной депрессии от приледникового морского или пресноводного бассейна. Комплексное исследование донных осадков озер в районе межлопастной гряды Вилласельга поможет в реконструкции палеогеографических обстановок на северном берегу Кандалакшского залива Белого моря. Результаты исследований будут представлены на XXI Международной морской научной конференции (школе) по морской геологии.

Работа проводится при поддержке гранта РФФИ 15-35-50479-мол-пр.

The aim of our research is to study the bottom sediments of lakes located in separate tectonic blocks on both sides of the ridge Villaselga and comparison of the data with each other and with the tectonic blocks at the top of the Kandalaksha Bay, where similar work has been done previously.

Григорьев А.Г., Жамойда В.А. , Рябчук Д.В.

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

Формы нахождения и литолого-геохимические особенности распределения тяжелых металлов в донных отложениях Двинского залива Белого моря

Grigoriev A.G., Zhamoida V.A., Ryabchuk D.V.

(A.P.Karpinsky Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St. Petersburg)

Forms of heavy metals occurrence and lithogeochemical features of their distribution in the bottom sediments of the Dvina Bay

Ключевые слова: донные осадки, формы нахождения химических элементов, гранулометрический состав, минеральный состав, Белое море.

Начиная с 2011 г. ВСЕГЕИ проводит в Двинском заливе ежегодные морские геолого-геофизические исследования. Пробы поверхностных донных осадков (0–5 см), изученные в представляемой работе, были отобраны в 2013 г. с использованием ковша-дночерпателя.

По данным рентгеноструктурного фазового анализа (дифрактометр ДРОН-6) минеральный состав тонкозернистой песчаной и алевропелитовой фракций донных осадков восточной части Двинского залива представлен главным образом следующими основными минералами: кварц, альбит, ортоклаз, иллит, кальцит, доломит, галлуазит, микроклин. В качестве минералов-примесей отмечены: пирит, гроссуляр, ильменит, апатит, роговая обманка, авгит, глауконит, пальгорскит, бадделеит (?), хлорит. По литературным данным основными рудными минералами крупноалевритовой фракции (0.1–0.05 мм) осадков Белого моря являются ильменит, магнетит, лейкоксен [1]. В мелко-среднезернистых песках по результатам рентгеноструктурного фазового анализа основными минералами являются кварц, альбит и микроклин. В качестве минералов-примесей отмечены: диопсид, хлорит, иллит, гейланит. Химический состав установленных минералов весьма разнообразен. Согласно литературным данным, основными минералообразующими компонентами помимо элементов группы породообразующих, являются: Ti, Mg, Fe, Cr, Mn, Zr, Ba, P. В качестве элементов-примесей широко распространены: Fe, Mn, Mg, Cr, Ti, Zn, Cu, Ni, V, Sn, Ta, Nb, U, Th, Ba, Zr, Sr, Rb, Cs, реже F, Cl, Pb, Co, Hf, Ga, Li.

Рассмотрим основные формы нахождения Co, Cr, Cu, Ni, Zn, Pb, V в донных осадках восточной части Двинского залива. Водорастворимые формы этих элементов, как правило, связанные с сорбционными процесса-

ми, имеют крайне ограниченное распространение, составляя от 0 до 3% общего объема (табл.). Степень извлечения химических элементов слабокислотной вытяжкой (1N HCl), разрушающей карбонаты, гидроксины, значительную часть фосфатов, отсортированные формы и ряд других соединений, заметно различается в пределах изучаемой группы. Так степень извлечения Pb достигает 59%, а степень извлечения Cr не превышает 6%. В целом, по степени извлечения слабокислотной вытяжкой все изучаемые элементы можно условно разбить на две группы. Первая с достаточным низким содержанием извлечения от 2 до 14% представлена Cr, Co, Ni, V. Вторая с более высоким содержанием извлечения (13–59%) представлена Cu, Zn, Pb. Труднорастворимая форма нахождения является наиболее типичной для изучаемой группы химических элементов (за исключением Pb). И, по всей вероятности, их концентрация в осадках обусловлена, прежде всего, элементным составом природных устойчивых минералов. Что в целом согласуется с данными минералогического анализа, указывающими на широкое распространение в осадках минералов, обогащенных представленными химическими элементами.

Таблица. Соотношение основных форм нахождения металлов в донных осадках Двинского залива в процентах от общего количества выделенных форм.

Формы	Co	Cu	Zn	Ni	Pb	V	Cr
Водно-растворимая	0–1	0–3	0–2	0–2	0–3	0–2	0–2
Кислотно-растворимая	6–14	18–32	13–24	6–13	16–59	8–14	2–6
Трудно-растворимая	86–93	67–79	76–84	86–93	38–82	85–90	93–97

Интересно соотношение кислотно-растворимой и труднорастворимой форм нахождения Pb. Их относительное содержание в донных осадках колеблется в весьма широком диапазоне. Столь существенные вариации распределения могут говорить о наличии нескольких минеральных форм, заметно различающихся по степени устойчивости.

Исходя из всего вышеизложенного, можно предположить, что в донных осадках восточной части Двинского залива минеральная форма нахождения является основной для изучаемой группы элементов. Причем для ряда элементов характерно наличие нескольких минеральных форм. Сорбционная составляющая в данном случае имеет сравнительно меньшее значение. Примеры распределения основных форм нахождения изучаемой группы химических элементов в донных осадках восточной части Двинского залива приведены на рис. 1.

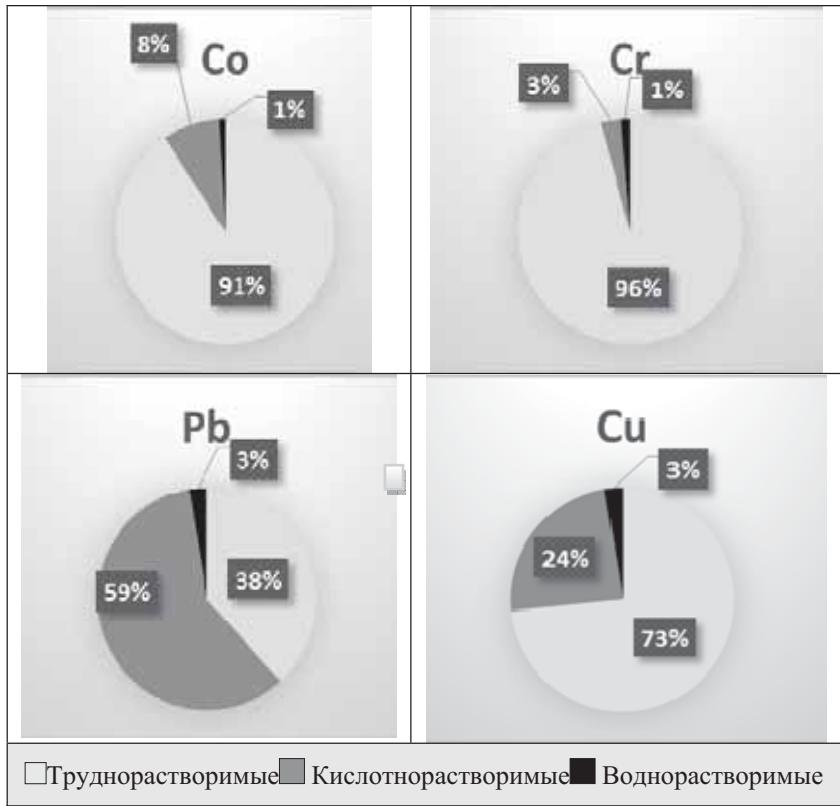


Рисунок 1. Формы нахождения Co, Cr, Cu, Pb в донных осадках восточной части Даугавского залива.

Достаточно интересные данные получены по распределению концентраций ряда химических элементов в различных фракциях донных осадков. Структура изменения концентраций элементов по фракциям позволяет условно выделить два типа такого распределения. Рассмотрим выявленную закономерность на примере Zn. Для первого типа характерно бимодальное распределение концентраций, причем первый максимум концентраций приходится на наиболее тонкие фракции осадка, а второй, как правило, более интенсивный на фракцию, соответствующую крупно-грубозернистым пескам (рис. 2).

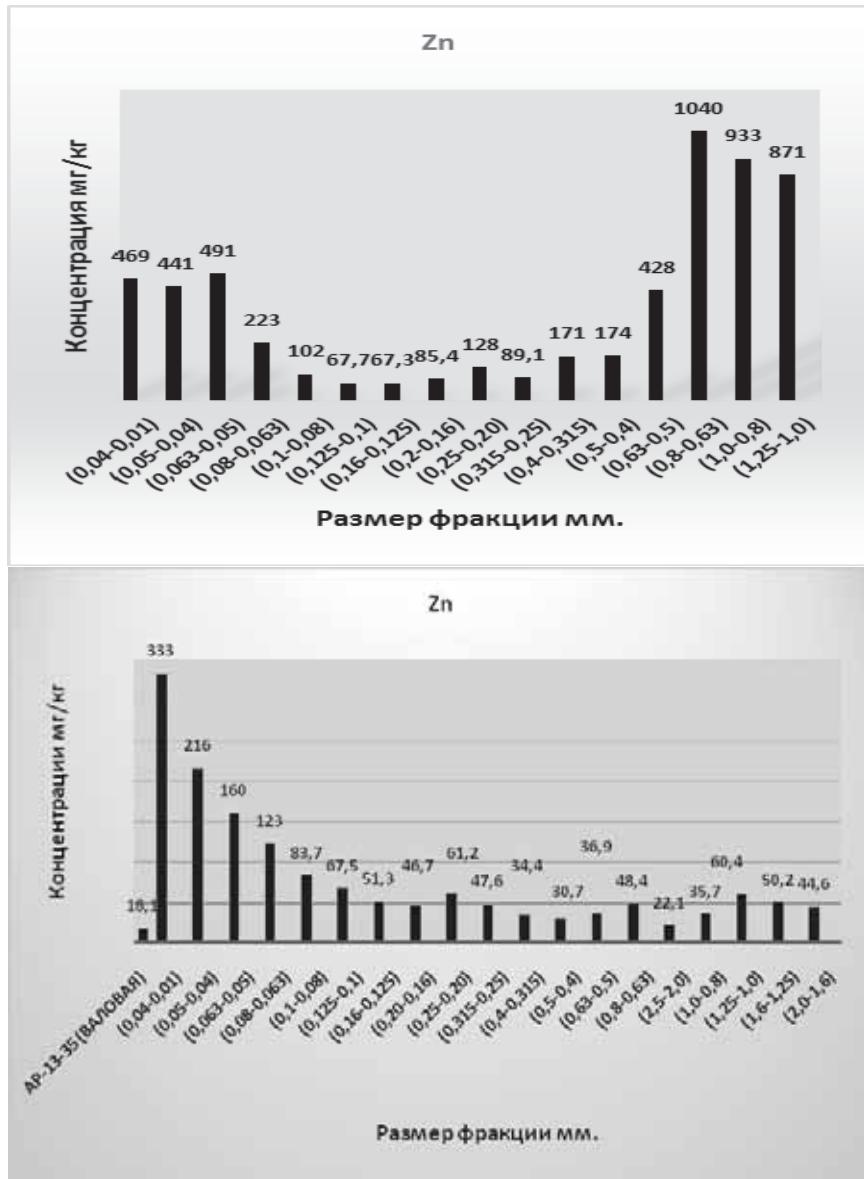


Рисунок 2. Распределение концентраций цинка по гранулометрическим фракциям осадков.

Для второго типа характерно одномодальное распределение концентраций, причем максимум концентраций приходится преимущественно на алевритовую фракцию.

Следует отметить, что отчетливой (ярко выраженной) связи между распределением концентраций меди и цинка по гранулометрическим фракциям с изменением гранулометрического состава осадков и пространственным расположением станций опробования не установлено.

Работы выполнены в рамках проекта «Государственный мониторинг состояния недр прибрежно-шельфовой зоны Баренцева, Белого и Балтийского морей в связи с интенсивным хозяйственным освоением территории».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусакова А.И.Минеральный состав осадков Белого моря // Океанология. 2013. Т. 53. №2. С.249–258.

The distribution of three main forms of occurrence of Co, Cr, Cu, Ni, Zn, Pb and V in the bottom sediments of the eastern part of the Dvina Bay is discussed. Water-soluble forms of these elements are very rare (from 0 to 3% of total volume). The degree of chemical element extraction by weak acids varies significantly within the study group. Poorly soluble form of heavy metals is the most typical. Structure of elements concentration in different grain-size classes allows to establish two types of element distribution – bimodal and unimodal.

Гурский Ю.Н.

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

Геохимические особенности иловых вод Белого моря

Gursky Yu.N.

(Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, Moscow)

Geochemical features of interstitial waters of the White Sea

Ключевые слова: Белое море, донные отложения, иловые воды, диагенез, биогенные элементы, макросостав, сульфатредукция, ионные отношения, Соловецкий полигон.

В последние годы заметно возрос интерес к научным проблемам Белого моря. Однако почти отсутствуют материалы по основополагающим вопросам, связанным с изучением геохимии диагенеза донных отложений, процессов в системе вода – осадок, физико-химического состояния среды и геохимии иловых и придонных вод Белого моря. Предлагаем вниманию коллег некоторую информацию по этим вопросам, полученную нами ранее.

Исследование иловых вод Белого моря было начато нами в рейсе ГС “Валерian Альбанов” в 1978 г., в котором был отобран основной исходный материал, и продолжалось многие годы [1–7]. Первичное изучение колонок донных отложений было проведено совместно с литологами из ВСЕГЕИ (А.Е. Рыбалко и др.). Цель и основные задачи исследования были связаны с выявлением процессов, развивающихся в донных отложениях на стадии их раннего диагенеза и реконструкциями палеосолености, палеогидрохимии и палеогеографии водоема.

Наряду с изучением литологии осадков в них было проведено измерение окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и pH, отжатие иловой воды и химический анализ иловых и наддонных вод, в которых помимо pH и Eh определяли: ΣM , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- (Alk), Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , $N-NH_4$, $N-N_2Si$, Р. Изучение макросостава, биогенных элементов, pH, Eh было проведено в 84 пробах иловой и придонной воды Белого моря, отобранных на 32 станциях. Аппаратура, методы измерения, отжатия и анализа иловых и придонных вод подробно описаны в первом томе нашей монографии [6].

Работы проводились в трех районах Белого моря: на Соловецком полигоне, в Кандалакшском заливе и в Воронке на северо-западе моря.

На полигоне вокруг Соловецких островов и к северу от них пробы были отобраны на станциях 3–48 с глубинами моря от 21 до 283 м. В средней части Кандалакшского залива была отобрана колонка донных отложений 5,3 м на ст. 69 с глубины 89 м. Третий район расположен в северной части Белого моря (Воронка), недалеко от СВ побережья Кольского полуострова, вблизи границы с Баренцевым морем. Здесь были отобраны колонки осадков на станциях 120–142 с глубинами 184–207 м (рис. 1).

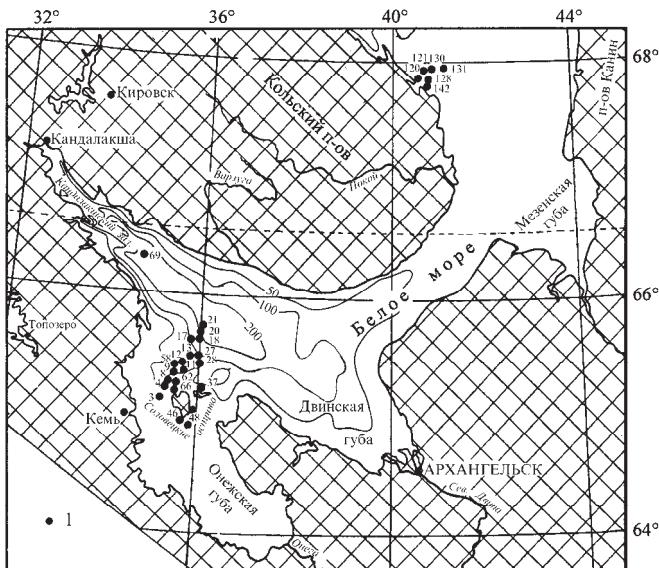


Рисунок 1. Схема расположения станций в Белом море 1 – станции НИС
“Валериан Альбанов”

Обратимся к результатам исследований. На Соловецком полигоне поздненеледниковые отложения представлены бурыми до 2–7 см и зеленовато-серыми в остальной части разреза алевроглинами и песчанистыми илами. В южной части в осадках появляется грубообломочный материал: валуны, галька, песок. На севере преобладали глинистые, пластичные осадки голоцен, лучше сортированные, с небольшой примесью алевроглин.

В Кандалакшском заливе до 360 см в современных отложениях было переслаивание коричневато-серых однородных глин и зеленовато-серых алевроглин, а ниже до 530 см – позднеледниковые отложения. На станциях в Воронке верхние 10–20 см представлены зеленовато-серым алевритовым песком, а ниже до 1.5 м коричневато-серыми глинами и алевроглинами.

В воде с поверхности Белого моря величины pH изменялись от 7.27 в устье р. Северной Двины до 8.14 в средней части Кандалакшского залива, постепенно повышаясь с юга на север, по мере ослабления влияния речного стока на состав морских вод. Ehв том же направлении понижался от +504 до +449 мВ. Колебания pH в придонной воде 7.5–8.3, в иловой воде – 6.8–7.8.

Пониженные величины pH в иловых водах связаны с окислением ОВ и наличием оксигидроксидов и гуматов железа и марганца в осадках [8]. Низкие значения pH=6.8–6.9 были в окисленных буро-коричневых осадках верхнего слоя (ст. 4, 11, 8). При наличии таких же окисленных илов на большей глубине (ст. 130, 131 в Воронке), в них также были pH= 7.0–7.2.

Повышение рН обычно приурочено к верхним слоям голоценовых илов с большой влажностью и, видимо, высокой скоростью седиментации (ст. 21, 37 и др.). Влияет и обмен с придонной водой. На повышение рН в моренных песчанистых глинах, расположенных на небольшой глубине в осадках (ст. 27) могла повлиять диффузия воды из придонного слоя. Также повышение рН может быть связано здесь с очень низкой величиной Eh= -324 мВ. Между этими величинами обычно проявлена обратная зависимость [6].

Ок.-в. потенциал придонных вод Белого моря всюду положителен: +225...+471 мВ, что отражает хорошую аэрацию вод. В устье Сев. Двины на поверхности Eh= +504 мВ. В отложениях Eh меняется от -324 до +523 мВ, что составляет 0.85 В. Самый низкий ок.-в. потенциал: -317, -324 мВ наблюдался в суховатых серых моренных глинах с зеленоватым оттенком (ст. 18,27). Эти глины отличались чрезвычайно высокой плотностью.

Высокий потенциал >500 мВ наблюдался близ поверхности буровато-коричневых ледниковых осадков, при их размыве. Как и понижение рН, высокий ок.-в. потенциал этих илов связан с наличием оксигидроксидов Mn и Fe в отложениях [8]. Вниз поколонкам Eh обычно понижается, а рН после резкого падения на границе вода-дно, начинает слегка повышаться.

Суммарная минерализация иловой воды по сравнению с придонной слегка понижена, а на севере, в Воронке, – повышенна. ΣM в придонной воде 27.4–34.5 г/л (до 33.9 г/кг), а в иловой воде 25.6–35.4 г/л (до 34.5 г/кг).

Наибольшие изменения ΣM и Cl иловых вод наблюдались в голоцене, в осадках с хорошо выраженным повышением ΣM , концентраций Cl, Na и Mg снизу вверх по колонкам, что отражает процесс осолонения бассейна и усиление влияния солевых компонентов океанской воды. Наиболее высокая ΣM наблюдалась в верхних слоях голоценовых илов на севере моря и в самых глубоководных колонках на ЮЗ моря (ст. 20, 21 до 30 г/л). Рост ΣM иловых вод до 30 и более г/л наблюдался в ледниковых и наиболее ранних по возрасту моренных отложениях (ст. 9, 18, 27, 28 и др.).

Понижение ΣM отмечено в позднеледниковых слоях и на контакте с ними в основании голоцена. Однако ожидаемого значительного опреснения ледниковых отложений (Q_{III}) не встречено. Так, на станциях 13, 17, где колонки представлены ледниковыми осадками, ΣM и Cl близки к солености и хлорности придонных вод, хотя на ст. 17 отмечено слабое понижение ΣM на 0.6 г/л в нижнем горизонте. То же касается и других станций, на которых вскрыты ледниковые отложения (станции 9, 12, 28). Наоборот, в нижних частях таких колонок нередко отмечалась повышенная минерализация. Это хорошо видно на субмеридиональном фациальном профиле, где показано изменение ΣM придонных и иловых вод в колонках, представленных отложениями голоцена и плейстоцена (рис. 2).

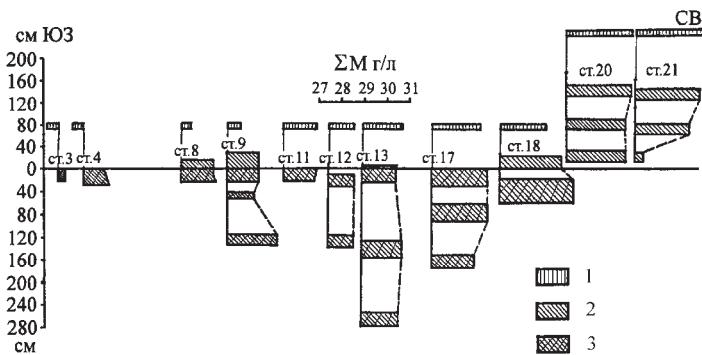


Рисунок 2. Изменение суммарной минерализации иловых вод Белого моря на профиле от ст. 3 до ст. 21 (Соловецкий полигон). Отсчет ΣM на каждой станции – от 27 г/л (вертикальные линии); 1 – придонная вода; 2, 3 – иловые воды: 2 – из голоценовых отложений; 3 – из плейстоценовых отложений.

Над нулевой горизонтальной линией здесь иловые воды голоцена, ниже – плейстоцена. В основании колонок на ст. 9, 18 и др. вскрыты очень плотные моренные глины и пески. Морена формировалась здесь в субазральных условиях, когда дно могло обнажаться, что приводило к испарению воды. Поэтому ΣM иловых вод на этих горизонтах повышена, как и на других станциях, где была вскрыта морена. Криогенные рассолы и высокоминерализованные иловые воды обладают большей консервативностью и лучше сохраняются в отложениях, чем воды пониженной солености.

На Соловецком полигоне и на ст. 69 проявленна сульфатредукция в позднеледниковых и современных отложениях. На севере Белого моря редукция сульфатов слабо выражена лишь в одной колонке. Другая сторона биогенного процесса при минерализации ОВ проявилась в неравномерном распределении и локальном накоплении $N-NH_4^{+}$ до 20.4 мг/л, $N-NO_2^{-}$ до 0.03 мг/л, Р – до 3.5 мг/л, Si – до 2 мг/л в иловых водах Белого моря, чаще в нижних горизонтах. Наблюдались их невысокие концентрации, кроме NH_4^{+} .

Проявлен отрицательный градиент на границе с придонной водой и понижение концентраций магния с глубиной, что связано с осолонением бассейна в голоцене. Зачастую это сопровождалось ростом Са с глубиной, что указывает на вероятность Ca-Mg, отчасти, Ca-Na обмена в системе.

По результатам корреляционного и факторного анализов установлен высокий уровень корреляции между главными ионами. Для Na и Mg корреляция с Cl близка к 1, а для Ca и SO_4^{2-} она равна 0.7–0.8. Эти ионы отражают влияние I-госедиментогенного фактора, который характеризует эволюцию химического состава вод в бассейне Белого моря. На него приходится 48% суммарной изменчивости всех признаков. Второй –биогенный фактор, связанный с сульфатредукцией, накоплением биогенных компонентов и преобразованием ОВ (33% Σ дисперсии). Он включает Alk, Р, $-SO_4^{2-}$, Si, N-

NH_4 . III-й фактор *вертикальной изменчивости* (16.6% дисперсии) отражает рост с глубиной $\text{N}-\text{NH}_4$ обратную связь Alki SO_4 .

Все пробы воды Белого моря относятся к $\text{SO}_4\text{-Mg}$ подтипу сульфатного типа вод. На диаграмме природных вод большинство фигуративных точек близки к составу нормальной воды океана и отражают слабую метаморфизацию иловой воды при сульфатредукции и катионном обмене. Придонная и иловая вода из верхних горизонтов обнаруживают обогащение MgCl_2 по сравнению с нормальной водой океана, отражая специфические особенности эволюции вод Белого моря в голоцене. Это может быть связано с криогенным процессом и струйным гравитационным опусканием рассолов вымораживания, что может ускорять процесс седиментогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Гурский Ю.Н. Иловые воды морей и океанов и процессы формирования их химического состава // Закономерности формирования химического состава природных вод. М.: изд-во Моск. ун-та, 1981. С. 32–64.
2. Гурский Ю.Н. Палеохимия иловых вод Белого и Баренцева морей // Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии Баренцева и Белого морей. Мурманск: АН СССР, 1985. С. 41–43.
3. Гурский Ю.Н. Отражение оледенений в палеохимии иловых вод // Геология морей и океанов. 8 Всес. школа морской геол. Тез.докл. М.: ИО АН СССР, 1988. Т. 3. С. 86–87.
4. Гурский Ю.Н. Процессы формирования химического состава иловых вод в донных отложениях Белого моря // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Сб. научн. трудов. Кн. 2. Апатиты: ММБИКНЦ РАН. 2001. С. 37–45.
5. Gursky Yu.N. Chemical composition of interstitial waters in the bottom sediments of the White Sea // Fifth Workshop on Land Ocean Interactions in the Russian Arctic (LOIRA). М.: 2002. Р. 41–42.
6. Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Том 1. Методы изучения и процессы формирования химического состава иловых вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Белого, Балтийского морей. М.: ГЕОС, 2003. 332 с.
7. Гурский Ю.Н. Особенности химического состава иловых вод Белого моря // Океанология. 2005. Т. 45. № 2. С. 224–239.
8. Волков И.И. Кокрятская Н.М. Розанов А.Г. и др. Окислительно-восстановительные процессы раннего диагенеза осадков Белого моря. Геология морей и океанов. Т. 2. М.: ГЕОС. 2003. С. 159–160.

Are represented the results of studying behavior main ions, biogenic elements, pH, Eh in the interstitial and near-bottom waters of the White Sea (84 of samples at 32 the stations). Holocene of transgressions appeared in an increase in ΣM , C_1 , Na , Mg and other ions. Factor and correlation data analysis is executed.

Дара О.М., Мамочкина А.И.

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

**Обломочные минералы тонкодисперсной фракции
в поверхностных осадках Белого моря**

Dara O.M., Mamochkina A.I.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Clastic minerals of fine fractions in the surface sediments
of the White Sea**

Ключевые слова: осадочное вещество, эоловый перенос, Белое море, рентгеновская дифрактометрия

Традиционно считается, что основной составляющей пелитовой фракции (<0.001мм) являются минералы группы глин. В результате рентгенографического фазового анализа донных проб южной части Бассейна, Двинского и Онежского заливов (рис.1), нами установлено, что пелитовая фракция (<0.001 мм) беломорских осадков трехкомпонентна.



Рисунок 1. Карта-схема станций отбора проб поверхностных донных осадков для изучения минерального состава в Белом море

Преобладающей является группа литогенных обломочных минералов образованных под воздействием выветривания горных пород и перенесенных в море в ходе речного, ледового и эолового переноса. Сюда входят минеральные компоненты легкой и тяжелой подфракций такие как кварц, полевые шпаты, карбонаты, минералы группы эпидота, пироксена, амфибола, граната, слюды. Группа глинистых минералов (смектит, иллит, каолинит, хлорит) в составе исследуемой фракции редко превышает 50%, а чаще имеет подчиненное в количественном отношении значение. Третьей группой являются планктоногенные и бентогенные известковые минералы, которые вносят свой относительно небольшой вклад в карбонатную группу минералов.

Содержание обломочных минералов в тонкодисперсной фракции поверхностных осадков колеблется по нашим данным от 43.6 до 89.5%. Среднее значение составляет 63.3% (рис. 2).

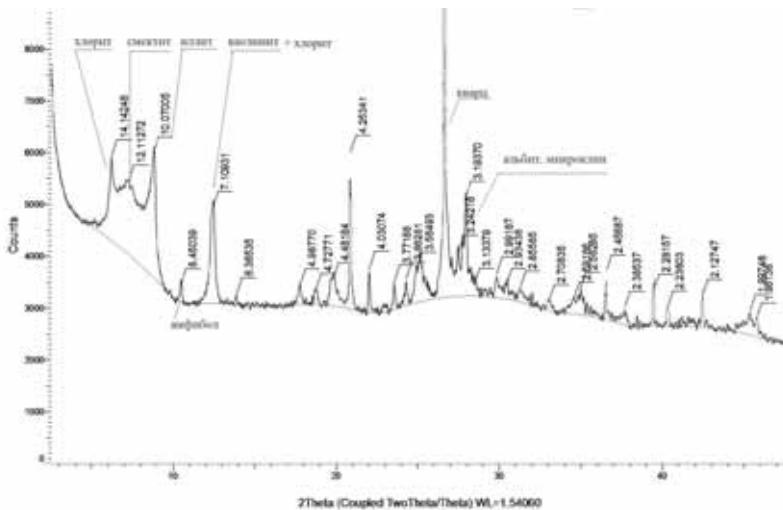


Рисунок 2. Дифрактограмма образца поверхностных донных (фракция <0.001 мм) осадков Белого моря.

Основными компонентами пелитовой фракции осадка являются полевые шпаты (~23.1%), кварц (~13.5%), амфиболы (~7.7%) и пироксены (~3.3%). На долю глинистых минералов в среднем приходится 39%, среди них доминирует иллит (~13.2%) средние значения хлорита, смектита и каолинита составляют 9.6%, 8.4% и 7.6% соответственно. Для осадков Белого моря характерна высокая вариативность минерального состава, от областей максимально обогащенных обломочными минералами до участков с повышенным содержанием иллита, смектита, при невысоких значениях каолинита и хлорита.

Наличие в тонкодисперсной фракции карбонатных минералов и высоких концентраций полевых шпатов (альбит и кпш), позволяет считать что, в беломорские осадки мобилизуется как зрелый материал с севера Русской плиты, так и свежий Карельского берега.

В глинистой составляющей поверхностных осадков Белого моря, как в среднем во всем Арктическом бассейне господствуют иллит и хлорит. Наиболее высокие содержания смеクトита отмечаются в районах Двинского залива. Усредненное соотношение глинистых минералов в тонкодисперсной фракции взвеси Северной Двины представлено на рис. 3.

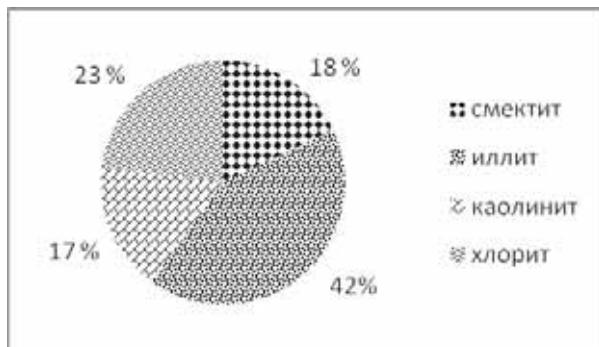


Рисунок 3. Соотношение глинистых минералов во взвеси устьевой части Северной Двины.

Анализ тонкодисперсного материала (<0.001 мм) поверхностного слоя донных осадков нижнего течения и маргинального фильтра р. Калга показал высокое содержание терригенных кварца, альбита и микроклина (более 70%) при минимальном вкладе глинистых минералов (~15%). Кроме того, река Калга пополняет пелитовую фракцию поверхностного слоя осадков Белого моря минералами групп амфиболя, пироксена, эпидота, кальцитом, арагонитом, флогопитом, вермикулитом, гетитом и гематитом.

Анализ золового материала показывает, что воздушные массы существенно увеличивают содержание тонкодисперсного кварца в донных осадках Белого моря.

На рис. 4 схематично изображено распределение тонкодисперсных терригенных минералов в поверхностном слое донных осадков Белого моря.

Проведенный рентгенографический фазовый анализ пелитов поверхностного слоя Белого моря показал преобладание тонкодисперсных обломочных минералов над группой минералов глин.

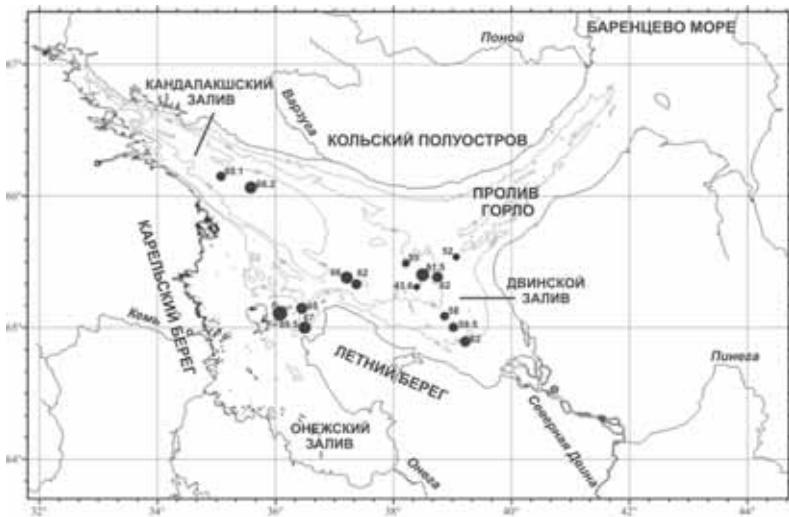


Рисунок 4. Концентрации обломочных минералов в тонкодисперсной фракции (<0.001 мм) поверхностных (0–5 см) донных осадках Белого моря.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну, В.П. Шевченко, М.Д. Кравчишиной и всем, кто помогал в проведении исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ведущих научных школ НШ-2493.2014.5.

The mineral composition of the fine fraction (<0.001 mm) of 67 samples taken from the surface layer of sediments of the White Sea, was studied by X-ray diffraction. Interpretation of the results allowed to characterize the modern depositional processes taking place in the area, to identify the provenance and pathways clastic material into the basin of the White Sea.

**Демиденко Н.А.¹, Саввичев А.С.², Савенко А.В.³,
Покровский О.С.⁴**

(¹Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, г. Москва, e-mail: demidenko_nikola@mail.ru; ²Институт микробиологии имени С.Н. Виноградского РАН, г. Москва, e-mail: savvichev@mail.ru; ³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, e-mail: Alla_Savenko@rambler.ru;

⁴Национальный исследовательский Томский государственный университет, e-mail: oleg@get.obs-mip.fr)

Гидролого-гидрохимические условия меромиктических водоемов губы Канда, отделенных от Белого моря дамбой

**Demidenko N.A.¹, Savvichev A.S.², Savenko A.V.³,
Pokrovsky O.S.⁴**

(¹N.N. Zubov State Oceanographic Institute, Moscow; ²S.N. Winogradsky Microbiological Institute, Moscow; ³M.V. Lomonosov Moscow State University; ⁴National Research Tomsk State University)

Hydrological and hydrochemical conditions of the meromictic reservoirs of the Kanda Bay, separated by the barrage from the White Sea

Ключевые слова: меромиктические водоемы, искусственные дамбы, водообмен, гидрологический режим, сероводород, Белое море

Целью исследований гидрологического, гидрохимического, гидробиологического и микробиологического состояния меромиктических водоемов губы Канда Белого моря является оценка изменения природных условий при антропогенном отделении морских заливов для строительства приливных электростанций, опреснения морских бассейнов, развития марикультуры [1, 2].

Строительство железнодорожной дамбы на Мурман в 1915 г. и автодороги “Кола” Санкт-Петербург – Мурманск через центральную часть губы Канда изменило ее гидрологический режим. Губа Канда – глубоко вдающийся в материк небольшой фиорд, длиной 22 км, расположенный в вершине Кандалакшского залива Белого моря. Строительство дамб многократно снизило водообмен между губой и морем [3]. В настоящее время колебания уровня воды в морской части губы не превышают 0.5 м, хотя до зарегулирования здесь был выражен приливный цикл, характерный для Кандалакшского залива. Нарушение водообмена приводит к застойным явлениям, в результате чего соленые воды на глубинах более 10 м практически лишены кислорода, а придонные слои насыщены сероводородом. Гидрологический режим Канда-губы – это сложный и сжатый во времени техногенный вариант процесса отчленения от моря системы крупных озер, где можно наблюдать устойчивое существование пресноводных и морских

водных масс. Горизонтальная и вертикальная структура вод достаточно устойчива, что позволяет существовать в пределах губы пресноводным и морским видам животных. В результате такой изоляции изменились гидрологический и гидрохимический режимы, затем микробиологические и гидробиологические условия губы, ранее сходные с условиями прилегающей части Кандалакшского залива [4–6].

Соленость воды губы Канды изменяется в широком диапазоне: от 0.2 до 22.2‰. В поверхностном опресненном горизонте сумма ионов постепенно увеличивается от 0.2–0.4 г/л в кутовой части губы до 3–6‰ к морскому плесу. В придонном горизонте соленость вод колеблется от 13.8 до 21.9‰. Для всей губы характерно сильное опреснение поверхностных слоев: в центральной и кутовой частях в летний период поверхностная соленость обычно не превышала 1.9‰ и только в июле 1962 г., после очень жаркого и сухого периода, она достигала 3.6‰ [6]. В морской части губы поверхностная соленость колебалась от 2.6‰ в западной части до 6.5‰ у фильтрующей железнодорожной дамбы. В придонных слоях соленость достаточно высока, в отдельных глубоких участках центральной части достигая 16.9‰, и в морской части губы – 26.5‰.

Для вертикального распределения солености характерно наличие двух основных водных масс: пресноводно-солоноватоводного миксолимниона и высокосоленого монимолимниона, разделенных между собою хемоклином. Толщина слоя опресненных вод колеблется в разных районах губы от 1 до 10 м. Эти воды обильно насыщены кислородом (80–100%), летом хорошо прогреваются, содержат много углекислоты и органических веществ. В летний период 1963 г. опресненный слой до 4–5‰ в морской части составлял не более 2 м; в центральной части опреснение от 1.8 до 4‰ распространялось до четырехметровой глубины.

Ниже расположен слой мощностью 2–4 м с резким возрастанием солености (гало- или хемоклин), обычно совпадающий с термоклином. Хемоклин характеризуется высоким (иногда до 10‰ на 1 м) градиентом солености.

Глубже 8–10 м залегают высокосоленые воды, являющиеся в кутовой и центральных плесах почти застойными. Последние практически лишены кислорода (иногда до его полного отсутствия), насыщены углекислотой (от 57 до 350 мг/л) и в нижних слоях – растворенным сероводородом (до 7–8 мг/л, иногда до 11 и более мг/л). Температура в придонном слое остается низкой (3.2–4.5°C) в течение года, а в самых глубоких участках понижается до 2.7°C. Соленость в морской части губы на глубине 4–6 м составляет около 18‰, постепенно увеличиваясь у дна до 23‰. В центральной части губы с увеличением глубины происходит очень резкое возрастание солености: от 3–4‰ (на глубине 4 м) до 15.5‰ (на глубине 10 м), достигая в самых глубоких участках 19‰ [6]. В кутовой части губы в придонном горизонте максимальная соленость, наблюдавшаяся весной, составила 5‰, осенью – 9‰ [4]. Единственные обитатели этих вод – анаэробные бактерии. Границы между водными массами особенно резко обозначены в период летней

стратификации. Осеннее и весеннее перемешивание вод приводит к частичному размыванию галоклина и осолонению нижних горизонтов миксолимниона.

Гидрологическая съемка, проведенная в морской части губы Канда в зимний период в конце января 2015 г., показала, что толщина льда на акватории составляла в среднем 42 см, высота снежного покрова на льду достигала 15 см. Глубины на гидрологических станциях изменялись от 8 м в западной части плеса до 17 м в центральной части у о. Крокалий. В западной части морского плеса температура воды в поверхностном горизонте, где вода практически пресная, была равной 0°C; в центральной части с повышенной соленостью поверхностных вод составляла -0,2°C. С глубиной температура воды увеличивалась, и в придонном горизонте достигала 2.8°C у западной, более мелководной, части по сравнению с 2.3–2.5°C в центральной части с глубинами 13–17 м.

Соленость воды в поверхностном горизонте изменялась от 0.2‰ в западной части морской акватории губы до 1.6‰ в центральной части у о. Крокалий. Верхний слой воды подо льдом был значительно распреснен и составлял толщину 5–6 м от поверхности. Соленость в этом слое постепенно увеличивалась с глубиной до 5‰. Ниже располагался слой мощностью 1–2 м с резким возрастанием солености (галоклин), совпадающий с термоклином и характеризующийся высоким (10–12‰ на 1 м) градиентом солености. Ниже галоклина соленость постепенно возрастила к придонным горизонтам и на всех станциях на глубине 10 м составляла 20‰. В западной части морской акватории глубиной 8 м соленость у дна составляла 19.2‰.

Распределение биогенных элементов в центральном плесе губы Канда во время зимней гидрохимической съемки 2015 г. приведено в таблице.

Содержание минерального, органического фосфора и кремния в водах центральной части губы Канда, Федосеевский плес, январь 2015 г.

Горизонт, м	Соленость S, ‰	Si	P _{мин}	P _{опр}	P _{опр} /P _{мин}
		мг/л	мг/л	мг/л	
3.0	13.8	1.73	0.012	0.007	0.62
8.0	14.5	1.65	0.014	0.006	0.39
10.0	15.4	2.96	0.123	0.024	0.19
12.0	17.5	13.9	3.01	0.190	0.06
13.0	17.6	17.8	3.83	0.188	0.05

Концентрация кремния в миксолимнионе (от поверхности до 8 м) была невысокой и составляла около 1.7 мг/л, повышаясь до 3.0 мг/л у границы хемоклина на глубине 10 м. В придонных горизонтах под влиянием диффузии из поровых растворов донных отложений содержание кремния возрастало на порядок, достигая максимума (17.8 мг/л) на глубине 13 м.

Концентрации минерального и органического фосфора в поверхностном горизонте до глубины 8 м, также как и содержание кремния, были минимальны (соответственно 0.012–0.014 и 0.006–0.007 мг/л), увеличиваясь до 0.12 и 0.02 мг/л на глубине 10 м и резко возрастаю в придонных горизонтах (соответственно до 3.0–3.8 мг Р_{мин}/л и 0.19 мг Р_{опр}/л). При этом доля органических соединений в общем количестве растворенного фосфора от поверхности ко дну снижалась с 62 до 5% (табл.), что отражает увеличение степени минерализации органического вещества с глубиной. Отмечавшиеся в январе 2015 г. концентрации фосфатов (минерального фосфора) в поверхностных водах имеют тот же порядок величины, что и в октябре 1959 г., тогда как в придонных водах такие высокие концентрации обнаружены впервые, что свидетельствует об усилении застойных явлений в монимолимнионе.

Таким образом, в небольшой по своей протяженности губе Канда складывается чрезвычайно своеобразный режим с широким диапазоном изменчивости гидрологических и гидрохимических параметров. Гидролого-гидрохимическая зональность водоема определяет его биологическую структуру. В кутовой и центральной частях губы жизнь почти полностью сосредоточена в миссолимнионе и в верхней кромке хемоклина, в морской части граница обитания гидробионтов опускается ниже, однако вследствие дефицита кислорода не достигает максимальных глубин. Фауна таких участков обеднена вследствие выпадения из состава биоценозов наиболее оксифильных организмов.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (грант БИО-ГЕО-КЛИМ 14.B25.31.001) и РНФ (гранты 14-37-00038, 15-17-10009).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чеченков А.В., Иванов Н.О., Легович Н.А., Шустова Н.К. Основные черты гидролого-гидрохимической и биологической структуры губы Канда Белого моря // Тез.докл. IV Всесоюз. гидробиоллгич. об-ва. 1–4 декабря 1981 г. Киев: Наукова думка, 1981. Ч. 4. С. 23–25.
2. Друмева Л.Б., Лупачев Ю.В., Лучков В.П. и др. Гидрологические и гидрохимические особенности губы Канда //Химия и биология морей / Под ред. А.И. Симонова. Л.: Гидрометеиздат, 1987. С. 49–53.
3. Юрченко С.В., Корякин А.С. Техногенные воздействия на губу Канда, Белое море // Материалы IV Всероссийской научн. конф. с международн. участием “Экологические проблемы северных регионов и пути их решения”. 2–5 октября 2012 г. Апатиты, 2012. Ч. 2. С. 171–173.
4. Галкина Л.А., Позднякова Л.Е., Цееб Т.Я. Губа Канда и ее обитатели // Океанология. 1963. Т. 3. №. 5. С. 898–906.
5. Иванов Н.О., Китаев В.П., Чеченков А.В. Особенности гидрофауны Канда-губы Белого моря // Итоги и перспективы изучения биологических ресурсов Белого моря. Л.: ЗИН АН СССР, 1983. С. 37–44.

6. Смирнова Т.С. Донная фауна губы Канда Белого моря // Гидробиологич. журн. 1965. Т. 1. № 4. С. 27–33.

The purpose of studies of the hydrological, hydrochemical, hydrobiological, and microbiological conditions of the meromictic reservoirs of the Kanda Bay of the White Sea is the estimation of a change in the natural conditions with the anthropogenic separation of marine gulf for the building of tidal power plants, distillation of marine barrier basin, development of mariculture.

**Демиденко Н.А.¹, Зиновьев А.Т.², Алабян А.М.³,
Льюменс М.Х.³, Панченко Е.Н.³, Фингерт Е.А.³**

(¹ФГБУ «Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, (ФГБУ «ГОИН»), г. Москва, demidenko_nikola@mail.ru, ²ФГБУ «Институт водных и экологических проблем СО РАН», (ФГБУ «ИВЭП СО РАН»), г. Барнаул, zinoviev@iwepr.ru, ³Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, географический факультет)

Исследование и моделирование параметров гидрологического режима и динамики взвешенных наносов в Мезенском заливе и эстуариях Мезени и Кулоя

**Demidenko N.A.¹, Zynoviev A.T.², Alabyn A.M.³,
Lumens M.H.³, Panchenko E.N.³, Fingert E.A.³**

(¹State Oceanographical Institute named by N.N.Zubov (SOI), Moscow, ²Institute for Water and Environmental Problems SB RAS (IWEP SB RAS), Barnaul, ³Moscow State University by M.V.Lomonosov)

Study and the simulation of the parameters of the hydrological regime and suspended sediment dynamics in the Mezen bay and the Mezen and Kuloy estuaries

Ключевые слова: эстуарии, приливы, динамика воды, взвешенные наносы, эрозионно-аккумулятивные процессы, приливные осушки, Белое море

Эрозионно-аккумулятивные процессы в Мезенском заливе обусловлены приливо-отливными течениями, ветровым волнением, формированием вдольберегового потока наносов. Трансформация вдольберегового потока происходит вследствие абразии берегов, взмучивания донных отложений, аккумуляции наносов в зонах замедления скоростей течений. Важной причиной изменения вдольберегового переноса наносов является поступление взвешенных наносов из устьев рек Мезени и Кулоя.

В приливных устьях рек главной причиной изменения потока наносов является абразия морских берегов. Количество обломочного материала, поступающего в береговую зону моря от абразии берегов Мезенского залива достигает 30 млн.т/год. В сравнении с этим объемом вынос речных наносов оказывается пренебрежимо малым. Наносы, перемещаемые вдольбереговыми течениями ветрового происхождения, составляют около 30% объема абразии. Оставшаяся часть этого объема, преимущественно частицы ила переносятся в основном приливо-отливными течениями (рис.).

Глинистые фракции составляют основную массу наносов, поступающих в береговую зону в результате абразии. Они переносятся течениями во взвешенном состоянии. Содержание в воде этих фракций колеблется от 10

до 5000 г·м⁻³ и более. Оно испытывает существенные изменения во времени и в пространстве [3].

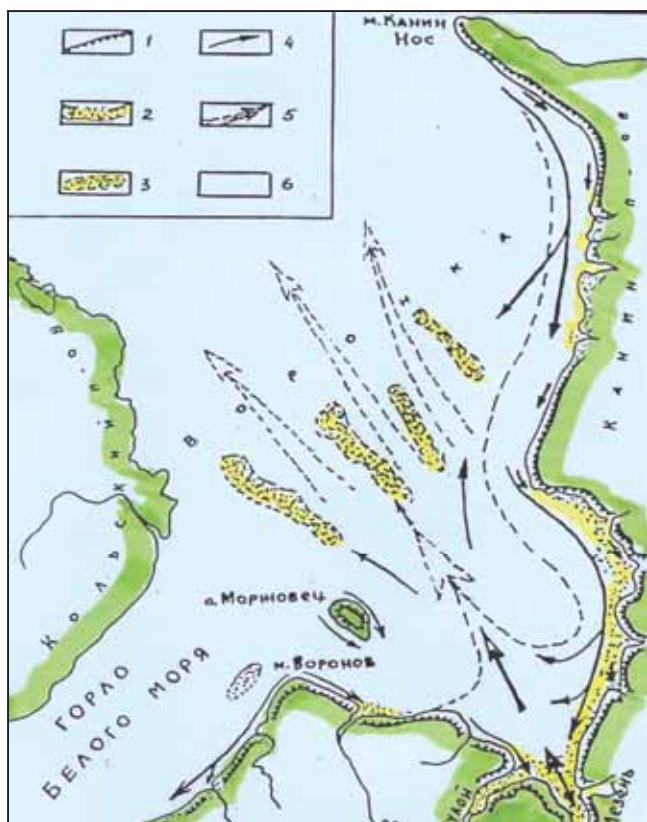


Рисунок. Схема перемещения вдольберегового потока наносов в Мезенском заливе.

(1 – абразионные берега, 2 – аккумулятивные берега, 3 – морские песчаные гряды, 4 и 5 – направления движения соответственно песка и ила, 6 – прибрежная суша). Дополнено [5].

Сильные приливно-отливные течения обуславливают высокую динамичность рельефа дна эстуария. Основной приливо-отливный канал на участке р. Семжа – р. Пыя сместился от восточного края эстуария Мезени (1893 г.) к его центральной части (1927 г.), а затем, начиная с 1960 г., к западному берегу эстуария. До 30-х годов XX в. на месте осушек существовал судоходный фарватер, ориентированный в сторону устья р. Семжа. В

настоящее время для судоходства используется только западный фарватер эстуария [2, 6].

Наиболее интенсивная абразия морских берегов наблюдается на побережье Мезенского залива. По данным В.С.Медведева [5] на участке р.Семжа – мыс Рябинов (эстуарий Мезени) берег отступает со скоростью 3 м/год. В среднем скорость отступания высокого (до 20 м) и обрывистого берега меньше – 1.5 м/год. Интенсивная абразии правого берега эстуария Мезени вблизи устья р. Семжа в 1937–2005 гг. привела к разрушению жилой застройки.

В целом для эстуария характерна тенденция к его заполнению наносами и обмелению. Со времени первого инструментального обследования залива в 1914–1915 гг. глубины в районе устьевого створа уменьшились на 2–3 м [1]. Эти же тенденции характерны для вершины эстуария в районе г.Мезень.

Характерной особенностью динамики взвешенных наносов в зоне смешения речных и морских вод является формирование зоны максимальных значений мутности или «литоклина». Возникновение этой зоны обусловлено процессами флокуляции глинистых частиц и органического вещества, а также особенностями эстuarной циркуляции воды. В ее пределах мутность воды в придонном слое значительно превосходит мутность в речных и морских водах. Разнообразие источников взвешенных наносов и морфологических условий в эстуариях приводит к тому, что в них возникает один, два и большее число локальных литоклинов [3].

Наличие зоны повышенной мутности воды характерно и для устьев Мезени и Кулоя. Образование литоклина в эстуариях этих рек зависит от трансформации и асимметрии приливной волны при ее проникновении в эстуарий. Приливная волна распространяется здесь с большей скоростью чем во время отлива. В результате наносы в основном перемещаются в сторону суши, к вершине эстуария.

В нижней части эстуариев Мезени Кулоя и вершине Мезенского залива влияние отливного потока и ветрового волнения на поверхность осушек, приводит к взвешиванию отложившихся частиц. При понижении уровня в малую воду взвешенные частицы концентрируются в стоково-отливных ложбинах, создавая максимум мутности («пробки мутности»).

В эстуарии р. Мезень миграция зоны максимума мутности за приливный цикл составляет 20–25 км. Максимальная миграция литоклина вдоль эстуария между периодами высокого (половодного) и низкого (меженного) расхода воды в реке составляет 30–40 км. Мутность воды в литоклине изменяется от 1000 до 13000 г/м³ [3, 6]. Она больше в сизигию и меньше – в квадратуру. При смене направления течения в период между приливом и отливом глинистые частицы и флокулированные частицы не осаждаются на дно, а находятся во взвешенном состоянии. Они перемещаются ревер-

сивным течением в реку или на взморье, участвуя в общей эстuarной циркуляции, практически не удаляясь за пределы эстуария. Мутность воды в этот период сохраняется на уровне 50 г/м³.

Высокая мутность воды и транспорт наносов во всем Мезенском заливе и эстуарии Мезени активно влияют на переформирование донных форм рельефа и морфологии всей устьевой области р.Мезени и береговой зоны залива. В вершине эстуария Мезени существует система больших, не затапливаемых в прилив, островов, прижатых к правому берегу. Острова Середовская Кошка, Заречье, Балуха образуют надводную приливную дельту реки. Они имеют относительно молодой возраст. В 6 км от устьевого створа отметки их поверхности имеют высоту, совпадающую с отметками уровней воды в период отлива. Цепь правобережных островов ниже г. Мезень продолжают острова Ванюшина Кошка, Максимова Кошка, Шестакова Кошка, Островок и Мишина Кошка. Причиной односторонней группировки дельтовых островов является преобладающая ориентация приливного потока, прижимающегося к левому берегу реки [4].

Ниже о. Мишина Кошка (в 25 км от устьевого створа) располагается зона затапливаемых в прилив песчано-илистых осушек, ваттовых форм рельефа, маркирующих положение повышенных участков устьевого взморья реки (подводной дельты). Зона больших гряд и осушек простирается до участка крутого изгиба эстуария в створе м. Толстик – р. Пья. Размеры гряд постепенно увеличиваются, превращаясь в сплошной массив ваттов.

В эстуарии Мезени песок не накапливается из-за сильных отливных течений. При отливе занесенный сюда волнами и приливными течениями песчаный материал выносится из залива и аккумулируется там, где энергия отливных течений равна суммарной наносодвижущей энергии волн и приливных течений. Основная область аккумуляции песка находится в южной части Воронки Белого моря на выходе из Мезенского залива, где в результате этого на дне образовались подводные гряды – Большая Орловская кошка, Большая Средняя кошка, Конушинская и Кийские мели.

Их существование впервые открыл М.Ф. Рейнеке в период гидрографических описаний Белого моря, выполненных в 1830 г. Подобные гряды – называемые «гигантскими песчаными волнами», являются типичными формами приливной аккумуляции песчаного материала в условиях сильных приливных течений на шельфе морей и встречаются в различных эстуариях. Некоторые из них обсыхают в малую воду при сизигийных приливах, но большинство остается под водой. Поперечный профиль песчаных волн, как правило, асимметричен. Крутой склон чаще обращен в сторону берега Канинского полуострова (по направлению распространения подходящей приливной волны).

Экспедиционные работы выполнены при поддержке РНФ (гранты 14-37-00038, 15-17-10009).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вихман А.М. Несколько данных о скорости течения и количестве влекомых насосов в устье р. Мезени // Известия ЦГМБ. 1925. Вып. V.
2. Демиденко Н.А. Гидрологический режим Мезенского залива и эстуариев Мезени и Кулоя // Система Белого моря. Т.II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. Гл. 5.4. М.: Научный мир, 2012. С. 411–432.
3. Демиденко Н.А. Формирование максимума мутности воды в сильноприливных эстуариях Мезени и Кулоя // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. Т.IV. С. 65–69.
4. Демиденко Н.А., Землянов И.В., Горелиц О.В., Михайлов В.Н. Исследование гидролого-морфологических процессов в устьевой области реки Мезень для целей проектирования Мезенской приливной электростанции // Труды ГО-ИН.2008. Вып. 211.С. 273–288.
5. Медведев В.С. Вопросы динамики прибрежной зоны Мезенского залива Белого моря в связи с проектированием приливных электростанций // Геоморфология и литология береговой зоны. М.: Наука, 1971.С.23–29.
6. Протопопов И.Д. Несколько данных о гидрологическом режиме устья р.Мезени // Исследования морей СССР. Л.: Изд. ГГИ, 1932.С.87–102.

In the Mezen bay and estuaries Mezen and Kuloy can be high concentrations of mud suspensions there, involving the formation at times mobile suspensions and settled mud. Within estuaries the river water is mixed with the sea water by the action of tidal motions, by waves on the sea surface and by the river discharge forcing its way to the sea. The sediment transport rate is the total weight of grain passing through a section per unit time, and is the product of the weight of moving grains present in the water over a unit area times the velocity at which they move. Nearly all shallow tidal estuaries, where currents exceed about 1.0 m s^{-1} and where sand is present, have sand waves. Sand waves have a variety of cross-sectional and plan forms.

Евзеров В.Я.¹, Виноградов А.Н.², Николаева С.Б.¹

(¹Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты,
e-mail: yevzerov@geoksc.apatity.ru; ²Кольский филиал Геофизической службы РАН,
Апатиты)

Геодинамика Беломорской котловины

Yevzherov V.Ya.¹, Vinogradov A.N.², Nikolaeva S.B.¹

(¹Geological Institute of Kola Science Centre RAS, Apatity;²Kola department
of Geophysical Service RAS, Apatity)

Geodynamics of Belomorskaya basin

Ключевые слова: Беломорская котловина, геодинамика, сейсмичность

Беломорская морфоструктура включает три субструктуры: обширный Бассейн с открывающимися в него Кандалакшским, Онежским и Двинским заливами, Воронку и Горло. Контуру современной Беломорской депрессии предопределен структурным планом рифейской системы грабенов, возникших на пассивной окраине палеократона Балтика в интервале 1263–1080 млн. лет назад [1]. В этот период на раннедокембрийском гранито-гнейсовом цоколе сформировался стратисферный слой мощностью от 3 до 8 км, что обусловило возникновение резкой петрофизической и геомеханической неоднородности в теле континентального геоблока, с которой в последующей истории морфоструктур связана различная реакция котловины и ее кристаллического обрамления на действие внешних физических полей. Значительно позднее произошла реактивация разломов рифейских грабенов.

Мощность рыхлых отложений в Беломорской котловине достигает 300 метров. Их строение до сих пор не изучено. Соответственно, неизвестно и время первоначального заполнения Беломорской котловины водами внутреннего морского бассейна. Необходимо бурение скважин с отбором керна. Однако эта работа может не дать окончательного ответа на вопрос о времени образования Беломорской впадины, поскольку по ней многократно перемещались ледниковые покровы, ассимилировавшие в той или иной степени породы ложа. На основании изучения верхних горизонтов осадочного чехла на дне Баренцева моря был сделан вывод о том, что морские условия седиментогенеза установились в котловине в среднем голоцене около 6 тыс. лет назад [1, 2]. Данное заключение лишено оснований, поскольку в разрезах четвертичных отложений на северном побережье в районе устья р. Варзуги и других рек, впадающих в Белое море, обнаружены морские осадки позднего и среднего неоплейстоцена, содержащие раковины морских моллюсков. Возраст раковин, определенный методом ЭПР А. Молодь-

ковым, достигает трехсот с лишним тысяч лет назад [3]. Видимо, еще более древние образования вскрыты скважинами на Архангельском побережье в долине р. Пёзы у деревни Сафоновской, где под мореной, подстилающей морские осадки среднего неоплейстоцена, встречен горизонт морских отложений [4]. С учетом указанных находок, представляется правомерной и логичной гипотеза, связывающая формирование Беломорской котловины и морского бассейна в ней с переходом от регрессивного развития континентальной окраины к трансгрессивному шельфовому погружению на рубеже позднего миоцена – плиоцена [5]. Формирование морфоструктуры дна Белого моря непротиворечиво увязывается с моделью «расклинивания» Кандалакшской котловины при столкновении ее днища с Архангельским выступом фундамента [1].

Дивергентный режим сменился трансформным, видимо, на границе плейстоцена и голоцен. Представляется логичным увязать этот переход со вспышкой сейсмической активности, когда на атлантическом побережье Скандинавии проявились мощные оползневые процессы, вызванные движениями блоков по краевым разломам северо-восточного простирания. Домinantным типом тектонических движений на новейшем этапе стали вращательные смещения как Евразийской плиты в целом, так и отдельных геоблоков на ее северо-западной окраине [6]. В этот период произошло опускание Кандалакшского грабена примерно на 150 м и формирование Колвицкого грабена. В опускание были вовлечены окружающие Кандалакшский залив массивы кристаллических пород, что обусловило изгиб изобаз гляциоизостатического поднятия района [7, 8]. Судя по глубинности современных очагов землетрясений в этом тектоническом узле (от 10 до 30 км) [9], активизация рифта и пропагация его в северо-западном направлении связана с нарушением геомеханической стабильности не только в верхних горизонтах коры, но и на глубинных этажах кристаллического цоколя.

Анализ механизмов землетрясений в Северной и Центральной Атлантике в совокупности с данными геодезического мониторинга показал, что на современном этапе межплитная граница Евразии и Северной Америки вышла из режима дивергенции и на всем протяжении от Шпицбергена до моря Лаптевых представляет собой трансформную тектоническую структуру [6, 10]. Доминантным типом тектонических движений на новейшем этапе стали вращательные смещения как Евразийской плиты в целом, так и отдельных геоблоков на ее северо-западной окраине. Это представление полностью корреспондирует со второй альтернативной моделью авторов Тектонической карты [1], названной ими моделью «трансформных разломов и вращения блоков». В рамках этой модели раскрытие Кандалакшской и Колвицкой рифтогенных впадин удовлетворительно объясняется противоположной направленностью вращения Кольского и Карельского массивов. На этот процесс накладываются гляциоизостатические деформации, контролируемые мощностью ледниковой лопасти, внедрившейся в Бело-

морскую депрессию в позднем неоплейстоцене, и темпами компенсационных восходящих движений после снятия ледниковой нагрузки.

Различия в темпах и амплитуде движений создавали и продолжают создавать локальные возмущения в напряженном состоянии компетентных блоков коры, способствовавшие развитию вдоль бортов грабена на протяжении последних 10–12 тыс. лет сопряженной системы трещин и разломов, обеспечивающих разрядку аномального стресса. Наиболее крупным в голоценовой генерации дизъюнктивов является сбросо-сдвиг, сформировавший Колвицкий грабен, продолжающий Кандалакшский рифт вглубь Беломорского кристаллического блока.

При веерообразном раскрытии Кандалакшского грабена также произошла просадка дна с амплитудой до 150 м, не скомпенсированная полностью встречными восходящими движениями, связанными с релаксацией ледниковой нагрузки. Напряжения в породных массивах, возникавшие вследствие сложной кинематики разнонаправленных тектонических и гляциоизостатических деформаций, периодически разряжались землетрясениями различной силы. Об этом свидетельствуют обнаруженные в последнее время многочисленные палеосейсмодеформации пород кристаллического фундамента и перекрывающих его рыхлых отложений, а также расположение эпицентров исторических и современных землетрясений. Анализ инструментально зарегистрированных сейсмических событий свидетельствует о концентрации землетрясений в западной части Беломорской котловины, которая отличается от восточной и более высоким уровнем сейсмоактивности. Здесь же расположены эпицентры исторического землетрясения 1542 г. с интенсивностью не менее 7 баллов и самого выдающегося по силе события 1627 г. с магнитудой 6.5 и интенсивностью 8 баллов по шкале MSK-64 [11].

Пространственное положение сейсмотектонических проявлений в рельефе побережий залива хорошо согласуется с наибольшим изгибом изобаз, что свидетельствует о влиянии тектонической составляющей наряду с общим ходом гляциоизостатического поднятия, скорости которого постепенно снижались от позднеледникового к настоящему времени. В тех же временных рамках снижались энергетический уровень и пространственное размещение очагов палеоземлетрясений. Судя по степени выраженности в рельефе и масштабам проявления палеосейсмодеформаций, наибольшей интенсивностью отличались события, происходившие на рубеже позднеледникового – начала голоцена [12–14].

Приуроченность большинства очагов землетрясений к западной части Беломорского бассейна указывает на тесную связь сейсмичности с опусканием котловины Кандалакшского залива на фоне общего гляциоизостатического поднятия. При этом происходило не только медленное опускание дна котловины, но имели место и импульсные энергетические разрядки с быстрыми «claveшными» смещениями мелких блоков. Они приводили к образованию разрывных дислокаций сбросо-сдвигового типа в кристалли-

ческом цоколе и осадочном покрове рифта [2], проявлениям на беломорском побережье волн цунами с высотой заплеска 2.5–3 м [9, 15] и вызванных цунами ледовых надвигов с высотой вала до 17 м [16].

Работа выполнена при поддержке Правительства Мурманской области в рамках государственной программы «Развитие экономического потенциала и формирование благоприятного предпринимательского климата» и РФФИ - грант 14-05-98806 р_север_a и грант 13-05-01039.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий масштаба 1:1500000». М.: ГЕОС, 2012.104 с.
2. Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С. Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюлл. МОИП. Отд. геологическое. Вып. 2. 2008. Т. 83. С.15–25.
3. Корсакова О.П., Семенова Л.Р., Колька В.В. Средне- и верхненеоплейстоценовые осадки в разрезе обнажения Варзуга (юг Кольского полуострова) // Региональная геология и металлогения. 2011. № 48. С. 19–24.
4. Девятова Э.И., Лосева Э.И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. Л.: Наука, 1964. 106 с.
- Тарасов Г.А., Шлыкова В.В. Распределение мощностей четвертичных отложений и основные черты довалдайской поверхности бассейна Белого моря// Доклады РАН. 2006.Т. 411. № 2. С. 226–230.
5. ШипиловЭ.В., ТюремновВ.А., ГлазневВ.Н., Голубев В.А.Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое // Доклады РАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 378–383.
6. Беленович Т.Я., Кутинов Ю.Г. Современный геодинамический режим Срединно-Атлантического хребта и прилегающих территорий // Материалы XVI международной конференции «Свойства, структура, динамика и минерагения литосфера Восточно-Европейской платформы». Воронеж. 2010. Т. 2. С. 118–123.
7. Ramsay W. Über die Geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartarzeit // Fennia, Helsingfors. 1898. V. 16. № 1. 151 р.
8. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., КорнерД.Д. Последниковые гляциоизостатические движения на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: КНИЦ РАН, 2005.С.15–25.
9. Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А. Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающей территории в XX веке. М.: Изд-во ГС РАН, 2010. 132 с.
10. Vinogradov A.N., Baranov S.V. Recent geodynamic regime of the Eurasia – North American interplate boundary: Evidences from seismology of Arctic // ВестникМГТУ. Труды Мурманского государственного технического университета. 2012. Т. 15. №2. С. 435–438.
11. Ассиновская Б.А., Никонов А.А. Сводный каталог землетрясений Карельского региона за 1542–2003 гг. // Глубинное строение и сейсмичность Карельского ре-

- гиона и его обрамления / под.ред. Н.В. Шарова.Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. С. 218–222.
12. Шевченко Н.В., Кузнецов Д.Е., Ермолов А.А. Сейсмотектонические проявления в рельефе берегов Белого моря // Вестн. МГУ. Сер. 5. География.2007. № 3. С. 44–48.
 13. Николаева С.Б. Голоценовые движения и сейсмичность Кандалакшского залива Белого моря (северная окраина Восточно-Европейской платформы) // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия. Материалы Всероссийского совещания (г. Иркутск, 18–21 августа 2009 г.): в 2-х т. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 2. С. 43–45.
 14. Николаева С.Б., Евзеров В.Я., Петров С.И. Сейсмичность Фенноскандии в позднем плейстоцене и голоцене // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 220–223.
 15. Никонов А.А., Субетто А.А. Историческое цунами на Соловецких островах // Изв. РГО. Вып. 6. 2007. Т. 139. С. 24–31.
 16. Евзеров В.Я. Цунами в Белом море (о событии 5 января 1888 года) // Вестник ВГУ, сер. Геологическая. 2013. № 2. С. 181–183.

Belomorskaya depression was likely to form at the turn of the late Miocene-Pliocene within the divergence regime, when after the regressive development of the continental margin the shelf submergence began. The divergent regime was replaced by the transform regime, apparently, at the boundary between the Pleistocene and Holocene. Seismic activity in western Kandalaksha Bay in the Holocene is associated with the formation of the Kolvitsa graben and immersion of the Kandalaksha graben.

Зарецкая Н.Е.¹, Репкина Т.Ю.²

(¹Геологический институт РАН, Москва, n_zaretskaya@inbox.ru; ²МГУ им. Ломоносова, Москва)

Новые данные по истории Терского берега Белого моря в голоцене (район устья р. Варзуги)

Zaretskaya N.E.¹, Repkina T.Yu.²

(¹Geological Institute of RAS, Moscow, n_zaretskaya@inbox.ru; ² Lomonosov MSU, Moscow)

New data on the Holocene history of the Tersky shore, White Sea

Ключевые слова: Белое море, Терский берег, голоцен, радиоуглеродные даты, дифференцированные вертикальные движения

Многие годы побережье Кольского полуострова является полигоном для изучения вертикальных движений земной коры и перемещения береговой линии Белого моря в постглacialное время. Природу движений рассматривали как преимущественно тектоническую [1–4] или преимущественно гляциоизостатическую [5]. Определить их характер позволяет анализ строения и определение возраста разновысотных береговых линий и террас. Для южного побережья Кольского п-ова для района с. Умба уже получены такие данные [5], и гляциоизостатической составляющей отводится решающая роль. Однако, выделить в послеледниковых движениях ту или иную компоненту можно, лишь обладая достаточным массивом дат в пределах разных, желательно соседствующих тектонических структур [6, 7]. С появлением новых количественных данных история развития берегов Белого моря представляется более сложной и многофакторной, что будет показано на примере участка Терского берега от устья р. Варзуга до с. Кашкаранцы.

Исследуемый участок выделяется в пределах Терского берега огромной песчаной пустошью с крупными аккумулятивными и дефляционными формами эолового рельефа, которая располагается на голоценовой косе длиной около 10 км и шириной до 3 км, отгораживающей устье р. Варзуга.

Полевые исследования проводились одним из авторов в 2000 (совместно с Институтом Биологии КарНЦ РАН) и 2012 (совместно с ГИ КНЦ РАН) гг. На разных высотах относительно современной береговой линии Белого моря проведено ручное бурение болот, отобраны образцы озерно-болотных отложений из подошв органогенной толщи на радиоуглеродный анализ. Кроме того, изучены разрезы Кузоменской пустоши, вскрытые в береговом уступе р. Варзуги и в теле песчаной толщи, из которых также

были отобраны образцы на радиоуглеродное датирование. Геоморфологический анализ выполнен на основе дешифрирования космических снимков (КС) GeoEye (разрешение 0.5 м, съемка 01.07.2013 г., сервис Google Earth) и Landsat ETM+ (разрешение 14.5 м, съемка 09.07.1999 г.) и топографических карт масштабов 1:50000 и 1:100000. При интерпретации использованы изданные и фондовые геолого-геоморфологические материалы.

По данным геологической съемки масштаба 1:200000 район, как и весь Кольский п-ов, имеет блоковое строение. Долина р. Варзуга заложена вдоль разлома ССЗ простирации, разделяющего блоки с большей (западнее реки) и меньшей (в долине реки и к востоку от нее) величиной денудационного среза. Корневую часть косы сечет ССВ нарушение. Приуроченность долины р. Варзуга к крупному активному разлому подтверждают и региональные исследования [8]. Согласно детальной морфоструктурной схеме И.Г. Авенаруис [2], северо-западный блок и в новейшее время поднимался быстрее «кустевого» и восточного. В современной береговой зоне большие скорости поднятия северо-западного блока подтверждаются наличием здесь абразионных бенчей.

Комплексный анализ данных, полученных во время полевых и камеральных исследований, позволил в первом приближении реконструировать голоценовую историю приустьевого участка р. Варзуга.

К позднеледниковым или раннеголоценовым образованиям можно отнести террасовидную заболоченную поверхность высотой 75–80 м, с сохранившимися моренными останцами. Генезис ее пока не ясен; но поскольку верхняя морская граница в районе с. Умба располагается существенно ниже, то, скорее всего, поверхность сформировалась как результат существования приледникового водоема [9] на ранних этапах деградации последнего оледенения. Радиоуглеродная дата, полученная по подошве болота Морские мхи, расположенного на этой поверхности (8560 ± 100 , ГИН-11165) отражает, скорее всего, только время начала накопления торфа.

Поверхность высотой 50–55(60) м – абразионно-аккумулятивная терраса, выработанная в терских песчаниках или отложениях ледникового комплекса [10], с мористой стороны осложнена древними галечными береговыми валами. На этом уровне Б.И. Кошечкин [1] выделяет верхнюю морскую границу, в то время как В.В. Колька [5] не обнаруживает в районе Умбы морских отложений в озерах на этой высоте. Возраст поверхности, по-видимому, можно отнести к раннему голоцену.

Воздействие моря на формирование побережья уверенно прослеживается, начиная со следующего террасового уровня (30–40 м). Поверхность, по-видимому, лимногляциального [9, 10] происхождения, впоследствии была затоплена морем. В тыловой части террасы, на правом борту долины р. Варзуга на поверхности сохранились оглаженные морем(?) камы. По образцу из подошвы торфяника на этой поверхности была получена дата 6190 ± 80 (ГИН-14920); торф подстилают сизо-бурые суглинки, возможно,

представляющие собой перемытые морем отложения ледникового или ледниково-морского комплекса. По-видимому, поверхность была сформирована во время стадии тапес (рис.) при более высоком стоянии уровня Белого моря $7000\text{--}5500$ ^{14}C л.н.; дата маркирует верхнюю временную границу выхода поверхности из-под уровня моря. Судя по морфологии террасы, на берегу моря, как и сейчас, действовали абразионно-аккумулятивные процессы, сформировавшие песчаные береговые валы (ныне частично перевеянные), тогда как в тылах террасы затопление озерно-ледникового рельефа морскими водами произошло пассивно - без его существенной переработки. Устье Варзуги в то время представляло собой эстуарий. Контакт террасы с нижележащей поверхностью выражен отчетливым уступом высотой ~ 5 м.

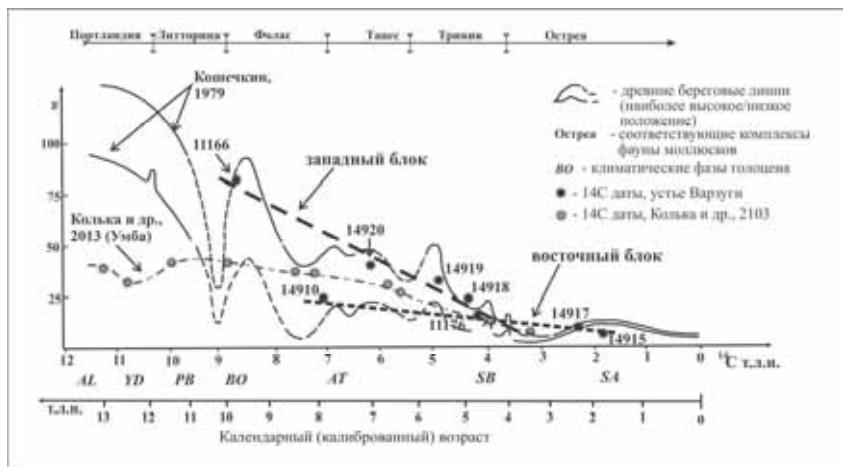


Рисунок. График перемещения береговой линии Белого моря в голоцене [1], дополненный кривой относительного перемещения уровня моря в районе Умбы [5], и графиками перемещения западного и восточного блоков приустьевой части р. Варзуга.

Терраса высотой 20–30 метров представляет собой отчетливую ступень, протягивающуюся от морского побережья в тылы голоценовой косы. Временами она расщепляется на два подуровня (25–30 и 20–25 м), а иногда сужается, становится наклонной, на ее поверхности появляются крутые уступы, сложенные коренными породами. Один из таких «пережимов» разделяет западный и восточный участки террасы. По образцу из подошвы торфяников на поверхности западного участка на высотах 25–30 м были получены даты 4660 ± 60 (ГИН-14919) и 4400 ± 100 (ГИН-14918), торф подстилается морскими песками. На востоке в строении террасы отчетливо видны береговые валы, примыкающие к измененным морем камам. Здесь в понижении

за наиболее древним береговым валом из подошвы торфяника на высоте около 25 м получена дата 7190 ± 60 (ГИН-14910). Столь существенное расхождение в возрасте отложений, перекрывающих одновысотные поверхности, заставило нас обратиться к возможности морфоструктурной интерпретации истории формирования террасы. Строение рельефа позволяет реконструировать закономерное изменение обстановок от преимущественного размыва на открытом берегу моря, в пределах интенсивно воздымающегося северо-западного блока, до аккумуляции и образования береговых валов в эстуарии р. Варзуги, в пределах отстающего в поднятии или практически стабильного «устьевого» блока. По-видимому, в период между началом развития береговых валов в тылах террасы и выходом из-под уровня моря ее мористого края произошла резкая активизация движений северо-западного морфоструктурного блока. Признаками этого могут служить крутие, сложенные терскими песчаниками уступы в пределах «пережимов» террасы.

Более низкие участки берега (ниже 20 м) занимают на западе узкие абразионно-аккумулятивные террасы, а в пределах «устьевого» блока - обширная аккумулятивная терраса, сформированная серией мелких песчаных береговых валов (причленение с запада на восток), переходящая на востоке в приуськую косу, вытянутую вдоль моря. Время формирования террасы – моложе 4000^{14}C л.н. (стадия острея, рис.). Коса продолжает формироваться по сей день, ее поверхность активно осваивают эоловые процессы – как раз здесь находятся так называемые Кузоменские пески. Время начала перевевания косы, а также весь комплекс причин, приведших к активному развитию тут эоловых процессов, пока не реконструированы из-за недостатка данных. По-видимому, активное передувание началось не раньше 2000^{14}C л.н. – по торфу, бронирующему поверхность аллювиально-морских песков косы, были получены даты 2270 ± 30 (ГИН-14917, подошва) и 2110 ± 40 (ГИН-14916, кровля). Горизонт торфа перекрыт песком уже эолового происхождения.

По данным уровнемерных наблюдений современные вертикальные движений «устьевого» блока оцениваются как слабо отрицательные -0.34 мм/год [11] или положительные $+3.72$ мм/год [12]. Наличие крупного комплекса поднятых молодых аккумулятивных террас позволяет считать, что в период накопления осадков косы «устевой» блок слабо поднимался.

Анализ строения террас и полученные даты позволяют считать, что в районе устья р. Варзуга, приуроченного к региональному разлому со сложной внутренней структурой, формирование террасового комплекса происходило в условиях резко дифференцированных вертикальных движений, не равномерных по времени. Возможно, имели место инверсии движений блоков. Оценки возраста поверхностей высотой 20–40 м и синхронных им движений, безусловно, требуют дальнейшего изучения, как и Кузоменские пески, время формирования которых пока не установлено.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 157 с.
2. Авенариус И.Г. Морфоструктура Беломорского региона // Геоморфология. 2004. № 3. С.48–56.
3. Ермолов А.А.Геоморфология беломорских берегов Кольского полуострова //Геоморфология. 2010. № 1. С. 36–42.
4. Баранская А.В. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий Российской Арктики. Автореф. дисс. к.г.н., СПб. СПбГУ, 2015. 26 с.
5. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Г.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия РАН. Серия географическая. 2013. № 1. С. 73–88.
6. Романенко Ф.А., Шилова О.С. Последниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо // ДАН. 2012. Т. 442. № 4. С. 544–548.
7. Репкина Т.Ю., Романенко Ф.А. Рельеф побережий Бабьего моря и о. Великого: история развития и современные изменения // Летопись природы Кандалакшского заповедника за 2013 г. Кн.59. Т. 1. Кандалакша, 2014. С. 47–85.
8. Тектоническая карта Белого моря м-ба 1:1500000 / Отв. ред. А.С. Балуев. Объяснительная записка. М. ГИН РАН, 2012. 58 с
9. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000. ЛистQ-37с акваторией (Архангельск). Объяснительная записка. МАГЭ, ВСЕГЕИ. Спб, 2003. 380 с.
10. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000. ЛистQ-37с акваторией (Архангельск). Объяснительная записка. МАГЭ, ВСЕГЕИ. Спб, 2010. 338 с.
11. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 240 с.
12. Инжебайкин Ю.И. Однонаправленные движения в колебаниях уровня Белого моря // Колебания уровня моря. СПб, РГГУ. 2003. С. 31–39.

The morphostructure analysis and ^{14}C dating of the samples from various White Sea terrace levels allows to propose the different tectonic movements in the Varsuga river mouth area, and reconstruct the history of this part of the shore during the Holocene.

**Кокрятская Н.М., Забелина С.А., Титова К.В., Лосюк Г.Н.,
Чупаков А.В.**

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

**Вертикальное распределение сероводорода в меромикти-
ческом озере Светлое-1(водосборный бассейн Белого моря)**

**Kokryatskaya N.M., Zabelina S.A., Titova X.V., Losyuk G.N.,
Chupakov A.V.**

(Institute of ecological problems in the North Ural Branch RAS, Arkhangelsk)

**The vertical distribution of hydrogen sulfide in the lake
meromictic Svetloe-1 (the catchment area of the White Sea)**

Ключевые слова: сульфатредукция, сероводород, меромиктическое озеро

Меромиктические водоемы являются идеальной моделью для изучения анаэробных процессов деструкции органического вещества, одним из которых (наряду с метаногенезом) является сульфат редукция. В результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий (СРБ) в монимолимнионе этих водоемов накапливается сероводород, иногда в огромных количествах, а в зоне хемоклина наблюдаются резкие вертикальные градиенты физико-химических условий: скачкообразно изменяются концентрации кислорода, сероводорода и других восстановленных соединений серы, редокс-потенциала, иногда света и как следствие – тесное сближение различных экологических ниш планктонных микроорганизмов.

В настоящей работе рассмотрено вертикальное распределение сероводорода стратифицированного пресноводного озера Светлое-1 (N:65.08302; E:41.10835), которое расположено примерно в 65 км на северо-восток от города Архангельска и является первым в системе из 5 озер, дающих начало реке Светлая, которая относится к водосборному бассейну Белого моря. По своим морфометрическим признакам Светлое-1 относится к малым глубоководным озерам (максимальная глубина 39 м). В результате регулярных наблюдений, начатых в январе 2010 г., для озера Светлое-1 достоверно установлен меромиктический статус с железо-марганцевым типом меромикции; выявлено постоянное присутствие сероводорода в зоне хемоклина и монимолимниона; выполнены микробиологические исследования по определению численности сульфатредуцирующих бактерий [1, 2].

Выполненные исследования показали постоянное присутствие в воде озера Светлое-1 растворенного сероводорода (определение осуществлялось стандартным фотометрическим методом по РД 52.24.450-2010). В таблице приведены усредненные данные по содержанию сероводорода по верти-

кальному профилю за весь период исследований. В кислородных водах он обнаруживается эпизодически в микроколичествах – его содержание не превышало в подавляющем большинстве случаев 1.05–4.94 мкг/л, составляя в среднем 3.57 мкг/л. Зона хемоклина характеризуется наличием максимумов в распределении сероводорода – именно здесь отмечены его наиболее высокие концентрации, составляющие 80–100 мкг/л (максимально 132.5 мкг/л). Наименее отчетливо этот максимум был выражен летом 2013 г. (рис. 1), наиболее ярко – практически весь 2012 г. Хотя в настоящее время исследования проводятся эпизодически, полученные в зимний период 2014–2015 гг. максимальные концентрации сероводорода в зоне хемоклина составляют 70–100 мкг/л, т.е. близки к данным 2012 г. Следует отметить, что отсутствие данного максимума в 2010 г. является не гидрохимической аномалией, а следствием всего лишь низкой дискретности отбора в этот период. Как выяснилось при дальнейших исследованиях при отборе проб пятилитровым горизонтальным батометром можно пропустить многие интересные и важные явления на хемоклине при шаге отбора более 0.5 м. Как видно из данных рисунка 1, трудно выделить какие-либо отчетливо выраженные сезонные закономерности в распределении сероводорода в зоне хемоклина.

Наиболее однородное распределение сероводорода отмечено в анаэробной зоне озера Светлое-1. Здесь во все периоды исследования его концентрации преимущественно изменялись в интервале от 21.4 до 32.7 мкг/л, составляя в среднем 27.1 мкг/л.

Таблица. Усредненные данные по содержанию сероводорода и сульфатов по вертикальному профилю озера Светлое-1

Горизонт, м	Сероводород, мкг/л						Сульфаты, мг/л
	2010	2011	2012	2013	2014	2015	
0–5	3.58	0.89	3.61	6.45	7.86	0.12	4.55
5–10	3.39	1.37	5.35	4.84	8.01	–	4.74
10–15	3.80	1.85	2.97	5.25	9.21	–	4.47
15–20	4.06	2.19	3.66	4.58	24.25	1.76	4.66
20–25	13.70	13.04	32.99	9.29	40.10	41.31	2.28
25–30	26.42	17.67	14.06	14.76	20.04	34.65	0.31
30–35	29.75	30.94	31.21	31.96	38.10	32.91	0.25
35–дно	28.51	44.95	35.16	28.91	40.77	–	0.22

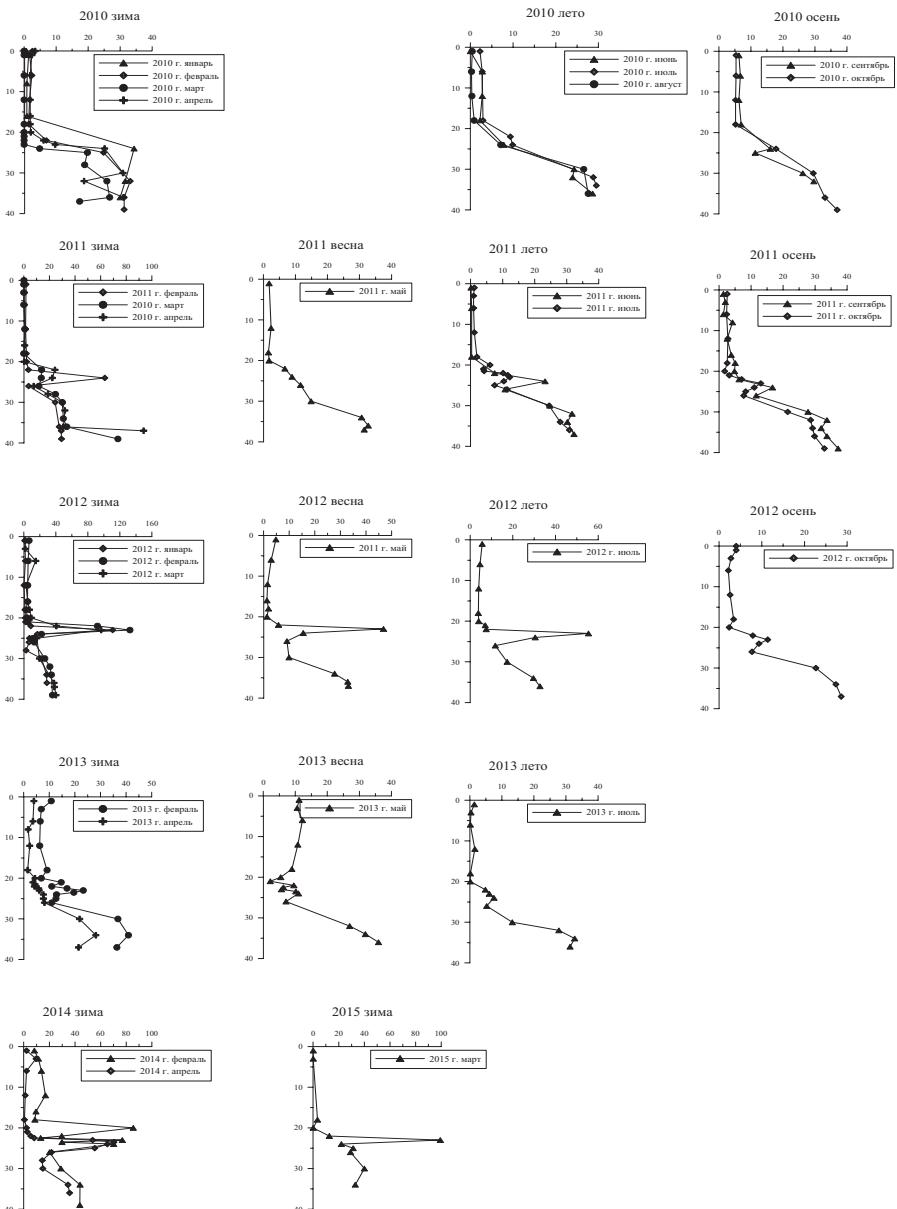


Рисунок 1. Вертикальное распределение сероводорода в озере Светлое-1

Содержание сульфатов (определение на высокоеффективном жидкостном хроматографе LC-20 PROMINENCE (Shimadzu) в озере сравнительно невелико (табл.1) и уменьшается в бескислородной зоне по сравнению с миксолимнионом. В аэробной зоне вариации в содержании сульфатов невелики – их среднее содержание составляет – 4.4 мг/л, изменяясь от 4.0 до 4.8 мг/л; в зоне хемоклина их содержание несколько ниже – 2.7 мг/л (от 0.7 до 4.4 мг/л), а в анаэробной зоне составляет всего 0.36 мг/л (от 0.09 до 0.47 мг/л), что обусловлено, скорее всего, потреблением их сульфатредуцирующими бактериями в процессе генерации сероводорода.

Как в зимний, так и в летний период в зоне хемоклина несколько выше максимума сероводорода фиксировался отчетливо выраженный максимум сульфатов (рис. 2), связанный с окислением сероводорода в кислородных водах.

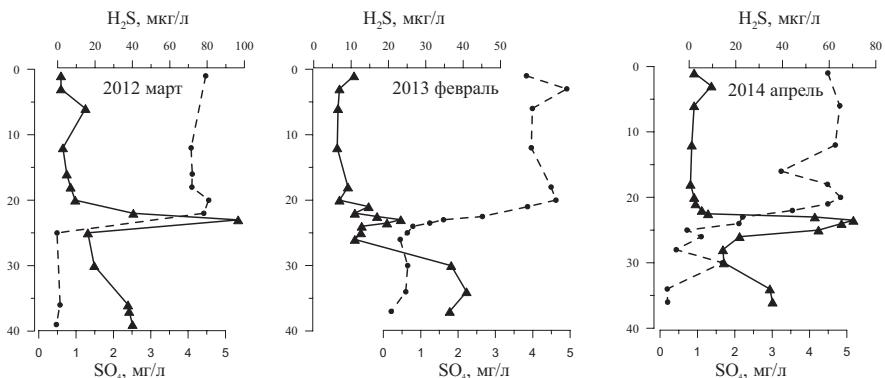


Рисунок 2. Вертикальное распределение сероводорода и сульфатов в озере Светлое-1 в зимний период

Для озера Светлое-1 были выполнены микробиологические исследования по определению численности сульфатредуцирующих бактерий (СРБ). Определение численности жизнеспособных клеток СРБ проводили методом десятикратных разведений на минеральной среде Постгейта с лактатом и водородом в качестве донора электронов. Численность СРБ в водной толще за время наблюдений колебалась от 10 до 106 кл·см⁻³. В подледный период 2010–2012, их максимальная концентрация была определена в зоне хемоклина, в 2014 г. – в зоне хемоклина и придонном горизонте, в осенний период (октябрь 2010 г.) – в придонном слое воды. СРБ были также выявлены в кислородных водах миксолимниона – на 12 м в количестве 10 и 100 кл·см⁻³ – в осенний и зимний периоды соответственно. В летний период, СРБ в миксолимнионе не обнаружены.

Таким образом, для пресноводного меромиктического озера Светлое-1 выявлено постоянное присутствие сероводорода в зоне хемоклина и монимолимниона. Показано наличие устойчивых пространственных максимумов концентраций сероводорода в зоне хемоклина, обусловленных интенсификацией процесса сульфатредукции вследствие локального обогащения вод хемоклина лабильным органическим веществом. Во все периоды исследования анаэробные воды монимолимниона характеризовались наиболее однородным распределением сероводорода, а его концентрации здесь преимущественно оставались на уровне 1 мкМ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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: Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, г. Москва, 14–18 ноября 2011 г. М.: ГЕОС, 2011. С. 58–62.
2. Чупаков А.В., Покровский О.С., Широкова Л.С. и др. Гидрохимические особенности пресноводного меромиктического оз. Светлое (Архангельская область) // Вестник Северного (Арктического) федерального университета, Естественные науки. 2013. № 1.С. 20–31.

The results of the studies of the sulfur cycle components in meromictic Lake Svetloe (catchment area of the White Sea) are represented. Seasonal changes in the vertical distribution of hydrogen sulfide, dissolved sulfate ion and sulfate-reducing bacteria in the water column of lake are shown.

Колька В.В., Корсакова О.П.

(Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты,
e-mail: kolka@geoksc.apatity.ru; korsakova@geoksc.apatity.ru)

Влияние гляциоизостазии, вертикальных тектонических движений и эвстазии на относительное перемещение береговой линии моря. Текущие результаты, проблемы и направление исследований

Kolka V.V., Korsakova O.P.

(Geological Institute of Kola Science Centre RAS, Apatity)

Action of glacioisostasy, vertical tectonic movement and eustasy on relative sea level change. Progress, problems and investigation trend

Ключевые слова: гляциоизостазия, вертикальные тектонические движения, эвстазия, перемещение относительного уровня моря, Белое море

Изучение береговых форм рельефа, а также изучение последовательностей донных осадков малых озер в разных частях северо-востока Фенноскандии для неотектонических и для палеогеографических реконструкций вообще и, для исследования перемещения относительного уровня моря (*relativesealevelchange – RSLC*), в частности проводятся с конца 19 века [1–12 и др.]. Этими исследованиями определены силы, которые участвуют в этом процессе – гляциоизостатическое вздымание земной поверхности, неотектонические вертикальные движения и эвстатическое перемещение моря. Существуют разные взгляды на определение главенствующей роли одной из этих сил в RSLC. В результате для восточной Фенноскандии имеются несколько принципиально различающихся схем из баз поднятий земной коры в позднеледниковые и голоцене [4, 13], которые отражают или блоковый, или куполообразный характер её вздымания. За более чем столетний период наблюдений накоплен огромный массив данных по высотному положению морских береговых форм (валов и террас), геологических, микропалеонтологических, стратиграфических характеристик литологических последовательностей бассейновых (приледниковых, морских, озерных) осадков, геохронологических датировок и т.п. В течение последних 25 лет RSLC на северо-востоке Фенноскандинавии изучается с применением метода изолированных бассейнов [14]. Всего здесь было исследовано 15 районов на всем побережье и получено 9 графиков кривых относительного перемещения уровня Баренцева (три) и Белого морей (шесть). В подавляющем большинстве работ, как в России, так и в Европе (в Скандинавии,

на Британских островах и т.д.) изоляция малых озер от крупного морского или приледникового бассейнов связывается с действием гляциоизостатического поднятия территории после деградации ледника. Однако в исследованных районах на побережье Кандалакшского залива Белого моря, расположенного в пределах Колвицкого и Кандалакшского грабенов Онежско-Кандалакшского рифта, и подверженного неотектоническим процессам были установлены факты влияния на RSLC вертикальных неотектонических движений. Если влияние на RSLC гляциоизостатического поднятия земной коры и эвстатического изменение уровня океана подтверждено многими систематическими наблюдениями (смотри ссылки выше), то вычленить влияние собственно тектонической составляющей задача очень сложная, которую еще только предстоит решить. Следует отметить, что целенаправленные работы для определения новейших вертикальных тектонических движений уже предприняты [15], однако они базируются, главным образом, на литературных данных и небольшом количестве собственных наблюдений. Очевидно, что в ближайшее время именно вычленение и количественное определение новейших вертикальных тектонических движений в RSLC будет главным направлением исследований на побережье Белого моря. Чтобы скординировать работу разных научных групп и избежать ошибок в дальнейшем, закономерно задаться некоторыми вопросами. Среди них следующие:

1. Достаточно ли в настоящее время обоснованных данных, позволяющих утверждать, что вертикальные тектонические движения на побережье моря влияли на относительное перемещение уровня моря в определенном районе больше, чем гляциоизостатическое воздымание северо-восточной части Фенноскандинавского щита и наоборот?
2. Можно ли сопоставлять между собой данные разной достоверности для количественной оценки действия разных сил?
3. Как унифицировать разнородные данные для дальнейшего сопоставления?
4. Какие целенаправленные методологические приемы нужно предпринять для вычленения из общей суммы относительного перемещения береговой линии моря новейших вертикальных движений, гляциоизостатической и эвстатической составляющих?

Это небольшой список вопросов, которые будут обсуждаться на XXI Международной морской научной конференции (школе) по морской геологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ramsay W. Über die Geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartarzeit // Fennia. 1898. V. 16. № 1. 151 p.
2. Corner G.D., Yevzerov V.Ya., Kolka V.V., Moller J.J. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia // Boreas. 1999. V. 28. № 1. P. 146–166.
3. Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Moller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // Global and Planetary Change. 2001. V.31. P. 153–175.
4. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 158 с.
5. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я., Корнер Д.Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова // Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 15–25.
6. Колька В.В., Евзеров В.Я. , Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцена-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озёр на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия РАН. Серия геогр. 2013. №1. С. 73–88.
7. Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С. и др. Реконструкция относительного положения уровня Белого моря в голоцене на Карельском берегу (район пос. Энгозеро, северная Карелия) // ДАН. 2013. Т. 449. № 5. С. 587–592.
8. Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С. и др. Временная последовательность перемещения береговой линии Белого моря в голоцене по данным изучения донных отложений озер района Кузема (Северная Карелия) // Известия РГО. 2014. Т. 146. Вып. 6. С. 14–26.
9. Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Толстоброва А.Н. Восстановление относительного положения уровня Белого моря в позднеледниковые и голоцене по данным литологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования донных отложений малых озер в районе пос. Чупа (северная Карелия) // Вестник МГТУ. 2015. Т. 18. № 2. С. 255–268.
10. Колька В.В., Корсакова О.П. Применение геологических методов для датирования каменных лабиринтов на побережье Белого моря // Вестник МГТУ. 2012. Т. 15. № 2. С.349–356.
11. Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В. и др. Хронология изоляции озёр Соловецкого архипелага и скорость современного озёрного осадконакопления // ДАН. 2012. Т. 446. № 2. С. 183–190.
12. Lunkka J.-P., Putkinen N., Miettinen A. Shoreline displacement in the Belomorsk area, NW Russia during the Younger Dryas Stadial // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 37. P. 26–37.
13. Лаврова М.А.Четвертичная геология Кольского полуострова. М.Л.: Изд. АН СССР, 1960. 234 с.
14. Donner J., Eronen M., Jungner H. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // Norsk geografisk Tidsskrift. 1977. V. 31. P. 103–128.
15. Баранская А.В. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий российской Арктики. Автореферат дисс. на со-

During 20 and at the beginning of the 21 centuries the considerable data concerning the relative sea level change on the NE Fennoscandia shield has been received. Factors causing this process are established and they are regularly studied. The progress, problems and investigations trend of the glacioisostasy, vertical tectonic movement and eustasy on relative sea level change will be discussed on XXI International Conference on Marine geology.

Коробов В.Б.

(Северо-западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
г. Архангельск, e-mail: szoioran@mail.ru)

Исследования режима устьевых областей рек Белого моря

Korobov V.B.

(North-west branch of Shirshov Institute of Oceanology RAS, Arkhangelsk)

Investigations of the regime of the estuarine areas of the rivers of the White Sea

Ключевые слова: устьевые области, малые реки, Северная Двина, Белое море.

Устьевые области впадающих в море рек всегда вызывали к себе повышенный интерес, поскольку представляют собой особые объекты, на формирование которых оказывает влияние как река, так и море. Здесь возникают особые условия для протекания всех природных процессов.

В 2010–2015 гг. Северо-Западным отделением Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН были выполнены обследования устьевых областей нескольких малых рек, впадающих в Белое море (рис. 1). Выполненные исследования в полной мере подтвердили предположения о специфических особенностях каждой устьевой области.

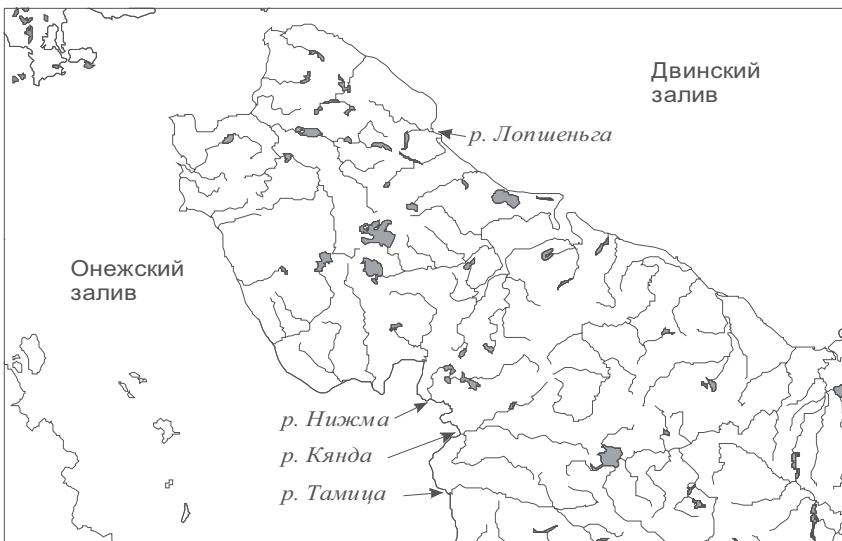


Рисунок 1. Район исследований малых рек

В указанный период были обследованы четыре малые речки: Нижма, Кянда и Тамица – на юго-восточном берегу Онежского залива, и Лопшеньга – на южном берегу Двинского залива, а также продолжались специализированные исследования в дельте Северной Двины.

Малые реки исследовались в два этапа. Первый этап носил ознакомительный характер. По его итогам были получены самые общие впечатления о режиме названных рек. Краткие итоги их таковы [1].

Устьевая область р. Нижма. Море в месте впадения реки мелководно, окаймлено осушкой шириной 1–2 км. Река протекает по зоне осушки в естественном продолжении русла. Если в прибрежной полосе в зоне осушки преобладают песчаные и алевритовые отложения, то в более мористой части встречаются каменистые отмели, в значительной степени искажающие прохождение приливной волны в реку. Для р. Нижма характерна значительная задержка в начале фазы прилива, после чего уровень быстро растет и через 30–40 мин. достигает величины максимального уровня. Часто наблюдается маниха.

Устьевая область р. Кянда. Характерной особенностью реки Кянда, отличающей ее от других обследованных рек, является наличие в приморской зоне широких, 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.

Устьевая область р. Тамица. Наличие в устье реки Тамица длинного порожистого участка с большим уклоном русла затрудняет проникновение с приливом соленых вод. Речной участок зоны смешения невелик по размерам. Основная часть зоны расположена на взморье, осушаемом в отлив с постоянно меняющимся речным руслом.

Устьевая область р. Лопшеньга. Подпор, вызванный приливом, вызывает изменения уровня практически одновременно по всему наблюдаемому участку. При этом если амплитуда изменения уровня на первой рейке (в нижней части участка реки) достигала 22 см за приливной цикл, то на пятой (самой верхней) рейке наблюдалась в пределах 2 см. Изменение среднего уклона русла на участке наблюдений 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.

Нам наиболее интересной показалась р. Кянда, процессы в устьевой области которой вызываются сочетанием рядом факторов и приводят к малоизученным явлениям. В первую очередь требует изучения инфильтрация

морской воды через грунт поймы обратно в море, объём которой сопоставим со стоком реки. Последующие экспедиции подтвердили это [2].

Что касается устьевой области Северной Двины, то исследования стали ориентироваться на не изученные и малоизученные явления. Так, зимой 2014 г. были проведены исследования со льда на серии полусуточных станций между дельтой и началом устьевой области на участках, где скорости течений достигают наибольших значений (рис. 2) [3]. В ходе измерений был установлен один важный факт: в меженный период, когда сток минимален, взмучивание зависит в первую очередь от приливной волны и потом уж от остальных факторов.

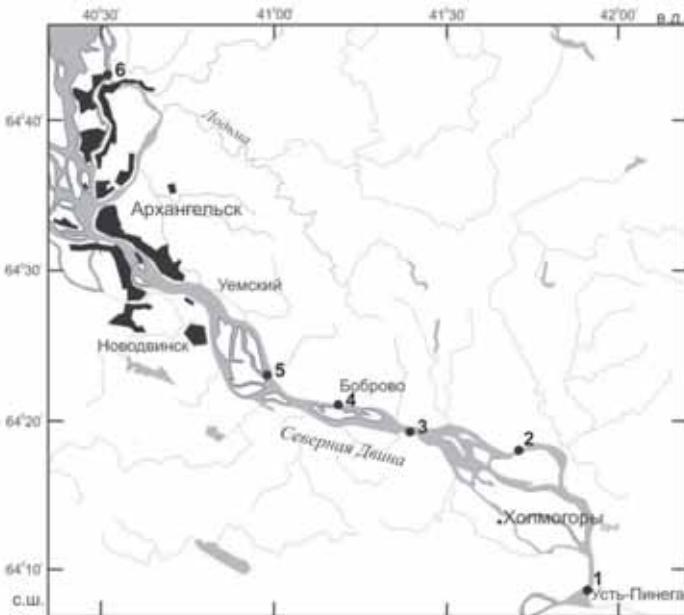


Рисунок 2. Схема производства работ зимой 2014 г. в устьевой области Северной Двины

Перспективы дальнейших исследований. Полученные в последние годы результаты позволяют оптимизировать изучение процессов в устьевых областях Северной Двины и малых рек водосбора Белого моря. Во-первых, это экспедиционные наблюдения на Северной Двине с целью получения характеристик режима вод в зимний период и особенностей образования и распространения взвешенных веществ в придельтовом участке и рукавах дельты. Во-вторых, разработка математической модели движения взвешенных веществ на судоходном канале Северной Двины. В-третьих, разработка модели устьевой области реки Кянда.

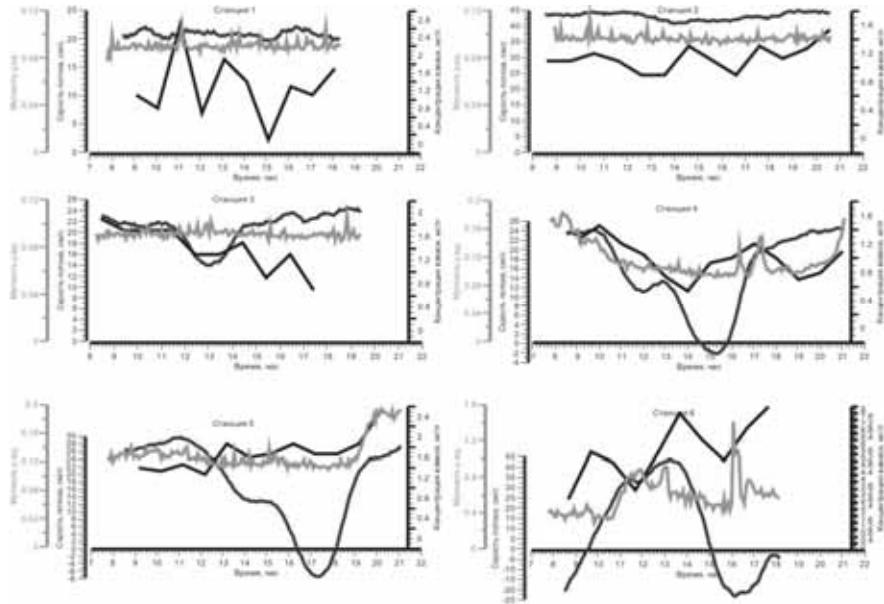


Рисунок 3. Временные распределения скоростей течений, концентрации взвеси и мутности на полусуточных станциях зимой 2014 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Хоменко Г.Д., Лещев А.В., Коробов В.Б. Особенности гидрологического режима устьевых областей малых рек Белого моря (по данным экспедиционных наблюдений 2010–2012 гг.) //Геология морей и океанов. Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 3. Москва, 18–22 ноября 2013 г. М.: ГЕОС, 2013. С. 266–268.
- Лещев А.В., Хоменко Г.Д., Коробов В.Б. и др. Экспедиционные работы в устьевой области реки Северной Двины в марте 2014 г. // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 348–350.
- Лещёв А.В., Коробов В.Б., Федоров Ю.А. и др. Первые комплексные исследования реки Кянда и ее маргинального фильтра, Онежский залив Белого моря (22 июля – 3 августа 2014 г.) // Океанология. 2015. (в печати)

Investigations analysis of estuarine areas of small rivers of the White Sea and the Northern Dvina was performed. The localization of research to produce new results was concluded. Plan of scientific work for the coming years was scheduled.

**Коробов В.Б.¹, Середкин К.А.¹, Лохов А.С.¹,
Нецветаева О.П.², Кошелева В.П.³**

(¹Северо-западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Архангельск, e-mail: szoioran@yandex.ru; ²ООО "Агентство прикладной экологии"; ³Физический факультет ФГБОУ ВО Санкт-Петербургского государственного университета)

Проблемы интерполяции пространственно-неоднородных данных на нерегулярных сетках в Белом море

**Korobov V.B.¹, Seredkin K.A.¹, Lohov A.S.¹,
Netsvetaeva O.P.², Kosheleva V.P.³**

(¹North-west branch of Shirshov Institute of Oceanology RAS, Arkhangelsk, e-mail: szoioran@yandex.ru; ²LLC "Agency of applied ecology"; ³Physics Department of Federal state budgetary educational institution of higher professional education St. Petersburg State University)

The problem of interpolation of spatially inhomogeneous data on irregular grids in the White Sea

Ключевые слова: Белое море, интерполяционная модель, IDW, Kriging, RBF, содержание растворённого кислорода

При построении полей непрерывных величин по данным наблюдений в океанологии всегда возникали сложности с подбором модели интерполяции. Вызвано это тем обстоятельством, что сеть наблюдений обычно является нерегулярной, что обусловлено сложным контуром береговой черты и дна океанов и морей и открытыми границами полигонов.

В Северо-Западном отделении ИО РАН проведены исследования по выбору модели интерполяции для Белого моря. В качестве объекта исследований выбраны поля содержания кислорода на поверхностном горизонте, для которого имеются достаточно полные данные (рис. 1).

Как хорошо видно из этого рисунка, сетка является не только нерегулярной, но и неполной: в северной части моря, а также на акваториях Онежского и Кандалакшского заливов нет наблюдений. А это означает, что для получения непрерывных полей требуется проводить не только интерполяцию, но и экстраполяцию данных.

Известно множество методов, позволяющих проводить процедуры интерполяции и экстраполяции. Однако практика их применения показала, что они не дают идентичных результатов, что затрудняет выбор какого-либо одного из них в качестве истинного в конкретных случаях. Более того, результаты могут быть настолько различными, что без экспертной оценки затруднительно обосновать свой выбор.

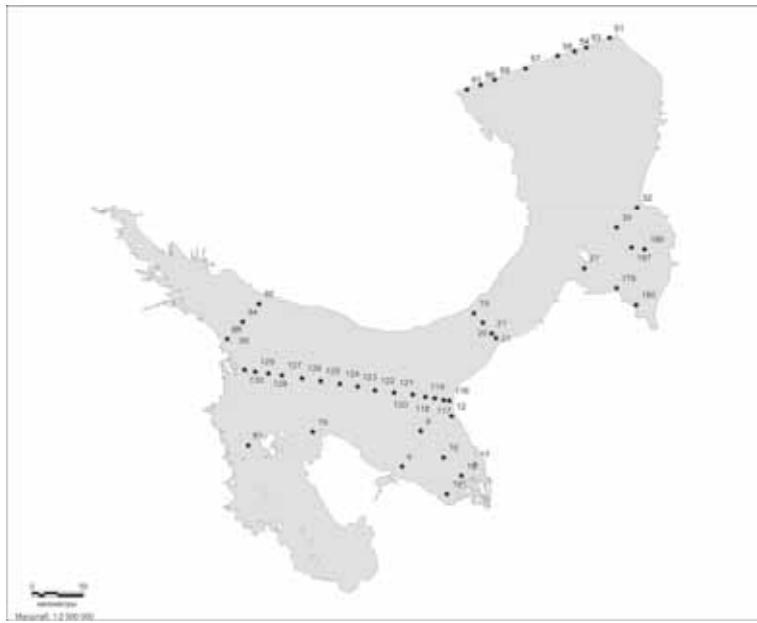


Рисунок 1. Схема станций для отбора проб кислорода

Мы задались целью путём численных экспериментов определить, какая из моделей в наибольшей степени подойдёт к интерполяции данных наблюдения за кислородом в Белом море. В качестве полигона была выбрана съёмка 1979 г. Расчёты произведены только для поверхностного горизонта.

Для апробации были взяты несколько методов разной степени сложности, а именно: интерполяция на основе кубических сплайнов, метод обратных взвешенных расстояний (IDW), интерполяция методом Кrigинга (Kriging), а также вариация интерполяционного алгоритма RBF (Radial Basis Function) с поддержкой многослойности.

Результаты представлены на рис. 2.

Построенные различными методами поля, как и следовало ожидать, сильно отличаются между собой. В наибольшей степени реальной ситуации соответствует результат, полученный посредством метода RBF-ML. Такой вывод сделан на основании анализа многолетних данных и физико-химических условий в Белом море в 1979 г.

Выводы. Интерполяция пространственно-неоднородных данных на нерегулярных сетках для акваторий с сильно изрезанной береговой чертой дает различные результаты в зависимости от метода. Для выбора наиболее приемлемого метода требуется проведение специальных исследований, которые представляют собой самостоятельную задачу.

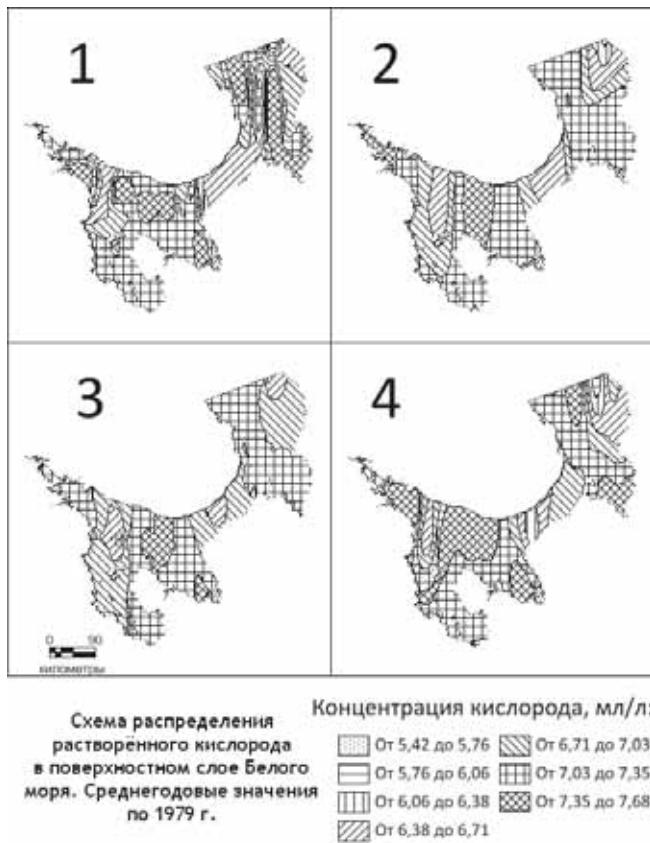


Рисунок 2. Схемы распределения растворённого кислорода, полученные:
 (1) на основе модели кубических сплайнов, (2) при помощи метода IDW, (3) при
 помощи Кrigинг-интерполяции, (4) при помощи метода RBF-ML

The article reviews results of research on choice of interpolation model for the White Sea. Concluded about the divergence of the results obtained by different methods: the most relevant of reality method is RBF-ML.

Коченкова А.И., Гордеев В.В.

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

Поведение химических элементов в зоне маргинального фильтра Северной Двины в мае 2015 г.

Kochenkova A.I., Gordeev V.V.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Behavior of chemical elements in the marginal filter zone of the North Dvina River in May 2015

Ключевые слова: Северная Двина, зона смешения, половодье, металлы в воде и взвеси

Белое море изучается со второй половины XIX столетия. Оно изучено лучше других морей бассейна Северного Ледовитого океана. Комплексное исследование взвеси Белого моря проводится лабораторией с 2000г. в рамках проекта «Система Белого моря» под руководством акад. Лисицына А.П.

Однако остаётся много вопросов в исследовании устьевой области реки Северной Двины. Особенно слабо изучен период весеннего половодья, когда в море сбрасывается 45–65% взвеси и растворов [1].

В мае 2015 г. на базе Северо-Западного отделения ИО РАН создана исследовательская станция «Обсерватория – Маргинальный фильтр реки Северная Двина». Цель проекта – исследование работы маргинального фильтра р. Северная Двина во все сезоны года, включающие изучение концентраций растворенных и взвешенных веществ, минерального и химического состава взвеси во всем диапазоне солености, форм химических элементов, для оценки фактических объемов выноса осадочного материала в открытую часть Белого моря.

В период с 11 по 18 мая 2015 г. был проведён первый этап работ по данному проекту.

Поверхностные пробы отбирались пластиковым ведром, а глубинные пробы с помощью 5 л батометра Нискина с выбором горизонтов по результатам зондирования.

Взвесь отбирали методом фильтрации воды через ядерные фильтры (диаметром 47 мм, размер пор 0.45 мкм) под вакуумом 0.4 атм. с помощью фильтрационных воронок фирмы «Сарториус».

Пробы взвеси и воды были проанализированы на AAC «Квант-2А» и на ICP-MS. Для контроля правильности применялись стандартные образцы речной и эстuarной воды (SLRS-4 и SLEW-3, Канада) и при анализе взвеси стандартные образцы прибрежных морских осадков (GSD-2, GSD-6, KHP).

Результаты анализов воды и взвеси устьевой части реки Северная Двина и прилегающей части Двинского залива представлены на рисунках.

Использование метода ИСП-МС, наряду с обычной атомной абсорбцией, позволило получить данные по большому числу химических элементов.

Рассмотрим последовательно поведение в зоне МФ реки концентрации взвеси и нескольких важных элементов. Зависимость мутности от солености показывает (рис.1), что концентрация взвеси снижается с более высокой скоростью, чем при консервативном смешении. Не совсем ясно некоторое увеличение мутности при солености 18–20 psu. Пробы с повышенной мутностью соответствуют горизонтам 6–7 м при глубине моря около 10 м. Можно предположить, что поступающие с приливной волной соленые воды взмучивают верхний слой донных осадков и увеличивают мутность вод [2].

На рис. 2 (слева) показано распределение растворенного и взвешенного органического углерода в зоне смешения вод. Растворенный углерод квазиконсервативно зависит от солености, что весьма характерно для этого элемента. Квазиконсервативное поведение неоднократно отмечалось и для крупных рек Арктики – Оби, Енисея и других[1]. Взвешенный углерод, выраженный в % на сухое вещество, распределяется довольно хаотично, тогда как он же в мкг/л практически полностью повторяет распределение мутности от солености.

Распределение растворенного железа в зависимости от солености (Рис.2 (справа) также вполне предсказуемо – концентрация железа при смешении вод флоккулирует и в виде взвеси осаждается на дно. Довольно трудно по данной картинке оценить потери железа за счет флоккуляции. Однако с

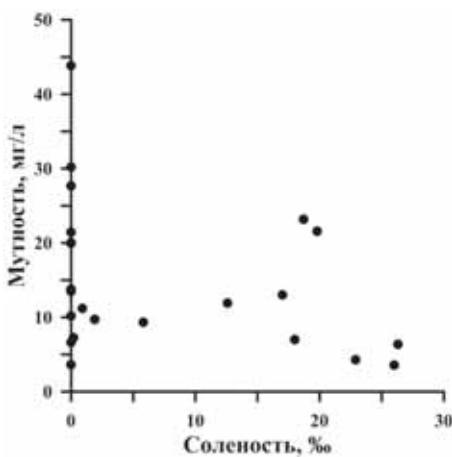


Рисунок 1. Зависимость концентрации взвеси (мутности) от солености.

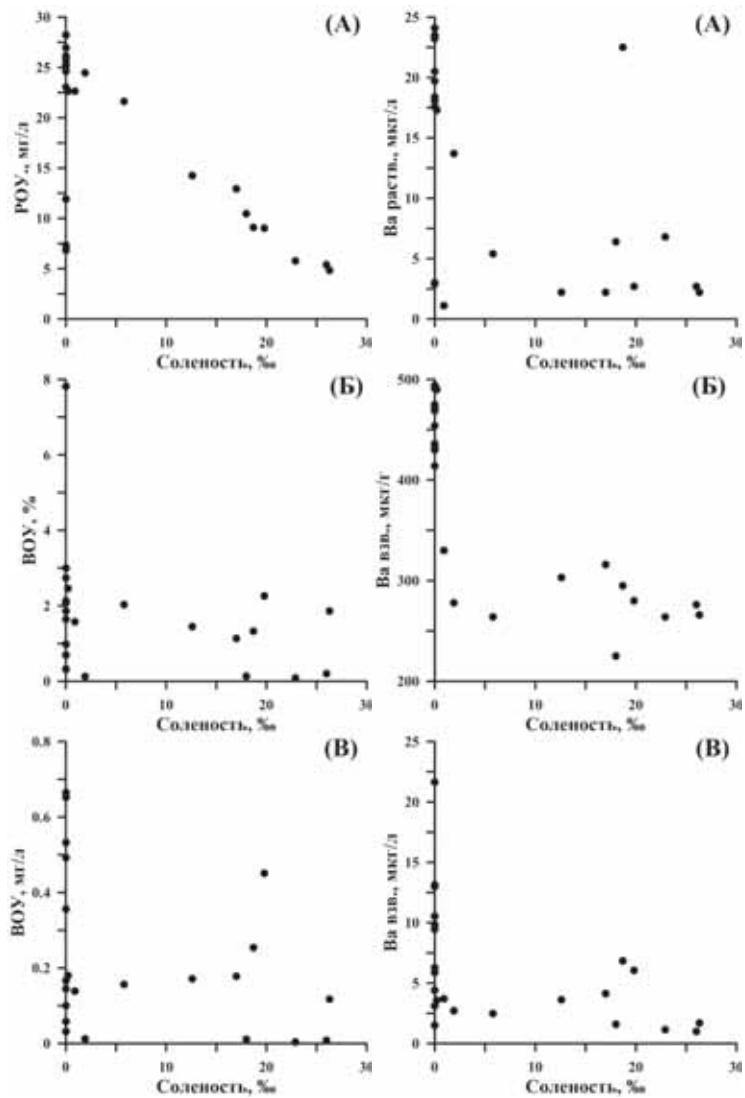


Рисунок 2. Зависимость от солености растворенных форм Сорг (POY) и Ва (А), и их взвешенных форм в % (Б) и в мкг/л (В).

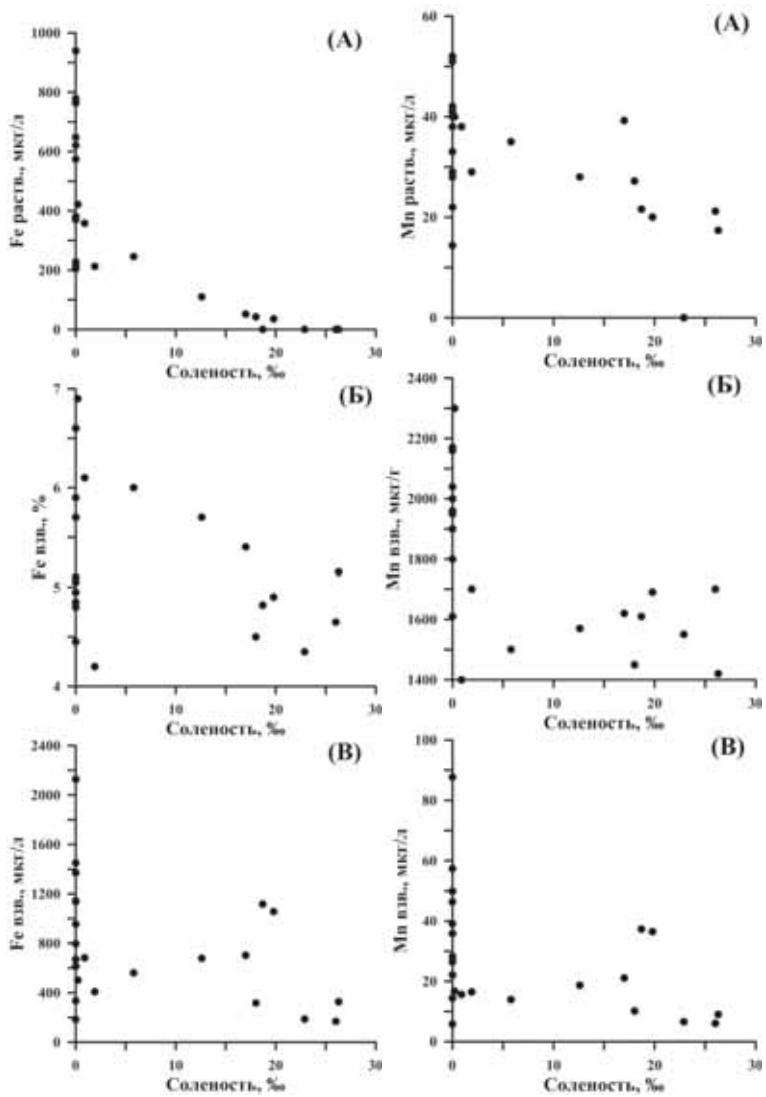


Рисунок 3. Зависимость от солености растворенных форм Fe, Mn (А), и их взвешенных форм в % (Б) и в мкг/л (В).

ростом солености концентрация не только не растет, но даже немного снижается (примерно с 6 до 5% при солености около 25 psu). Подчеркнем, что, как и Сорг взв. в мг/л, Fe взв. в мкг/л также полностью повторяет поведение мутности.

Два других металла – Mn и Ba, как правило, демонстрируют десорбцию со звезды на ранних стадиях смешения вод. Мы не видим этого в нашем случае (рис.2 и 3).

Просмотр распределений всех других металлов во звезды свидетельствует о том, что зависимости всех элементов в % на сухую звезду удивительно однообразны и практически не реагируют на уровень солености, т.е. содержания металлов почти не зависят от солености. В то же время, концентрации, выраженные в мкг/л, полностью повторяют картину распределения мутности.

Все это свидетельствует о том, что в период весеннего половодья различные физико-химические и биогеохимические процессы не успевают развиться из-за малого времени жизни вод в зоне смешения, а также низких температур, не способствующих биологическим процессам, что проявляется в очень незначительном изменении химического состава воды и звезды по мере увеличения солености вод при смешении.

Работа выполнена при поддержке гранта НШ-2493.2014.5

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордеев В.В. Геохимия системы река-море. М.: И.П. Матушкина И.И., 2012. 452 с.
2. Гордеев В.В., Филиппов А.С., Кравчишина М.Д. и др. Особенности геохимии речного стока в Белое море // Система Белого моря. Т. 2. М.: Научный мир, 2012. С. 225–308.

The Observatory – The Severnaya Dvina River's Marginal Filter was formed in Arkhangelsk on a base of the North-Western Department of the IO RAS to study the MF work in all year around. In May 2015 the first expedition works were carried out in the frames of this project. The first results are presented here.

ЛеоновА.В., ЧичеринаО.В.
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: leonov@ocean.ru)
Экологический портрет экосистемы Белого моря

Leonov A.V., Chicherina O.V.
(Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)
Ecological portrait of the White Sea Ecosystem

Ключевые слова: CNPSi-модель, экологический портрет моря

Любая морская экосистема характеризуется сложившимися скоростями физических, химических и биологических процессов, определяющих внутригодовые изменения показателей ее состояния – концентраций органических и минеральных фракций биогенных элементов (C, N, P, Si) и биомасс гетеротрофных бактерий, фито- и зоопланктона (участвуют в трансформации биогенных веществ, БВ). Экологический портрет морской экосистемы воспроизведен по среднемноголетним долгосрочным наблюдениям за изменениями параметров морской среды (температура, освещенность, прозрачность, водный режим и др.) с помощью гидроэкологической CNPSi-модели: расчетный годовой ход концентраций химических и биологических переменных – следствие изменений в течение года процессов в морской среде. Расчеты на CNPSi-модели были выполнены для 9-и районов Белого моря: заливы 1. Кандалакшский; 2. Онежский; 3. Двинский; 4. Мезенский; 9. губа Чупа; открытые участки моря: 5. Соловецкие о-ва; 6. глубоководный Бассейн; 7. Горло; 8. Воронка. Их морфометрические параметры и значения параметров морской среды задавались во входных данных. В сравнении с предыдущими исследованиями [1, 2] в расчетах были учтены данные Гидрометеослужбы и Материалов XVII–XX конференций («Геология морей и океанов») по измерениям концентраций нефтяных углеводородов (НУ), растворенного органического C (DOC), формам N и P в водах главных рек–притоков моря (Северная Двина, Онега, Кемь, Мезень). Расчеты по среднемноголетним параметрам морской среды предполагают сбалансированность основных факторов, определяющих внутригодовую динамику биогидрохимических процессов (трансформацию и внутренние потоки НУ и БВ) в морской среде. При этом концентрации БВ и биомасс организмов в начале и в конце года должны быть близкими (условие «замыкания года» – возврат системы в исходное состояние при завершении развивающихся внутри года переходных процессов). Расчеты показали, что сбалансированные условия достигаются уже на второй расчетный год (при корректировке концентраций веществ на начало года для средних многолетних условий среды). Поэтому расчеты выполнялись для 2-х летнего периода, а результаты расчетов приведены только для второго года (для условий «замыкания года»). Ниже показаны внутригодовые изменения концен-

траций форм Р (DIP – растворенный минеральный Р; DOP – растворенный органический Р; PD – взвешенный дестритный Р) (рис. 1) и N (Nmin – сумма минеральных форм N – N аммония, нитритов и нитратов; DON – растворенный органический N; ND – взвешенный дестритный N) (рис. 2). Характерный «портрет» внутригодового изменения концентраций БВ в разных районах Белого моря – накопление органических и минеральных форм N и Р зимой, их снижение весной при активизации развития организмов, возрастание концентраций органических форм летом с развитием продукционных процессов и начало восстановления запасов БВ к концу года. В разных районах моря «портретные» особенности внутригодовой динамики БВ также зависят от их поступлений из внешних источников, развития процессов биотрансформации и круговорота при осуществлении потребления / выделения БВ и образования дестрита организмами (бактериями-гетеротрофами, фито- и зоопланктоном) в морской среде. Поэтому каждому району соответствуют свои времена достижения и предельные значения концентраций органических и минеральных форм N и Р, а также аккумуляции этих элементов в дестрите. На рис. 3 показана динамика растворенных НУ, биомасс и активности НУ-окисляющих бактерий (B_2 и k_{B_2}) в разных районах моря с учетом поступления НУ с речным стоком, при водообмене с Баренцевым морем и из дополнительных источников (бросы сточных вод, атмосферные осадки, ледяной сток, морские перевозки). Для каждого района концентрации НУ вычислялись на объемы поверхностного 2-х метрового слоя воды (при этом расчетные и наблюдаемые концентрации НУ сопоставимы). Снижение концентраций НУ в конце весны начинается с развитием биомассы B_2 (период 150-е – 330-е сут), при активном росте B_2 значения k_{B_2} в разных районах моря – 0.145–0.146 сут⁻¹. Низкая активность B_2 – итог невысоких скоростей поступления и малого содержания НУ в морской среде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леонов А.В., Филатов Н.Н., Здоровеннов Э.Е., Здоровеннова Р.Е. Математическое моделирование условий функционирования экосистемы губы Чупа Белого моря: трансформация органогенных веществ и биопродуктивность морской среды // Вод. ресурсы. 2006. № 5. С. 586–614.
2. Леонов А.В., Чичерина О.В. Математическое моделирование трансформации нефтяных углеводородов в разных районах Белого моря // Вод. ресурсы. 2013. Т. 40. № 1. С. 36–61.

The typical dynamic pictures of biogenic substance concentrations and biomass of organisms were calculated by the CNPSi-model for nine water areas of the White Sea that may be considered as ecological portrait of this marine ecosystem. It includes interrelations and influences of major environment factors on the biomass development, supply and turnover of biogenic substances in marine environment.

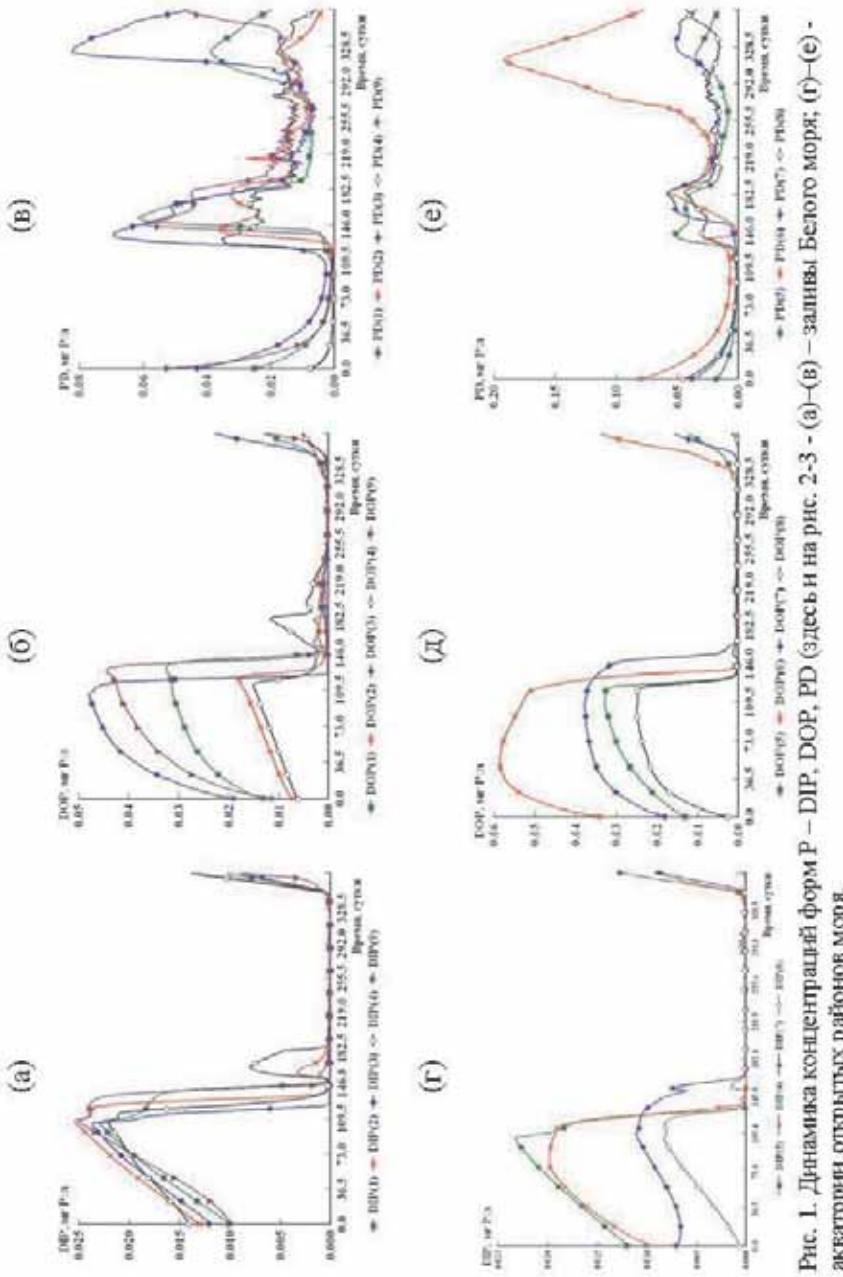
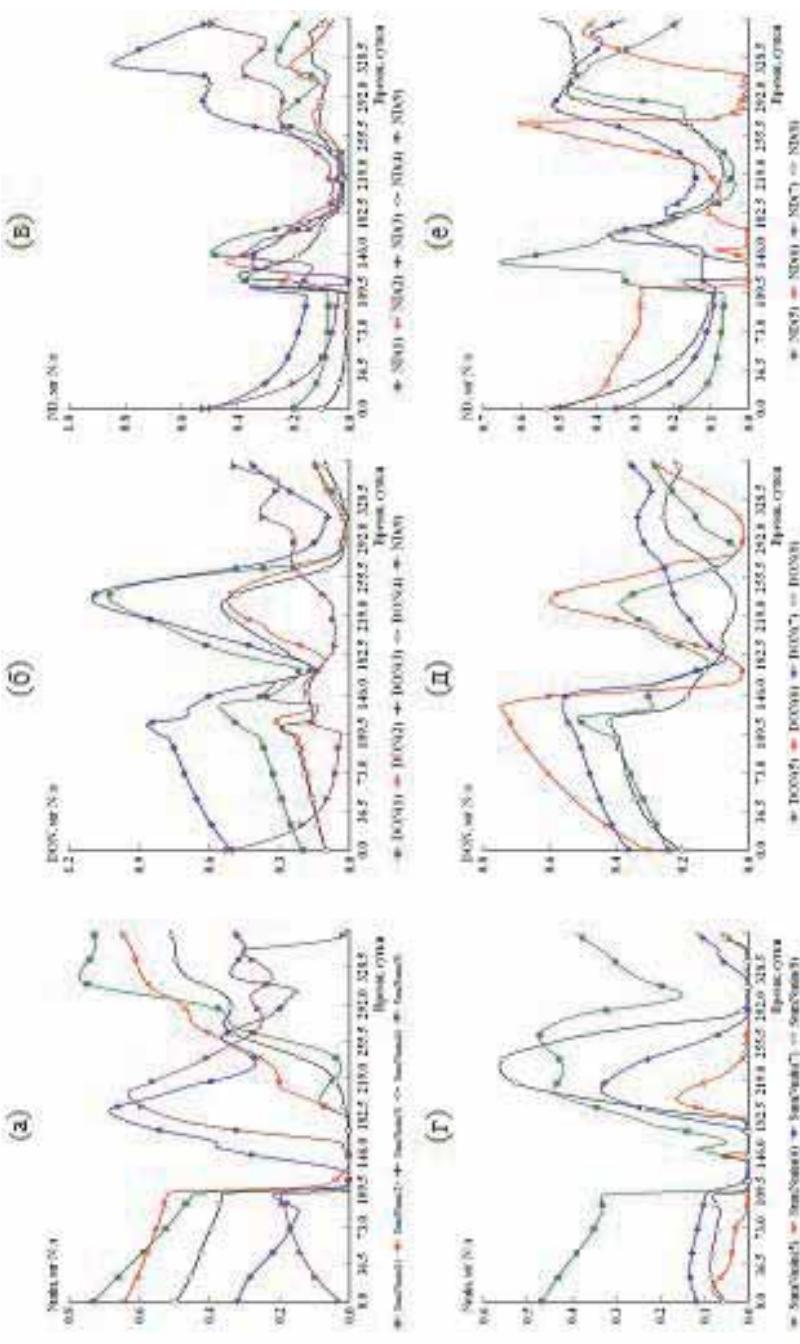


Рис. 1. Динамика концентраций форм P – DIP, DOP, FD (здесь и на рис. 2–3 – (а)–(в)) – заливы Белого моря; (г)–(е) – акватории открытых районов моря.



214

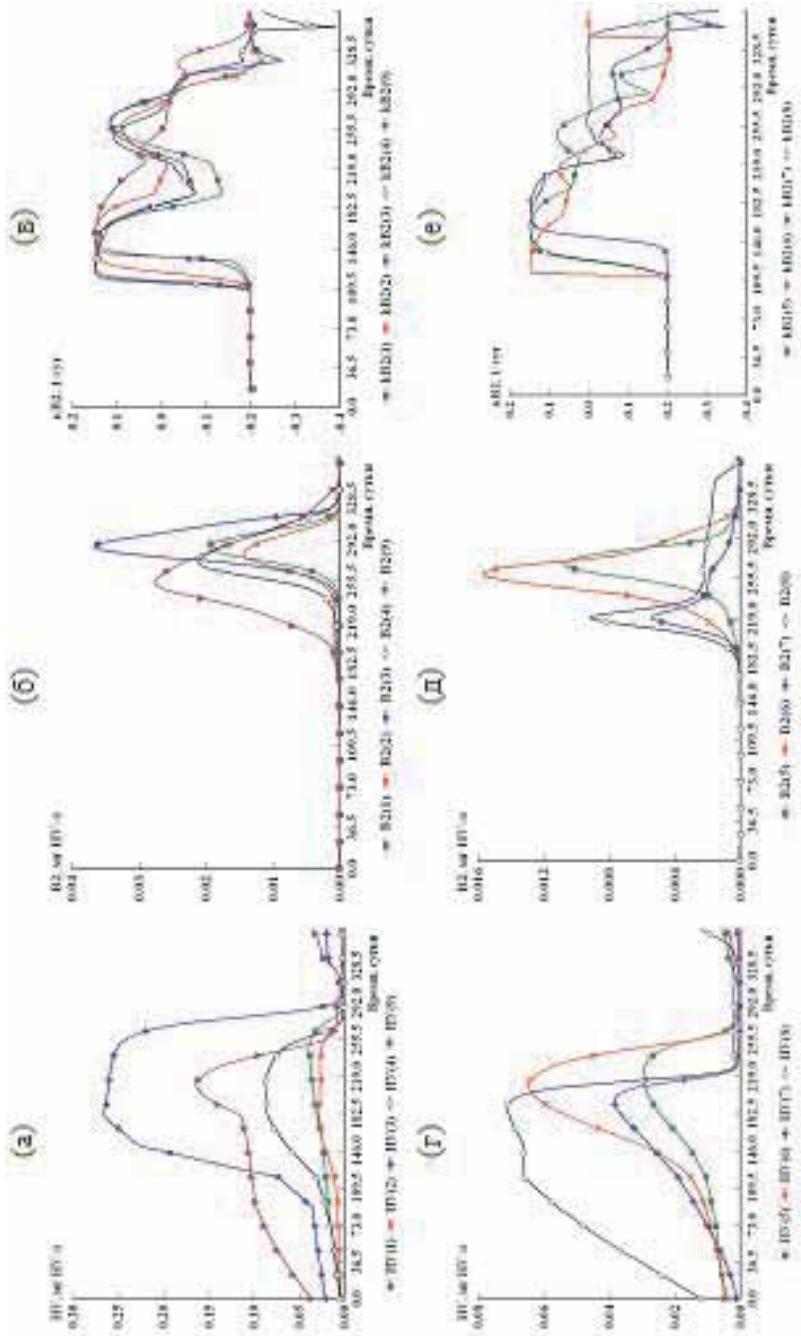


Рис. 3. Диаграмма конца нитрий-НУ, биомасс НУ-окисляющих бактерий B2 и удаленных с короткой их роста кг:

Лещев А.В.

(Северо-Западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
г. Архангельск, e-mail: ineplome@inbox.ru)

**Влияние гидротехнических сооружений на формирование
зоны смешения речных и морских вод (на примере
судоходного канала порта Архангельск)**

Leshchev A.V.

(The North-Western Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Arkhangelsk)

**The effect of hydraulic structures on the formation
of the mixing zone of river and sea water (on the example
of the shipping channel of the port of Arkhangelsk)**

Ключевые слова: Северная Двина, Белое море, зона смешения, гидротехнические сооружения, судоходный канал, порт Архангельск

Основополагающим фактором, регулирующим различные виды энергетического и массообмена в водной среде, является гидродинамика. Изучение гидродинамического режима водного объекта остается основной приоритетной задачей и для хозяйственных нужд. Строительство гидротехнических сооружений может значительно повлиять на гидродинамический режим водного объекта и, как следствие, привести к изменениям факторов водной среды, таких как температура, минерализация (соленость), концентрация растворенного в воде кислорода, содержание взвешенных веществ и других [1, 2]. Все эти факторы в условиях зон смешения вод различного генезиса зависят главным образом от гидродинамического режима.

Устьевая область реки Северная Двина является одним из наиболее интересных объектов для изучения изменения гидрологических характеристик. Наличие сложного гидродинамического режима обусловливает наличие большого разнообразия гидрологических ситуаций в данном районе. Сложность гидродинамического режима устьевой области реки Северная Двина объясняется наличием сразу нескольких факторов, влияющих на него. К ним относятся неправильные полусуточные приливы, сгонно-нагонные явления, сложная геоморфология устья (наличие нескольких рукавов с множеством проток и островов), присутствие устойчивого ледового покрова (зимой) на всей акватории и наличие такого явления как «маниха» [3, 4]. Всё это оказывает значительное влияние на биогеохимические процессы, происходящие в зоне смешения речных и морских вод (маргинальном фильтре) [5–9].

Основным гидротехническим сооружением в зоне смешения морских и речных вод является судоходный канал порта Архангельск. Морская часть

канала расположена в северо-восточной части дельты, начинается на выходе Корабельного рукава, далее вдоль острова Мудьюгский и заканчивается в районе приемного буя с естественными глубинами более 10 м. Ширина канала на данном участке в среднем составляет 50 м, средняя глубина – 11 м. Морская часть канала пролегает в районе бара устьевой области реки Северная Двина с естественными глубинами 0.5–3м (рис. 1).

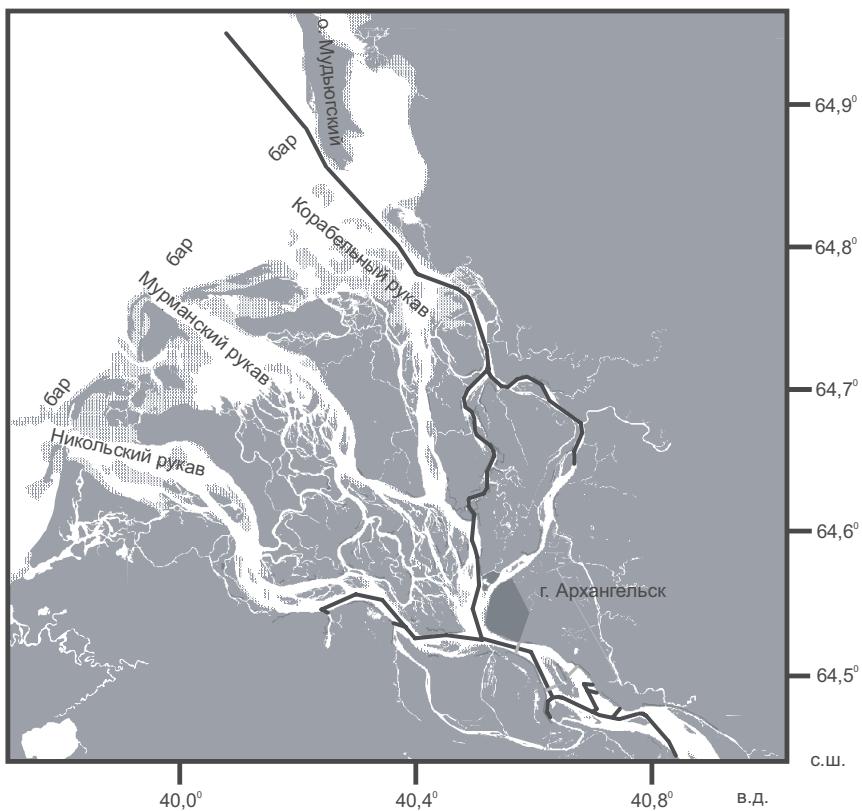


Рисунок 1. Схема судоходного канала порта Архангельск.

По результатам наблюдений в устьевой области и на взморье реки Северная Двина в период с 2004 по 2012 гг. были выявлены некоторые особенности влияния судоходного канала на процессы смешения морских и речных вод в зависимости от гидрологического сезона.

Наименьшее различие распределения гидрологических характеристик и концентрации взвешенных веществ между Никольским, Мурманским и Корабельным (судоходный канал) рукавами приходится на период весенне-

го паводка. Это объясняется повышенным речным стоком, в результате которого зона смешения речных и морских вод значительно выдвигается в сторону моря. Влияние приливной волны на распределение характеристик уменьшается до минимума. Распределение концентраций взвешенных веществ в воде выравнивается по всей акватории, концентрации общей взвеси в воде достигают своего максимального значения ($> 20 \text{ мг/дм}^3$). На фоне таких высоких значений отклонения концентраций взвеси в воде между рукавами не превышает 10%.

Однако, даже в период паводка, наблюдаются различия в распределении гидрологических характеристик между Корабельным рукавом и остальными рукавами дельты. Из-за отсутствия естественной преграды в виде баровой области на судоходном канале происходит проникновение придонных морских вод с приливом и возникает мощное расслоение речных и морских вод. Протяженность пикноклина вдоль канала может составлять 5–10 км. При этом градиент солености воды по вертикали достигает значений $> 20\text{‰}/\text{м}$. В Мурманском и Никольском рукавах в период весеннего паводка в результате сильного речного стока морские воды с приливом не могут преодолеть баровую область. В период полной воды здесь наблюдаются сильные горизонтальные градиенты по солености. В результате подпора во время прилива происходит подъем морских вод вдоль внешнего склона дельты. Происходит перемешивание речных и морских вод на малых глубинах баровой области, в результате чего распределение гидрологических характеристик по вертикали носит гомогенный характер.

В период летней межени влияние судоходного канала на формирование зоны смешения просматривается наиболее отчетливо. Из-за малого речного стока морские воды без труда проникают на большие расстояния ($> 30 \text{ км}$ от внешнего свала глубин) в придонных горизонтах, образуя обширную область барьера речных и морских вод. В тоже время в Мурманском и Никольском рукавах просматривается заметно меньшее проникновение морских вод в дельту Северной Двины. Аналогичная картина наблюдается и в период зимней межени.

В период осеннего половодья картина распределения гидрологических характеристик имеет осредненный характер между весенним паводком и меженью.

На рис. 2 приведены средние концентрации взвешенных веществ в воде по сезонам в разных рукавах в районе бара. В период летней и зимней межени концентрации взвешенных веществ в воде в Никольском и Мурманском рукавах превышают значения концентрации взвешенных веществ в Корабельном рукаве на судоходном канале. По-видимому, это связано с взмучиванием донных отложений приливной волной и равномерным распределением взвеси в воде за счет хорошего перемешивания. В Никольском и Мурманском рукавах в районе бара четко просматривается формирование мутьевой пробки, что говорит о процессах седиментации и пере-

распределения взвеси при смешении морских и речных вод. В Корабельном рукаве на судоходном канале мутевая пробка менее выражена и значительно растянута вдоль фарватера судоходного канала.

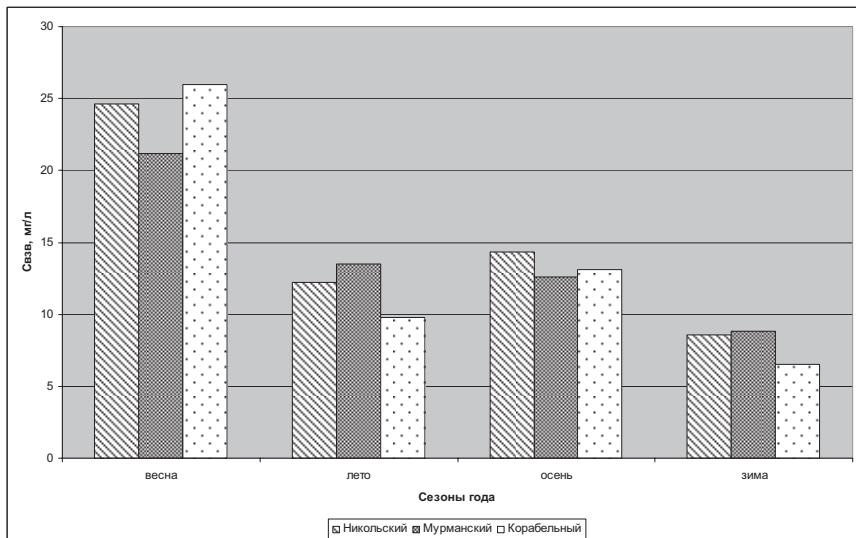


Рисунок 2. Распределение средних по сезонам значений концентраций взвешенных веществ в воде в рукавах дельты Северной Двины в районе смешения речных и морских вод.

Судоходный канал в значительной степени изменяет естественные процессы смешения морских и речных вод и нарушает процессы естественного маргинального фильтра «река-море». При анализе данных по взвешенным веществам в воде для получения средних значений не были учтены локальные повышения концентраций взвешенных веществ в воде за счет техногенного воздействия (дноуглубительные работы, проход судов, обслуживание канала).

Таким образом, при анализе перераспределения взвешенных веществ в зоне смешения морских и речных вод в устьевой области реки Северной Двины следует учитывать влияние судоходного канала. Требуется более детальное исследование соотношений переноса взвешенных веществ по судоходному каналу и остальным рукавам дельты Северной Двины для оценки поступления взвешенных веществ в море с речным стоком.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чечко В.А., Чубаренко Б.В., Курченко В.Ю. О натурных исследованиях взвешенного вещества, образующегося в судоходном канале под воздействием движущихся судов // Водные ресурсы. 2011. Т. 38. № 3. С. 297–305.
2. Sipelgas L. Monitoring the concentration, distribution, origin and size of suspended particles in the water column during harbour dredging in Pakri Bay, the Gulf of Finland // Boreal Environment Research. 2011. V. 16 (suppl. A). P. 42–48.
3. Гидрология устьевой области Северной Двины / Под ред. Зотина М.И., Михайлова В.Н. М.: Гидрометеоиздат, 1965. 376 с.
4. Кузнецов В.С., Мискевич И.В., Зайцева Г.Б. Гидрохимическая характеристика крупных рек бассейна Северной Двины. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 194 с.
5. Лещев А.В. Особенности трансформации и переноса взвеси в устьевой области реки Северной Двины // Проблемы региональной экологии. 2013. № 3. С. 114–119.
6. Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера / Отв. ред. Лисицын А.П., ред. Немировская И.А. М.: Научный мир, 2012. 784 с.
7. Шевченко В.П., Покровский О.С., Филиппов А.С. и др. Об элементном составе взвеси реки Северная Двина (бассейн Белого моря) // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 5. С. 686–692.
8. Pokrovsky O.S., Viers J., Dupré B. et al. Biogeochemistry of carbon, major and trace elements in watersheds of northern Eurasia drained to the Arctic Ocean: The change of fluxes, sources and mechanisms under the climate warming prospective // Comptes Rendus Geoscience. 2012, V. 344, P. 663–677.
9. Кравчишина М.Д., Шевченко В.П., Филиппов А.С. и др. Вещественный состав водной взвеси устья реки Северной Двины (Белое море) в период весеннего половодья // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 396–416.

In this presentation it is demonstrated that the effect of hydraulic structures on the formation of the mixing zone of Severnaya Dvina river and sea water in area of the shipping channel of the port of Arkhangelsk is strong. It is necessary more detail study of suspended particulate matter transport in shipping channel and other branches of Severnaya Dvina for correct estimation of suspended particulate matter supply to the White Sea.

Лосюк Г.Н., Кокрятская Н.М.

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

Процесс сульфатредукции в отделяющихся от Кандалакшского залива Белого моря озерах (на примере озера Кисло-сладкое)

Losyuk G.N., Kokryatskaya N.M.

(Institute of Ecological Problems of the North Ural Branch RAS, Arkhangelsk,
e-mail:glosyuk@yandex.ru)

The process of sulfate reduction in separating lakes from in Kandalaksha Bay of the White Sea (for example Kislo-Sladkoe Lake)

Ключевые слова: сероводород, сульфатредукция, Белое море, отделяющиеся озера

В результате отступления последнего ледника Кольский берег Белого моря поднимается со скоростью 4 мм/год [1]. Это приводит к тому, что некоторые акватории заливов постепенно теряют связь с морем и превращаются в озера. Исследования таких озер, находящихся на разной стадии отделения от моря, проводятся вблизи Беломорской биологической станции МГУ (Кандалакшский залив Белого моря). Озера представляют собой огромный научный интерес в связи с малой изученностью их уникальных гидрологических структур [2–4].

При полной или частичной изоляции морских заливов или лагун происходит изменение их гидрохимического режима и солености, что может привести к стратификации и развитию гипоксии. Следствием этих процессов является активизация процесса сульфатредукции и скопление большого количества токсичного для живых существ сероводорода, что может привести к массовой гибели гидробионтов.

В данном исследовании рассмотрено распределение соединений восстановленной серы в воде и донных осадках озера Кисло-сладкое, расположенного в 1.5 км от биостанции (средняя глубина 1.5 м, максимальная – 4.7 м). Водоём не так давно утратил связь с морем (менее полувека назад), и в настоящее время водообмен возможен только через небольшой порог во время сильных приливов и нагонов. Ветровое перемешивание, опреснение от небольшого впадающего в озеро ручья и от осадков сказываются только на верхнем метре глубины.

Вода с разных горизонтов отбиралась погружным насосом MiniPurgerWP 4012. Сероводород определялся фотометрическим методом по РД 52.24.450-2010 на фотометре Эксперт 003 и йодометрическим мето-

дом по РД 52.10.742-2010. Пробы воды с высоким содержанием сероводорода были отобраны с разбавлением дистиллированной водой при отборе [5] и анализировались обоими методами. Донные отложения отбирались ударной прямоточной трубкой и анализировались по методике [6].

В результате поступления морской воды во время осенних нагонов в 2011 и 2013 гг., в структуре почти отделившегося от моря озера наблюдались существенные гидрологические изменения. После первой осенней промывки морской водой в марте 2012 г. сероводород был обнаружен в небольшом количестве (28.3 мкг/л) только в придонном горизонте (рис. 1). В течение летнего сезона водоем находился в изоляции от моря, и в октябре 2012 г. сероводород определялся уже по всей толще вод с максимальным содержанием 19 мг/л у дна, что говорит об интенсивно идущих в водоеме процессах сульфатредукции. Подобное распределение сохранялось в озере и в последующий холодный период (в январе и марте) 2013 г. – содержание сероводорода в верхних горизонтах озера составляло 1.5–2.5 мг/л, достигая максимума в придонном слое (7.3 мг/л в январе и 4.8 мг/л в марте). Летом и осенью 2013 г. и летом 2014 г. сероводород сохранялся только в глубинной водной массе (ниже 2.5 м). Однако, если в летние месяцы его содержание ниже этого горизонта составляло 2.3–16.7 мг/л, то в сентябре многократно возрастает, достигая 100.7 мг/л. Образование столь значительных количеств сероводорода осенью связано, скорее всего, с развитием благоприятных условий для процесса восстановления сульфатов, а именно сочетания аноксигенных условий с поступлением в придонные соленые воды органических веществ, созданных в ходе фотосинтеза в течение вегетационного периода.

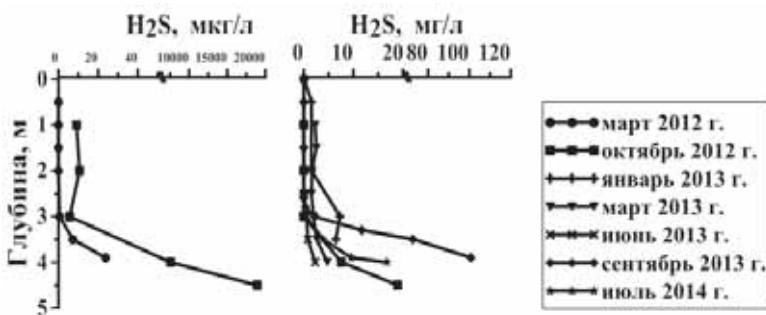


Рисунок 1. Распределение сероводорода в озере Кисло-сладкое.

Процесс сульфатредукции продолжается и в донных осадках и характеризуется накоплением в них соединений восстановленной серы [7]. Отобранные осадки представляли собой обводненные коричневые илы, с со-

держанием C_{opr} 8.1% (здесь и далее в расчете на сухой осадок). Количество влаги в осадках уменьшается по мере погружения их толщу от 92% на поверхности до 59% на глубине 45 см. Количество сульфатной серы (SO_4^{2-}) составляет в среднем 0.26% и минимально в верхних 10 см осадка (0.17%).

Количество кислоторастворимой (сульфидной) серы (S^{2-}), представленной, прежде всего моносульфидом железа гидротроилитом, составляет в верхних горизонтах (0–25 см) около 0.01%, ниже этих слоев по мере погружения в их толщу содержание S^{2-} заметно уменьшается до 0.004% (рис.2). Максимальные значения концентраций пиритной серы (S_{pir}) определены на глубине 20–45 см (0.225–0.364%), в верхних горизонтах значения колеблются от 0.026 до 0.096%. В распределении элементной серы (S^0), образующейся при окислении сульфидов и сероводорода, минимальные значения концентрации (0.004%) отмечены как в верхних, так и в нижних горизонтах осадка, при её среднем содержании 0.011%. Содержание органической серы, за исключением максимума на горизонте 10–15 см (0.360%) довольно однородно по колонке и изменяется от 0.130 до 0.234%.

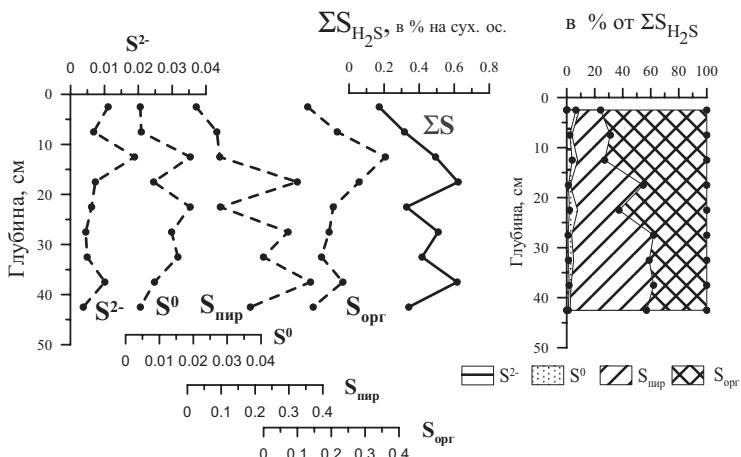


Рисунок 2. Содержание форм восстановленной серы и их распределение в составе ΣS_{H2S} в донных отложениях озера Кисло-сладкое.

Эти четыре формы составляют в сумме общую восстановленную серу осадков (ΣS_{H2S}), количество которой изменяется от 0.172 до 0.622% (рис. 2).

Наибольший вклад в формирование ΣS_{H2S} вносят пиритная и органическая формы. Доля пиритной серы в составе общего содержания форм возрастает от 15% на поверхности до 54–58 % на нижних горизонтах осадков, что свидетельствует о более интенсивном протекании в них процесса суль-

фатредукции. Вклад органической серы, напротив, при относительно стабильных концентрациях в абсолютных выражениях, пассивно уменьшается от 76% на поверхности до порядка 40% в нижних горизонтах. Преобладание органической серы в верхних горизонтах может быть результатом ее двойного генезиса: она образуется как в ходе диагенетических процессов, так и представляет собой серу, накопленную организмами при жизни.

Таким образом, показано, что в озере Кисло-сладкое имеются все условия благоприятные для развития процесса сульфатредукции с формированием сероводородного заражения в водной толще и накоплением форм восстановленной серы в донных отложениях.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта фундаментальных исследований УрО РАН №15-2-5-36.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

16. Краснова Е.Д., Пантюлин А.Н. Кисло-сладкие озера, полные чудес // Природа. 2013. №2. С. 39–48.
17. Пантюлин А.Н., Краснова Е.Д. Отделяющиеся водоемы Белого моря: новый объект для междисциплинарных исследований // Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2011. Т.3. С.241–245.
18. Краснова Е.Д., Пантюлин А.Н., Белевич Т.А. и др. Комплексные исследования отделяющихся водоемов на разных стадиях изоляции от Белого моря в марте 2012 г. // Океанология. 2013. Т. 53. С. 714–717.
19. 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.
20. Дубинин А.В., Демидова Т.П., Кременецкий В.В. и др. Определение восстановленных форм серы в анаэробной зоне Черного моря: сравнение методов спектрофотометрии и иодометрии // Океанология, 2012. Т.52. №2. С.200–209.
21. Волков И.И., Жабина Н.Н. Методы определения различных соединений серы в морских осадках//Химический анализ морских осадков. Под ред. Э.А. Островского. М.: Наука, 1980. С.5–27.
22. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 272 с.

This study describes the distribution of reduced sulfur compounds in water and in bottom sediments in Lake Kislo-sladkoe (Kandalaksha Bay of the White Sea). Shown here are the favorable conditions for the sulfate reduction development with the formation of hydrogen sulfide contamination in water column and the accumulation of reduced form of sulfur in the benthal deposits.

**Маслов А.В.¹, Шевченко В.П.², Ронкин Ю.Л.¹,
Новигатский А.Н.², Филиппов А.С.²**

(¹Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварыцкого УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: amas2004@mail.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: vshevch@ocean.ru)

**Распределение редокс-чувствительных элементов
в современных донных осадках Белого моря**

**Maslov A.V.¹, Shevchenko V.P.², Ronkin Yu.L.¹,
Novigatsky A.N.², Filippov A.S.²**

(¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, Yekaterinburg; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Distribution of redox sensitive trace elements in recent bottom sediments of White Sea

Ключевые слова: Белое море, современные донные осадки, RST-элементы

Выявление и анализ особенностей накопления осадков на участках существования аноксических обстановок в придонных слоях воды представляет существенный интерес в связи с тем, что в указанных случаях можно ожидать концентрирования в водной толще значительного числа химических элементов. При нарушении Eh и/или вследствие других причин последние могут формировать аномальные скопления в т.н. черносланцевых толщах. Примерами современных бассейнов или впадин с подобными условиями являются Черное море, впадины Балтики, Каспийского, Охотского, Карибского и Средиземного морей, фиорды Скандинавии [1–4 и др.]. Для Белого моря сведения об окислительно-восстановительных характеристиках придонных слоев воды в различных его районах ограничены, и нашей целью являлась ликвидация (в той или иной степени) этого пробела на основе анализа особенностей распределения в современных донных осадках редокс-чувствительных элементов. Для достижения указанной цели использованы данные о распределении в пелитовых и алевро-пелитовых осадках (почти 90 проб, отобранных в экспедициях по проекту “Система Белого моря” (руководитель А.П. Лисицын) [5]) таких элементов, как V, Cr, Co, Ni, Mo, Th, U и др. (RSTE или RST-элементы), полученные в ИГГ УрО РАН с помощью масс-спектрометра ELEMENT2. Для уменьшения влияния эффекта разбавления содержания RSTE нормированы к Ti. Сведения о значениях коэффициентов обогащения (EF) RST-элементов в пробах одного района усреднялись.

Известно, что RSTE обладают различной степенью окисления и, соответственно, растворимостью в воде в зависимости от окислительно-восстановительных обстановок придонного (или всего) слоя воды в бассейне. Растворимость их выше в окислительных обстановках и ниже – в

восстановительных. Именно это и позволяет использовать RSTE в качестве палеоредокс-индикаторов [6]. Так, по [7] черные сланцы с концентрациями Mo 2–25 г/т накапливались в неэвксинных обстановках, тогда как при Mo>100 г/т они – собственно эвксинные образования [8]. По [9], в бассейнах с сероводородным заражением величина Mo/Mn (коэффициент стагнации) варьирует от 0.0n до 0.n, тогда как в хорошо аэрируемых водоемах она составляет существенно менее 0.00n. Ni и Co ведут себя аналогично Mn [10], V и Cr немобильны и присутствуют, соответственно, у нижней и верхней границ нитратной редокс-зоны [11]. В осадках из зон с активной сульфат-редукцией немобилен U [12].

Пелитовая фракция осадков Белого моря состоит из смектитов и гидрослюды (преобладают), каолинита, хлорита и смешанослойных образований [13]. Количество смектитов максимальное в Бассейне и снижается по направлению к берегам. Количество гидрослюды в осадках обширных мелководий и вдоль берегов Белого моря незначительно, тогда как на склонах Бассейна оно увеличивается до 10–25%, а в депрессиях центральной части моря достигает 25–50%.

Средняя величина Mo/Mn в современных донных осадках дельты р. Сев. Двины составляет ~0.002. Параметр EF только для Cr> 2.3; все остальные рассматриваемые RST-элементы характеризуются величинами коэффициентов обогащения < 1 (от 0.71 для V, до 0.91 для Ni).

Сходная с описанной выше картина характерна для осадков Двинского залива. Средняя величина коэффициента стагнации здесь составляет 0.002. Коэффициент обогащения для Cr равен 1.97, а для Mo, Ni, V, Th и U этот параметр варьирует от 0.45 (Mo) до 0.73 (Ni).

Осадки переходной между Двинским заливом и Бассейном Белого моря области характеризуются, как осадки дельты и Двинского залива, величиной Mo/Mn_{среднее} 0.002 (минимум – 0.0008, максимум – 0.0029). При этом, однако, только для UEF< 1. Для Mo, Cr, Ni и V значения EF составляют, соответственно, 2.4, 1.5, 1.1 и 1.3, а EF_{Th} равен ~1.0.

Тонкозернистые терригенные образования Бассейна обладают средней величиной Mo/Mn 0.006 (минимум – 0.0006, максимум – 0.035). Коэффициенты обогащения для Cr и V здесь несколько выше 1, а аналогичный параметр для Mo составляет ~10 (!). Наибольшие значения EF_{Mo} присущи здесь пробам, отобранных на станциях 4930 (5.48), 4931 (10.1), 4929 (23.1), 4702 (13.6) и 4700 (13.7), однако осадки, поднятые на поверхность на станциях 4701 и 4704 обладают существенно меньшими величинами данного параметра (соответственно, 0.4 и 0.7). В то же время никель, торий и уран характеризуются значениями EF< 1.

Донные осадки в эстуарии р. Онеги обладают значениями коэффициента стагнации от 0.0006 до 0.0013 (Mo/Mn_{среднее} – 0.001). Величины EF для большинства RST-элементов (кроме Cr) составляют < 1. Параметр EF_{Cr} равен 1.5. Осадки северной части Онежского залива у Соловецких островов

характеризуются примерно такими же особенностями распределения RST-элементов, как и Онежского эстуария: $\text{Mo/Mn} = 0.001$, $\text{EF}_{(\text{Mo}, \text{Ni}, \text{Th}, \text{U})} < 1$, $\text{EF}_{\text{Cr}} = 1.5$. Единственное отличие состоит в том, что EF_V примерно равен 1.0, тогда как в осадках эстуария р. Онеги эта величина несколько ниже.

Современные донные осадки эстуария р. Кемь по своим геохимическим характеристикам принципиально не отличаются от осадков северной части Онежского залива. Величина коэффициента стагнации для осадков эстуария р. Мезень варьирует от 0.0007 до 0.002 ($\text{Mo/Mn}_{\text{среднее}} = 0.001$). Коэффициенты обогащения для хрома и ванадия здесь больше 1, а для остальных из рассматриваемых нами RST-элементов – меньше 1.

Среднее значение коэффициента стагнации для современных донных осадков Кандалакшского залива составляет ~0.001, при этом минимальная величина данного параметра равна 0.0007 (станции 4723 и 4933), а максимальная (ст. 4936) достигает 0.0018. В то же время значения коэффициентов обогащения для осадков станций с минимальными величинами Mo/Mn максимальны. Для пробы 4723 EF_{Mo} равен 2.0, а для пробы 4933 он составляет 7.7 ($\text{EF}_{\text{Mo среднее}} = 1.6$). Значения коэффициентов обогащения для хрома и ванадия также несколько выше 1; остальные RST-элементы характеризуются величинами $\text{EF} < 1$. На примере современных донных осадков Кандалакшского залива мы попытались проанализировать взаимосвязи между значениями EF различных редокс-чувствительных элементов и получили следующее. Корреляция между EF_{Mo} и EF_{Cr} , а также EF_{Mo} и EF_{U} и EF_{U} и EF_V – отрицательная или отсутствует. Корреляция между величинами EF_{Mo} и EF_{Ni} , EF_{Mo} и EF_V , EF_{Ni} и EF_V , а также EF_{Th} и EF_V умеренная или выраженная положительная. Вдоль профиля, ориентированного примерно параллельно оси Кандалакшского залива, величина Mo/Mn варьирует, но в целом её значения не выходят за пределы тех, что характерны для осадков, сформированных в окислительных обстановках (проба 10 – 0.0015, 4936 – 0.0018, 4935 – 0.0013, проба 4723 – 0.0007, 4933 – 0.0007 и проба 4932 – 0.0014). Эти результаты подтверждают представления [14] о том, что на профиле от Кандалакши до Архангельска максимальные содержания Mn свойственны осадкам Кандалакшского залива, тогда как повышенные концентрации Fe наблюдаются только в осадках Бассейна. Причинами такой асимметрии являются состав пород в областях сноса, гидродинамический режим, морфология дна и процессы диагенеза. Считается, что седиментационной ловушкой для Mn являются как Кандалакшский залив, так и центральная часть Бассейна [15].

Кроме проанализированных параметров, для оценки окислительно-восстановительных обстановок в придонных слоях воды в различных типах областей осадконакопления используются такие индикаторы, как $V/(V+Ni)$, $\text{Mn}_{\text{общ}}$, V/Mn , Mo/Co и V/Co , а также U/Th , V/Cr , Ni/Co и др. [11]. Анализ корреляционных взаимосвязей в современных донных осадках различный районов Белого моря между Mo/Mn , с одной стороны, и V/Mn , Mo/Co и

$V/(V+Ni)$, с другой, показал, что коэффициенты корреляции для пар $Mo/Mn-V/Mn$ и $Mo/Mn-V/(V+Ni)$ составляют 0.03 и 0.14, тогда как для $Mo/Mn-Mo/Co$ этот показатель равен 0.48 (рисунок).

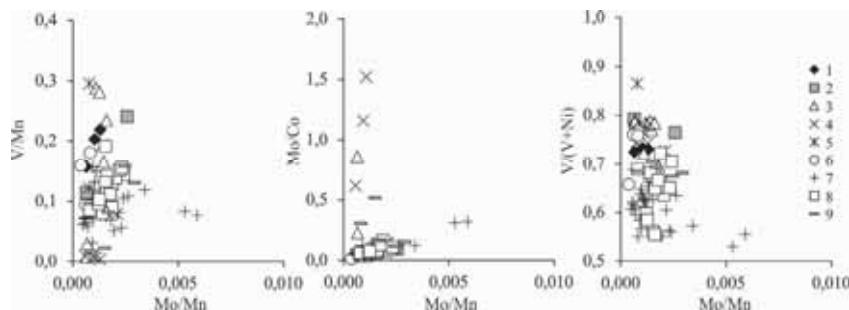


Рисунок. Корреляция различных геохимических индикаторов современных донных осадках различных районов Белого моря.

1 – эстуарий р. Онеги; 2 – эстуарий р. Кемь; 3 – Кандалакшский залив; 4 – Бассейн; 5 – эстуарий р. Мезен; 6 – северная часть Онежского залива; 7 – дельта р. Сев. Двина; 8 – Двинский залив; 9 – граница Двинского залива и Бассейна.

Основываясь на всем сказанном выше, можно сделать вывод, что в рассмотренных нами районах Белого моря современные донные осадки не имеют признаков накопления в условиях преобладания/доминирования в придонных слоях воды аноксических условий.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 14-27-00114.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну, В.Б. Коробову и А.Б. Котову за ценные советы, Д.В. Ерошенко, В.А. Жамойде, С.М. Исаченко, Н.К. Федоровой и экипажам НИС «Профессор Штокман», «Айберг-2» и «Акванавт-2» за помощь в отборе проб, В.П. Казаковой и А.Н. Рудаковой за выполнение гранулометрического анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Можеровский А.В. и др. Минералого-геохимические признаки существования аноксидных условий осадконакопления в локальных котловинах Охотского моря в позднем плейстоцене-голоцене // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26. № 3. С. 3–33.
- Иванов М.В., Саввичев А.С., Клювоткин А.А. и др. Возобновление сероводородного заражения водной толщи глубоководных впадин Каспийского моря //ДАН. 2013. Т. 453. № 1. С. 76–81.

3. Sohlenius G., Sternbeck J., Andrén E., Westman P. Holocene history of the Baltic Sea as recorded in a sediment core from the Gotland Deep // *Marine Geology*. 1996. V. 134. P. 183–201.
4. van Hinte J.E., Cita M.B., von der Weijden C.H. Extant and ancient anoxic basin conditions in the Eastern Mediterranean // *Marine Geology*. 1987. V. 75. 281 p.
5. Маслов А.В., Шевченко В.П., Ронкин Ю.Л. и др. Особенности распределения редкоземельных элементов в современных донных осадках Белого моря и нижнего течения Северной Двины // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 6. С. 786–799.
6. Sahoo S.K., Planavsky N.J., Kendall B. et al. Ocean oxygenation in the wake of the Marinoan glaciation // *Nature*. 2012. V. 489. P. 546–549.
7. Scott C., Lyons T.W. Contrasting molybdenum cycling and isotopic properties in euxinic versus non-euxinic sediments and sedimentary rocks: refining the paleoproxies // *Chem. Geol.* 2012. V. 324–325. P. 19–27.
8. Piper D.Z. Seawater as the source of minor elements in black shales, phosphorites and other sedimentary rocks // *Chem. Geol.* 1994. V. 114. P. 95–114.
9. Холодов В.Н., Недумов Р.И. О применении молибденового модуля к реконструкции газового состава вод меловой Атлантики // *ДАН*. 2005. Т. 400. № . С. 250–253.
10. Rachold V., Brumsack H.-J. Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2001. V. 174. P. 121–143.
11. Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // *Chem. Geol.* 1994. V. 111. P. 111–129.
12. Morford J.L., Russell A.D., Emerson S. Trace metal evidence for changes in redox environment associated with the transition from terrigenous clay to diatomaceous sediment, Saanich Inlet, BC // *Marine Geology*. 2001. V. 174. P. 355–369.
13. Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калиненко В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
14. Розанов А.Г., Волков И.И., Кокрятская Н.М., Юдин М.В. Марганец и железо в Белом море: осадконакопление и диагенез // *Литология и полез. ископаемые*. 2006. № 5. С. 539–558.
15. Кузьмина Т.Г., Лейн А.Ю., Лучшева Л.Н. и др. Химический состав поверхностного слоя донных осадков Белого моря // *Литология и полез. ископаемые*. 2009. № 2. С. 115–132.

Analysis of the distribution of RSTE in modern bottom sediments of various parts of the White Sea has shown that redox conditions in the near-bottom water layers within them do not seem to exist.

Махнович Н.М., Мискевич И.В.

(Северо-Западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
г. Архангельск, e-mail: szoiran@gmail.ru)

Особенности пространственного распределения бентоса на осушках мезоприливных устьев рек Белого моря на примере устья р. Кянды

Makhnovich N.M., Miskevich I.V.

(The North-Western Branch of the P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS, Arkhangelsk)

Features of the spatial distribution of benthos in drained areas of river estuaries of the White Sea (the example of river Kyanda)

Ключевые слова: приливы, осушка, бентос, распределение, соленость, Белое море, устье, река Кянда

К так называемым мезоприливным эстуариям, в которых величина сизигийного прилива колеблется в интервале 1.6–2.8 метров [1], относятся многие устья рек в южной части Онежского залива, в вершине Кандалакшского залива, на севере Горла и в Воронке Белого моря. Их спецификой является формирование обширных приливных осушек. Эти участки, с одной стороны, являются зонами активных геохимических и гидробиологических процессов, с другой – являются зонами, наиболее уязвимыми при аварийных разливах нефти [2]. Для оценки негативных последствий загрязнения мезоприливных эстуариев нефтью и нефтепродуктами крайне важно знать особенности пространственного распределения на их осушках сообществ донных беспозвоночных.

Для частичного решения данной проблемы Северо-западным отделением ИО РАН в июле 2015 г. были организованы специализированные исследования устьевой области реки Кянды. Она состоит из полузакрытого устьевого взморья (Кяндской губы), протяженность которого по фарватеру составляет 3 км и однорукавного («каналообразного») устьевого участка реки протяженностью около 10 км. Ширина приливной осушки в Кяндской губе достигает 1–1.8 км, на устьевом участке реки она обычно колеблется в интервале 30–50 м, уменьшаясь до 1–2 м вблизи речной границы устьевой области реки.

Материалом для исследований послужили пробы макрозообентоса, отобранные в нижней части осушек на малой воде приливного цикла практически на всём протяжении устья р. Кянды. На устьевом участке реки донные отложения исследуемой части осушки были преимущественно пред-

ставлены илами, глиной и песком с наилком, включая примеси гальки, камней и обломков раковин моллюсков, на устьевом взморье – в основном крупнозернистым песком.

Отбор гидробиологического материала производился по общепринятым методикам [3]. Применяли рамку со сторонами 50×50 см, ограничивающую исследуемое место осушки площадью 0.25 м². В пределах ограниченного рамкой пространства крупных животных выбирали вручную. Кроме того, поверхностный слой грунта промывали через сито с размером отверстий 1 мм. Полученный материал просчитывали на месте, обнаруженных животных фиксировали 70% спиртом. В местах отбора проб отмечался характер донных отложений. При обработке материалов обнаруженные организмы определяли до вида или более крупных таксонов, также находили численность и биомассу гидробионтов. Вес донных животных определяли на аналитических весах *Adventurer Ohaus RV214*.

Всего за период исследования было обнаружено пять представителей бентофауны, среди которых три вида полихет, один вид моллюсков и один вид хирономид. Встреченные организмы относились к трем типам (кольчатые черви *Annelida*, моллюски *Mollusca*, членистоногие *Arthropoda*) и трем классам (многощетинковые черви *Polychaeta*, двустворки *Bivalvia*, насекомые *Insecta*). Качественные параметры зообентоса отражены в табл. 1.

Состав донных беспозвоночных исследованных приливных осушек вдоль устья реки был неоднороден, качественное и качественное развитие макрозообентоса на разных участках варьирует. Это связано со значительным изменением условий обитания по акватории устьевой области р. Кянды. На характер донных сообществ в первую очередь, по всей вероятности, влияет такой фактор как соленость и ее приливные (полусуточные и суточные) колебания.

Фаунистической особенностью исследованного участка реки является то, что наибольшее видовое разнообразие и наиболее высокие показатели численности и биомассы выявлены на тех станциях, где термохалинная изменчивость устьевых вод была более сглаженной, т.е. около морской и речной границ устьевой области р. Кянды.

Таблица 1. Состав, численность (N, экз/м²), биомасса (B, г/м²) и число видов (n) бентосных организмов в устьевой области р. Кянда

Номер станции	<i>Polychaeta</i>			<i>Mollusca</i>			<i>Chironomidae</i>		
	N	B	n	N	B	n	N	B	n
1к	12	9.76	2	12	5.06	1	–	–	–
3к	16	0.7236	2	8	6.52	1	–	–	–
4к	8	0.1752	1	44	0.4364	1	–	–	–
5к	–	–	–	4	0.07	1	–	–	–
10к	–	–	–	–	–	–	192	0.48	1

Примечание – на станциях 6к-9к макрозообентос не обнаружен

Как следует из табл. 1, численность и биомасса неоднородны и сильно отличаются по отдельным станциям. На всех точках отбора проб отмечено очень невысокое биоразнообразие макрообентоса.

Станция 1к. Эта станция располагалась на морской границе устья р. Кянды (на морской границе Кяндской губы). Грунт на этом участке эстуария представлял собой песок без присутствия ила, камней, в отдельных местах – с наличием раковин моллюсков. Типичный биоценоз на этом участке эстуария представлен литоралобионтами *Arenicola marina* + *Macoma balthica* (табл. 2). Всего на этой станции были обнаружены 3 вида донных гидробионтов. Наибольшее представительство имели полихеты – 2 вида. Также был обнаружен 1 вид моллюсков. Плотность поселений донных беспозвоночных здесь составляет 24 экз./м² и биомасса – 14.84 г/м².

Станции 3к и 4к. Станция 3к располагалась на створе 3 км выше морской границы устья реки, станция 4к – на створе 4 км выше морской границы устья. Грунты на этих станциях представлены заиленным песком с примесью камней. Здесь был зарегистрирован биоценоз *Polychaeta sp.* + *Macoma balthica*. На станции 3к встречено два вида полихет и один вид моллюсков, плотность их поселений составляет 24 экз./м² и биомасса – 7.24 г/м², на станции 4к в видовом отношении 50 % приходится на долю полихет и 50% на долю моллюсков. Здесь плотность бентоса составила 52 экз./м² и биомасса – 0.6116 г/м².

Станция 5к. Эта станция расположалась на створе 5 км выше морской границы устья реки. Грунты на данном участке эстуария представлены крупнозернистым песком с примесью камней. Донная фауна была представлена только одним видом, принадлежащим к классу *Bivalvia* – *Macoma balthica*. Численность донных беспозвоночных составила 4 экз./м², а биомасса – 0.07 г/м².

Станции 6к-9к. На этих станциях, расположенных на створах 6–9 км выше морской границы устья реки, в гидробиологических пробах отсутствовали представители макрообентоса. Возможно, в пробах присутствовали представители мейо- и микробентоса, но нами они не улавливались.

Следует заметить, что в составе грунта ряда станций (6к-8к) были обнаружены аутигенные железо-марганцевые конкреции (ЖМК) по ходам полихет. Длина их достигала 4–5 см, внешний диаметр составлял 4–7 мм, внутренний – 1–2 мм. Распространение ЖМК в устьевой области р. Кянды приурочено к площадям илистого грунта. Подобные ЖМК обнаружены, например, и в устьевой области р. Лены [4]. На станциях 7к-9к донные отложения осушки были однотипные и представлены довольно мощными отложениями серого ила (60 см).

Станция 10к. Это станция наиболее близко расположена к речной границе устьевой области реки. Здесь грунт осушки также представлен серыми илами мощностью до 20–25 см. На этом участке в донных отложениях обнаружены представители только одного класса – личинки двукрылых –

Chironomidae. Численность этих животных составила 192 экз./м², биомасса – 0.48 г/м².

Таблица 2. Видовой состав бентофауны устьевой области реки Кянда на станциях отбора проб

Виды	Номер станции				
	1к	3к	4к	5к	10к
Тип <i>Annelida</i> , класс <i>Polychaeta</i>					
1. <i>Polychaeta sp.</i>	+	+	+		
2. <i>Ophelia limacine</i> (Rathke, 1843)		+			
3. <i>Arenicola marina</i> (Linnaeus, 1758)	+				
Тип <i>Mollusca</i> , класс <i>Bivalvia</i>					
4. <i>Macoma balthica</i> (Linnaeus, 1758)	+	+	+	+	
Тип <i>Arthropoda</i> , класс <i>Insecta</i>					
5. <i>Chironomidae sp.</i>					+

В целом следует признать, что бентофауна приливных осушек устья реки Кянда отличается бедным видовым составом, значительной пространственной неоднородностью и сравнительно низкими характеристиками – численностью и биомассой. Наиболее часто встречаемым видом в таких зонах оказался моллюск *Macoma balthica*.

Практическое исчезновение представителей макрозообентоса на осушке в районе станций 6к–9к можно связать с наличием очень высокой сезонной и короткопериодной приливной изменчивости температуры и солености воды. Весной здесь находятся только речные воды, а в меженных условиях в безледоставный период 2 раза каждые сутки наблюдается миграция фронтальной зоны, разделяющей речные и морские воды. При этом, как показали исследования в июле 2014 и 2015 гг., соленость вод в течение одного приливного полусуточного цикла может меняться на 3 порядка – от 0.2 до 15–20‰, а температура – на 4–5 °C.

С другой стороны, биомасса и численность донных беспозвоночных возрастают на морской и речной границах устьевой области реки, где короткопериодная изменчивость гидрологических параметров выражена сравнительно слабо. В частности, в июле 2015 г. интервал приливных колебаний солености на входе в Кяндскую губу составили 16.1–23.5‰, а вблизи ее речной границы – 0.2–0.3 ‰.

Таким образом, можно предположить, что на приливных осушках мезоприливных устьев рек Белого моря существуют зоны с низкими показателями численности, биомассы и биоразнообразия зообентоса. Локализация

таких зон приурочена к участкам приливной миграции фронтальной зоны, в которых наблюдается высокая короткоперiodная изменчивость температуры, солености воды и других гидрологических и гидрохимических параметров. Данное обстоятельство необходимо учитывать при прогнозировании возможных ущербов эстuarным экосистемам Белого моря при оценке последствий аварийных разливов нефти и нефтепродуктов в его прибрежных районах. Кроме этого, следует принимать во внимание снижение в указанных зонах интенсивности биологической переработки органических компонентов донных осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Михайлов В.Н. Принципы типизации и районирования устьевых областей рек (аналитический обзор) // Водные ресурсы. 2004. Т. 31. № 1. С. 5–14.
2. Нельсон-Смит А. Нефть и экология моря. М.: Прогресс. 1977. 302 с.
3. Методические рекомендации по сбору и обработке материалов при гидробиологических исследованиях на пресноводных водоемах: Зообентос и его продукция / Под ред. А.А. Салазкина, А.Ф. Алимова, Н.П. Финогеновой. Л.: ГосНИОРХ, 1984. 52 с.
4. Гуков А.Ю. Гидробиология устьевой области реки Лены. М.: Научный мир, 2001. 288 с.

Investigations of the spatial distribution of benthos of the drained areas in the estuary of Kyanda river (White Sea basin area) is presented. A sharp decline in the number of biomass and biodiversity of benthic animals in the area of localization of the front section between river and sea waters is revealed. This effect is explained by the high tidal and seasonal variability of salinity in the area.

Мискеевич И.В.

(Северо-Западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
г. Архангельск, e-mail: szoiran@gmail.ru)

Оценка цикличности короткопериодной изменчивости гидрологических и гидрохимических показателей в мезо- приливном устье р. Кянды в Белом море в период летней межени

Miskevich I.V.

(North-West Department of Shirshov Institute of Oceanology RAS, Arkhangelsk)

Estimation of cyclical short-term variability of hydrological and hydrochemical indicators mezotidal estuary Kyanda in the White Sea during the summer low water

Ключевые слова: приливы, гидрология, гидрохимия, циклы, устье, река Кянда, Белое море, 3-х суточные наблюдения, автокорреляция

Приливные явления играют значительную, а порой доминирующую роль в формировании короткопериодной изменчивости гидрологических и гидрохимических характеристик устьев рек Белого моря. Если для большинства гидрологических параметров, подобная изменчивость сравнительно хорошо изучена, то для показателей химического состава устьевых вод её исследований проведено крайне мало. В первую очередь, это касается так называемых мезоприливных и макроприливных устьев рек, в которых величина прилива в сизигию превышает 1.6. Широко распространено мнение, что в короткопериодных колебаниях гидрохимических характеристик в устьях рек Белого моря явно преобладают приливные эффекты, но оно не подкреплено достаточным объемом эмпирического материала.

В рамках решения данной проблемы в июле 2015 г. сотрудниками Северо-Западного отделения ИО РАН в устье реки Кянда были проведены 3-х суточные наблюдения с дискретностью 2 часа на створе *6 км выше морской границы*. Эта река впадает в юго-восточную часть Онежского залива Белого моря, образуя устьевую область общей протяженностью около 13 км по фарватеру. Здесь наблюдается полусуточный мелководный тип прилива. Его максимальная, возможная по астрономическим причинам, величина может достигать 3.3 м, средняя величина – 2.3 м. В квадратуру средняя величина прилива составляет 1.9 м, в сизигию – 2.7 м, т.е. согласно Михайлову В.Н. [1] рассматриваемый водный объект относится к мезоприливным устьям рек.

В состав вышеуказанных наблюдений входило измерение температуры воды, солености, параметров течения и величины pH, а также отбор проб на содержание взвешенных веществ и кислорода. Измерения уровня воды

производились с помощью 2-х стандартных гидрологических реек, длиной 2 м. Нулевое значение «нижней» рейки было принято за условный «нуль поста». Увязка значений на этих рейках была проведена в моменты, когда уровень воды позволял брать отметки одновременно на обеих рейках. Для замера температуры и солености воды использовался зонд-регистратор *SeaGuard RCM SW* фирмы *AANDERAA* (Норвегия). Скорость течения («лагранжева скорость») измерялась с помощью поплавков, запускаемых вдоль мерной линии длиной 5 м, обозначенной через фал с фиксированными поплавками. На исследуемом участке наблюдались течения реверсивного характера, поэтому их направление отмечалось через знак «+» для течений в сторону моря и знак «-» для течений в обратном направлении (вверх по устьевому водотоку).

Водородный показатель определялся с помощью портативного pH-метра *HI 8314* производства фирмы «*HANNA instrument*». Анализ содержания кислорода осуществлялся согласно РД 52.10.243-92.

Следует отметить, что измерения солености и температуры зондом-регистратором велись с дискретностью 15 мин., но для баланса их объемов наблюдений с другими исследуемыми показателями учитывались только синхронные наблюдения с дискретностью 2 ч.

Результаты проведенных исследований можно использовать для оценки периодов изменчивости гидрологических и гидрохимических характеристик в комплексе в масштабе от нескольких часов до суток. К сожалению, полученный временной ряд наблюдений очень короткий, что не позволяет применять для его анализа стандартные методы спектрального анализа. Для решения этой задачи в подобной ситуации целесообразно воспользоваться анализом автокорреляционных функций для изучаемых параметров. При наличии в ней пиков, разделенных одинаковым периодом, можно говорить о наличии соответствующей гармоники в короткопериодной изменчивости исследуемых показателей.

Необходимо отметить, что для обеспечения статистической достоверности коэффициентов автокорреляции принято использовать правило – *максимальное число периодов (лагов), по которым рассчитывается коэффициент автокорреляции, должно быть не больше N/4*. Здесь *N* – число наблюдений (в нашем случае *N* = 37). Тогда лаг для анализируемых временных рядов по устью р. Кянды не должен превышать 9 значений или 18 ч, которые захватывают полусуточный приливной цикл – 12 ч 25 мин. Таким образом, имеющийся в нашем распоряжении временной ряд наблюдений позволяет зафиксировать наличие полусуточной изменчивости и обергармоник с меньшим периодом изменчивости. Для более продолжительных циклов при наличии соответствующих данных можно выдвигать только предположения с объяснением генерирующих их факторов. В первую очередь, это касается суточного (24 часового) цикла, который ярко выражен для большинства природных процессов в водных объектах. Статистики для

уровня воды будем считать реперными, т.к. для него короткопериодная изменчивость в условиях Белого моря хорошо изучена.

Результаты расчетов коэффициентов автокорреляции приведены в таблице 1. Для их получения использовалась стандартная компьютерная программа *Excel*. В ней уровень воды обозначен как H , скорость течения – V , соленость – S , температура воды – t , взвешенные вещества – BV , кислород – O_2 . В таблице жирным шрифтом выделены локальные максимумы положительных коэффициентов корреляции, курсивом – локальные максимумы (по абсолютной величине) отрицательных коэффициентов корреляции.

Коррелограммы для исследуемых показателей имеют различный характер, за исключением графиков для уровня воды и солености. Последние имеют «правильный» гармонический характер с явным доминирование полусуточного цикла. Аналогичная картина наблюдается для скорости течения и величины pH, но у них на гармонические полусуточные колебания накладывается какой-то более долгопериодный цикл. Полусуточная изменчивость характерна и для содержания взвешенных веществ, но она заметно искажается наличием 3–4-х часовых циклов. Они, по всей вероятности, отражают наличие максимумов скорости течений, достаточных для взмучивания донных отложений в устьевом водотоке, как в fazu отлива, так и в fazu отлива.

Автокорреляционные функции для температуры воды и кислорода носят не гармонический характер, и в них наиболее ярко проявляется суточный цикл, связанный с влиянием солнца. Отсутствие в короткопериодной изменчивости этих параметров в явном виде полусуточной (приливной) компоненты указывает на наличие помимо солнечной радиации других факторов, способных оказывать на колебания температуры воды и содержание кислорода более сильное влияние, чем приливы. Для температуры воды таким фактором, возможно, служат приливные осушки. Они, с одной стороны, выступают, как своеобразный аккумулятор солнечного тепла, с другой стороны, эффективность их нагрева в малую воду приливного цикла сильно зависит от погодных условий. Для кислорода таким фактором могут служить гидробиологические условия, в первую очередь, наличие в устье р. Кянды обширных зарослей маршевой растительности.

Анализ результатов проведенных в устье Кянды исследований позволяет предположить следующее.

Доминирование приливных полусуточных циклов в короткопериодной изменчивости гидрологических и гидрохимических параметров должно наблюдаться при наличии заметной разницы между их значениями на морской и речной границах устья реки. Например, для уровня воды и солености она может достигать 3-х порядков. При наличии небольшой подобной разницы (по всей вероятности, менее 1 порядка) и присутствии мощных внутриустевых источников воздействия на некоторые гидрологические и гидрохимические показатели их приливная изменчивость может не наблю-

Таблица. Характеристика коэффициентов автокорреляции гидрологических и гидрохимических параметров для 3-х суточной серии наблюдений в устье р. Кянды в июле 2015 г.

ΔT , час	Коэффициенты автокорреляции							
	<i>H</i>	<i>V</i>	<i>S</i>	<i>t</i>	<i>BB</i>	<i>pH</i>	<i>O₂</i> , мг/л	<i>O₂</i> , %
0	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
2	0.436	0.269	0.347	0.818	-0.070	0.239	0.409	0.549
4	-0.442	-0.431	-0.442	0.566	-0.274	-0.136	0.029	0.068
6	-0.847	-0.508	-0.666	0.214	-0.175	-0.531	-0.040	-0.269
8	-0.536	-0.464	-0.497	-0.135	-0.050	-0.264	-0.069	-0.326
10	0.283	-0.014	0.144	-0.337	-0.024	0.072	0.312	-0.291
12	0.947	0.800	0.915	-0.476	0.341	0.419	-0.292	-0.165
14	0.618	0.528	0.571	-0.416	0.055	0.384	-0.075	-0.148
16	-0.266	-0.229	-0.324	-0.381	-0.127	-0.167	-0.226	-0.388
18	-0.813	-0.538	-0.661	-0.193	-0.014	-0.501	-0.323	-0.444
20	-0.672	-0.532	-0.568	0.116	-0.120	-0.518	-0.021	-0.107
22	0.058	-0.242	-0.032	0.488	-0.286	0.048	0.191	0.382
24	0.841	0.603	0.809	0.781	0.403	0.650	0.454	0.736
26	0.802	0.756	0.789	0.764	0.234	0.553	0.456	0.665
28	-0.065	0.037	-0.145	0.551	-0.012	0.069	0.261	0.252
30	-0.756	-0.467	-0.638	0.266	-0.037	-0.500	0.041	-0.127
32	-0.794	-0.526	-0.616	-0.148	-0.268	-0.552	-0.165	-0.359
34	-0.150	0.359	-0.217	-0.437	-0.095	-0.276	-0.255	-0.251
36	0.690	0.407	0.624	-0.694	0.018	0.368	-0.488	-0.223
38	0.905	0.815	0.898	-0.782	0.584	0.576	-0.293	-0.232
40	0.127	0.259	0.004	-0.599	-0.154	0.206	-0.113	-0.358
42	-0.632	-0.364	-0.593	-0.408	-0.268	-0.321	-0.287	-0.383
44	-0.826	-0.487	-0.615	-0.098	0.114	-0.487	-0.294	-0.274
46	-0.351	-0.463	-0.361	0.203	-0.021	-0.296	0.068	0.163
48	0.502	-0.013	0.398	0.403	-0.305	0.152	0.402	0.629
50	0.978	0.673	0.967	0.568	-0.011	0.618	0.091	0.628
52	0.309	0.446	0.234	0.517	0.465	0.072	0.159	0.378
54	-0.529	-0.263	-0.547	0.341	0.349	-0.142	0.637	0.508
56	-0.882	-0.334	-0.646	0.111	-0.278	-0.677	0.114	0.187
58	-0.480	-0.513	-0.421	-0.099	-0.598	-0.356	-0.688	-0.457
60	0.415	-0.410	0.185	-0.308	-0.457	0.052	-0.221	-0.175
62	0.990	0.627	0.924	-0.143	0.623	0.940	0.179	0.382
64	0.330	0.812	0.468	0.488	0.882	0.529	0.010	0.040
66	-0.850	-0.208	-0.691	0.487	-0.702	-0.501	-0.838	-0.910

даться, по крайней мере, в явном виде. По мнению автора, это в первую очередь относится к приливным устьям рек с обширными осушками и мощными зарослями водных макрофитов.

Техногенная деятельность, в частности, сброс сточных вод может усиливать короткопериодную приливную изменчивость ряда гидрохимических параметров устьях рек[2], но не исключается и её подавление. Последнее, например, может наблюдаться при поступлении в устье реки дренажных вод, объём и состав которых имеет широкий спектр короткопериодных колебаний, что объясняется их сильной зависимостью, как от антропогенных факторов, так и от погодных условий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Михайлов В.Н. Принципы типализации и районирования устьевых областей рек (аналитический обзор) // Водные ресурсы. 2004. Т. 31. № 1. С. 5–14.
2. Мискевич И.В., Боголицын К.Г. Гидрохимия приливных устьев рек: методы расчетов и прогнозирования. Архангельск: Изд-во АГТУ, 2001. 126 с.

Calculated autocorrelation functions for level, water temperature, flow rate, salinity, suspended solids, pH, and oxygen as a result of 3 daily observations Kyanda estuary in the White Sea. Revealed the dominance of semidiurnal tidal cycles for these parameters, with the exception of oxygen and water temperature. These short-term variability is clearly recorded only diurnal cycle.

Мискевич И.В., Чульцова А.Л.

(Северо-Западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
г. Архангельск, e-mail: szoiran@gmail.ru)

**Оценка зависимости гидрохимических показателей
от распределения солености в устье р. Кянды в Белом море
в период летней межени**

Miskevich I.V., Chultsova A.L.

(North-West Department of Shirshov Institute of Oceanology RAS, Arkhangelsk)

**Evaluation according to hydrochemical indicators
of the distribution of salinity in the estuary Kyanda
in the White Sea during the summer flow water**

Ключевые слова: солёность, гидрохимические показатели, связь, регрессия, устье, река Кянда, Белое море

В июле 2015 г. сотрудниками Северо-Западного отделения ИО РАН были организованы комплексные исследования экосистемы устьевой области реки Кянды. Этот водоток, относится, к так называемым, малым рекам и, при своем впадении в юго-восточную часть Онежского залива Белого моря, формирует устьевую область. Её можно разделить на два объекта – полуза-крытоеустьевое взморье (Кяндская губа) протяженность которого по фарватеру составляет 3 км, и однорукавный устьевой участок реки протяженностью около 10 км. На этом водном объекте наблюдаются полусуточные приливы, величина которых в среднем составляет 2.3 м.

В состав проведенных исследований, в частности, входило производство гидрохимических наблюдений на разрезе из 10 станций вдоль всей устьевой области р. Кянды (по фарватеру) в полную воду приливного цикла с помощью надувной лодки на моторе. Они охватили, как наиболее солёные воды на границе с открытой акваторией Онежского залива ($S = 23.5\%$), так и чисто речные воды ($S = 0.3\%$) вблизи речной границы исследуемого водного объекта. В малую воду разрез из-за наличия на ряде участков устьевого водотока очень малых глубин и камней сделать не удалось, поэтому был произведен отбор пробы воды лишь на его морской границе. Пробы отбирались только с поверхностного горизонта, но они характеризуют состояние всей водной толщи, т.к. в устье р. Кянды из-за мелководья и относительно большой величины прилива наблюдается хорошее перемешивание вод по вертикали.

В состав выше указанных наблюдений входило измерение температуры воды, солёности и величины pH, а также отбор проб на содержание взвешенных веществ и биогенных элементов. Определялся растворённый кислород и величина БПК₅ (при помощи объёмного метода Винклера).

Для определения температуры и солёности воды использовался зонд Cond 197i фирмы WTW (Германия). Водородный показатель определялся с помощью портативного pH-метра HI 8314 производства фирмы «HANNA instrument». Определение концентрации биогенных элементов производилось на спектрофотометре HACH-LANGE Dr3900 (Германия). Для определения биогенных элементов использовались методы, наиболее подходящие, для этого типа вод [1,2]. Пробы воды предварительно фильтровались через ядерные фильтры (диаметр – 47 мм; диаметр пор – 0.45 мкм; изготовленные в Объединенном институте ядерных исследований, г. Дубна), с помощью прибора вакуумного фильтрования (ТУ 9471-002-00212038-00) с поликарбонатными фильтродержателями (фирмы «Sartorius AG», Германия). Концентрации растворённого кремния определялись методом, предложенным Королёвым, с использованием голубого кремнемолибденового комплекса. Для определения фосфатного фосфора (минерального фосфора) использовался метод Морфи–Райли. Для определения нитритного и нитратного азота – метод с «единным» цветным реагентом. Восстановление нитратов до нитритов, происходило в колонках с металлическим кадмием, в присутствии комплексующего агента – динатриевой соли ЭДТА (трилона Б). Для определения общего фосфора и общего азота из одной пробы воды использовался метод, основанный на одновременном окислении азотсодержащих и фосфорсодержащих органических соединений, находящихся в воде, до нитратов и фосфатов. Концентрации органических форм фосфора рассчитывались по разности концентрации между его общей и неорганической (минеральной) формами.

Отбор проб устьевых вод р. Кянды осуществлялся в полную и малую воды одного приливного цикла, что позволяет исследовать изменения гидрохимических показателей, происходящих при смешении выделенных объёмов речных и морских вод. При этом, исчезают погрешности, возникающие при использовании результатов наблюдений, разнесённых по времени, когда возможно изменение условий на морской и речной границах устьевого объекта [3].

Коэффициенты корреляции между солёностью и исследуемыми показателями и зависимости (регрессионные уравнения) между ними отражены в таблице. Их выбор производился с помощью компьютерной программы Excel для различных элементарных функций при ориентации на максимальную величину достоверности аппроксимации связи. В указанной таблице не приведены данные для нитритов из-за их практического отсутствия в устьевых водах в период исследований.

Для выбора зависимостей, которые могут рассматриваться как достоверные в статистическом отношении, можно воспользоваться рекомендациями, изложенными в методическом пособии ГХИ [4]. Согласно им при выборке из менее, чем 15 значений, при коэффициенте более 0.91, категория качества регрессионного уравнения хорошая, при меньших величинах, но превышающих уровень 0.7 категория качества – удовлетворительная.

Таблица. Характеристика зависимости взвесей и гидрохимических показателей от распределения солёности в устье р. Кянда, 28 июля 2015 г.

Показатель (С)	Коэффициент корреляции	Вид регрессионного уравнения
pH	0.397	$C = -0.0006S^2 + 0.0163S$
растворённый кислород, %	0.568	$C = 0.2911S + 84.6$
БПК5, мгО2/л	-0.615	$C = 2.3567S - 0.21$
нитратный азот, мкг/л	-0.966	$C = -1.3763\ln(S) + 5.0$
общий азот, мкг/л	0.804	$C = -0.6856S^2 + 20.39S +$
фосфатный фосфор, мкг/л	-0.360	$C = -0.1177S + 7.8$
органический фосфор, мкг/л	-0.786	$C = -5.9432\ln(S) + 26.8$
общий фосфор, мкг/л	-0.899	$C = -6.729\ln(S) + 35.5$
растворённый кремний, мкг/л	-0.606	$C = -124.52\ln(S) + 506$
взвешенные вещества, мг/л	-0.908	$C = -0.5141S + 12.7$

Примечание – размерность солёности (S) в уравнениях – %

Получаем, что из исследуемых ингредиентов обоснованно рассуждать о наличии определенных зависимостей можно только для нитратов, общего азота, органического и общего фосфора, а также взвешенных веществ. С другой стороны, уравнения для других показателей указывают на присутствие тенденций, которые не противоречат распространенным взглядам на их поведение в зоне смешения речных и морских вод. Для насыщенности вод кислородом и величины pH это будет возрастание, а для кремния, фосфатов и взвешенных веществ – снижение концентраций по мере осолонения устьевых вод. Однако, этот вывод носит чисто качественный характер и не может опираться на конкретные количественные параметры.

Для других показателей поведение в зоне смешения вод р. Кянды и морских вод Онежского залива также укладывается в «стандартные рамки» за исключением общего азота (рисунок). Он показывает, что в центральной части зоны смешения речных и морских вод концентрации общего азота превышают его величины на морской и речной границах устья реки. Источником дополнительного поступления азота в устьевые воды здесь, по всей вероятности, являются приливные марши с густыми зарослями водных галофитов-макрофитов, характерными для рассматриваемого водного объекта. При этом, его вклад превышает вынос общего азота в море с речным стоком.

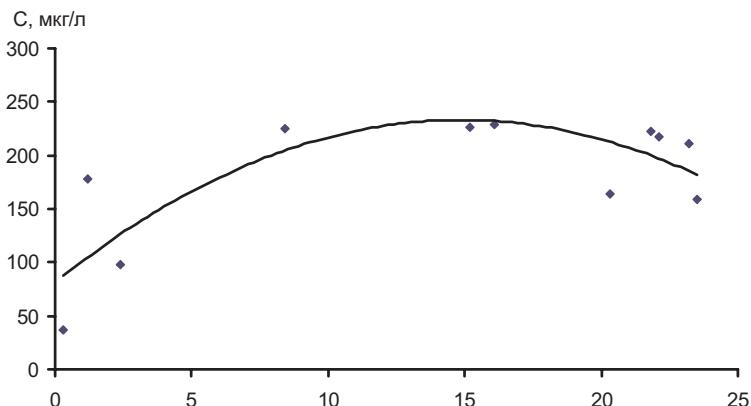


Рисунок. График связи общего азота и солености в устьевой области р. Кянда, 28.07.2015 г.

Таким образом, при расчетах балансов потоков органических и биогенных веществ из реки в море в приливных устьях рек необходимо обязательно учитывать «искажения», которые могут вносить их локальные внутриэстuarные источники, к которым, в частности, можно отнести маршевые луга.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. РД 52. 10. 243 – 92. Руководство по химическому анализу морских вод. СПб., 1993. 264 с.
2. Современные методы гидрохимических исследований океана. М. АН СССР, 1992. 200 с.
3. Loder T.C., Reichard R.D. Dynamics of conservative mixing in estuaries.- Estuaries. 1981.V.4. № 1. P. 64–69.
4. Временные методические указания по оперативному прогнозированию загрязненности рек /Гидрохимический институт. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 103 с.

The dependence of the suspensions, oxygen, pH, and nutrient distribution of salinity in the estuary Kyanda in the White Sea. For all parameters except total nitrogen obtained "standard" depending on characteristic of the mixing zone of river and sea waters. The regression equation for total nitrogen showed the presence of its local source, the power of which exceeds the impact of river flow. This source, in all probability, are marching to the presence of thickets of aquatic weeds (halophytes).

**Немировская И.А., Шевченко В.П., Стародымова Д.П.,
Титова А.М.**

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

**Органические соединения и взвесь в снежно-ледяном
покрове Белого моря и его побережья**

**Nemirovskaya I.A. Shevchenko V.P. Starodymova D.P.,
Titova A.M.**

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

**Organic compounds and suspended matter in snow-ice cover
of the White Sea and its coast**

Ключевые слова: органические соединения, взвесь, снежно-ледяной покров, Белое море

Геохимические исследования снежно-ледяного покрова в настоящее время находятся в самой начальной стадии. В тоже время была установлена большая роль ледовых экосистем в процессах образования органического вещества (ОВ) в снежно-ледяном покрове высокосириотных акваторий. Для определения изменчивости содержания и состава компонентов ОВ – взвешенного С_{орг}, липидов, углеводородов (УВ) было проведено их изучение во взвеси снежно-ледяного покрова периферии Кандалакшского залива (район Беломорской биологической станции МГУ – ББС, губа Ругозерская) и куточкой части Двинского залива (рис. 1). Эти районы отличаются не только криобиологическими процессами образования снежно-ледяного покрова, но и антропогенной нагрузкой на экосистемы.

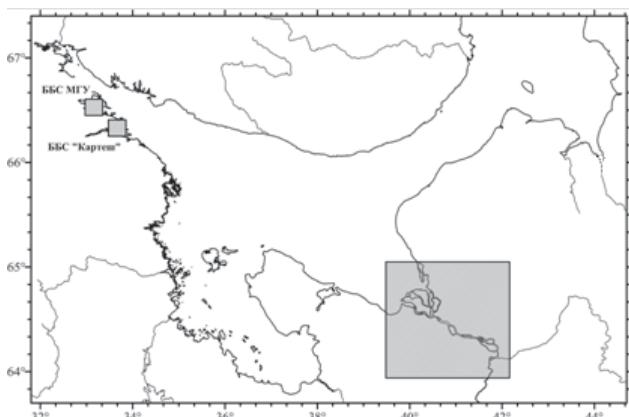


Рисунок 1. Районы отбора проб снежно-ледяного покрова в Белом море

Снег собирали с поверхности льда с наветренной части пластиковым совком в предварительно промытые пластиковые пакеты. Пробы льда отбирали с помощью ручного кольцевого бура ($d=14.5$ см). Лед распиливали на части с помощью титановой пилы, учитывая его строение, и помещали в специальные баки для таяния. Взвесь выделяли методом мембранный фильтрации на предварительно взвешенные ядерные фильтры для гравиметрического определения ее концентрации и на стекловолокнистые фильтры GF/F для определения компонентов ОВ. Концентрацию липидов (до колоночной хроматографии на силикагеле) и УВ (после колоночной хроматографии на силикагеле) определяли ИК-методом; содержание и состав полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) – методом высокоеффективной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ), $C_{\text{опр}}$ – методом сухого сожжения, состав взвеси – с помощью сканирующего электронного микроскопа.

В губе Ругозерской исследование проводили в одно и то же время – в конце января, начале февраля в 2010, 2012 и 2015 гг. В снеге за весь период наблюдений разница в концентрациях была незначительной. Содержание УВ изменялась в довольно узком диапазоне: 8–34 мкг/л. При этом УВ не были доминирующей фракцией в составе ОВ (в 2015 г., 2–8% от $C_{\text{опр}}$) (рис. 2).

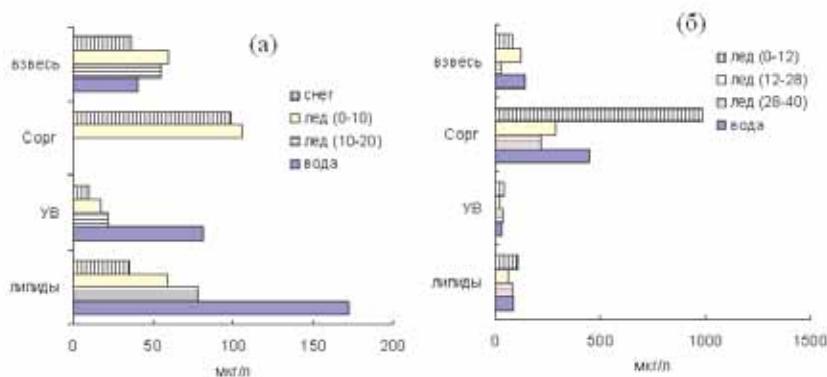


Рисунок 2. Распределение взвеси/100, $C_{\text{опр}}$, УВ и липидов в снежно-ледяному покрове и в подледной воде губы Ругозерской: (а) – ст. 1 и (б) – ст. 2 в феврале 2015 г.

Изменчивость концентраций УВ в губе Ругозерской в снеге укладывается в интервал их содержания в районе полюса недоступности Северного полушария – поднятие Менделеева, и также совпадает с содержанием в снеге фиорда Санни залива Прюдс в Антарктиде. В полярных регионах значительная часть загрязнений атмосферы связана с необходимостью от-

пления жилищ. В снежевых выпадениях фиксируются загрязнители, которые не улавливаются прямыми измерениями и не определяются при расчете по пылегазовыбросам. Загрязненность арктической атмосферы в импактных районах должна повышаться от ноября к марта, и значительно превышать их концентрации в фоновых акваториях. Действительно, последующие исследования, проведенные в марте 2015 г., установили более высокое содержание УВ в снеге: 40–91, в среднем 60.1 мкг/л, в губе Чупа в марте 2004 г. (80–239 мкг/л). Их содержание было также ниже, чем в таком импактном районе, как устье Сев. Двины в феврале 2008 г. (5–83 мкг/л), в марте 2007 г. (83–583 мкг/л), в марте 2015 г. (27–616 мкг/л). Однако при столь высоких концентрациях УВ в районе п. Экономия (устье Сев. Двины) в марте 2015 г. УВ составили всего 4.5% от концентраций липидов и 4.1 мкг/мг взвеси (рис. 3). Обусловлено это тем, что в общей структуре выбросов в атмосферу загрязняющих веществ, УВ не превышают в среднем 16%.

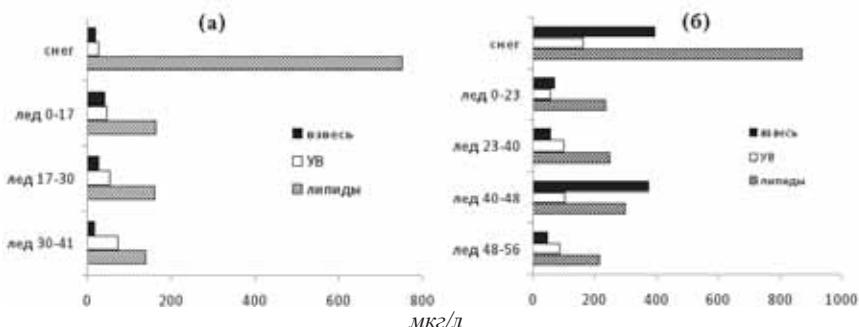


Рисунок 3. Распределение взвеси (мкг/л/100), УВ и липидов (мкг/л) в снежно-ледяном покрове в устье Сев. Двины: (а) – район Яхтклуба, (б) – порт Экономия

Чаще всего снежный покров на льду рассматривается как теплоизолирующий слой, замедляющий нарастание льда сверху. Это оправдано для условий, где слой снега значительно меньше толщины льда. Однако в Белом море важный фактор льдообразования, так как здесь толщины снега и льда сравнимы. При таких условиях лед под снегом прогибается и на его поверхности выступает вода, что меняет все процессы льдообразования. Поэтому верхняя часть льда – матовая и имеет снежный генезис, а нижняя кристаллическая обводненная (конжеляционный лед). В результате концентрирование ОВ, в том числе и УВ, происходит в разных частях керна льда. В частности в 2010 г. в районе ББС при толщине снега 9 см (верхние 2 см – свежевыпавший снег), лед был толщиной 27 см, из которых верхние 12 см – матовый, затем 13 см прозрачный и 1 см пористый лед, в

котором встречались каверны и пузыри. Температура воздуха определяет сроки наступления ледовых явлений, а скорость и направление ветра – динамичность льдообразования. При сильных морозах вся оставшаяся на литорали в отлив вода замерзает и получается ледяная корка, пористая структура с большим количеством воздуха внутри и под ней. В лед при этом вмерзает много минерального и органического литорального материала. При приливе литораль заливается водой, и образовавшаяся ледяная корка отрывается от дна и всплывает. Поэтому трудно установить закономерности распределения изучаемых соединений в толще льда из-за их изменчивости от году к году.

Поступление в исследуемый район нефтяных и пирогенных соединений оказывается в большей степени на составе ПАУ. Согласно данным 2015 г. основное количество полиаренов в районе ББС поступает из подледной воды, так как концентрации в нижнем слое льда и подледной воде повышены по сравнению со снегом и верхнем слоем льда. В снежно-ледяном покрове губы Ругозерской в составе ПАУ доминируют антропогенные полиарены – нафталин, пирен, флуорантен и бенз(б)флуорантен; в тоже время значительна доля фенантрена, хризена и перилена, имеющих природное происхождение. Маркеры в составе ПАУ свидетельствовали о меньшем поступлении пирогенных соединений, по сравнению с устьем Северной Двины, где в снеге содержание пирена (П) и флуорантена (ФЛ), соответственно 55.4 и 66.3 нг/г оказалось близким скорее всего из-за свежего загрязнения пирогенными ПАУ. Если в феврале 2015 г. на ст. 1 в губе Ругозерской повышенное значение отношения $(\text{П}+\text{БП})/(\text{Ф}+\text{ХР})$ приурочено к верхней части ледового керна (соответственно, 0.93 и 0.79), то на ст. 2, приближенной к ББС более высокая величина этого отношения приурочена к нижней части (соответственно, 1.17; 1.43). Скорее всего, пирогенные ПАУ аккумулируются льдами из водной взвеси. Однако необходимо отметить, что в 2015 г. как алифатические УВ, так и ПАУ в достаточной степени трансформированы, так как, несмотря на различные источники наблюдались зависимости: $r(\text{лип}-\text{УВ})=0.97$; $r(\text{УВ}-\text{ПАУ})=0.70$, $r(\text{УВ}-\text{C}_{\text{opr}})=0.58$, $r(\text{УВ}-\text{вз.})=0.56$.

Ранее в Кандалакшском заливе в губе Чупа (март 2004 г.) аккумулирование C_{opr} , липидов, УВ и ПАУ происходило в нижних слоях льдов, так же, как в СЛО в районе поднятия Менделеева и в антарктических припайных льдах. Поэтому с увеличением «возраста» льда из-за развития диатомовых водорослей в слое лед–вода нижняя часть льдов, окрашенная в бурый цвет, концентрирует ОВ. Однако при интенсивном нарастании льда снизу, нижний слой перемещается наверх. Поэтому в районе п. Экономия в устье Сев. Двины при толщине льда 56 см концентрирование ОВ происходит в слое 23–40 см (рис.3б).

Исследования взвеси снега, отобранного в губе Ругозерской под сканирующим электронным микроскопом показало, что она состояла из минеральных частиц и диатомовых водорослей родов *Cocconeis*, *Navicula*,

Nitzschia, *Thalassionema*, спор растений, сфер сгорания. Количество клеток водорослей последовательно повышалось от снега к нижней части льда. В нижней части ледяного керна минеральные частицы практически не встречались. Продукты сгорания также не обнаружены.

Таким образом, в снеге содержание исследуемых соединений зависит от сезона исследований. Поэтому в начале отопительного сезона концентрации ОВ, в том числе и УВ в снеге были значительно ниже, чем в марте. Снег можно рассматривать в качестве планшета, который сорбирует все загрязнения, поступающие из атмосферы. В результате в губе Ругозерской концентрации УВ в снеге были ниже, чем в подледной воде. Напротив, в устье Сев. Двины в районе Архангельска наиболее высокие концентрации установлены в снеге и в верхней части льда. Выпадающие из атмосферы хлопья снега обладают высокой степенью очищения атмосферы от аэрозольного материала.

Загрязненность атмосферы и подледной воды также влияет на аккумулирование ОВ в снежно-ледяному покрове. Взвесь нижнего слоя льда отличается повышенным содержанием ОВ. В результате концентрации УВ в нижнем слое однолетних припайных льдов Белого моря, отобранных в начале зимы, могут быть ниже (23–84 мкг/л, 2015 г.), чем в многолетних припайных льдах фоновых районов (Антарктида, море Содружество, 2012 г. – 116–162 мкг/л).

Авторы благодарят сотрудников ББС МГУ и Северо-Западного отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН за помощь, академика А.П. Лисицына и д.г.н. В.Б. Коробова за поддержку.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 14-05-00223, 15-05-08374 и 14-05-31512-мол.) и госзадания 0149-2014-0038 «Геолого-геохимическое исследование...».

The multi-year study of snow-ice cover of the White Sea (the periphery of the Kandalaksha Bay and the mouth of the Northern Dvina River) indicate significant variability in the concentrations of organic matter and suspended matter from year to year. The top layer of ice accumulates connection coming with snow and immersion of ice in the water from surface waters. The content and composition of the studied compounds in the lower layer of ice depend not only on their concentrations in ice water, but the intensity of biogeochemical processes in the boundary layer of water–ice.

Пантюлин А.Н.

(Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, географический факультет, Москва, apantiulin@newmail.ru)

Белое море в контексте Арктики

Pantiulin A.N.

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

The White Sea in the context of Arctic

Ключевые слова: Белое море, Арктика, гидрологическая уникальность

1. Белое море – это внутреннее море, бассейна Северного Ледовитого океана. Вместе с тем, принадлежность моря к Арктике вызывает разные и противоречивые мнения. Основная часть моря располагается в умеренном климатическом поясе. Принятые пределы Арктики (полярный круг, северная граница распространения лесов, изотерма июля +10°) – все они проходят или по северной части, или вне моря. В классический период море не относилось к арктическим морям, так как не имело свойства круглогодичной ледовитости. Но в последнее десятилетие ледовые условия в Арктическом океане изменились настолько, что половина арктических морей тоже лишились этого важного типологического свойства. Геометрия моря гармонично согласуется с морфометрическим строением западного сектора морей российской Арктики. И, наконец, Белое море административно полностью включено в арктическую зону Российской Федерации.

2. Главная черта Арктического океана заключается в его уникальности. Его особенности не выводятся по аналогии со «стандартным» океаном. Огромное водное тело вокруг полюса, окруженное с юга материками и сообщающееся через проливы с соседними океанами. Априори можно было ожидать проявления циркумполярной симметрии в океанологических полях. Но ее черты прослеживаются только в распределении температуры на поверхности. Напротив, распределение солености в поверхностном слое отличается отчетливой биполярностью: область максимальной солености располагается в приатлантической части, а область минимальной солености – в районе канадского антициклонического круговорота.

Через полюс проходит полоса максимальных горизонтальных градиентов солености, которая совпадает с областью трансарктического дрейфа льдов. Распределение поверхностной солености и связанное с ним устойчивое существование антициклонического круговорота в Арктическом океане относятся к наиболее интересным индивидуальным его особенностям. Еще одно важное свойство океана было впервые открыто Ф. Нансеном, оказалось, что его промежуточные и глубинные воды имеют атланти-

ческое происхождение. Это обстоятельство усилило позиции тех океанографов, которые считали арктический регион всего лишь частью Атлантического океана. Атлантика приносит в Арктический океан не только соли, но и тепло. Оценки показали, что толща вод Арктического океана содержит достаточно тепла, чтобы растопить вес ледяной покров.

3. Белое море по своей уникальности вполне гармонично сочетается с уникальностью Арктического океана. Это единственное внутреннее море, где примерно в равных долях по площади существуют два типа структуры: вертикально стратифицированная и горизонтально стратифицированная. Единственное внутреннее море с системой структурных фронтов. Теплый промежуточный стой Белого моря унаследовал своим происхождением. Теплый (boreальный) поверхностный слой образуется непосредственно в самом море. Холодный (арктический) слой образуется в море и не имеет связи с океанскими арктическими водами. Все элементы структуры вод моря могут возобновляться ежегодно. Структура вод Белого моря сочетает черты слоистости и мозаичности. Структурные особенности могут воспроизвестись на разных уровнях эстuarной иерархии. Море обладает уникальным диапазоном солености вод (25–30%).

4. Белое море – уникальная часть уникального океана.

The different aspects of the White Sea relation to the Arctic Ocean are discussing. Unusual oceanographic features of the Arctic Ocean are correlating with unique peculiarities of the White Sea.

**Радченко К.А.¹, Бычков Д.А.¹, Стародымова Д.П.²,
Фаязуллина Р.В.¹, Шевченко В.П.², Кокрятская Н.М.³,
Чупаков А.В.³**

(¹Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: kristinarad@rambler.ru, rinutiya@mail.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: d.smokie@gmail.com, vshevch@ocean.ru; ³Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, e-mail: nkokr@yandex.ru)

**Геохимия микроэлементов в донных осадках малого озера
(водосбор Белого моря, Архангельская область)**

**Radchenko K.A.¹, Bychkov D.A.¹, Starodymova D.P.²,
Fyaizullina R.V.¹, Shevchenko V.P.², Kokryatskaya N.M.³,
Chupakov A.V.³**

(¹Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ³Institute of Environmental Problems of the North, UB RAS, Arkhangelsk)

**Geochemistry of trace elements in bottom sediments
of the small lake (the White Sea catchment area,
Arkhangelsk Region)**

Ключевые слова: геохимия, донные осадки, озёра, микроэлементы, водо-сбор Белого моря

Донные осадки накапливают сведения о потоках элементов в окружающей среде в историческом срезе. Они являются важным источником информации о прошлых климатических, геохимических, экологических условиях, существовавших на водосборе и в самом водоеме. Озера служат коллекторами всех видов загрязнения, поэтому донные осадки озер являются ценными архивами, с помощью которых возможно реконструировать как изменения условий окружающей среды, так и поступление различных химических элементов [1–6].

В данной работе приведены результаты исследования в рамках проекта “Система Белого моря” (руководитель – академик А.П. Лисицын) [7] донных осадков, отобранных в оз. Светлое, представляющем собой малое глубоководное меромиктическое озеро, расположенное в 65 км к северо-востоку от г. Архангельска (рис. 1). Берега озера крутые, сформированы песчаником и ледниковыми отложениями, питание озера – преимущественно за счет атмосферных осадков и грунтовых вод. Пробы донных осадков отбирали в апреле 2014 г. в наиболее глубоком месте озера пробоотборником гравитационного типа с вакуумным клапаном. После подъема на поверхность проводилось литологическое описание слоев колонки и разде-

ление колонки на слои толщиной 1–2 см. Донные осадки представлены илами, уплотняющимися с глубиной.

Донные осадки были высушены, измельчены, разложены смесью концентрированных кислот (HF , HNO_3) и H_2O_2 . Полученный таким образом раствор был проанализирован с помощью масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) Agilent 7500. Для контроля полноты извлечения микроэлементов при кислотном разложении параллельно с пробами разлагались стандартные образцы: LKSD-1, СДО-1 и СИ-3.



Рисунок 1. Расположение озера Светлое (Архангельская область).

Содержание ртути определяли методом атомно-адсорбционной спектрометрии с помощью универсального ртутеметрического комплекса УКР-1МЦ с приставкой ПАР-3м. Для оценки содержания органического вещества в пробах были определены потери при прокаливании (ППП) [8].

Результаты измерения ППП показали, что содержание органического вещества в донных отложениях оз. Светлого довольно велико (около 30%), что обусловлено природными условиями (превышение атмосферных осадков над испарением, сравнительно высокой продуктивностью фитопланктона и поступлением аллохтонной органики с берегов озера).

Распределение значений ППП, а также некоторых элементов (скандий, хром, редкоземельные элементы) по колонке не закономерно (рис. 2). Содержания таких элементов как сурьма, свинец, кадмий, ртуть резко увеличиваются в верхних 15 см разреза (рис. 2). По литературным данным [5, 9] скорость осадконакопления в малых озерах изучаемого региона составляет 1.5–2 мм/год для районов со схожими климатическими условиями. Значит, верхние 15 см разреза накапливались в течение последних 75–100 лет.

Для выявления связей между элементами были вычислены коэффициенты корреляции. Полученные высокие положительные коэффициенты

корреляции могут быть объяснены несколькими факторами: химическим сродством элементов (например, Zn–Cd (0.75); La–Lu (0.98)); происхождением из общего источника, общностью механизмов переноса этих элементов и т.д. Выделяются несколько групп элементов: литогенного происхождения (Co, Ba, Zn, редкоземельные элементы) – имеющие значимые высокие коэффициенты корреляции со Sc; Cd, Sb, Pb, Hg – элементы, хорошо коррелирующие между собой (коэффициенты корреляции составляют 0.58–0.78).

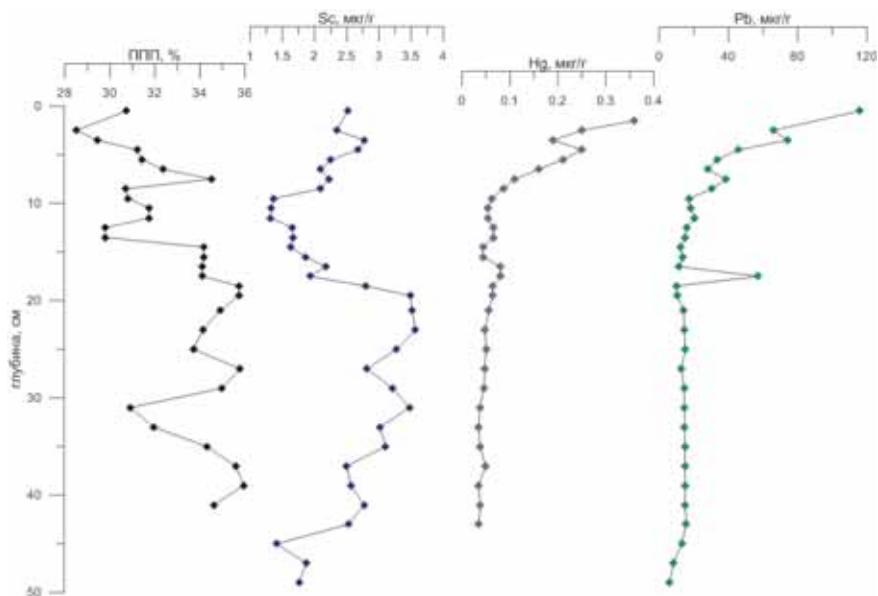


Рисунок 2. Распределение значений потерь при прокаливании и содержания микроэлементов в колонке донных осадков озера Светлое.

Для выявления вклада литогенного или иного (антропогенного или биогенного) источника формирования микроэлементного состава были рассчитаны коэффициенты обогащения (КО) элементами относительно среднего состава земной коры по формуле:

$$KO = (\mathcal{E}l/Sc)_{\text{проба}} / (\mathcal{E}l/Sc)_{\text{з/к}},$$

где $(\mathcal{E}l/Sc)_{\text{проба}}$ – содержание химического элемента и скандия в пробе донных отложений; $(\mathcal{E}l/Sc)_{\text{з/к}}$ – содержание химического элемента и скандия в верхней части континентальной земной коры [10]. Скандиний использовался в качестве индикатора литогенной составляющей. На рис. 3 приведены коэффициенты обогащения донных отложений для поверхностного и нижнего слоев.

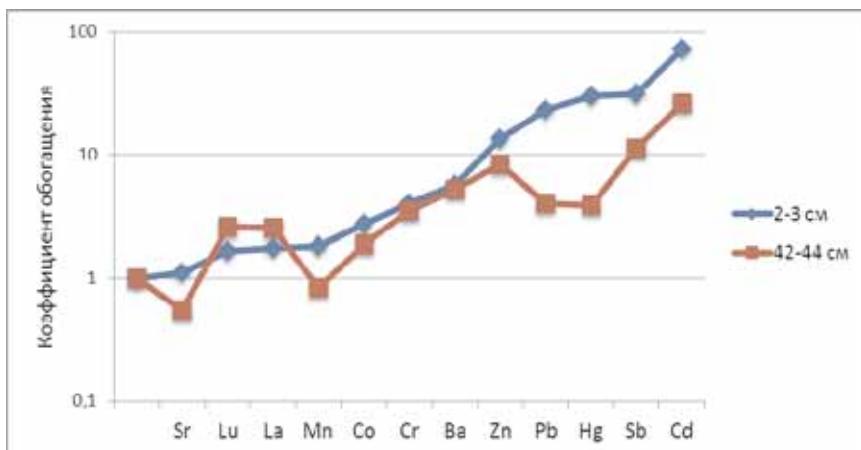


Рисунок 3. Коэффициенты обогащения донных осадков поверхностного слоя (2–3 см) и нижнего слоя (42–44 см) оз. Светлое относительно среднего состава земной коры.

Значения КО, близкие к 1 (Mn, Co, La, Sr, Lu), показывают преобладание литогенного источника этих химических элементов. КО такими элементами как Sb, Zn, Pb, Cd и Hg превышает 10, что говорит о дополнительном привносе вещества из нелитогенных источников (биогенного, антропогенного и пр.). Во многом КО этими элементами обусловлены сродством данных элементов с органическим веществом. Для цинка значение КО в верхнем слое незначительно превышает КО в глубинной части (11.6 и 9.1 соответственно), в то время как КО остальными элементами увеличились значительно, что говорит о существенном увеличении поступлении этих элементов (Sb, Pb, Cd, Hg) в донные осадки озера Светлое в последние 100–150 лет.

Сравнение полученных результатов с опубликованными данными по другому озеру Архангельской области показали, что содержание Sb, Zn и Cd в верхнем слое донных осадков оз. Светлое сопоставимо с содержанием данных микроэлементов вдонных осадков оз. Пежихерье (Кенозерский национальный парк, юго-запад Архангельской области) [11]. Содержание свинца в оз. Светлом в два раза выше, чем в оз. Пежихерье, что, по-видимому, свидетельствует о влиянии г. Архангельск.

Авторы благодарны А.С. Филиппову за проведение анализа методом ИСП-МС, академику А.П. Лисицыну за ценные советы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 14-05-31512, 14-05-00059, 14-05-31533) и Лаборатории им. Отто Шмидта (проект OSL-15-23).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Ю.А., Купцов В.М., Шевченко В.П. и др. Современные потоки химических элементов из водной толщи в донные осадки озера Байкал // Доклады Академии наук. 1997. Т. 352. № 1. С. 100–104.
2. 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.
3. Smol J.P. Pollution of Lakes and Rivers: A Paleoenvironmental Perspective. London: Arnold, 2002. 208 р.
4. 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.
5. 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.
6. Ovsepyan A.E., Fedorov Yu.A., Zimovets A.A., Savitsky V.A. Investigations of mercury content in the lakes of the Arkhangelsk Region // Applied and Fundamental Studies. Proceedings of 5th International Academic Conference. April 29–30, 2014. St. Louis, Missouri, USA. P. 99–103.
7. Система Белого моря. Т. I. Природная среда водосбора Белого моря. Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2010. 478 с.
8. Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // Journal of Paleolimnology. 2001. V. 25. P. 101–110.
9. Алешинская А.С., Шевченко В.П., Матуль А.Г. и др. Природные изменения в ЮЗ части Архангельской области за последние 200 лет: новые спорово-пыльцевые данные по оз. Святое // Геология морей и океанов. Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2013. С. 122–126.
10. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. V. 3: The crust. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 1–64.
11. Шевченко В.П., Бычков А.Ю., Володичева В.Д. и др. Особенности геохимии микроэлементов в донных осадках озера Пежихерье (юго-западная часть Архангельской области) // Геохимия литогенеза. Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. С. 322–325.

Trace elements content and loss on ignition (LOI) in bottom sediments of small lake Svetloe in Arkhangelsk Region was determined. Vertical distribution of many elements and LOI is uniform whereas Cd, Sb, Pb, Hg content increases in upper 15 cm of the core suggesting increase of input of these heavy metals to the lake during last 75–100 years from industrial sources.

**Репкина Т.Ю., Ефимова Л.Е., Косевич Н.И.,
Шиловцева О.А., Шевченко Н.В.**

(МГУ Географический ф-т, г. Москва, e-mail: t-repkina@yandex.ru)

Неволновые факторы динамики берегов Кандалакшского залива Белого моря. Новые данные.

Repkina T.Yu., Efimova L.E., Kosevich, N.I., Shilovzeva O.A., Shevchenko N.V.

(Moscow State University, Faculty of Geography)

Non-undulatory factors of coastal dynamics of Kandalaksha Bay of the White Sea. Newdata.

Ключевые слова: береговая зона, ледовый и биогенный морфолитогенез, приливы, взвесь, мониторинг, Белое море

Стационарные наблюдения за процессами ледового и биогенного морфолитогенеза проводятся на ББС МГУ (южный берег Кандалакшского залива) с 2009 г. [Репкина и др., 2012, 2013, 2014]. В 2013–2015 гг. спектр наблюдаемых явлений и используемых методов расширен. Проведены инструментальные и визуальные наблюдения за ледовым разносом крупных обломков (зима, весна), биогенной трансформацией рельефа (лето, осень, зима), остаточными деформациями и мощностью активного слоя (лето, осень). Измерены скорости течений над осушкой и подводным береговым склоном в приливно-отливном цикле (лето, осень, зима). Изучены разрезы отложений пляжа и приливной осушки (лето, осень). Для наблюдений за ледовым разносом валунов впервые использована фотоловушка.

В результате уточнена количественная оценка вклада неволновых факторов в морфолитогенез береговой зоны внутренних берегов заливов и проливов фиардово-шхерных побережий (таблица). Получены новые данные о механизмах и сезонной изменчивости этих процессов. В частности выявлены особенности предзимнего периода, уточнены границы морфолитодинамических сезонов. Оценены наносодвижущая роль приливов над литоралью и соотношение контактного и бесконтактного обогащения припайных льдов по поперечному профилю берега. Наблюдаются эпизоды перемещения валунов припайными льдами, установлена их связь с гидрометеорологическими условиями и приливными колебаниями.

В предзимний сезон мощность активного слоя на пляжах и приливных осушках близка к летним значениям и в 2–7 раз меньше, чем в штормовые осенние месяцы. Причины этого – намерзающая в отлив ледяная корка (1–3 мм) и послойное промерзания наносов пляжа на участках подтока пресных вод, стекающих с суши. При температурах ниже $-2 - 3^{\circ}\text{C}$ поверхность литорали в отлив успевает покрыться тонкой ледяной коркой; при более низ-

ких температурах мощность льда достигает 1–2 мм. На начальных фазах прилива лед бронирует поверхность приливной осушки от волнового воздействия. Затем, постепенно стаивая, он всплывает, увлекая за собой примерзшие наносы. При температурах -10 — 16°C донный лед верхней части литорали до начала следующего отлива разрушается не полностью. Таким образом, в предзимний период, волновая переработка наносов ослаблена, однако, особенно в сильные шторма, возможна. В последние годы условия «предзимья» – от появления первого льда до устойчивого становления припая, становятся более продолжительными, часто охватывая весь ноябрь и часть декабря (<http://gr5.ru>). Поэтому ноябрь можно отнести к осенним месяцам. Полученные данные позволили в первом приближении оценить сезонные объемы перемещения наносов при преобладающем воздействии волнения (пелиты–галька) от 500–1000 (весна) до 1000–4500 (осень) m^3 с 1 погонного километра береговой линии (таблица).

Количественная оценка роли приливов в перемещении наносов верхней части береговой зоны затруднена как сложностью измерений скоростей течений на мелководье, так и комплексностью воздействия волнения и приливов. Для решения этой задачи, а также для оценки величины обогащения ледового покрова взвесью при замерзании морских вод (бесконтактный тип захвата по А.П. Лисицыну [1994]), проведены измерения скоростей течений в приливном цикле по поперечному профилю берега. Одновременно в тех же точках отобраны образцы придонной воды, а зимой и припайных льдов для определения содержания взвешенных наносов. Измерения скорости течений выполнены измерителями ИСП и Model 106, с дискретностью 0.5–1 м. Обработка образцов воды и льда проведена по стандартной методике [Руководство..., 1977].

Измерения показали, что скорости течений в верхней части береговой зоны малы, а ход приливно-отливного цикла искажен. Зимой 2013–14 гг. скорости подледных течений над нижней частью литорали не превышали 0.07 м/с, возрастая над мористым склоном валунного пояса до 0.14 м/с. В малую и полную воду скорости течений на всех горизонтах были меньше 0.001 м/с. Мутность придонных вод соответствовала малой гидродинамической активности среды (0.001–0.008 г/л). Зимой 2012–13 гг. скорости подледных течений в тех же точках на всех фазах приливно-отливного цикла не превышали 0.001 м/с. Близкие или несколько большие скорости зафиксированы мористее – над подводным береговым склоном и мелководьем. Зимой 2013–14 гг. на глубинах 7 м они составили 0.07–0.13 м/с; летом на глубинах 3.5 м – до 0.203 м/с (в придонном горизонте – 0.164 м/с). На глубинах более 10 м скорости течений достигали 0.4–0.6 м/с, а в придонном горизонте – 0.2–0.4 м/с.

В октябре 2013 г. и июне 2014 г. скорости течений над поверхностью литорали измерены в условиях незначительного волнения, вызванного ветрами северо-западных румбов. В октябре 2013 г. при скорости ветра около

2 м/с (порывы до 5–6 м/с) высота волн над литоралью составляла 10–15 см, а суммарная скорость придонных течений – 0.1–0.7 м/с. В июне 2014 г. при ветре скоростью до 3 м/с (порывы до 8–10 м/с) высота волн достигала 15–30 см. Скорости придонных течений изменялись вблизи уреза (глубины 30–60 см) от 0.01 до 0.4 м/с (измерения на всех фазах приливного цикла с дискретностью 1.5–2 ч). Мутность придонной воды составила 0.05–0.1 г/л. Явной зависимости скоростей течения и степени взмучивания наносов от фазы приливного цикла не выявлено. На величину взмучивания большее влияние оказывал состав наносов в зоне разрушения волн и детали строения ландшафтов литорали. Максимальное содержание включений, за счет взмучивания донных осадков, в том числе органогенных, и измельчения живых водорослей, характерно для мористого склона валунного пояса.

Таким образом, приливно-отливные течения практически не затрагивают верхнюю часть береговой зоны. Струи течений огибают м. Крестовый вдоль подножия склона, отделяющего прибрежное мелководье от котовинь губы Ругозерская. В подледных условиях скорости течений позволяют транспортировать наносы лишь тонких фракций. В безледый период при средних скоростях ветра в волнно-приливном поле над литоралью могут взмучиваться и перемещаться наносы до средних песков. Собственная роль приливно-отливных течений в транспорте наносов не велика. В тоже время они определяют условия функционирования других (волнового, ледового, биогенного) факторов, ослабляя или усиливая их воздействие.

Роль припайных льдов сводится в районе наблюдений, в основном, к выносу и перераспределению тонкодисперсного материала и крупных обломков. В зимний период 2012–2015 гг. на профиле у м. Крестовый ежегодно в фиксированных точках исследовано содержание криозоля во льдах всех динамических зон припая: 1) неподвижного, примерзшего в поверхности пляжа; 2) подвижного, испытывающего в ходе приливно-отливного цикла вертикальные колебательные движения; 3) плавучего, расположенного над подводным береговым склоном и не соприкасающегося с дном [Чувардинский, 1985, Романенко и др., 2012]. Зимой 2014 г. аналогичные работы выполнены вблизи уроцища Черные Щели. При оценке мутности припая открытой акватории использованы данные [Банникова и др., 2010, Архипова и др., 2012]. В марте 2014 г. отбор ледового керна выполнен к.б.н. ст.н.с. ББС МГУ Е.Д. Красновой.

Результаты исследований подтверждают полученные ранее данные о преобладающих механизмах захвата и возможных объемах ледового транспорта относительно тонких осадков. Мутность льдов плавучего припая, составляющая над открытой акваторией 0.001–0.002 г/л, возрастает над валунным поясом на порядок – до 0.03–0.16 г/л. Близкие величины – 0.06–0.15 г/л характерны для льдов внешней части подвижного припая, где лед в отлив практически не ложится на дно, а висит над его поверхностью на камнях валунного пояса. Здесь господствует бесконтактный механизм за-

хвата взвеси, что подтверждается соответствием величин мутности подледных вод и льдов припая. Увеличение содержания взвеси вблизи берега вызвано взмучиванием донных осадков волнами при замерзании льда в конец осени – начале зимы. Близкие значения концентрации взвеси имеют здесь придонные воды при среднем летнем волнении.

Мутность льда верхних динамических зон припая выше на несколько порядков, и, в целом, увеличивается вверх по профилю берега. В отобранных пробах удалось, в первом приближении, разделить материал, поступивший за счет замерзания насыщенных взвесью вод и контакта льда с поверхностью приливной осушки и пляжа. Концентрация взвеси за счет бесконтактного механизма захвата возрастает в верхней части приливной осушки – основании пляжа (подвижный припай) до 0.25–1.81 г/л, а над пляжем (неподвижный припай) – до 4–9 г/л. В ледовых кернах присутствуют горизонты в большей или меньшей степени обогащенные взвесью. Обогащение за счет бесконтактного типа захвата происходит постепенно, в ходе становления припая, захлестываемого в разной степени взмученными штормовыми волнами. На подвижном припое значимым источником привноса взвеси являются приливные трещины, сквозь которые на припай поступает вода. Накопление взвеси происходит вплоть до разрушения припая. Контакт припайных льдов с поверхностью дна обуславливает увеличение мутности льда на величину от нескольких раз до двух порядков. Состав включений соответствует составу донных осадков (разнозернистые пески, реже – единичные гравий и галька, остатки водорослей и литоральной фауны). Максимальная суммарная концентрация материала достигала в верхней части подвижного припая 17 г/л, а во льдах неподвижного припая – около 50 г/л. Полученные данные близки к значениям, измеренным в 2008–10 гг. (таблица).

Инструментальные и визуальные наблюдения за перемещением льдом крупных обломков – от мелких валунов до глыб (диаметр 0.2–3.0 м), выполненные в 2014–15 гг., подтвердили выявленные ранее закономерности [Репкина и др., 2014]. Отметим, что количество размеченных обломков, не поменявших своего положения, сократилось за две зимы с 46% до 30%. То есть, за 13–15 лет на литорали в той или иной степени перемещаются практически все валуны диаметром до 1.6 м (весом до 5 т).

Использование фотоловушки Ltl Acorn Ltl-5310 с дискретностью съемки 2 раза в сутки (фаза малой воды), установленной у м. Крестовый в феврале 2015 г., позволило зафиксировать три эпизода смещения валунов (26 февраля, 10 марта, 17 апреля) и определить гидрометрологические условия таких подвижек. Смещения происходят в ходе разрушении припая при близких к 0° температурах воздуха (от +4 до –6°) и ветрах (не всегда сильных), сонаправленных отливному или приливному течению. Все смещения валунов, как и значимые перестройки припая, происходили при сизигийных приливах. В условиях района наблюдений (при данных мощностях

льда, скоростях течений, волнений) смещения крупных валунов – результат давления всего ледяного поля.

Таблица. Объемы перемещения наносов на пляжах и приливных осушках в основные сезоны (м^3 с 1 км берега)

Факторы, агенты	Состав наносов	Сезоны			
		Весна (май–июнь)	Лето (июль–август)	Осень (сентябрь–ноябрь)	Зима (декабрь–апрель)
Волнение	пелиты–галька	500–1000	500–2500	1000–4500	300–1500 (декабрь?)
Приливы	пелиты– пески	?	?	?	?
Припай-ные льды	пелит– пески	<100–1400	0	100–200(?) (донный лед)	200–2800
	гравий–галька	?	?	?	?
	валуны–глыбы	4–15	0	0	0
Водоросли (Fucus)	водорослевый мат	2–20 (?)	10–20 (?)	5–10 (?)	0
	Органические ос-татки на осушке и пляже	0.5–0.6	0.5– 0.6	0.6–1.0	0
	галька–валуны мелкие	0.4–0.8	0.4–0.8	0.5–1.0	0
Многощ-тинковые черви (<i>Arenicolam arina</i> (L.))	пелит– пески– галька мелкая	150–200	1700–2400	1200–1400	1100–1300

Based on monitoring data demonstrated the seasonal fluctuations in the wave, ice, biogenic and tidal movement of the material in the coast of the Kandalaksha Bay.

**Романова Н.Д.¹, Сажин А.Ф.¹, Мошаров С.А.¹,
Кудрявцева В.А.²**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:NdRomanova@gmail.com; ²МГУ им.М.В.Ломоносова, г. Москва)

**Поток органического вещества в микробной «петле»
ледовых сообществ Кандалакшского залива Белого моря**

**Romanova N.D.¹, Sazhin A.S.¹, Mosharov S.A.¹,
Kudryavtseva V.A.²**

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

**Organic carbon flow in the microbial loop of the ice
communities of the Kandalaksha bay
(the White Sea)**

Ключевые слова: бактериопланктон, первичная продукция, сезонный лед, Белое море

На основании данных, полученных поздней осенью и ранней весной в Кандалакшском заливе Белого моря рассматриваются изменения в потоке органического вещества через микробную «петлю» сообщества льда и подледной воды. Материал был собран в конце ноября 2013 г (пролив Великая Салма над глубинами 106–112 м и у берега над глубиной 3 м в максимальный прилив) и в середине марта 2014 г. (прибрежные пробы подледной воды и открытой воды на Еремеевском пороге) на Беломорской биологической станции МГУ, а также в конце марта-начале апреля 2009 и 2011 гг. на Беломорской биологической станции ЗИН РАН (губа Чупа, над глубиной 34 м). Численность бактерий определяли с помощью люминесцентной микроскопии, окрашивая клетки флуорохромом DAPI. Бактериальную продукцию определяли прямым методом (2013, 2014 гг.), а также с использованием антибиотиков-ингибиторов бактериального роста (2009, 2011 гг.). Концентрацию хлорофилла «а» определяли флуорометрически. Численность фитопланктона определяли методом микроскопии в камере Ножотта. Оценку первичной продукции проводили радиоуглеродным методом.

Поздней осенью, в период непосредственно перед становлением льда, активность микроорганизмов в воде была крайне низка. Концентрация хлорофилла «а» в проливе составляла всего 0.07 мкг/л, практически не изменяясь во всем столбе воды над пикноклином (25 м) и 0.08 мкг/л в прибрежье. Величины первичной продукции не превышали 0.17 мгС/м³ в сутки в открытом море и 0.06 мгС/м³ в сутки в прибрежье. Столь низкие показатели

развития фитопланктона связаны в первую очередь с крайне малой интенсивностью освещения в наблюдаемый сезон: 0.25 моль фотонов/ м^2 в сутки.

Обилие бактериопланктона в конце осени в проливе составляло в среднем 174 тыс.кл/мл ($4.5 \text{ мгC}/\text{м}^3$) и было распределено равномерно в столбе воды над пикноклином. В прибрежье этот показатель достигал 193 тыс.кл/мл ($4.1 \text{ мгC}/\text{м}^3$). Доля бактерий с активной электротранспортной цепью колебалась от 17% общей численности в поверхностном слое воды в проливе до 10% в прибрежье. Рост бактериопланктона был отмечен только в проливе в верхнем 10-метровом слое воды, где величина бактериальной продукции составляла от 0.88 до $1.58 \text{ мгC}/\text{м}^3$ в сутки. От 66 до 72% продукции бактериопланктона выедалось гетеротрофным нанопланктоном. Несмотря на относительно невысокие показатели продукции бактерий, рассчитанная на ее основании величина бактериальной деструкции превышала значения первичной продукции на порядок, что указывает на использование для роста иных источники органического вещества.

В ранневесенний период (середина марта 2014 г.), до начала активного развития ледовых микроорганизмов, были измерены показатели активности микропланктона в прибрежье в подледной воде и на открытом участке воды (Еремеевский порог). Биомасса фитопланктона составляла 1.24 и $2.9 \text{ мгC}/\text{м}^3$ соответственно, концентрация хлорофилла «а» – 0.31 и 0.1 мкг/л. Эти значения существенно выше величин описанных для зимнего периода, что указывает на начало весеннего развития фитопланктона [1]. Величина первичной продукции в подледной воде и на открытом участке различалась более чем на порядок, составляя 4.7 и $0.23 \text{ мгC}/\text{м}^3$ в сутки, вероятно из-за ингибирования роста фитопланктона чрезмерной инсоляцией. Доля феофитина от суммарной концентрации феофитина и хлорофилла «а» увеличивалась с 25% в подледной воде до 41% на открытом участке моря. Выделение растворенного органического вещества фитопланктоном в открытой воде возрастило почти на 30%, что является одним из механизмов компенсации избыточной солнечной радиации.

Концентрация бактериопланктона в воде в середине марта 2014 г. была крайне низка, составляя в среднем 61 тыс.кл/мл. Доля клеток с активной электротранспортной цепью составляла всего 6% от общей численности. Продукция бактериопланктона в открытой воде была ниже, чем в подледной воде, составляя 0.56 и $1.82 \text{ мгC}/\text{м}^3$ в сутки. Практически весь прирост биомассы бактерий (более 80%) потреблялся гетеротрофным нанопланктоном, величина выедания составляла 0.49 и $1.47 \text{ мгC}/\text{м}^3$ в сутки в открытой и в подледной воде соответственно. Потребность бактерий в органическом углероде полностью компенсировалась первичной продукцией фитопланктона в подледной воде (1.51 и $4.7 \text{ мгC}/\text{м}^3$ в сутки соответственно), на открытом участке моря этот показатель превышал величину первичной продукции более чем на порядок. Тем не менее, активные гидродинамические условия на рассматриваемом участке позволяют утверждать, что в

ранневесенний период бактериальные потребности в углероде полностью компенсируется автохтонным новосинтезированным органическим веществом.

В конце марта – начале апреля 2009 и 2011 гг. были проведены измерения активности микроорганизмов во льду и в подледной воде в губе Чупа Кандалакшского залива Белого моря. В 2011 г. концентрация хлорофилла «а» во льду составляла 2.57 и возрастала до 10.59 мкг/л на нижней кромке льда. В воде содержание хлорофилла «а» было на порядок ниже, в подледном слое значения его концентрации достигали 0.27–0.39 мкг/л и снижались с глубиной до 0.02 мкг/л на 10 м. В 2009 г. картина распределения хлорофилла «а» была сходной: его концентрация во льду достигала 13.3 мкг/л, тогда как в воде снижалась с 0.6–0.7 в подледном слое до 0.01–0.03 мкг/л в более глубоких водах [2]. Величина первичной продукции во льду составляла в среднем 42.3 и 20.5 мгС/м³ в сутки в 2009 и 2011 гг., соответственно, при этом ее вертикальное распределение в ледовом керне было неравномерным: в 2009 г. максимальные значения (95.9 мгС/м³ в сутки) наблюдались в верхней части льда снежного генезиса, тогда как в 2011 г. сходные высокие величины первичной продукции были отмечены на нижней кромке льда водного генезиса (87.6 мгС/м³ в сутки).

Величины обилия бактериопланктона не были высокими, средние значения численности бактерий в воде составляли 80 и 200 тыс.кл/мл в 2009 и 2011 гг. соответственно, максимальные значения наблюдались в верхнем слое подледной воды. Концентрация бактерий во льду была в два раза ниже, составляя в среднем 40 и 103 тыс.кл/мл в 2009 и 2011 гг. соответственно. Однако за счет больших размеров клеток бактерий, населяющих лед, подобной разницы в биомассе не наблюдалось: в 2009 г. ее величина составляла 1.95 и 1.09 мгС/м³ в воде и во льду соответственно, тогда как в 2011 г. ее значения во льду были даже выше, чем в воде: 4.96 и 3.97 мгС/м³ соответственно. Бактериальная продукция во льду в 2009 г. была в два раза ниже, чем в 2011 г.: 3.3 и 1.57 мгС/м³ в сутки. При этом величина выедания бактерий простейшими не превышала 26% величины прироста биомассы. В верхнем 10-метровом слое воды средние величины продукции бактериопланктона составляли 0.84 и 2.78 мгС/м³ в сутки в 2009 и 2011 гг. соответственно. Потребление бактерий простейшими было выше, чем во льду и достигало 57% величины продукции. Потребность бактерий в органическом углероде была на порядок ниже величины первичной продукции во льду. В воде ситуация была обратной, однако возможно, что бактериопланктон подледной воды также развивается за счет органического вещества, поступающего изо льда в результате вентиляции воды поровых канальцев в ходе приливно-отливных явлений.

Таким образом, в период перед ледоставом бактериальная потребность в углероде не компенсируется новосинтезированным органическим веществом, а удовлетворяется, по всей видимости, за счет отмирающих микро-

организмов (рис.). В ранневесенний же период даже при отсутствии визуальных признаков «цветения» фитопланктона во льду и подледной воде автотрофными микроорганизмами синтезируют необходимое для роста бактерий количество органического углерода. Гетеротрофный нанопланктон, в свою очередь, потребляет большую часть созданной бактериями продукции поздней осенью, однако по мере развития микробного сообщества весной, доля потребляемой бактериальной продукции существенно снижается. Возможно, такая разница в активности выедания продукции бактериопланктона в разные сезоны связана с тем, что развитие потребителей бактерий ограничено конкуренцией с активно растущими автотрофными микроорганизмами.

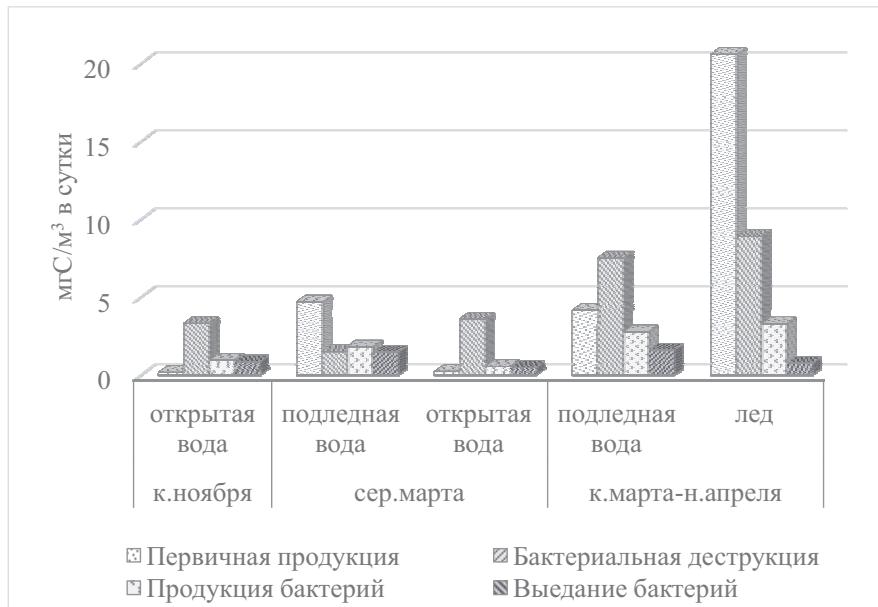


Рисунок. Величины первичной продукции, бактериальной продукции, деструкции и выедания бактерий простейшими во льду и верхнем слое воды Кандалакшского залива Белого моря.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 14-05-31057 и № 14-05-00028.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колосова Е.Г., Житина Л.С., Ильяш Л.В., Мельников И.А. Сезонная динамика видового состава и обилия фауны прибрежных льдов пролива Великая Салма Кандалакшского залива Белого моря // Бюл.Моск.о-ва испытателей природы. 2013. Т. 118. Вып. 5. С. 23–30.
2. Sazhin A.F., Mosharov S.A., Romanova N.D., Mosharova I.V. Primary and Bacterial Production in Ice Layer and Under-ice Water of the White Sea in early spring // Proceedings of the 20th IAHR International Symposium on Ice. Lahti, Finland, June 14 to 18, 2010. Paper № 023. P. 1–13.

Estimation of carbon transport through the microbial loop in the ice and the upper water layer was conducted in the late autumn and early spring in the Kandalaksha bay of the White Sea. Primary production, bacterial production and carbon demand as well as protozoan grazing on bacteria were measured to examine seasonal changes in the interaction between different components of the loop.

Рыбалко А.Е.¹, Семенова Л.Р.²

(¹Институт Наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета,
e-mail: alek-rybalko@yandex.ru; ²ФГУП "ВСЕГЕИ", г. Санкт-Петербург)

Оледенение Белого моря и его влияние на формирование осадков неоплейстоценового-голоценового возраста в Беломорской котловине

Rybalko A.E.¹, Semenova L.R.²

(¹Institute of Earth Sciences of Saint Petersburg State University, St-Petersburg;
²A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI) St-Petersburg)

The glaciation of the White Sea and its influence on the formation of bottom sediments of Pleistocene – Holocene Age in the White Sea depression

Ключевые слова: оледенение, седиментогенез, гляциальные шельфы, неоплейстоцен-голоцен, ледовый перенос, снег, Белое море

Белое море представляет собой один из интереснейших объектов с точки зрения развития гляциальных и постгляциальных процессов по периферии Скандинавского ледникового щита. Оно входит в состав водных бассейнов (окраинных морей и крупных озер), формирование и развитие которых непосредственно связано с развитием и деградацией ледникового покрова. В пределах Беломорской котловины, также как и в Финском заливе Балтийского моря, а также в Ладожском и Онежском озерах проходит внешняя граница Балтийского кристаллического щита и платформенного чехла, представленного обычно в южной части этих бассейнов вендскими и кембрийскими отложениями. В западной части залива и северо-восточной части Белого моря разрез надстраивается за счет появления палеозойских пород. Таким образом, возникает зона, благоприятная с точки зрения экзарации «мягких» горных пород. Возникшие таким путем котловины на активной стадии оледенения, в период деградации щита и отступания его края становились зонами для развития приледниковых бассейнов с сложным рельефом дна. Это приводило на стадии дегляциации к образованию аккумулятивных форм рельефа ледникового и ледниково-водного генезиса и усложнению морфоскульптуры озерного дна

В пределах котловины Белого моря развиты несколько типов моренных отложений. Первый из них, наиболее распространенный, относится к основной морене и в виде прерывистого чехла развит на кристаллических породах. Этот тип моренных отложений опознается по характерной «хаотической записи» и пологогрядовому типу кровли (рис.). Мощность ее состав-

ляет 10–50м. В центральной части глубоководной впадины, к западу от полуострова Турий, основная морена имеет наименьшую мощность или совсем отсутствует.

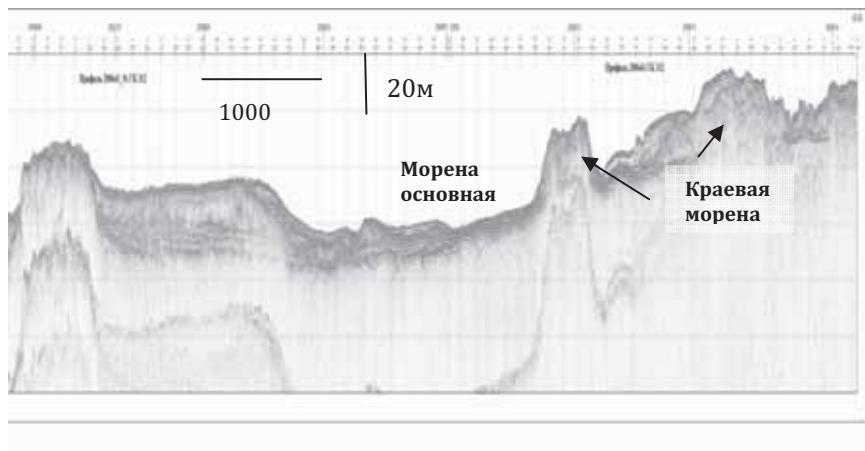


Рисунок. Фрагмент сейсмоакустического профиля.
Северная часть Белого моря (Материалы МАГЭ)

Это может быть связано как с особенностями гляциодинамики, так и с длительным существованием здесь поля «мертвого льда». Мощность ее вновь увеличивается в Онежском заливе, особенно у Онежского п-ова и Зимнего берега. Здесь морена покрывает коренные породы, заполняет глубокие врезы палеодолин, выполаживая первичный эрозионно-тектонический рельеф. Ледниковые отложения были вскрыты вибротрубками в северной части Кандалакшского залива, где представлены глинистыми песками с большим содержанием валунно-щебнистого материала, состоящего из обломков кристаллических пород. Характерны очень высокая плотность ледниковых образований, специфическая «кексоподобная» текстура и наличие небольшого количества сильно деформированной пыльцы.

Второй тип моренных отложений – краевые моренные гряды являются одной из наиболее заметных морфоскульптур, формирующих современную поверхность морского дна. Маргинальные морены в виде двух гряд протягиваются с Кольского полуострова вдоль Терского берега от устья р. Оленница до Горла Белого моря(рис.). Мощность гряд достигает 60 м. Краевой комплекс моренных образований по данным НСП развит вдоль Зимнего берега в Двинском заливе, а также у северо-западной оконечности Онежского полуострова. Широко развиты они в Горле. Здесь гряды в значительной степени эродированы и вытянуты в северо-восточном направлении.

Мощность ледниковых отложений в них иногда достигает 50 м, составляя в среднем около 20 м и уменьшаясь в северном направлении. Гряды асимметричны с крутым северным и относительно пологим южным склонами. Внутри морен отмечаются протяженные отражающие горизонты, которые могут разделять разновозрастные образования. Возраст морен определяется положением в разрезе, связью с краевыми комплексами на суше и возрастом перекрывающих осадков. По данным грунтового пробоотбора моренные образования представлены глинистыми песками и песчаными глинами с высоким содержанием обломков кристаллических пород.

Третим типом ледниковых образований является аблационная морена, возникающая при вытаивании верхней части ледника. Она обогащена щебнисто-валунным материалом. Встречается в единичных разрезах, где вскрыта морена и приурочена к верхним горизонтам ледникового горизонта.

Значительные мощности ледниковых отложений связаны с одной стороны с условиями накопления во впадинах и значительном участии в составе комплекса ледниковых отложений напорных морен, а с другой стороны – с присутствием в едином сейсмостратиграфическом комплексе двух и более разновозрастных морен. Детальные сейсмоакустические работы в 2008 г. при составлении геологических листов по Белому морю подтвердили это предположение. Были выделены два комплекса моренных образований в восточной части Кандалакшского залива, которые соотнесены с подпорожской и осташковской моренами. Неоднократно в моренных краевых грядах фиксировались протяженные, часто наклонные рефлекторы, которые также могут быть сопоставлены с разновозрастными ледниковыми комплексами.

Проведенное картирование ледниковых гряд в Белом море, результаты микропалеонтологических исследований при производстве опытной ГСШ в 70–80-х годах прошлого столетия (ВСЕГЕИ), а также результаты новых полевых работ при составлении геологической карты Белого моря масштаба 1:1000000 и литолого-седиментологических исследований в беломорском бассейне группы академика А.П. Лисицына позволили по новому осветить некоторые вопросы ледниковой истории в Белом поре в неоплейстоцене-голоцене.

В четвертичное время впадина Белого моря подвергалась неоднократным оледенениям, которые сменялись морскими трансгрессиями. Новые данные позволяют считать, что в беломорской котловине в ранневалдайское время существовал ледниковый щит, кроме того, в северной части моря также существовал ледниковый язык, проникший со стороны Чешской губы. Проведенные работы на Канинском полуострове показали, что в отличие от бытующего в настоящее время мнения в поздневалдайское (позднененецкое) время в северную часть современного Белого моря проникал с северо-востока Новоземельский ледник. Вероятно, он проникал до

правобережья р. Пеза, а в восточном направлении по впадине Белого моря, достигал берега Кольского полуострова. В это же время долины р. Мезени достиг и Скандинавский ледник, при этом он перекрыл холоднобазисный Кулойский щит и западный край Новоземельского ледника. При этом оказались подпружеными такие крупные водотоки, как Мезень и Пёза.

Циклические похолодания и потепления, происходившие в конце поздневалдайского времени приводили как к генеральному отступлению края ледника, так и к кратковременным периодам его активизации. Это нашло свое отражение в цепочках краевых образований. Наиболее древними в беломорском регионе являются краевые образования лужской стадии (похолодание). В это время Скандинавский ледник достигал горла Белого моря, северной части Беломорско-Кулойского плато и, возможно, растекался по Мезенской губе. Последнее наступление Новоземельского ледника происходило позднее лужского времени, оно зафиксировано комплексом краевых образований на полуострове Канин (Коношенские сопки), а также вокруг Онежского полуострова и в 15 км выше по течению от устья. В период деградации ледников понижения рельефа представляли собой обширный озерно-ледниковый бассейн. После его спуска, в конце поздневалдайского времени, в долины рек вторглись морские воды (начало соответствует трансгрессии портландия).

Второй этап межстадиальной активизации края Скандинавского ледника привел к образованию невских краевых образований. Они развиты в южной части Онежского залива, протягиваясь от деревни Лямцы в сторону Сумского посада, а также установлены В.Я Евзеровым в южной части Кольского полуострова. Наконец, последнее наступление края Скандинавского ледника, известное как стадия Сальпауселья, достигло только побережья Онежского залива и сформировало в Кандалакшском заливе несколько мелких краевых гряд.

Одним из дискуссионных вопросов гляциальной геологии Северо-Запада является характер четвертичных оледенений на указанной территории. Существуют альтернативные представления на формирование ледников в Баренцевом и Карском морях и их влияние на оледенение Кольского полуострова. Одни из исследователей справедливо полагают, что центры оледенений находились на суше и ледники спускались в море, при этом в какие-то моменты Белое море переставало существовать как водоем и полностью было заполнено льдом. В центре же Баренцева моря существовало ледовитое море, располагающееся между ледников (Г.Г. Матишов, Г.А. Тарасов, В.Я. Евзеров и др.). Другая альтернативная точка зрения была высказана М.Г. Гроссвальдом и его сторонниками и указывает на формирование Панбаренцевоморского ледникового щита (в последнее время Панарктического), который наступал на сушу, в частности на Кольский полуостров, вплоть до Хибин. Эту точку зрения разделяют и большинство норвежских исследователей, хотя при этом именно в Норвегии прекрасно разрабо-

тана схема дегляциации Скандинавского ледника в позднем неоплейстоце-не-голоцене. Наконец, ряд ученых, вообще, настаивает на отсутствии оледенения как такового.

Не вдаваясь в дискуссию, укажем, что материалы последних лет, особенно полученные при морских геологических исследованиях, позволили четко установить последовательное напластование ледниковых (континентальных) и ледниково-морских и ледниково-озерных отложений, их минералогические и гранулометрические отличия, а также получить целостную картину дегляциации Скандинавского щита с образованием остаточных морских (Балтийское и Белое моря) и озерных (Ладожское, Онежское) бассейнов. Не менее четко позволяют оценить историю геологического развития в неоплейстоцене и понять динамику ледников, в том числе и направление их движения, данные о краевых комплексах на суше. Наконец, полученные датировки о появлении морских бассейнов в южной части Горла Белого моря уже в аллереи никак не способствуют пониманию всеобщего оледенения в северных широтах.

The report deals with problem of formation of the Quaternary cover in the White Sea. The history of geological development of the basin in Neopleistocene is discussed.

**Савенко А.В.¹, Демиденко Н.А.², Саввичев А.С.³,
Покровский О.С.⁴**

(¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, e-mail:
Alla_Savenko@rambler.ru; ²Государственный океанографический институт имени
Н.Н. Зубова, г. Москва, e-mail: demidenko_nikola@mail.ru; ³Институт микробиологии
имени С.Н. Виноградского РАН, г. Москва, e-mail:
savvichev@mail.ru; ⁴Национальный исследовательский Томский государственный
университет, e-mail: oleg@get.obs-mip.fr)

**Распределение главных ионов и растворенных
микроэлементов в меромиктических водоемах
Кандалакшского залива Белого моря**

**Savenko A.V.¹, Demidenko N.A.², Savvichev A.S.³,
Pokrovsky O.S.⁴**

(¹Moscow M.V. Lomonosov State University; ²N.N. Zubov State Oceanographic Institute,
Moscow; ³S.N. Winogradsky Microbiological Institute, Moscow; ⁴National Research
Tomsk State University)

**Distribution of major ions and dissolved trace elements
in meromictic water reservoirs of Kandalaksha Bay
of the White Sea**

Ключевые слова: меромиктические озера, Кандалакшский залив, главные ионы,
растворенные микроэлементы

Происходящее в настоящее время интенсивное поднятие земной коры в береговой зоне Белого моря (со скоростью около 5 мм/год) приводит к отделению от его акватории многочисленных губ, небольших заливов и проливов и образованию специфических водоемов (отшнуровывающихся озер), постепенно теряющих связь с морем [1]. Гидролого-гидрохимический режим этих озер, расположенных на границе моря и суши, определяется влиянием двух факторов: рельефа дна, имеющего воронкообразную форму с впадиной в центральной части и окружающими ее обширными мелководьями, и притока пресных вод с водосборной площади и с атмосферными осадками над самим водоемом. Наложение этих факторов в сочетании с ослаблением водообмена с морскими водами обусловливает трансформацию гидролого-гидрохимических характеристик отшнуровывающихся озер, которая может идти в двух направлениях: в сторону опреснения и превращения в типично пресные водоемы или в сторону усиления стратификации и формирования так называемых меромиктических озер, для которых характерно наличие двух водных масс – пресноводно-солоноватоводного миксолимниона и высокосоленого мономолимниона, разделенных между собою хемоклином [2]. Последний процесс представ-

ляет наибольший интерес, поскольку сопряжен с возникновением застойных явлений в придонных слоях, резко ухудшающих экологическое состояние водоемов.

В настоящем докладе представлены результаты изучения гидрохимической структуры меромиктических водоемов Кандалакшского залива Белого моря (озер Кисло-сладкого, Трехцветного, лагуны Зеленого мыса п-ва Киндо и губы Канда) в январе 2015 г. Пробы воды отбирали в центральных частях водоемов по наиболее глубоким вертикальным разрезам пластиковым батометром, сразу после чего проводили их фильтрацию и консервацию в соответствии методикой, приведенной в [3]. Аналитические определения выполняли методами объемного титрования (Alk), капиллярного электрофореза (остальные компоненты основного солевого состава), спектрофотометрии (P, Si) и ICP-MS (микроэлементы).

Как видно из полученных данных (рис. 1), распределение в изученных водоемах главных ионов и растворенных микроэлементов, для которых в устьевых областях рек обычно характерно консервативное поведение [3, 4 и др.], в целом типично для вод промежуточной солености и описывается общими зависимостями от содержания хлоридов

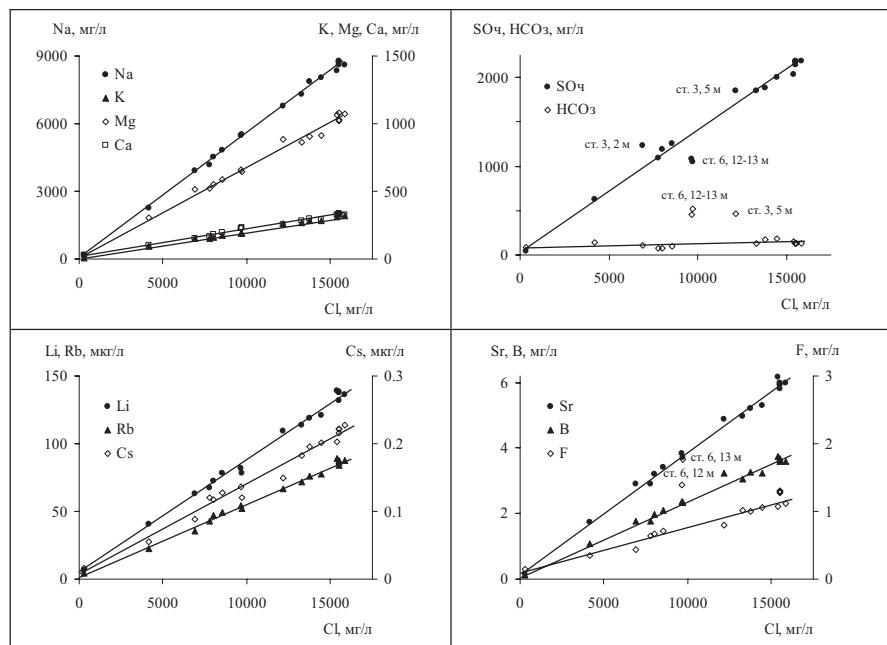


Рисунок 1. Распределение главных ионов и микроэлементов с консервативным поведением в меромиктических водоемах Кандалакшского залива.

$$[i, \text{ мг/л}] = a + b[\text{Cl}, \text{ мг/л}], \quad (1)$$

конечным звеном которых служит нормальная морская вода.

Вместе с тем обнаруживается ряд общих для всех водоемов особенностей, обусловленных трансформацией глубинных водных масс после ослабления и прекращения связи с морем. Главным образом это касается сульфатов и гидрокарбонатов, участвующих в реакции сульфатредукции:



а также растворенных форм биогенных элементов и тяжелых металлов (табл., рис. 2).

Таблица. Содержание растворенных форм биогенных элементов и тяжелых металлов в меромиктических водоемах Кандалакшского залива

Гори- зонт, м	Соле- ность S, ‰	P _{мин}	P _{опр}	Si	Mn	Fe	Co	Ni	Zn	Pb	Cd
		МГ/Л	МКГ/Л	МГ/Л	МКГ/Л	МГ/Л	МКГ/Л	МГ/Л	МКГ/Л	МГ/Л	МКГ/Л
Губа Канда, центральный плес у дер. Федосеевка (ст. 6, глубина 14.0 м)											
3.0	13.8	0.012	0.007	1.73	19.1	42.7	0.074	0.87	5.60	0.050	0.003
8.0	14.5	0.014	0.006	1.65	37.0	52.2	0.109	0.69	5.42	0.091	0.017
10.0	15.4	0.123	0.024	2.96	270	829	0.615	0.72	17.6	0.139	0.128
12.0	17.5	3.01	0.190	13.9	489	30.4	0.250	1.31	9.65	0.127	0.030
13.0	17.6	3.83	0.188	17.8	392	19.8	0.286	1.36	7.81	0.103	0.003
Оз. Кисло-сладкое, п-в Киндо (ст. 1, глубина 3.75 м)											
1.0	23.4	0.013	0.023	1.43	20.6	39.6	0.061	0.33	10.8	0.064	0.016
2.0	24.5	0.091	0.066	2.65	23.6	29.5	0.023	0.43	11.1	0.061	0.010
3.0	25.5	0.107	0.064	2.62	21.1	51.7	0.199	0.31	15.0	0.071	0.014
Притай на море у оз. Кисло-сладкого (ст. 2, глубина 4.05 м)											
1.0	27.3	0.013	0.005	0.48	1.52	2.6	0.025	0.21	14.1	0.083	0.015
2.0	27.5	0.013	0.005	0.48	1.16	1.9	0.023	0.28	14.2	0.089	0.022
3.5	27.5	0.013	0.005	0.50	0.94	1.1	0.026	0.27	13.5	0.105	0.019
Оз. Трехцветное, п-в Киндо (ст. 3, глубина 7.75 м)											
1.0	0.67	0.006	0.009	3.24	33.2	46.0	0.090	0.93	11.1	0.099	0.020
1.7	7.7	0.050	0.037	3.23	40.3	41.8	0.129	0.99	7.50	0.084	0.017
2.0	12.8	0.422	0.044	6.48	192	296	0.473	1.66	28.9	0.186	0.094
5.0	22.1	9.32	0.252	35.1	34.8	49.1	0.142	1.15	19.4	0.105	0.011
Лагуна Зеленого мыса, п-в Киндо (ст. 4, глубина 6.00 м)											
1.0	27.7	0.022	0.012	0.70	8.51	21.0	0.032	0.33	13.7	0.090	0.021
5.0	26.9	0.564	0.048	6.80	12.5	15.7	0.048	0.42	12.7	0.087	0.016

Наиболее сильной трансформации подверглись придонные слои (12 и 13 м) губы Канда (ст. 6): в них протекает интенсивная сульфатредукция, о чем свидетельствует снижение концентрации сульфатов, сопровождающееся усиливающимся запахом H₂S, и резкое увеличение карбонатной щелочности. Также у дна резко возрастает содержание биогенных элементов, происходящее, по-видимому, за счет диффузии из поровых растворов донных отложений.

Для оз. Трехцветного (ст. 3) с максимальной удельной площадью водообора, отличием которого является образование верхнего распресненного

слоя (675 мг/л), начиная с 2 м характерно повышенное отношение SO_4/Cl . В глубинных водах озера (5 м), также как и в губе Канда, происходит резкое увеличение щелочности, указывающее на формирование восстановительной среды, и концентраций биогенных элементов, поступающих из поровых вод. Гидрохимическая структура оз. Кисло-сладкого и лагуны Зеленого мыса наиболее близка к составу прибрежных морских вод: в их придонных слоях существенно увеличивается только содержание биогенных элементов.

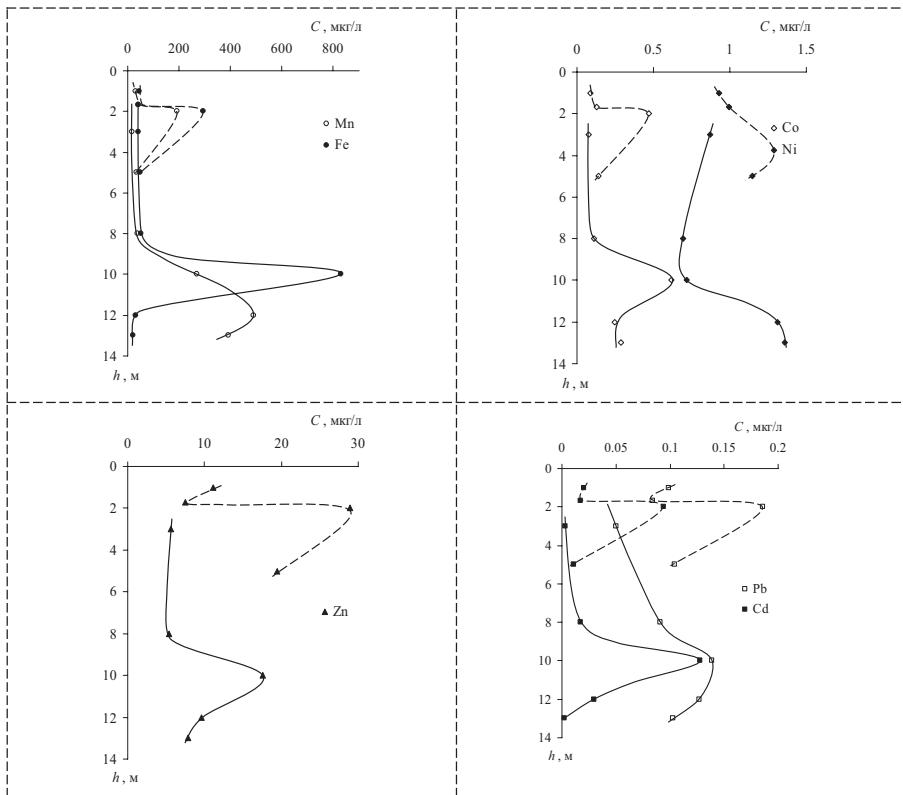


Рисунок 2. Вертикальное распределение растворенных форм тяжелых металлов в меромиктических водоемах Кандалакшского залива. Сплошная линия – губа Канда, штриховая – оз. Трехцветное.

Вертикальное распределение тяжелых металлов в губе Канда и оз. Трехцветном с наиболее выраженной меромиксией контролируется двумя процессами. В аэрированном миксолимнионе происходит окисление растворенных форм двухвалентного марганца и железа с образованием коллоидных оксигидроксидов $\text{Mn}(\text{IV})$ и $\text{Fe}(\text{III})$, которые концентрируются в

слой галоклина из-за повышения плотности среды и снижения скорости седиментации, что наиболее хорошо видно по профилю распределения железа. При образовании оксигидроксиды Mn(IV) и Fe(III) сорбируют Co, Ni, Zn, Pb и Cd, концентрация которых снижается до минимальных значений. В восстановительных условиях, обусловленных протеканием процесса сульфатредукции, оксигидроксиды Mn(IV) переходят в более растворимый карбонат или, возможно, сульфид Mn(II), а оксигидроксиды Fe(III) замещаются столь же труднорастворимым сульфидом Fe(II). Вертикальное распределение микроэлементов зависит от их связи с железом или марганцем: Co, Zn, Pb и Cd ведут себя подобно железу, тогда как распределение Ni подобно распределению марганца.

Таким образом, распределение гидрохимических характеристик меромиктических водоемов Кандалакшского залива описывается общими закономерностями для отдельных групп элементов (главные ионы, микроэлементы с консервативным поведением, биогенные элементы, тяжелые металлы), объединяющими водоемы, находящиеся на разных стадиях отделения от моря. Это свидетельствует о едином механизме трансформации химического состава этих водных объектов, заключающемся в постепенном усилении стратификации, приводящем к формированию ниже слоя галоклина восстановительной среды.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (грант БИО-ГЕО-КЛИМ 14.B25.31.001) и РНФ (гранты 14-37-00038, 15-17-10009).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пантюлин А.Н., Краснова Е.Д. Отделяющиеся водоемы Белого моря: новый объект для междисциплинарных исследований // Материалы XIX Международн. научн. конф. (Школы) по морской геологии “Геология морей и океанов”. 14–18 ноября 2011 г. Т. III. М.: ГЕОС, 2011. С. 241–245.
2. Краснова Е.Д., Демиденко Н.А., Пантюлин А.Н. и др. Термический и ледовый режимы реликтовых водоемов, отделяющихся от Белого моря // Тр. VIII Международн. конф. “Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей”. 24–27 ноября 2014 г. Т. 1. М.: Изд-во РУДН, 2014. С. 430–443.
3. 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.
4. Гордеев В.В. Геохимия системы река–море. М., 2012. 452 с.

The hydrochemical structure of meromictic water reservoirs of Kandalaksha Bay of the White Sea is study. Regularities of distribution of major ions and dissolved trace elements, including biogenic elements and heavy metals, are established.

**Сафьянов Г.А.¹, Репкина Т.Ю.¹, Кунгаа М.Ч.¹,
Зарецкая Н.Е.², Садков С.А.³, Романов А.О.¹**

(¹МГУ Географический ф-т, г. Москва, ²ГИН РАН, Москва, ³ИГЭ РАН, Москва,
e-mail: t-repkina@yandex.ru)

Морфодинамика Зимнего берега Белого моря - от голоцене до наших дней (первые результаты полевых исследований)

**Safyanov G.A.¹, Repkina, T.Yu.¹, Kungaa M.C.¹,
Zaretskaya N.E.², Sadkov S.A.³, Romanov A.O.¹**

(¹Moscow State University, Faculty of Geography, ²GIN RAS, ³IEG RAS)

Morphodynamics of Winter coast of the White Sea – from the Holocene to the present day (the first results of field studies)

Ключевые слова: береговая зона, пляж, осушка, морфодинамика, голоценовые береговые линии, палеодинамика, вертикальные движения, Белое море

В июле-августе 2015 г. силами сотрудников географического ф-та МГУ, ГИН РАН и ИГЭ РАН проведены полевые исследования побережья Зимнего берега Белого моря от р. Нижняя Золотица до р. Куя (рис. 1).

Район работ, особенно Горло Белого моря, изучен относительно хорошо. Вопросы современной динамики берегов района рассматривались в рамках региональных исследований [Сузdalский. 1974, Сафьянов, Соловьева, 2005] и среднемасштабного геоэкологического картирования прибрежно-шельфовых зон (Аэрогеология, ВНИИОкеангеология, 2000). Основные этапы развития района в голоцене восстановлены по данным геологических геофизических исследований дна акватории [Невеский и др., 1977, Соболев и др., 1995, Рыбалко и др., 2009] и геологического картирования прилегающей суши масштаба 1:200000 [Государственная..., 1993]. Датирован возраст ледниковых отложений побережья [Demidov et.al., 2006]. Цель наших работ: пространственная и хронологическая реконструкция динамических обстановок в береговой зоне района в зависимости от изменяющихся физико-географических и морфоструктурных условий.

В ходе полевых работ выполнены: 1) вдольбереговые маршруты с описанием морфологии и состава отложений БЗ, фиксацией признаков ледового и биогенного перемещения обломков, эоловой переработки БЗ и приморских террас, составлением карты морфодинамики; 2) повторное профилирование пляжей и приливных осушек на профилях, заложенных в июле 2014 г.; 3) отбор образцов наносов пляжей и приливных осушек вфиксированных точках поперечного профиля берега на гранулометрический анализ; 4) геоморфологическое профилирование приморских террас, сопровождавшееся георадарными профилями (18 км) и изучением строения голоценовых отложений в разрезах береговых уступов (11 разрезов) и скважи-

нах ручного бурения (25 скважин, 90 погонных метров). Отобраны образцы на радиоизотопный и диатомовый анализы.

По результатам работ составлена карта типов берегов масштаба 1:200000, охарактеризованы морфо- и литодинамические условия дифференциации наносов на пляжах и приливных осушках, сделаны предварительные выводы о динамике берега в голоцене.

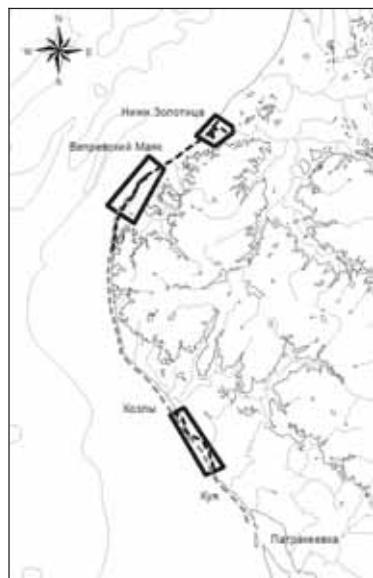


Рисунок. Схема района работ. Участки детальных исследований – черный контур; маршруты – пунктир (пешеходные – черный, лодочные – серый).

Зимний берег подвержен интенсивному волновому воздействию, закономерно нарастающему к границе Двинского залива и Горла Белого моря. Региональные направления преобладающих ветров и волнения скорректированы орографией берега. В кутовой части Двинского залива (ГМС Мудьюг) преобладают ветры ЮВ, СЗ, Ю и С направлений. Наиболее сильные (до 25 м/с) ветры чаще дуют вдоль берега – с СЗ и ЮВ. Повторяемость штормов 3.6%, а волн высотой более 1 м – 0.1%. Однако высота волн малой обеспеченности может превышать 8.6 м. Основные волнопасные направления – З, СЗ, ЮВ-Ю. На северо-западной границе залива (ГМС Зимнегорский Маяк) возрастает роль В и Ю ветров. Повторяемость штормов достигает 8.2%. Преобладающие направления сильных (до 26 м/с, редко – до 60 м/с) ветров – З, ЮВ-ЮЗ. Волны высотой более 1 м (до 5 м) наблюдаются в 15.6% случаев и подходят преимущественно с З, СЗ, С и ЮЗ. В Горле Бело-

го моря (ГМС Абрамовский Маяк) преобладают ветры, дующие вдоль пролива (ЮЗ-Ю, С-СВ), при заметной роли З ветров. Сильные (до 25 м/с) ветры чаще всего дуют с ЮЗ и З. Доля штормовых ветров высока (9.6%), однако повторяемость высоких волн и их максимальная высота уменьшаются до 9.2% и 3.5 м соответственно. Наиболее волнопасны С и СВ румбы (ЕСИМО).

Район исследований расположен на периферии положительной морфоструктуры Беломорско-Кулойского плато с преобладающей СВ и подчиненной СЗ ориентировкой структур. К одному из узлов пересечения линеаментов – району мыса Керец, приурочен эпицентр современного землетрясения. Темпы голоценовых движений прибрежных блоков оцениваются как слабо положительные [Авенариус, 2004]. Скорости современных вертикальных движений по уровнемерным данным считают, в зависимости от ряда наблюдений и методики расчетов, слабо положительными или отрицательными. Разброс оценок для ГМС Инцы превышает 4 мм/год: +0.01 мм/год [Гидрометеорология..., 1991] и -4 мм/год [Победоносцев, Розанов, 1971]. Строение рельефа побережья – наличие бенчей и комплекса поднятых террас, позволяет считать как современные, так и голоценовые движения восходящими. Асимметрия долин ручьев и малых рек указывает на закономерное уменьшение темпов поднятия к северу и югу от осевой зоны Беломорско-Кулойского плато.

Характер вертикальных движений и ветро-волновой режим способствуют интенсивному размыву выпуклого контура берега на входе к Горло Белого моря и перераспределению наносов к СВ и ЮЗ.

Интенсивно воздымающимся морфоструктурным блокам свойственны активные абразионно-оползневые берега с уступами высотой до 80–100 м, выработанные в терригенных породах венда, частично перекрытых ледниками отложениями. К уступам примыкают бенчи, простирающиеся до глубин 50–75 м [Государственная..., 2010]. Динамика берегов на современном этапе и в голоцене определялась интенсивным волновым воздействием, провоцирующим активизацию крупных блоковых оползней. В настоящее время оползневые тела перекрывают подножия береговых уступов практически на всем протяжении участка.

Северные (Горло Белого моря) и южные (Двинский залив) блоки, где проводились детальные полевые исследования, испытывают, судя по положению в береговых уступах цоколя вендских пород, поднятие меньшей интенсивности. Облик рельефа побережья формируют постройки краевой зоны невской стадии валдайского оледенения [Ekman, Ijlin, 1995, Demidov et.al., 2006, Государственная..., 2010] – вытянутые вдоль берега серии кулисообразно расположенных моренных гряд. Как и на северо-западе Онежского п-ова [Сафьянов и др., 2013], ориентировка гряд и значительное содержание в морене глыб и валунов определяют особенности морфодинамики берегов и дифференциации наносов. Преобладают абра-

онно-оползневые берега, выработанные в валунных суглинках, иногда за-легающих на цоколе из вендинских аргиллитов. Распространены абразионные и абразионно-осыпные берега на песках голоценовых и поздненеоплейсто-ценовых (?) террас. В устьях рек с достаточным твердым стоком и зонах разгрузки потоков наносов при изменении ориентировки береговой линии (м. Никольский – м. Вепревский, м. Керец) развиты аккумулятивные песчаные пляжевые и, реже, лагунные берега. Ядрами аккумуляции часто служат каменистые мысы, сложенные валунно-глыбовым морским перлювием, образовавшимся в ходе избирательной абразии каменистой морены. В Горле Белого моря огромную роль в современной динамике берега играют эоловые процессы. Высота авандюн иногда достигает 2.5 м, а мощность перевеянного горизонта на уступах террас – 1.5–2 м. Положение участков размыва и аккумуляции, направления разноса обломков вендинских пород, ориентировка аккумулятивных форм подтверждают существование в осевой части Беломорско-Кулойского плато зоны дивергенции потоков наносов. Современные потоки наносов – к СВ в Горле Белого моря, и к ЮВ в Двинском заливе, устойчивы и обладают достаточной емкостью для создания в зонах разгрузки крупных аккумулятивных форм. Значима роль поперечных потоков наносов.

В Горле Белого моря (м. Никольский – м. Вепревский) облик, близкий к строению современного берега, имеют террасы высотой до 5.5 м. По морфологии береговых валов и характеру растительности они делятся на 3 генерации (3–3.5, 4–4.5, 4.5–5.5 м). У м. Никольский, на участке сопряжения береговых валов с моренной грядой, в волновой тени которой накапливались наносы, ориентировка гряд позволяет реконструировать существенное отступание берега. Террасы сложены сортированными песками, перевеянными до глубины 0.8–1.5 м. На георадарных профилях под наносами прослеживается полого наклоненный к берегу цоколь. В устье р. Зимняя Золотица две нижних генерации образуют протяженные косы, близкие по морфологии к формам современной береговой зоны. Верхний подуровень представлен фрагментом в корне ЮЗ косы. В его размываемом уступе вскрывается трансгрессивная серия морских осадков: на лагунных сизово-серых суглинках залегают слоистые, хорошо отмытые пески, перекрытые валунной отмосткой. На правом берегу реки, в тылу косы, терраса высотой 5–5.5 м образует широкий заболоченный сегмент, примыкающий к склонам моренных гряд. В скважинах и разрезах под торфом (1.4–2.6 м), вскрыта пачка разнозернистых песков (иногда с дресвой), переслаивающиеся с сизо-серыми средними суглинками. Наибольшая вскрытая мощность пачки, которую мы предварительно интерпретируем как аллювиально-морскую, – 2.1 м. На георадарных профилях слоистость наносов повторяет волнистый профиль цоколя террасы, выработанного в понижениях между грядами. Возраст террасы будет установлен датированием нижних горизонтов торфа.

Поверхность высотой 6–7 м – наиболее древняя морская терраса, сформировавшаяся в обстановках, близких к современным. Она окаймляет передовые моренные гряды от м. Вепревский до м. Никольский, и существенно изменена крупными котловинами выдувания и дюнами. Это позволяет говорить о двух этапах активизации эоловых процессов – более раннем и интенсивном, затрагивающем только древнюю террасу, и более молодом и слабом, изменившим облик молодых генераций. Необычным представляется присутствие эоловых песков, образующих дюны, на бережистой стороне моренных гряд. Здесь эоловые пески перекрываются озерно-болотными отложениями, сформировавшимися в палеопроливах и заливах, существовавших между грядами на ранних этапах развития берега.

Древние проливы и заливы в настоящее время представляют собой удлиненные болота с остаточными озерами. На георадарных профилях отчетливо виден крайне неровный грядовый рельеф дна таких акваторий. «Межгрядовые болота» характерны для поверхностей на высотах 6–7 м (оз. Зазерье), 8–9 м (оз. Вепревское, оз. Косиченское), 14–17 м (оз. Торожемское), встречаются на отметках около 20 м (система безымянных озер на левом берегу р. Зимняя Золотица). Система таких проливов протягивается от м. Керец до м. Полтоминка. Межгрядовые понижения заполнялись, судя по данным бурения, перлювиальными, лагунными, а затем – озерно-болотными отложениями. Датирование последних позволит определить время отмирания проливов и окончания первого этапа перевевания. Предварительно, до получения аналитических данных, можно предположить, что «верхняя морская граница» находится на отметках около 16 м. Однако, в ряде разрезов, расположенных на меньших высотах, присутствие морских обстановок представляется спорным.

Таким образом, в динамике Зимнего берега Белого моря выделяется 2 крупных этапа: 1) затопление построек конечной морены и образование проливов и заливов и 2) формирование комплекса террас в обстановках, близких к современным. В ходе второго этапа вначале усилились аккумулятивные (эстуарий р. Зимняя Золотица отченен косами), а затем абразионные (размытие корневых частей кос в Горле и протяженных участков берега Двинского залива к ЮВ от м. Керец) процессы; не менее чем 2 раза активизировались эоловые процессы. Результаты аналитических исследований дадут возможность: определить темпы постглациального поднятия берегов разных морфоструктурных блоков, хронологию формирования террасового комплекса и смены динамических обстановок в береговой зоне.

Работы поддержаны проектами РФФИ 13-05-126, 13-05-324.

As a result of field research of Zimniy shore of the White Sea a medium-scale map of the region's coastal types is derived; deciphered the device ancient shorelines. Preparing to determine their age by 14C dating.

**Селянина С.Б., Кокрятская Н.М., Пономарева Т.И.,
Ярыгина О.Н.**

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

О влиянии гео-климатических условий на состав органического вещества водно-болотных экосистем водосбора Белого моря

**Selyanina S.B., Kokryatskaya N.M., Ponomareva T.I.,
Yarigina O.N.**

(Institute of Ecological Problems of the North Ural Branch RAS, Arkhangelsk)

About the influence of geo-climatic conditions on the organic matter composition of bog-aquatic ecosystems of the White Sea water-producing area

Ключевые слова: органическое вещество, Белое море, водно-болотные экосистемы, гео-климатические условия

Водосбор Белого моря характеризуется высокой заболоченностью вследствие постоянного переувлажнения и низких годовых температур территорий, причем доля торфяных и торфянистых почв возрастает при повышении широтности [1]. Это существенно влияет на состав водотоков, поскольку общеизвестно, что органическое вещество поступает в водоемы в растворенном и взвешенном виде, причем 60–80% его поступает в растворенном виде с почвенными стоками [2].

Вместе с тем, состав и свойства (и в частности, содержание и состав органического вещества) природных матриц торфяно-болотных экосистем, функционирующих в условиях западного сегмента Севера России остались без должного рассмотрения. Имеющиеся в научной литературе данные по составу органического вещества подобных систем относятся преимущественно районам с умеренно-континентальным, переходным к южному, южным климатом [3, 4].

Следует отметить, что в районе водосбора Белого моря превалируют верховые болота и торфяные залежи [1]. Поэтому, нами на примере Иласского болотного массива, грядово-мочажинный и озерковый комплексы которого относятся к верховому типу, исследован макрокомпонентный состав торфяных природных матриц. Все исследованные образцы (до глубины залегания 2 м), как видно из графика на рис. 1, характеризуются низкой степенью разложения и, соответственно, низким содержанием гуминовых веществ, низкой зольностью и пониженной битуминозностью. Очень малая величина насыпной плотности (а, следовательно, высокая пористость) по-

зволяет ожидать высокой сорбционной способности этих матриц по отношению к различным веществам природного и техногенного происхождения, что требует, однако, дополнительных исследований.

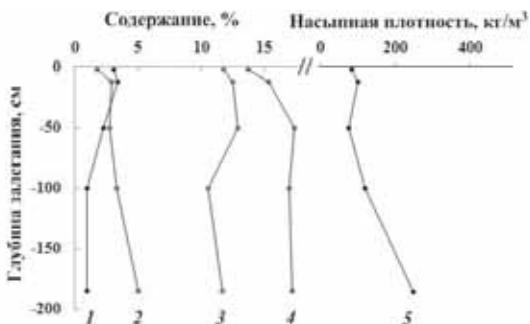


Рисунок 1. Зависимость свойств торфа от глубины залегания: 1 – зольность; 2 – битуминозность; 3 – суммарное содержание гуминовых и фульвовых кислот; 4 – средняя степень разложения; 5 – насыпная плотность.

Для оценки состава органического вещества применялся оптимизированный метод изучения группового химического состава торфяных полимерных матриц, сформированных в условиях западного сегмента Севера России [5]. Результаты представлены на рис. 2.

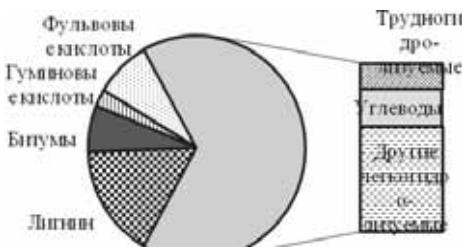


Рисунок 2. Состав органического вещества торфа Иласского болотного массива

На представленной диаграмме обращает на себя внимание высокое содержание групп соединений потенциально растворимых в водных средах. Общее содержание гидролизуемых соединений и фульвокислот составляет около 75% от массы органического вещества. Вместе с тем, доля углеводов в них (включая трудногидролизуемые соединения, т.е. целлюлозу) не пре-

вышает трети. Интересен также тот факт, что гуминовые соединения на 80% состоят из фракции с низкой молекулярной массой и, соответственно, с лучшей растворимостью в водных средах – фульвовых кислот. Можно констатировать, что водорастворимая часть представлена преимущественно полифенолами.

Таким образом, выявлено существенное отличие процессов биодеградации органического вещества природных матриц в условиях холодного климата. Их детальное описание требует проведения углубленного исследования. Поэтому представляется целесообразным более подробно изучить влияние гео-климатических условий западного сегмента Севера России на перенос веществ и протекание биогеохимических процессов в сопряжении с анализом органического вещества почв, воды и донных осадков.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта фундаментальных исследований УрО РАН № 15-2-5-36 и гранта РФФИ № 14-05-90011-Бел_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов А., Шоба С., Столбовой В. И др. Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. Версия 1.0. М.: Почвенный ин-т им. В.В. Докучаева Россельхозакадемии, 2014. 768c.
2. Cole J.J., Kritzberg E.S., Pace M.L., Granéli W. Bacterial growth on allochthonous-carbon in humic and nutrient enriched lakes: Results from whole lake experiments // Ecosystems. 2006. V. 9. P. 489–499.
3. Лиштван И.И., Король Н.Т. Основные свойства торфа и методы их определения. Минск, 1976. 320 с.
4. Косов В.И., Беляков А.С., Белозеров О.В., Гогин Д.Ю. Торф (ресурсы, технологии, геэкология). Санкт-Петербург: Наука, 2007. 452с.
5. Пономарева Т.И., Селянина С.Б., Парфенова Л.Н. Оптимизация методики изучения группового химического состава торфа // Материалы докл. Всероссийской конференции с международным участием "Экология-2015". Архангельск, 2015. С.48–49.

The White Sea water-producing area is characterized by high bogginess, arising from permanent waterlogging and low annual temperatures of the region, which influence on the composition of the water courses. The macrocomponent composition of peat native matrices (using Illassky bog massive as an example) was studied in this paper. Big difference in the native matrices' organic matter biodegradation processes under the cold climate conditions is indicated. Reasonability of more detailed study of influence of the geo-climatic conditions of the Russian North western segment on the mass transfer and biogeochemical processes behavior coupling with soil, water and benthic sediments organic matter analysis is proved.

Толстиков А.В.¹, Чернов И.А.²

(¹ФГБУН «Институт водных проблем Севера Карельского НЦ РАН», г. Петрозаводск, alexeystolstikov@mail.ru; ²ФГБУН «Институт прикладных математических исследований Карельского НЦ РАН», г. Петрозаводск, IAChernov@yandex.ru)

Функционирование моделей JASMINE и BFM для решения комплексных задач, связанных с изучением Белого моря

Tolstikov A.V.¹, Chernov I.A.²

(¹Northern Water Problems Institute of Karelian RC of RAS, Petrozavodsk; ²Institute of Applied Math Research of Karelian RC of RAS, Petrozavodsk)

Functioning models of JASMINE and BFM to solve complex problems related to the study of the White Sea

Ключевые слова: модель JASMINE, модель BFM, Белое море

В настоящее время ведется работа по настройке модели экосистемы моря BFM (<http://bfm-community.eu>), функционирующей совместно с программным комплексом JASMINE [1], созданным специально для Белого моря на базе модели FEMAо [2]. Модель BFM разработана итальянским консорциумом, объединяющим научные организации, занимающиеся климатом и океанографией: CMCC, OGS, UNIBO, UST (<http://bfm-community.eu>). В 2014 г. модель BFM внедрена в JASMINE [3], и с этого времени программный комплекс JASMINE+BFM функционирует на кластере Института вычислительной математики РАН (www.inm.ras.ru/claster) и кластере Карельского научного центра РАН (<http://cluster.krc.karelia.ru>).

Биогеохимическая модель BFM описывает динамику многочисленных скалярных величин в узле сетки. Экспериментальные расчеты для Белого моря производились на сетке 50x50x16 узлов. Переменные описывают концентрации биогенных элементов и веществ в составе групп организмов (фито-, зоо-, бактериопланктон, детрит, органическое и неорганическое вещество и т. д.). Модель гидродинамики, в нашем случае это программный комплекс JASMINE [3], поставляет физические условия (температура, соленость, освещенность и т. п.), осуществляет трехмерный тепло- и массоперенос и перенос биохимических трассеров. Входными данными расчетной программы в комплексе JASMINE+BFM являются граничные условия на «жидкой границе» Белого и Баренцева морей, метеорологические данные NCEP (<http://www.ncep.noaa.gov/>), сток крупных рек. Учитываются потоки массы, тепла и соли. Выходные данные – это среднемесячные поля трехмерной скорости течений, термохалинныe поля, отклонения уровня моря от равновесного, карты распределения массы льда, двумерной скорости дрейфа льда с учетом снега и торосов, сплоченность льда по градациям

толщины. Выходные данные BFM – концентрации и распределения веществ (от 50 величин).

Качественное распределение скорости течений, термохалинных полей, толщины льда согласуется с общепринятой картиной для Белого моря [4, 5], и результаты были показаны нами ранее [1].

В качестве примера моделирования экосистемы Белого моря ниже (рис.) даны карты распределения фитопланктона и хлорофилла «а» для августа 2012 г.



Рисунок. Хлорофилл «а» (слева) и общий фитопланктон в августе 2012 г., в $\text{мг}/\text{м}^3$. Максимальные концентрации более светлые.

Качественное распределение хлорофилла «а» в целом соответствует реальной картине его распределения [6]. Так, наибольшие концентрации выражены в вершинах заливов, минимальные – в Горле и северной части Бассейна. Исключение составляет отсутствие выраженного увеличения концентрации в районе антициклонального круговорота в Бассейне. Вертикальное распределение также хорошо согласуется с данными измерений [6], и максимум наблюдается до горизонта 20 м.

Модельные данные по пространственному распределению и сезонному ходу кислорода также хорошо согласуются с теорией [4]. Максимальные концентрации кислорода в модели выражены до 15–20 м, что соответствует зоне активного фотосинтеза в Белом море [6].

Многие параметры, получаемые с помощью модели BFM, пока не соответствуют реальным процессам, происходящим в Белом море. Однако поэтапная настройка блоков показывает положительную динамику в приближении к природным особенностям отдельных звеньев экосистемы.

Следует отметить, что все модельные расчеты ресурсоемкие и времязатратные; без применения суперкомпьютеров они были бы невозможны. Так, сейчас для работы комплекса JASMINE+BFM требуется одновременная работа 50 процессоров при реализации параллельного процесса вычислений.

Работа с моделью BFM в настоящий момент находится в стадии настройки многочисленных коэффициентов, поскольку этап «встраивания» в JASMINE успешно завершен [3]. В модельных расчетах с течением времени наблюдаются изменения параметров на акватории и устьях рек, выражены колебания концентраций веществ по сезонам и адекватный качественный внутригодовой ход биогенных элементов.

Однако существует ряд пока не разрешенных вопросов, связанных с количеством вещества. Проблема осложняется тем, что большинство коэффициентов эмпирические и при существующих практиках «добыивания» данных для верификации модели, расчетные задачи часто выглядят трудновыполнимыми. Тем не менее, результаты экспедиций последних лет [7], современные алгоритмы обработки спутниковой информации и механизмы ассилияции моделями данных на основе фильтра Калмана, новые базы данных и атласы Белого моря [8] внушают оптимизм в практическом использовании модели BFM для условий Белого моря.

Таким образом, получены первые обнадеживающие результаты по совместному моделированию термогидродинамики Белого моря и его экосистемы на программном комплексе JASMINE+BFM.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации» по теме «Оценка влияния изменений климата и антропогенных факторов на экосистему и биоресурсы Белого моря и водосбора» на 2015 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чернов И.А., Толстиков А.В. Численное моделирование крупномасштабной динамики Белого моря // Труды КарНЦ РАН. Сер. Математическое моделирование и информационные технологии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. № 4. С. 137–142.
2. 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.
3. Chernov I., Tolstikov A. Sensitivity of the coupled model of the White Sea dynamics and biochemistry // 10th International Scientific and Practical Conference «Environment. Technology. Resources». Rezekne. June 18–20. Latvia. 2015. P. 82–84.
4. 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.
5. Белое море // Проект “Моря СССР”. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 240 с.

6. Бергер В. Я. Продукционный потенциал Белого моря. Исследования фауны морей. Т. 60 (68). СПб: ЗИН РАН. 2007. 292 с.
7. Система Белого моря. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. Т. 2. М.: Научный мир, 2012. 784 с.
8. Филатов Н.Н., Толстиков А.В., Богданова М.С. и др. Создание информационной системы и электронного атласа по состоянию и использованию ресурсов Белого моря и его водосбора // Арктика: экология и экономика. 2014. № 3 (15). С. 18–29.

The JASMINE model of the White Sea based on the prof. N.G. Iakovlev's model of the Arctic Ocean (FEMAO) is the software complex for simulating hydrodynamics and thermal dynamics of a sea. The ecosystem block uses the Italian BFM model. Preliminary results indicate reasonable distribution of ecosystem parameters.

Черепанова Т.А., Горбачева Т.Т.

(ФГБУН Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, г. Апатиты,
mamahoma@inbox.ru)

**Пространственная и временная изменчивость влияния
морских аэрозолей на закисление почв прибрежной зоны
Белого моря**

Cherepanova T.A., Gorbacheva T.T.

(Institute of the North industrial ecological problems (INEP) KSC RAS, Apatity)

**Spatial and temporal variability of marine aerosols influence
on acidification of coastal soils of the White Sea**

Ключевые слова: эпизодическое закисление, морские аэрозоли, приморские почвы, ионный баланс, отношение Na/Cl

В периоды весеннего половодья, штормовых явлений и ливневых осадков отмечается эпизодическое закисление малых водотоков и проточных озер на территориях, слабо подверженных аэротехногенному влиянию. Этот факт широко известен в Европе, Канаде и США [1], а явление иногда называют «кислотным шоком» [2]. В отношении Арктической зоны определено пять основных факторов, влияющих на снижение кислотонейтрализующей способности поверхностных вод [3]:

1. разбавление более кислыми атмосферными осадками в период дождевого паводка или весеннего половодья;
2. поступление серной кислоты из природных и антропогенных источников;
3. поступление азотной кислоты с осадками или высвобождение ее из верхнего органогенного слоя почв;
4. поступление органических кислот (наиболее подвижной фракции) из почв и болот, расположенных на водосборе;
5. высвобождение HCl вследствие ионно-обменных превращений морских аэрозолей на прибрежных арктических водосборах.

Для водотоков прибрежных морских зон последний фактор признан определяющим [4–8]. Предполагается, что в приморских почвах катионы, имеющие морское происхождение, главным образом Na^+ , замещаются в почве на H^+ вследствие ионного обмена в почвенном поглощающем комплексе (ППК). Хлороводородная кислота (HCl), образующаяся в ходе реакции обмена в ППК и поступающая далее в поверхностные воды, признается причиной их закисления.

Влияние морских аэрозолей на эпизодическое закисление отдельных ручьев в приморской зоне Кольского полуострова подтверждено в единственной работе [9]. Однако в перечень задач упомянутой работы не входило

сопряженное исследование почвенных процессов, приводящих к закислению водотоков. Следует подчеркнуть, что влияние морских аэрозолей на процесс закисления почв относится к природным факторам, и отсюда особый интерес представляют результаты исследований на водосборах Кольского полуострова, относящихся к условно-фоновым. Цель данной работы – изучение пространственной и временной изменчивости кислотности почвенных вод прибрежной зоны Белого моря и выявление значимости «эффекта морской соли» в процессе закисления.

Исследование химического состава подстилочных вод проводилось на мониторинговых площадках, установленных в сосняках о. Тонная Луда ($67^{\circ}06'60''\text{N}$; $32^{\circ}24'12''\text{E}$), о. Олений ($67^{\circ}05'58''\text{N}$, $32^{\circ}25'55''\text{E}$) и п-ове Турий ($66^{\circ}33'00''\text{N}$; $34^{\circ}33'76''\text{E}$). Приемниками почвенных вод являлись гравитационные лизиметры конструкции Д. Дерома [10]. На выбранных площадках лизиметры устанавливались стационарно в подкроновых и межкроновых пространствах.

Отбор лизиметрических вод проводился в течение двух лет ежемесячно с июня по сентябрь. Изменение состава лизиметрических вод позволяет судить о динамике миграционноспособного вещества, в том числе участвующего в катионном и анионном обмене в ППК и попадающего после трансформации в водотоки. В полевых условиях с помощью пластиковой мерной посуды измерялся объем вод, скопившихся в приемных бутылях лизиметров за месячный период, после чего отбиралась аликовотная часть пробы (250–300 мл) для проведения химического анализа. В день поступления проб в лабораторию измерялся pH вод потенциометрическим методом без предварительной фильтрации. Каждая пробы фильтровалась через бумажный фильтр «синяя лента» (диаметр пор 1–2.5 мкм). Анализ фильтрата проводился методами атомно-эмиссионной (K, Na) и атомно-абсорбционной (Ca, Mg, Zn, Mn, Cu, Ni, Al, Fe) спектрометрии, общего P, P фосфатов, Si и NH_4^+ - методом фотоколориметрии, общего углерода – бихроматным методом; анионный состав вод, включающий NO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , – методом ионообменной хроматографии.

Для оценки влияния морских аэрозолей на обменные процессы в ППК применяли балансовый метод с пересчетом содержания основных катионов и анионов в нормальные концентрации (мкг-экв/л). Для морских аэрозолей характерно отношение Na/Cl , равное 0.858. О замещении H^+ в ППК на Na^+ можно судить по отклонению данного отношения в сторону уменьшения. Наличие статистически значимой корреляции избытка Cl^- относительно Na^+ (или «дефицита Na») и концентрации H^+ (рассчитанной исходя из значений pH) косвенно указывает на прохождение реакций обмена в ППК и влиянии вытесняемой HCl на почвенную кислотность. Аналогичный подход применен в работе [9] в отношении водотоков.

Пространственная изменчивость. Подстилочные воды на всех исследованных площадках приморской зоны являлись кислыми ($\text{pH}<4.5$).

Актуальная кислотность почвенных вод п-ова Турий намного выше этого показателя, характерного для луды как острова, сформированного на скальных породах в условиях открытого моря, и сопоставима или выше показателя, отмеченного на о. Олений. Это особенно ярко выражено в период после снеготаяния (в июньский отбор): pH в водах подкроновых пространств на п-ве Турьем 3.54 против 4.16 на о. Тонная луда, межкроновых пространств – 3.85 против 4.45. Отмеченные особенности могут быть объяснены заторможенностью биогенного кислотообразования на островах, что связано с пониженными температурами и высокой ветровой нагрузкой, способствующей иссушению и дезинтеграции органогенного слоя.

Для почв приморской зоны характерны парцелярные различия, обусловленные влиянием хвойной растительности: pH вод подкроновых и межкроновых пространств на одной и той же площадке при малом количестве выпадающих осадков могут отличаться более чем на единицу со смещением значения показателя под кронами в более кислую область.

Временная изменчивость. В межкronовых пространствах почв и островной, и материковой зон закисление наиболее ярко выражено в конце вегетационного периода (пробоотбор проводился в последних числах августа). Это, вероятно, связано с трансформацией свежего растительного опада, в том числе и под действием морских аэрозолей. В подкроновых пространствах материковой части закисление ярче выражено после периода снеготаяния.

Отношение Na/Cl в нормальных концентрациях. Для большинства исследованных проб отмечалось превышение отношения Na/Cl относительно значения, характерного для морских аэрозолей. Это означает, что противоионами Na^+ в подстилочных водах приморских почв могут быть, помимо хлорид-ионов, и другие анионы - наиболее вероятно, сульфаты, что подтверждается высокими значениями соответствующего коэффициента корреляции $\text{Na}^+ - \text{SO}_4^{2-}$ ($r=0.60$; $n=37$). Занижение отношения Na/Cl относительно $k=0.858$ отмечено нами на всех площадках, но далеко не во все периоды отбора. Так, если на островной части «дефицит Na» отмечен только в водах подкроновых пространств, но во все периоды отбора, то на п-ове Турьем - только в начале летнего периода, и как в подкроновых, так и в межкроновых пространствах. Что касается почвенных вод п-ова Турий, то нами отмечена статистически значимая корреляция избытка хлорид-ионов с концентрацией H^+ ($r=0.86$; $n=7$), а это подтверждает факт влияния морских аэрозолей на почвенную кислотность. Несмотря на выявленную зависимость, избыток Cl^- и концентрация H^+ находятся далеко не в эквивалентном отношении (рис.). А это говорит о том, что при изучении обменных реакций морских аэрозолей с ППК следует учитывать вытеснение в почвенный раствор и такой сильной кислоты, как серная. На существенное влияние сульфатов Ca, Mg, Na, Zn, Mn, Sr морского происхождения указывают высоко значимые отрицательные коэффициенты корреляции соответствующих катионов и анионов с pH в водах п-ова Турий.

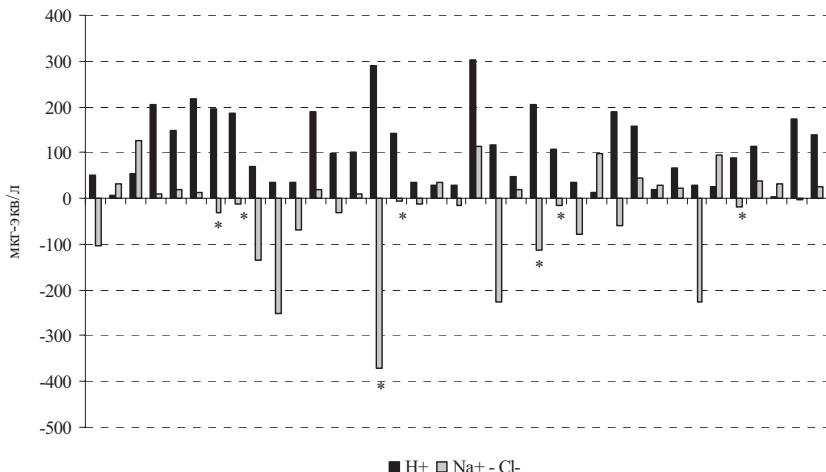


Рисунок. Соотношение избытка хлорид-ионов и концентрации ионов водорода в подстилочных водах прибрежной зоны Белого моря;
* – пробы почвенных вод п-ова Турый

Для островной части факт влияния морских аэрозолей требует дальнейшего уточнения из-за отсутствия как статистически значимой корреляционной зависимости избытка Cl^- и H^+ , так и взаимосвязи хлорид-, сульфат-, нитрат- ионов, а также анионов органических кислот с pH. Вероятно, на островной части Белого моря кислотность подстилочных вод в большей степени регулируется реакциями анионного, нежели катионного обмена, на что указывают статистически значимые отрицательные коэффициенты корреляции $\text{Si} - \text{Cl}^-$, $\text{Si} - \text{SO}_4^{2-}$, $\text{Si} - \text{Na}^+$, $\text{Si} - \text{Ca}^{2+}$, $\text{Si} - \text{Mg}^{2+}$ при положительных $\text{Si} - \text{pH}$ в водах о. Тонная луда. Можно сделать предположение, что влияние морских аэрозолей на слабо залесенных островах Белого моря оказывается на десиликатизации почвенного профиля, а это снижает почвенную кислотность (повышает pH подстилочных вод).

Выводы: Подтверждено влияние морских аэрозолей на параметры почвенной кислотности на примере островной и материковой зон Белого моря. Полученные результаты показали необходимость учета влияния как хлоридов, так и сульфатов морского происхождения, а также процессов десиликатизации почвенного профиля приморских почв.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Wigington P.J., Davices T.O., Tranter M., Eshleman K.N. Comparison of episodic acidification in Canada, Europe and the United States // Environmental Pollution. 1992. V. 78. P. 29–35.
2. Laudon H., Bishop K.H. Quantifying sources of acid neutralisation capacity depression during spring flood episodes in Northern Sweden // Environmental Pollution. 1999. V. 105 P. 427–435.
3. Моисеенко Т.И., Калабин Г.В., Хорошавин В.Ю. Закисление водосборов Арктических регионов // Известия РАН. Серия географическая. 2012. № 2. С.49–58.
4. Harriman R., Wells DEW. Causes and effects of surface water acidification in Scotland // Water Pollut Control. 1985. V. 84. P. 215–224.
5. Wright R.F., Norton S.A., Brakke D.F., Frogner T. Experimental verification of episodic acidification of freshwaters by sea salts // Nature. 1988. V. 334. P. 422–424.
6. Langan S.J. Sea-salt induced streamwater acidification // Hydrol Process. 1989. V. 3. P. 25–41.
7. Heath R.H., Kahl J.S., Norton S.A. Episodic stream acidification caused by atmospheric deposition of sea salts in Acadia National Park, Maine, United States // Water Resoure Res. 1992. V. 28. P. 1081–1088.
8. Harriman R., Anderson H., Miller J.D. The role of sea-salt in enhancing and mitigating surface water acidity // Water, Air and Soil Pollut. 1995. V. 85. P. 553–558.
9. Moiseenko T., Kudrjavzeva L., Rodyshkin I. The episodic acidification of small streams in the spring flood period of industrial polar region, Russia // Chemosphere. 2001. V. 42. Is. 1. P. 45–50.
10. Derome J., Niska K., Lindroos A-J., Välikangas P. Ion-balance monitoring plots and bulk deposition in Lapland during July 1989 – June 1990 // The Finnish Forest Research Institute, Research Papers. 1991. V. 373. P. 49–76.

Studying of spatial and temporary variability of soil waters acidity in a coastal zone of the White Sea is carried out. The importance of «sea salt effect» on soil acidification is revealed.

*СИСТЕМА КАСПИЙСКОГО
И АРАЛЬСКОГО МОРЕЙ,
4-Д ИССЛЕДОВАНИЯ*

*CASPIAN AND ARAL
SEAS SYSTEM,
4-D INVESTIGATIONS*

Бадюкова Е.Н.

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, badyukova@yandex.ru)

**История колебаний уровня Каспия в позднем плейстоцене
(была ли великая хвалынская трансгрессия?)**

Badyukova E.N.

(M.V. Lomonosov Moscow state university, faculty of geography)

**History of the Caspian Sea level oscillations
in the Late Pleistocene (was great Khvalyn transgression?)**

Ключевые слова: береговая зона, подъем уровня, парагенез осадков, лагунно-трансгрессивные террасы, литология, разрезы.

Основу современной стратиграфической схемы побережий Каспийского моря составляют представления П.А. Православлева, которые он излагал в своих работах более 100 лет назад. В дальнейшем многие известные исследователи данного региона вносили свои добавления, уточняя и детализируя слои и границы между ними в наиболее полных и достоверных разрезах. К настоящему времени накоплен большой массив данных, в основном по разрезам в Нижнем Поволжье и в Дагестане. Однако, несмотря на это, большой новый фактический материал не способствовал выработке единых представлений об истории трансгрессивно-регрессивных циклов Каспия в плейстоцене-голоцене. Сравнительно большой массив датировок также не внес ясности в данную проблему. Так, например, по-прежнему существуют большие разногласия о времени и глубине ательской регрессии, о существовании гирканской трансгрессии, о возрасте раннехвалынской трансгрессии. Ведутся споры об енотаевской регрессии и о присутствии ее отложений на подводном склоне Северного Каспия и на Мангышлакском пороге. Есть примеры, когда одна и та же толща разными исследователями относится к разным стратиграфическим свитам. Фациальная и литологическая изменчивость отложений в разрезах приводит к еще большим разнотечениям, которые еще возрастают при корреляции свит и слоев в волжских разрезах Нижнего Поволжья.

По мнению исследователей в плейстоценовой истории Каспия достоверно выделяются следующие крупные трансгрессивные эпохи -бакинская, раннекахарская и хвалынская. Они разделены глубокими и продолжительными регрессиями, когда шло накопление континентальных, аллювиальных и проливальных отложений. Залегают они, как, правило, с резким контактом на нижележащих отложениях и перекрыты (также с резким контактом) морскими песками с малакофауной или лагунными суглинками и глинами с песчаными прослойями. В последних нередко наблюдается малакофауна.

Изучение истории развития Каспийского бассейна, и в частности Северного Каспия невозможно без обращения к вопросу генезиса и возраста шоколадных глин (ШГ), занимающих здесь значительные площади, залегающих практически с поверхности вплоть до береговой линии позднехвальинского моря и являющихся отличительной и характерной фацией хвальинских отложений. До последнего времени большинством исследователей ШГ считаются глубоководными отложениями, а их возраст принимается за раннехвальинский, поэтому нахождение раковин моллюсков в песчаных прослоях среди шоколадных глин дает возможность авторам априори считать их раннехвальинскими. Нами был проведен анализ имеющихся литературных данных о возрастах и местах взятия верхне - и нижнехвальинских образцов. Выяснилось, что все образцы, возраст которых согласно датировкам (по C^{14} и Th^{230}/U^{234}) является раннехвальинским, были отобраны в интервале отметок от –18 м abs. до 10–15 м abs. На более высоких отметках из нижнехвальинских отложений (вплоть до 32 м abs.) были отобрано и про-датировано только несколько образцов раковин моллюсков на побережьях Азербайджана и Дагестана. Места взятия образцов верхнехвальинского возраста располагаются в интервале высот от –21 м до 0 м, т.е. нижне- и верхнехвальинские отложения в Северном Прикаспии почти не разделяются не только по возрасту, но и по своему гипсометрическому положению.

В опубликованных нами ранее статьях делался вывод о лагунном происхождении ШГ, этих характерных отложений, возраст которых расположен в широком диапазоне^[1], поэтому здесь приведем, лишь, коротко основные положения о генезисе ШГ. Они часто лежат линзами и резко выклиниваются. В них много песчаных прослоев, в которых часто встречаются раковины моллюсков, предпочитающих жить в солоноватых или пресных водах на мелководье. ШГ залегают почти на поверхности под почвами, непосредственно на субаэральных, озерных, аллювиальных, дельтовых, а также на прибрежно-морских отложениях. Иногда в подошве ШГ, где наблюдается четкий фациальный переход от нижележащих отложений к ШГ, встречаются корни тростников. В рамках проекта INTAS в геохимической лаборатории Утрехского университета (Нидерланды) под руководством Гарри Вельда были получены следующие результаты анализов ШГ. Во-первых, низкие значения водородного и высокие значения кислородного индексов, что однозначно говорит о континентальном типе исходного органического вещества (ОВ). Во-вторых, в ШГ очень мало ОВ, что указывает на окислительно-мелководные условия и высокую гидродинамику среды.¹ 6. На мелководность бассейна, где господствовали окислительные процессы, указывает и большое количество гидроокислов железа, которые придают характерную окраску отложениям. Принимая ШГ за лагунные от-

¹Данные любезно предоставлены проф. Д. Хусейновым, институт геологии азербайджанской Национальной Академии Наук, Баку

ложения надо объяснить их столь широкое распространение с поверхности (почти во всех разрезах вплоть до позднехвалынской береговой линии около 2–0 м абс., а это сотни км), причем с отметкой около 20 м вплоть до 0 м абс.

Известно, что на фоне общего понижения уровня Каспия происходили его положительные осцилляции, которые оставили в рельфе стадиальные береговые линии. Исследования показали, что развитие берега при трансгрессии зависит от сочетаний уклонов прибрежной затапливаемой равнины и подводного берегового склона при выработанном профиле равновесия [2]. Образование лагуны возможно лишь на тех участках, где первичные уклоны суши, на которую трансгрессирует море, меньше уклонов приурезовой полосы дна. Именно такая ситуация была в Северном Прикаспии, где многочисленные трансгрессивно-ретрессивные этапы привели к выполаживанию прибрежного рельефа.

Лагуна образуется на поверхности бывшей регressive террасы, поэтому в трансгрессивной серии морских осадков лагунные образования подстилаются более древними отложениями, причем с резким несогласием, без постепенного фациального перехода. В результате положительных осцилляций формировались серии больших лагун, отделенных барьерами. При унаследованном развитии береговых процессов многократные колебания уровня моря могут привести к такой ситуации, когда приморская равнина будет представлять собой серию последовательно причлененных друг к другу лагунно-трансгрессивных террас (рис. 1). В лагунах, лежащих на все более низких гипсометрических отметках, накапливались шоколадные глины, а морские песчаные отложения фиксировали бывшие береговые линии.

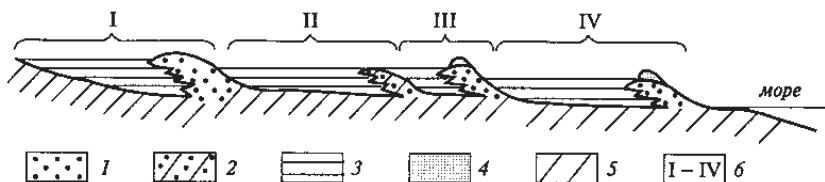


Рисунок 1. 1 – отложения берегового бара; 2 – захороненный бар; 3 – лагунные отложения; 4 – эоловые пески; 5 – подстилающие отложения; 6 – серия лагунно-трансгрессивных террас

Важно отметить, что отложения, которые формируются в лагунах, залегают со стратиграфическим несогласием с отложениями различного генезиса и возраста, наблюдается четкая граница между лагунными и нижележащими отложениями, причем это несогласие далеко не всегда означает размыв.

Таким образом, в береговой зоне Каспия, неоднократно менявшего свой уровень, нельзя коррелировать отложения, вскрытые в обнажениях и сква-

жинах, расположенных в крест простирания древних береговых линий, так как в этом случае есть большая вероятность ошибочно принять за единую толщу отложения разных серий лагунно-трансгрессивных террас, сформировавшихся во время самостоятельных трансгрессий на различных гипсометрических отметках.

Однако данный вывод не принимается во внимание при изучении разрезов на побережье Каспия, поэтому проводится, как обычно при геологических исследованиях, корреляция свит и слоев в разрезах. Так, лессовидные суглинки, венчающие многие разрезы, принимаются за единые ательские суглинки, фиксирующие глубокую регрессию между хазарской и раннехвалынской трансгрессией. Образование субаэральных отложений, присутствующих в хазарских отложениях также принимаются за результат глубокой регрессии.

Детальное изучение литературных источников и полевые исследования показали, что ни в одном из разрезов в Северном Прикаспии нет серии хвалынских морских трансгрессивных толщ. Хвалынские отложения залегают только в кровле разрезов, фиксируя поэтапное снижение уровня моря. Причем залегают они последовательно на все более молодых аллювиально-дельтовых песчаных пачках – ахтубинских песках, черноярских песках, песках в карьере у Цаган-Амана и др. В ряде разрезов видно, что песчаные тела, в свою очередь залегают на хазарских морских толщах.

Все выше сказанное позволило прийти к следующим выводам, которые тесно связаны друг с другом и подкрепляются конкретными литературными и полевыми материалами: 1) была одна крупная, протяженная во времени хазарская трансгрессия с осцилляциями, т.е. на фоне генерального подъема уровня были его незначительные падения, когда в береговой зоне устанавливался континентальный режим. Уровень трансгрессии был около 50 м или даже в ряде районов превышал его. Так Г.И. Рычагов [3] подчеркивал, что позднехазарские террасы расположены выше раннехвалынских и образуют наклонную прибрежную равнину. Все исследователи отмечали, что на берегах Каспия в это время был очень активный волновой режим, а воды были существенно опреснены. По мнению автора это была великая хазарская трансгрессия. Автор склоняется к версии (о чем писала ранее) о существовании в это время перетока вод из Западной Сибири. Кстати П.В. Федоров [4], описывая восточное побережье, подчеркивал, что наблюдаются целые глыбы (до 1 м) палевых песчаных глин с ненарушенной слоистостью, которые встречаются от Челекена и далее вверх по Узбою. Характер обломков и глыб глин с ненарушенной структурой говорит, по его мнению, о кратковременности катастрофического потока. Наличие *Corbicula fluminaris* говорит о том, что поток был речного характера.

Между хазарскими отложениями и хвалынскими в Нижнем Поволжье залегают аллювиальные и озерно-болотные отложения, на западном побережье – мощные аллювиально-пролювиальные толщи (например, до 20 м у

Манаса). На восточном берегу, хвалынские отложения залегают на лессовидных суглинках или непосредственно на хазаре. По нашим представлениям на Нижней Волге после хазарской трансгрессии было падение уровня моря(не более 10-15 м) и формирование первой аллювиальной пачки, т.е. ахтубинских песков. Субаэральный период был длительным – сформировалась серия почв и лессовидные суглинки (атель). Затем, подъем уровня и образование лагуны, в ней – ШГ. Подъем сменился падением и образованием очередной песчаной толщи – черноярских песков, перекрытых лессовидными, но уже не ательскими, а более молодыми суглинками. И вновь падение уровня было неглубоким. Черноярские пески при последующей осцилляции были перекрыты маломощными хвалынскими отложениями. Такой ход событий продолжался вплоть до енотаевской регрессии, когда на значительное падение уровня моря указывает смена типов берегов при последующем подъеме. Последнее происходит при смене сочетаний углов приморской равнины и подводного склона, т.к. глубокая регрессия обнажает более крутой подводный склон. Таким образом, великой хвалынской трансгрессии не было, она является, по-сути, регрессией хазарского моря.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 13-05-00625

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадюкова Е.Н. Генезис хвалынских шоколадных глин Северного Прикаспия // Бюл. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2000. Т. 75. Вып. 5. С. 25–31.
2. Бадюкова Е.Н., Соловьева Г.Д. Лагунно-трансгрессивные террасы // Геоморфология. 2003. №3. С. 36–43.
3. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: МГУ, 1997. 268с.
4. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Известия АН СССР. М., 1957. 296 с.

The article examines the impact of the sea level rise on coastal processes. A detailed analysis of the outcrops suggests that there were no deep Atel regression and Khvalyn transgression. The maximum level Caspian Sea reached in Khazar times, with subsequent regression lagoon-transgressive terraces were formed, the surfaces of which are composed of khvalyn sediments.

Голованова О.В.

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: golovanova2000@mail.ru)

Подземные воды водоносного комплекса плейстоцена

Северного Каспия и Прикаспия.

Особенности водообмена

Golovanova O.V.

(Geologic institute of RAS, Moscow)

Ground water of Pleistocene aquifer system

in the North Caspian and Pre-Caspian region.

Character of the water exchange

Ключевые слова: седиментогенные воды, водообмен, ранний диагенез, субмаринная разгрузка, математическое моделирование массопереноса

Количественная оценка диффузионно-конвективного массопереноса потоками подземных вод является необходимым условием решения широчайшего круга научных и практических проблем. Одними из самых значительных из них являются проблемы соотношений седиментогенных и метеогенных вод, сроков водообмена, распространения загрязнений, влияния миграции поровых растворов на процессы седиментогенеза и диагенеза. Однако, если для одних из них (оценка скоростей водообмена и переноса загрязнителей) проведение комплекса требуемых исследований хотя и трудновыполнимо, но принципиально возможно, то для других, связанных с анализом обстановок геологического прошлого, количественные оценки геомиграционных процессов практически лишены основания. В этих случаях неоценимое значение имеют данные математического моделирования геофильтрации и геомиграции, полученные для районов-аналогов.

В детально изученной области водоносного комплекса плейстоцена (территория Астраханского Газоконденсатного Месторождения) на специально идентифицированной математической модели геомиграции нами установлена, возможно, уникальная обстановка застойного водообмена в верхней гидродинамической зоне [1–4]. Контролирующие ее факторы (рис. 1) можно уверенно использовать для анализа условий водообмена и возможности воздействия на седименто- и диагенез инфильтрационных вод в современных и древних бассейнах-аналогах.

Наши исследования базируются на весьма представительном фактическом материале Астраханской партии НИЧ геологического факультета МГУ, ТИСИЗа, ГИПРОВОДХОЗа, гидрогеологической и инженерно-геологической съемки. Водоносный комплекс плейстоцена изучался во взаимосвязи с атмосферой, поверхностью гидросферой, техносферой и др. на территории около 1600 км² при строительстве и эксплуатации Астрахан-

ского газового комплекса (АГК). Получены тысячи определений уровня, глубин залегания, химического состава подземных вод (по микрокомпонентам – десятки), сотни определений гранулометрического состава пород, их литолого-geoхимических характеристик, фильтрационных и емкостных свойств пород, геофильтрационных, геомиграционных и балансовых характеристик подземного потока.

Отличительной научно-методической особенностью наших исследований является реализация совмещенного подхода к изучению подземных вод – разработка единой модели формирования: геофильтрационной среды водоносного комплекса, гидродинамики и баланса подземного потока, химического состава подземных вод. Основным инструментом количественных оценок является специально построенная для этой цели математическая геомиграционная модель.

Одним из важнейших результатов наших исследований является установление факта сохранения седimentогенных вод в водоносном комплексе плейстоцена Северного Прикаспия и определение условий и факторов, результатом совместного действия которых оно является.



Рисунок 1. Схема соотношения факторов и условий, отвечающих за сохранение либо за вытеснение седimentогенных вод в водоносном комплексе и осадочном бассейне.

В результате сравнительного анализа плейстоцен-голоценового седиментогенеза, диагенеза и количественных оценок подземного стока в различных областях современного Каспийского бассейна [4] нами были выделены области, значительного отличия в смысле соотношения седиментогенных и инфильтрационных вод. По имеющимся на сегодня наиболее представительным оценкам сроков водообмена [3], подземного стока [5,6] и данным идентификации субмариной разгрузки[7–10] наиболее интенсивный подземный сток и активная разгрузка подземных вод, причем преимущественно слабоминерализованных, связанных с метеогенными водами установлены для Западного побережья Каспия. Для всей области Северного Каспия характерно практическое отсутствие движения подземных вод и единичные проявления субмаринной разгрузки, которые связаны с глубинными процессами (соляной тектоники [9,10]).

Характеристики подземного стока и субмаринной разгрузки современного Каспия

— Условная граница области субмаринной разгрузки напорных вод в море. Получена путем аппроксимации пъезометрических поверхностей*

Области высоких значений модуля подземного стока, полученных гидродинамическими расчетными методами*

районы субмаринной разгрузки слабоминерализованных подземных вод**

*- И.С. Зекцер, Р.Г. Джамалов, А.В. Месхетели, 1977, 1984

** - Ю.Н. Гурский, 2003, 2007



Рисунок 2. Схема распределения массового подземного стока и субмариной разгрузки на территории современного Каспия.

Вдоль Западного и, вероятно, Восточного побережья имеется принципиальная возможность площадной субмариной разгрузки на расстоянии около 100м от берега [5,6]. Основная же часть Среднего и Южного Каспия характеризуется весьма ограниченным проявлением разгрузки преимущественно глубинных флюидов, ассоциирующихся с грязевым вулканизмом, зонами тектонической активности и т.п.

Как известно, воды, заключенные в морских осадках, в процессе диагенеза отжимаются и перераспределяются в осадочном бассейне. Часть из них пополняет водный баланс морского бассейна. Проведенный анализ показывает, что та часть подземных вод, которая возвращается обратно в морской бассейн путем субмариной разгрузки и площадного перетекания (наиболее весомая в количественном смысле) оказывается сравнительно небольшой. Следовательно, роль конвективных массопотоков в море, по всей вероятности, незначительна и основная часть массопереноса через границу вода-дно осуществляется диффузионно-дисперсионным путем.

Сохранность седimentогенных вод (геохимически несколько измененных в процессе диагенеза в сторону увеличения минерализации за счет взаимодействия с породой [7,8,11, 12]) в водоносном комплексе плейстоцена Северного Прикаспия обеспечивает неосложненный ход диагенетических трансформаций. Усложнение геохимической картины в водо-породной системе осадочного бассейна чаще всего связано с внедрением вод либо иных генетических типов, либо иной степени метаморфизации. Это необходимо учитывать при палеогеологических реконструкциях, что является весьма сложной задачей. Весьма часто воздействие вод и массопотоков на литогенез игнорируется. Поэтому представляется весьма важным анализ факторов и условий геологического прошлого с точки зрения обеспечения стабильности седimentогенных вод. Мы предлагаем использовать для этой цели комплекс установленных нами показателей (рис. 1).

Автор признателен профессору К.Е. Питьевой, профессору А.В. Лехову, докт. геол-мин наук Ю.О. Гаврилову, канд. химич. наук С.А. Брусиловскому и всем, кто помогал в проведении исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Питьева К.Е., Голованова О.В. Прогноз влияния крупных промышленных комплексов на качество подземных и речных вод в условиях повышения уровня Каспийского моря // Материалы международного симпозиума “Подземный сток в прибрежной зоне”. М., 1996. С. 35.
2. Голованова О.В. Формирование подземных вод плейстоцена Северного Прикаспия в связи с эксплуатацией Астраханского газового Комплекса. Автореф. дисс. ... канд. геол-мин. наук. М.: МГУ, 2004. 31с.
3. Голованова О.В. Подземные воды водоносного комплекса плейстоцена Северного Каспия и Прикаспия. Сообщение 1. Специфика условий водообмена и фак-

- торы сохранения седиментогенных вод // Литология и полез.ископаемые. 2015. № 3. С. 258–275.
4. Голованова О.В. Подземные воды водоносного комплекса плеистоцена Северного Каспия и Прикаспия. Сообщение 2. Значение сохранения седиментогенных вод для развития осадочных бассейнов и палеогеологических реконструкций // Литология и полез.ископаемые. 2015. № 4. С. 362–382.
 5. Джамалов Р.Г., Зекцер И.С., Месхетели А.В. Подземный сток в моря и мировой океан. М.: Наука, 1977. 94 с.
 6. Джамалов Р.Г., Зекцер И.С., Месхетели А.В. Подземный водообмен суши и моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 207с.
 7. Гурский Ю.П. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Сообщение 1. Методы изучения и процессы формирования химического состава иловых вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Белого, Балтийского морей. М.: ГЕОС, 2003. 331 с.
 8. Гурский Ю.П. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Сообщение 2. Иловые воды Красного и Средиземного морей. Зоны эстуариев. Закономерности формирования и классификация вод литогидросферы. М.: ГЕОС, 2007. 449 с.
 9. Брусиловский С.А., Лаптева Л.А. Хлорность иловых растворов – геохимический индикатор субмариной разгрузки подземных вод в Каспийское море // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 5.М.: Изд-во МГУ, 1976. С.168–188.
 10. Брусиловский С.А., Лаптева Л.А. Основные закономерности распределения хлорид-ионов в иловых водах Каспийского моря //Химико-океанологические исследования. М.: Наука, 1977. С. 20–35.
 11. Вершинин А.В., РозановА.Г. Химический обмен на границе вода-дно в океанах и морях. М.: ГЕОС, 2002. 162 с.
 12. Тагеева Н.В., Тихомирова М.М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 246 с.

Groundwater of the Pleistocene aquifer system was studied in the north Caspian and Near Caspian regions (March 1989 – December 2004). Sedimentary water integrity is shown. The absence of reliable data on the submarine groundwater discharge (in contrast of the western coast) is accented. A system of specific natural factors and conditions (at the quantitative level in many cases) is determined. It can be used for the trustworthy assumption of stability of sedimentary water in basin. It is of great significance for the development of sedimentary basin and paleogeological reconstructions.

Гордеев В.В., Маккавеев П.Н., Рейхард Л.Е.,

Коченкова А.И.

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

Химический состав взвеси усыхающего Аральского моря

Gordeev V.V., Makkaveev P.N., Reykhard L.E.,

Kochenkova A.I.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Chemical composition of suspended matter in the drying Aral Sea

Ключевые слова: Аральское море, взвесь, химический состав, минералогия, серово-дородное заражение.

Аральское море представляет собой уникальный природный объект, подвергающийся усыханию с удивительно высокой скоростью. С начала высыхания в 1961 г. общее понижение уровня (по состоянию на конец 2010 г.) составило 26.7 м, суммарная площадь поверхности моря уменьшилась в 8 раз, а его объём – в 12–13 раз [1]. Годовой речной сток в море из Амударьи и Сырдарьи, составлявший в 1960 г. около 56 км³, упал практически до нуля. Море ныне превратилось в гиперсолёный водоём с солёностью до 130 г/кг в западном бассейне и до более 210 г/кг в восточном бассейне [1], что не могло не привести к глубокой трансформации всей геохимической системы Аральского моря. Это подтвердили недавние исследования по геохимии донных осадков моря [2].

Сотрудники ИО РАН во главе с д.г.н. П.О. Завьяловым с 2002 г. проводят регулярные исследования Аральского моря. Почти в каждой экспедиции важное место занимали работы на поперечном разрезе через Западный бассейн моря (рис. 1).

Существенное влияние на гидрохимический режим вод и геохимию воды и взвеси оказывает наличие в глубоких водах моря анаэробных условий [3]. Сероводород был обнаружен в 2002 г. [1]. Глубина появления H₂Sc 2002 по 2010 гг. менялась от 15 до 35 м. Осенью 2013 г. верхняя граница обнаружения сероводорода находилась на глубине 18 м (рис. 2).

Особый интерес представляют знания о современном составе взвешенного вещества морских вод. Такая информация позволила бы ответить на вопрос: происходит и в какой мере формирование современного химического состава донных отложений в толще вод, или этот состав представляет собой результат процессов, протекающих уже в самом накопившемся на дне материале.

Цель данной работы состоит в том, чтобы получить информацию о концентрации взвешенных веществ в морской воде, её вещественном составе,

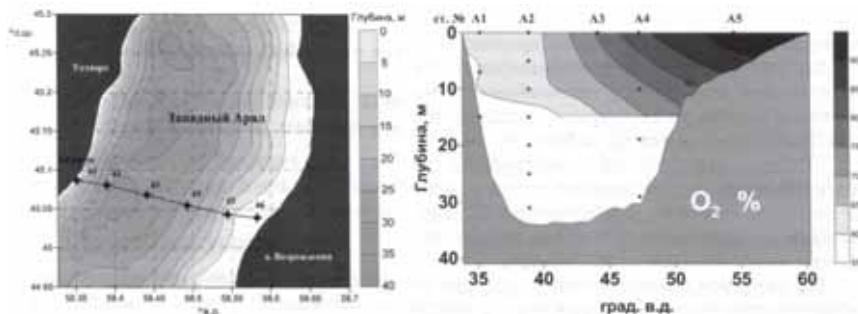


Рисунок 1. Схема расположения станций, на которых в 2012 и 2013 гг. проводились гидрохимические исследования.

Рисунок 2. Распределение насыщения вод растворенным кислородом (%) на разрезе по 58.5° с.ш. в октябре 2013 г.

элементном составе взвеси и результатах сравнения химического состава взвеси и современных донных осадков.

Работы по отбору проб воды выполнялись в конце октября 2012г. на разрезе, проходящем через Западный бассейн примерно по 58° с.ш. (рис. 1). Отбор проб проводился пластиковыми батометрами Нискина ёмкостью 5 л. с помощью ручной лёбёдки, установленной на надувной лодке. В береговой лаборатории проводилась фильтрация проб воды через ядерные фильтры с размером пор 0.4 мкм. Для удаления с фильтров солей после окончания фильтрации через фильтры пропускали деионизованную воду.

Вещественный состав микрочастиц взвеси анализировался с помощью поляризационного микроскопа ПОЛАМ Л-213М и сканирующего электронного микроскопа TESCANVEGA 3 суниверсальной платформой для рентгеноспектрального микроанализа INCA Energy (аналитик В.А. Карлов). Элементный состав взвеси на фильтрах выполнялся методом индуктивно-связанной плазмы – масс-спектрометрии (ИСП-МС) на спектрометре Agilent-7500 (Япония). Индий использовался в качестве внутреннего стандарта. Фильтры со взвесью растворялись в смеси малых количеств $\text{HNO}_3 + \text{HF} + \text{H}_2\text{O}_2$ в тефлоновых стаканах в ультразвуковой ванне «Сапфир» при $t=65^\circ\text{C}$. Для контроля качества анализов использовались стандарты донных отложений рек и прибрежных зон морей GSD-2-GSD-12 (Китай).

Всего было отобрано 16 проб как с поверхности, так и с разных глубин. Несмотря на то, что бассейн Аральского моря расположен в аридной зоне, где нередко происходят пыльные бури, концентрация взвеси в морской воде сравнительно низкая (табл.). В верхнем 10-ти метровом слое она колеблется в диапазоне от 0.38 до 3.28 мг/л (ср. 2.30 мг/л), на глубине от 18 до 38 м концентрация немного выше – 1.44–5.13 мг/л (ср. 3.29 мг/л). Такие

уровни концентрации взвеси характерны и для других морей, например для Белого моря [4].

Таблица. Диапазон и средние концентрации взвеси и химических элементов во взвеси Аральского моря.

Гор-т под. толщ., м	Конц-я взвеси, мг/л	Fe	Al	Ca	Na	Mg	Ti	Mn	Cu	Ni	Co	Cr
		%										
0-10 (n=11)	0,38-3,28 ср. 2,30	0,50-3,06 ср. 1,0	2,2-5,4 ср. 3,96	1,5-3,0 ср. 2,32	0,32-3,2 ср. 1,23	0,63-1,6 ср. 1,07	0,09-0,28 ср. 0,15	0,06-0,29 ср. 0,11	30-110 ср. 58	30-108 ср. 58	6-22 ср. 11,5	38-170 ср. 71
18-38 (n=5)	1,44-5,13 ср. 3,29	0,5-0,9 ср. 0,69	2,1-5,0 ср. 2,37	1,45-2,0 ср. 1,7	0,5-1,7 ср. 1,19	0,94-1,25 ср. 1,09	0,06-0,18 ср. 0,095	0,05-0,16 ср. 0,12	60-120 ср. 89	40-167 ср. 95	9-23 ср. 17,2	31-98 ср. 57
Гор-т под. толщ., м	Конц-я взвеси, мг/л	Be	Mo	W	V	Zr	Nb	Ta	Tl	Pb	Th	U
		%										
0-10 (n=11)	0,38-3,28 ср. 2,30	0,6-1,8 ср. 1,3	3,8-9,5 ср. 8,0	1,8-11,3 ср. 4,1	17-46 ср. 30	50-175 ср. 89	6,7-18,0 ср. 15,2	0,28-3,3 ср. 0,9	0,09-0,73 ср. 0,33	19-56 ср. 35	2,9-15,4 ср. 6,7	23,0-10,7 ср. 4,4
18-38 (n=5)	1,44-5,13 ср. 3,29	0,7-1,1 ср. 0,85	7,2-145 ср. 55,6	2,2-4,2 ср. 2,9	17-40 ср. 24	32-115 ср. 56	5,2-10,8 ср. 7,6	0,36-0,89 ср. 0,51	0,11-1,14 ср. 0,55	35-75 ср. 58	0,6-3,8 ср. 1,5	3,4-5,8 ср. 4,5

Микроскопические исследования показали, что во взвеси Аральского моря присутствуют частицы пелитовой и алевритовой фракции различного генезиса: а) биогенные компоненты (опаловые панцири диатомовых водорослей эвригалинных видов (рис. 3а), пыльцевые зерна растений семейства сложноцветных (Asteraceae), кокколиты карбонатного состава); б) обломочные зёрна терригенных минералов, из которых наиболее достоверно диагностируются зерна кварца (рис. 3б), полевых шпатов, амфиболов, пироксенов, карбонатов, частицы глинистых минералов и их агрегаты; в) кристаллы аутигенных (хемогенных) минералов, а именно кристаллы гипса ($\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) различного габитуса, а также кристаллические агрегаты стронцианита (SrCO_3) сложной формы, в которых фиксируется постоянная примесь кальция (до 1,4%) (рис. 3в).

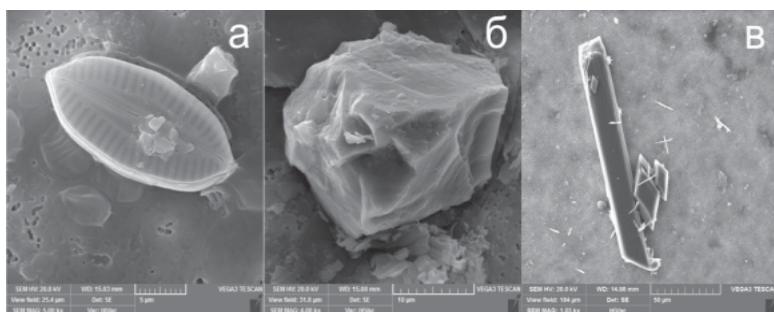


Рисунок 3. Микрочастицы взвеси различного генезиса и состава.

Данные по микроскопическому изучению частиц взвеси указывают на различные источники их поступления в морской бассейн: в результате эо-

лового переноса, абразии берегов и дна, биогенного осаждения, а также в процессе хемогенного минералообразования.

Данные о содержании во взвеси 22-х химических элементов представлены в таблице и на рис. 4. Отдельно показаны диапазоны колебаний и средние содержания для верхнего 10-метрового слоя вод и для глубинных вод от 18 до 38 м.

Как было упомянуто выше, на горизонтах от 18 м и глубже почти отсутствует растворенный кислород и возрастает концентрация сероводорода. Рассмотрение и сопоставление средних содержаний элементов во взвеси Арала с осадочными породами (глины и сланцы по [5]) и донными осадками современного Аральского моря [2] показывает следующее:

1. По сравнению с глинами и сланцами аральская взвесь заметно обеднена основными элементами – Fe, Al, Mg, Ti и мало отличается по содержанию Na, Ca, Mn. Взвесь существенно беднее глин и сланцев такими микроэлементами как Tl, Ta, Be, Th, V, Zr и обогащена Mo, W, Pb, Cu, Ni.

2. Донные осадки Арала обогащены по сравнению со взвесью Ca, Mg, Na и ураном, особенно из глубоководной впадины моря, для которой характерно сероводородное заражение.

3. Особое внимание привлекает молибден. Его содержание уже в воде верхних горизонтов заметно превышает его содержание в донных осадках вне зоны сероводородного заражения (8 мкг/г против 2.7 мкг/г), а в зоне заражения содержания этого металла и в осадках, и во взвеси очень высоки и близки между собой – порядка 50–55 мкг/г в среднем.

4. Донные осадки впадины моря также заметно обогащены ураном (до 10 мкг/г), мышьяком и стронцием (данные по этим элементам во взвеси отсутствуют). Наши данные по взвеси Арала не показывают обогащения ураном.

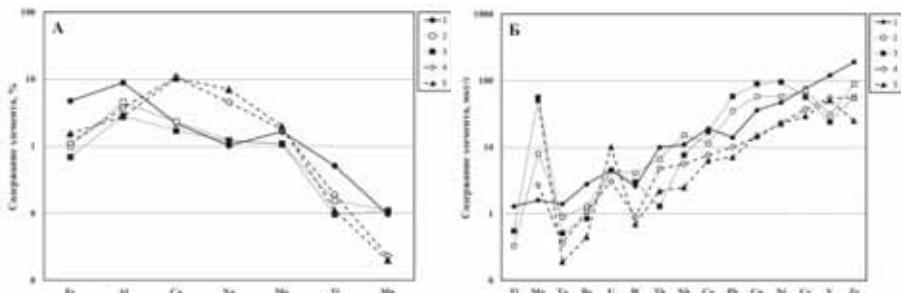


Рисунок 4. Сравнение элементного состава взвеси Арала с составом осадочных пород [5] и современных донных осадков Арала [2]: А – макроэлементы (%); Б – микроэлементы (мкг/г); 1 – глины, сланцы [5]; 2 – взвесь (0–10 м); 3 – взвесь (18–38 м); 4 – донные осадки (7 м); 5 – донные осадки (впадина).

Имеющаяся информация о химическом составе взвеси современного Аральского моря указывает на то, что после прекращения речного стока в море, по-видимому, возросла роль эолового материала, что сказалось на понижении во взвеси, а вслед за ней и в донных осадках таких элементов как Al, Fe, Ti, Mg и группы микроэлементов – Tl, Ta, Be, Th, V, Zr. С развитием активного усыхания моря и резкого увеличения минерализации воды усилились процессы хемогенного минералообразования, которое интенсивно происходит не только в донных осадках [1, 2], но и в водной толще. Развитие сероводородного заражения глубоководной впадины особенно ярко проявляется как в резком увеличении содержаний молибдена во взвеси, по нашим данным, так и увеличении молибдена, урана и органического углерода в донных осадках впадины) [2].

Авторы выражают благодарность руководителю проекта по изучению Аральского моря д.г.н. Завьялову П.О. и аналитику Карлову В.А.

Работа выполнена при поддержке гранта НШ-2493.2014.5

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Завьялов П.О., Арашкевич Е.Г., Бастида И. и др. Большое Аральское море в начале 21-го века: физика, биология, химия. М.: Наука. 2012. 229 с.
2. Батурина Г.Н., Завьялов П.О., Фридрих Я. Геохимия осадков современного Аральского бассейна // Океанология. 2015. Т.55. №2.С. 280–290
3. Маккавеев П.Н., Гордеев В.В., Завьялов П.О. и др. Организация гидрохимических наблюдений на Аральском море в 2012–2013 гг. // Водные ресурсы. 2015. (в печати).
4. Кравчишина М.Д. Взвешенное вещество Белого моря и его гранулометрический состав. М.: Научный мир, 2009. 264 с.
5. Григорьев Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия. 2004. №7. С. 785–792.

The data on the chemical and mineralogical composition of the modern Aral Sea suspended particulate matter (SPM) were obtained for the first time. They demonstrate that the stopping of river discharge to the sea and very sharp increasing of water mineralization resulted to significant changes in SPM chemical composition. SPM from the water deeper than 18 m in the Western Basin, where hydrogen sulphide contamination is developed, is characterized by low concentrations of terrigenous elements – Al, Fe, Ti, V, Zr and other and very high concentration of Mo (up to 145 mkg/g).

Григорьев В.А.

(Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург,
e-mail: vasily.grigoriev@gmail.com)

Современные скорости осадконакопления в Южной глубоководной впадине Каспийского моря по данным ^{210}Pb -датирования

Grigoriev V.A.

(Saint Petersburg state university, Saint Petersburg)

Modern sedimentation rates in the Southern deep depression of the Caspian Sea according to ^{210}Pb -dating

Ключевые слова: скорость осадконакопления, свинец-210, Каспийское море

Представленные результаты получены в ходе продолжения работ, начатых в 2012 г. по программе «Система Каспийского моря» под руководством академика А.П. Лисицына. До настоящего времени были выполнены изотопно-геохронометрические исследования 3-х осадочных колонок, отобранных в ходе 39-ого рейса НИС «Рифт» в Каспийском море. Данные этих исследований, проведенные с применением метода неравновесного свинца-210, позволили рассчитать среднюю скорость осадконакопления на северном склоне Южной впадины за последние ~100 лет, где она составила 0.88 ± 0.02 мм/год [1].

Содержание изотопа ^{210}Pb в указанной работе определялось по активности внучатого изотопа ^{210}Po , извлеченного из проб по дистилляционной методике выделения полония [2].

В настоящем исследовании автором была применена методика, основанная на самопроизвольном выделении полония на никеле из кислых растворов [3]. Но в силу высокой карбонатности анализируемых проб [4] было принято решение ограничиться кислотным выщелачиванием, а не подвергать материал полному растворению.

В качестве объекта исследования был выбран осадочный керн из центральной части Южной котловины (ст. 3916 39-ого рейса НИС «Рифт»), где карбонатность осадков превышает 20% [4].

Данные по содержанию $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ в материале слоев керна донных осадков со ст. 3916 представлены в таблице.

Как видно из таблицы, содержание $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ уменьшается по мере увеличения глубины, причем это снижение имеет выраженный экспоненциальный тренд (коэффициент корреляции $r = -0.963$), характерный для радиоактивного распада не поддержанного равновесием изотопа ^{210}Pb ($T_{1/2} = 22.2$ лет) в закрытой системе (рис.).

Таблица. Содержание $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ в отдельных слоях осадочной колонки (ст. 3916).

Слой, см	Содержание $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$, Бк/кг
1 – 2	642.6 ± 14.3
2 – 3	394.5 ± 9.4
3 – 4	201.8 ± 10.9
4 – 5	54.7 ± 6.7
5 – 6	41.5 ± 6.1

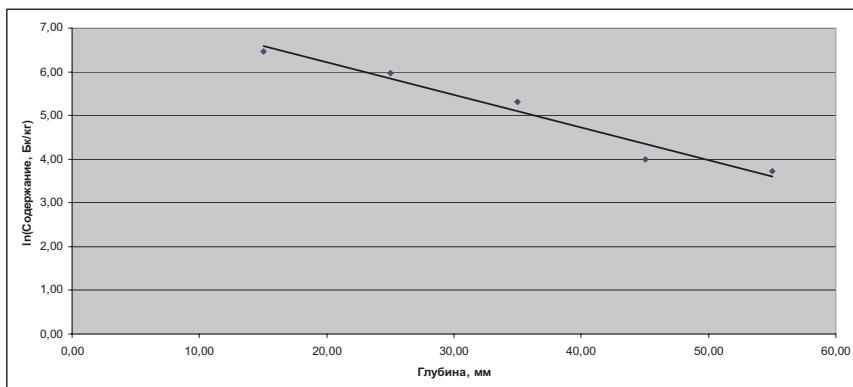


Рисунок. Распределение $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ в осадочной колонке (ст. 3916).

Расчет средней скорости осадконакопления и погрешности проводился по модели постоянной начальной концентрации [5]. В результате средняя скорость осадконакопления первых 6 см донных осадков в районе ст. 3916 – центральной части Южной впадины (глубина – 1025 м) – составила 0.46 ± 0.02 мм/год.

Это значение почти в 2 раза меньше скорости осадконакопления определенной ранее для северного склона Южной впадины, что может свидетельствовать, как и в случае с Дербентской котловиной [4], о более высоких показателях потоков вещества и концентрациях взвеси над склоновыми частями этого образования.

Автор благодарен академику А.П. Лисицыну за поддержку, А.А. Клювиткину, М.Д. Кравчишиной, А.Н. Новигатскому, Н.В. Политовой и Н.В. Козиной за помощь в экспедиции, Ф.Е.Максимову и В.Ю.Кузнецовой за ценные советы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григорьев В.А., Струков В.Н., Петров А.Ю., Старикова А.А. Новые данные о современных скоростях седиментации в Каспийском море // Геология морей и океанов: Материалы XX Международной Научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 2013. Т. 3. С. 308–311.
2. Ампелогова Н.И. Радиохимия полония. М.: Атомиздат, 1976. 144 с.
3. Blanchard R. L. Rapid determination of Lead – 210 and Polonium – 210 in Environmental samples by deposition on Nickel //Anal. Chem. 1966. V.38. P. 189–192.
4. Козина Н.В. Минеральный состав донных отложений и особенности современного осадконакопления в Каспийском море. Диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, 2015.
5. Купцов В. М. Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей. М.: Наука. 1986. 271 с.

The sediment core from central part of the Southern deep depression of the Caspian Sea was dated by ^{210}Pb -method. The average sedimentation rate of 0.46 \pm 0.02 mm/yr was ca. 2 times less than that obtained earlier for northern slope of this depression [1].

**Клювиткин А.А.¹, Амбросимов А.К.¹, Филиппов А.С.¹,
Корж А.О.²**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:
klyuvitkin@ocean.ru; ²Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П.
Ширшова РАН, г. Калининград)

**Комплексные исследования Каспийского моря
в экспедиции НИС «Тантал» в мае 2015 г.**

**Klyuvitkin A.A.¹, Ambrosimov A.K.¹, Filippov A.S.¹,
Korzh A.O.²**

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

**Comprehensive studies of the Caspian Sea System
in the expedition of the RV “Tantal” in May 2015**

Ключевые слова: осадочное вещество, вертикальный поток, течения, сероводород

С 14 по 23 мая 2015 г. в рамках программы «Система Каспийского моря» (руководитель – академик А.П. Лисицын) проводилась комплексная экспедиция на НИС «Тантал». Главная цель экспедиции – исследование современной седиментационной системы Каспийского моря, включающее спутниковые, гидрофизические, гидрохимические, геологические и биогеохимические методы, изучение микро- и наночастиц и др. (рис. 1). Экспедиция продолжает начатые ранее исследования [1–3].

Гидрофизические работы включали зондирование водной толщи изменение течений во всей толще воды акустическим профилографом течений ADCP WHS-150. Выполнено 35 зондирований мультипараметрическим CTD-зондом SBE-19.

На комплексных океанологических станциях в глубоководной Дербентской впадине выполнялся отбор проб воды для гидрохимических исследований. Концентрация растворенного в воде сероводорода определялась колориметрическим методом с сравнительным цветовым диском MColortestTM, Merck. Концентрация растворенного в воде кислорода определялась титрованием по методу Винклера с титрующей пипеткой MColortestTM, Merck.

За время экспедиции была поднята одна автономная глубинная седиментационная обсерватория (АГОС), поставленная во 2-м рейсе НИС «Никифор Шуреков» в сентябре 2013 г. и одна АГОС, поставленная в экспедиции НИС «Тантал» в декабре 2014 г. Поставлены 2 новые обсерватории. АГОС проработали с октября 2012 г. и накопили уникальную информацию по осадочному материалу. Получены длительные записи изменчивости температуры, скорости и направлений течений с помощью измерителя

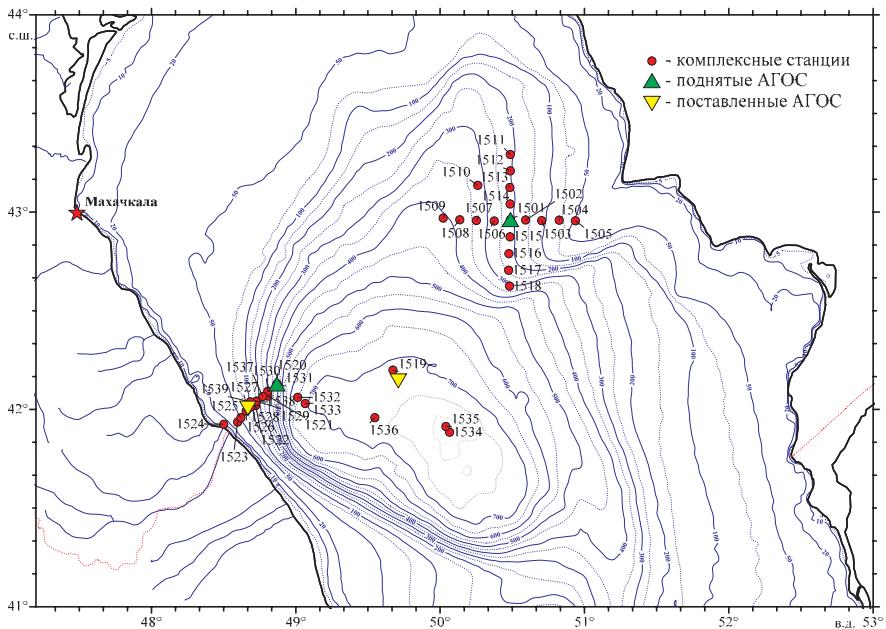


Рисунок 1. Схема расположения станций.

Поток-2М (ОКБ ОТ РАН), трех профилографов ADCPArgonaut-MD (Sontek) и одного DVS-750 (TRDI), а также ГРС-3 и “Вектор-2”, отработавших в составе АГОС.

ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основное внимание в гидрофизических исследованиях экспедиции НИС “Тантал” было уделено изменчивости течений в районе Песчаномысского поднятия (ПМП), а также на разрезе через свал глубин на западной периферии Дербентской впадины.

Крестообразный разрез течений и СТД-параметров на 10-ти станциях с севера на юг и 10-ти – с запада на восток, выполненный у западной оконечности ПМП, показал, что с западной стороны на глубинах ~ 300 м придонное течение огибает поднятие и движется в северо-западном направлении. Однако, далее течение упирается в северо-восточный склон Дербентской котловины и разворачивается в юго-западном направлении.

Сезонную изменчивость в районе ПМП хорошо демонстрируют данные, полученные с измерителя течений SontecArgonautMD-D426, который отработал более года с 04.09.2013 по 11.12.2014 г., в придонной области с северной стороны ПМП на ст. НШ1343 (T1501) (рис. 2). От зимы к лету скорости течений уменьшаются в два раза. Если в холодный сезон направле-

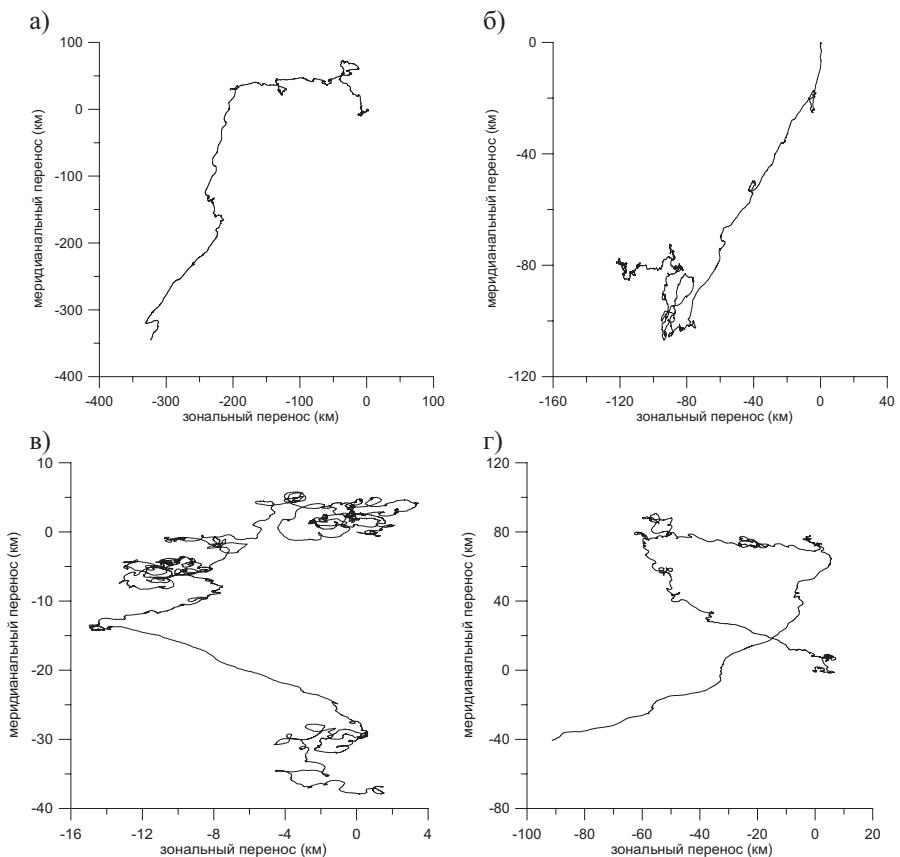


Рисунок 2. Перенос водных масс на ст. НШ1343 на горизонте 195 м (глубина моря 222 м): а) 04.09.2013–22.02.2014; б) 22.02–31.05.2014 г.; в) 01.06–31.08.2014 г.; г) 01.09–11.12.2014 г.

ние движения водных масс проходит примерно в одном направлении на юго-запад, то в теплый течение ослабевает, начинает меандрировать и направления движения воды изменяются вплоть до противоположных. Тем не менее, результирующий годовой перенос осуществляется в юго-западном направлении. В начале лета определяющую роль в возмущении движения вод в ЦК играют паводковые воды, поступающие со стоками рек Волги и Урала. Следует отметить, что сезонная изменчивость присуща всему ЦК на всей его протяженности в Среднем Каспии.

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.

По полученным в 2015 г. данным в Среднем Каспии продолжается отмеченное в начале 2000-х годов обострение гипоксии. Концентрация растворенного кислорода в Дербентской впадине глубже 600 м составляла менее 0.5 мл/л, а с 595–615 м отмечено появление сероводорода, концентрация которого увеличивалась ко дну от 0.03 до 0.46 мл/л (рис. 3).

Для пространственного распределения отмечается куполообразная верхняя граница появления сероводорода. Так на ст. T1532 при глубине моря 624 м сероводород вообще не обнаружен, на ст. T1533 при глубине моря 677 м сероводород появился на горизонте 632 м, а в глубокой части Дербентской впадины (ст. T1519, T1534, T1536, глубина моря 690–765 м) появление сероводорода фиксировалось уже на горизонте 595–606 м. Очевидно, происходит усиление сероводородного заражения моря. Так в предыдущих экспедициях граница появления сероводорода фиксировалась не выше 630–640 м [3, 4].

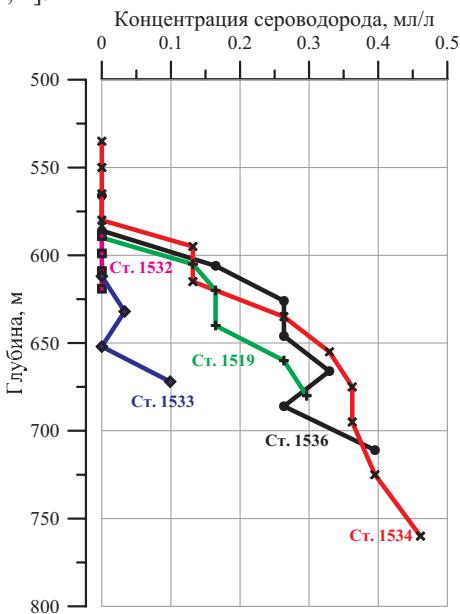


Рисунок 3. Вертикальное распределение концентраций растворенного сероводорода в мае 2015 г. в Дербентской впадине Каспийского моря.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПОТОКИ ВЕЩЕСТВА

Для изучения вертикальных потоков вещества использовались седиментационные ловушки, установленные в составе АГОС. Метод позволяет измерять абсолютные массы осадочного материала на разных глубинах моря на основе прямых определений количества этого материала, осаждающегося в седиментационные ловушки. Использовались интегральные малые цилиндрические седиментационные ловушки – МСЛ-110 и большие конические 12-стаканные седиментационные ловушки Лотос-3. За время экспедиции была поднята одна АГОС, поставленная во 2-м рейсе НИС «Никифор Шуреков» в сентябре 2013 г., одна АГОС, поставленная в экспедиции НИС «Тантал» в декабре 2014 г. и поставлены 2 новые. Визуальный осмотр собранных проб позволяет говорить об увеличении потоков в придонных горизонтах.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за общее руководство работами, Дагестанскому центру по гидрометеорологии мониторингу окружающей среды в лице Д.П. Поставка за помощь в организации экспедиции, капитану и экипажу НИС “Тантал” за помощь в экспедиции.

Экспедиция проведена при финансовой поддержке гранта РНФ № 14-27-00114 “Седименто-биогеохимические исследования морей европейской части России (рассеянное осадочное вещество, донные осадки, диагенез). Взаимодействие геосфер, потоки вещества и энергии”, обработка полученных материалов частично выполнялась при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00769.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амбросимов А.К., Клювиткин А.А., Гольдин Ю.А. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 39-м рейсе научно-исследовательского судна “Рифт” // Океанология. 2014. Т. 54. № 3. С. 428–432.
2. Амбросимов А.К., Клювиткин А.А., Артамонова К.В. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 41-м рейсе научно-исследовательского судна “Рифт” // Океанология. 2014. Т. 54. № 5. С. 715–720.
3. Клювиткин А.А., Амбросимов А.К., Кравчишина М.Д. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря во 2-м рейсе научно-исследовательского судна “Никифор Шуреков” // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 344–347.
4. Серебренникова Е.А., Сапожников В.В., Духова Л.А. Особенности изменчивости гидрохимических условий в глубоководных котловинах Каспийского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 217–223.

New data about hydrophysic, hydrochemistry and sedimentation system of the Caspian Sea collected in May 2015 during expedition of the RV “Tantal” are presented.

Козина Н.В.

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

Распределение биогенных компонентов (CaCO_3 , С_{орг.}, $\text{SiO}_{2\text{ам.}}$) в поверхностных донных осадках Каспийского моря

Kozina N.V.

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

Distribution the biogenic components (CaCO_3 , organic carbon, amorphous silica) of the surface bottom sediments of the Caspian Sea

Каспийское море, донные осадки, процессы седиментации, биогенные компоненты.

Каспийское море – озеро, являющееся одним из крупнейших бессточных водоемов земного шара, расположено как в гумидной, так и в аридной областях. Процесс современного осадконакопления в Каспийском море интересен своим разнообразием и давно привлекает внимание исследователей. В его пределах перерабатывается большое количество терригенного материала, поступающего с речным стоком из гумидных областей, а также аэрозолей, которые поставляются по воздуху из аридной зоны. Кроме того, здесь активно протекает хемогенное и биогенное накопление осадков [1–3]. Закономерности осадконакопления в Каспийском море с различной степенью обобщения рассматривались многими исследователями 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. Хрусталевым и многими другими.

Большой интерес к исследованию Каспийского моря вновь начал расти в последние годы. Возглавляемая академиком А.П. Лисицыным Лаборатория физико-геологических исследований начала разработку инновационной океанологической системы, включающей в себя комплекс новых методов и приборов для проведения четырехмерных океанологических и биохимических исследований.

Материал для исследований был получен автором с коллегами в экспедициях НИС «Рифт» и «Никифор Шуреков» в 2010, 2012 и 2013 гг. Впервые для данного бассейна при отборе проб донных осадков использовался новейший пробоотборник (мультикорер), который позволяет сохранить верхний полужидкий слой (наилок) ненарушенным. Пробы отбирались из керна мультикорера с дискретностью от 0.5 см в поверхностных горизонтах до 5 см в нижних горизонтах. Другую часть проб донных осадков любезно

предоставил Г.Н. Батурин (пробы были отобраны дночерпателем).

Распределение биогенных компонентов по площади дна Каспийского моря представляет большой интерес для познания процессов современной седиментации данного водоема. Для всех биогенных компонентов в донных осадках Каспийского моря прослеживается воздействие нескольких факторов (биогенный процесс, поступление терригенного материала, диагенетические преобразования). Кроме того, на вышеперечисленные факторы большое влияние оказывает гидродинамический режим [1–4].

Карбонат кальция является одним из ведущих компонентов поверхностных донных осадков Каспийского моря. В данном водоеме активно протекает хемогенное и биогенное карбонатонакопление [1–3, 5]. Накоплению CaCO_3 благоприятствуют гидрохимические условия, развитые в этом водоеме, географическая обстановка и местоположение водосбора.

В Северном Каспии по происхождению и условиям локализации выделяются две группы высококарбонатных осадков. В первой группе образуются локальные скопления CaCO_3 , представленного раковинным материалом, который слагает банки, острова и отмелые участки моря. Во второй группе повышенные концентрации CaCO_3 связаны не только с биогенными процессами, но и с поступлением терригенного и хемогенного кальцита (Уральская бороздина, образование оолитов на границе со Средним Каспием) [1, 2].

В Среднем и Южном Каспии высококарбонатные осадки связаны с большими концентрациями раковинного материала в шельфовых областях моря, а также с хемогенной садкой кальцита в глубоководных впадинах и хемогенным формированием оолитов, плотных карбонатных корок из сцепментированных оолитов и сферолитов на восточном шельфе Каспийского моря. Максимальные значения CaCO_3 (>90%) приурочены к шельфовым областям Каспийского моря, где зафиксирована высокая продуктивность моллюсков (рис. 1). С глубиной содержание биогенного материала уменьшается вплоть до полного исчезновения в глубоководных впадинах. Минимальные концентрации CaCO_3 (<10%) зафиксированы в западной и центральной частях Дербентской впадины (рис. 1).

В Южном Каспии, помимо прибрежного биогенного накопления CaCO_3 , преобладает хемогенное осаждение карбонатов. Южная глубоководная впадина представлена слабоизвестковыми и известковыми пелитовыми илами. Вдоль восточного побережья Южного Каспия на глубинах от 50 до 200–300 м протягивается мощная толща известковых отложений (CaCO_3 – 50–90%), представленная светло-серыми, вязкими и жирными на ощупь известковыми илами (рис. 1). Обломки раковин здесь встречены в единичных экземплярах. В этом районе происходит активное хемогенное накопление карбонатного материала. Вдоль восточного побережья Южного Каспия на глубинах около 50 м происходит активное формирование оолитов, сцепментированных карбонатных корок и наросших на них сферолитов.

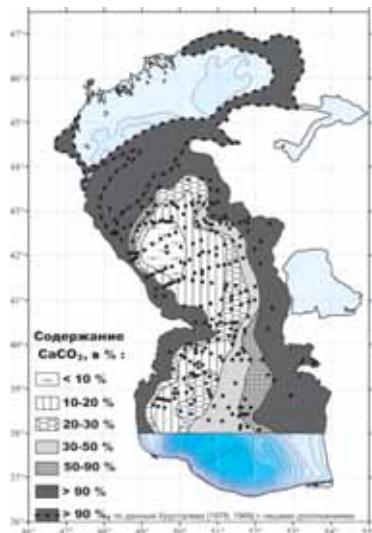


Рисунок 1. Распределение CaCO₃ в поверхностных донных осадках Каспийского моря.

Исследование донных осадков, отобранных мультикорером показало, что в вертикальном разрезе прослеживается определенная закономерность в распределении содержания CaCO₃ (рис. 2, 3). Содержание CaCO₃ значительно увеличивается от верхних горизонтов, где концентрация составляет первые проценты – 20%, к нижним горизонтам – до 50%.

В Каспийском море распределение C_{опр.} по литологическим типам донных осадков обнаруживает закономерность, которая установлена для большинства внутренних морей и выражается в зависимости его концентраций от степени дисперсности осадков [2, 4, 6, 7]. В основном, максимальные значения C_{опр.} тяготеют к пелитовым илам, а минимальные – к пескам и крупным алевритам. В Среднем и Южном Каспии содержание C_{опр.} увеличивается от прибрежных зон в сторону глубоководных областей.

Для Каспийского моря получены новые данные по распределению C_{опр.} в поверхностных слоях донных осадков (рис. 2, 3). Полученные концентрации C_{опр.} в 2–3 раза превышают значения, установленные предыдущими исследователями [1, 2, 4, 6, 7]. Было исследовано 8 колонок, расположенных на Транскаспийском разрезе (рис. 2). Впервые в Дербентской котловине и в Южной котловине в центральной ее части и на северном склоне, где происходит накопление пелитовых и известково-пелитовых илов, зафиксированы высокие концентрации C_{опр.} (рис. 2). Установлено, что в верхнем слое осадка (в интервале 0–2 см) содержание C_{опр.} в колонках (ст. 3907, ст. 3917,

ст. 3916) составляет от 6 до 8%. После верхних 2–х см вниз по разрезу количество органического углерода резко уменьшается до 4% и менее. Полученные в 2–3 раза повышенные концентрации $C_{\text{опр.}}$ связаны с наличием сероводорода в глубоководных впадинах Среднего и Южного Каспия и отсутствием кислорода в этих зонах, что было подтверждено в комплексных исследованиях 2012 г. В связи с отсутствием кислорода, органическое вещество не способно быстро разлагаться, вследствие чего, происходит «консервирование» $C_{\text{опр.}}$.

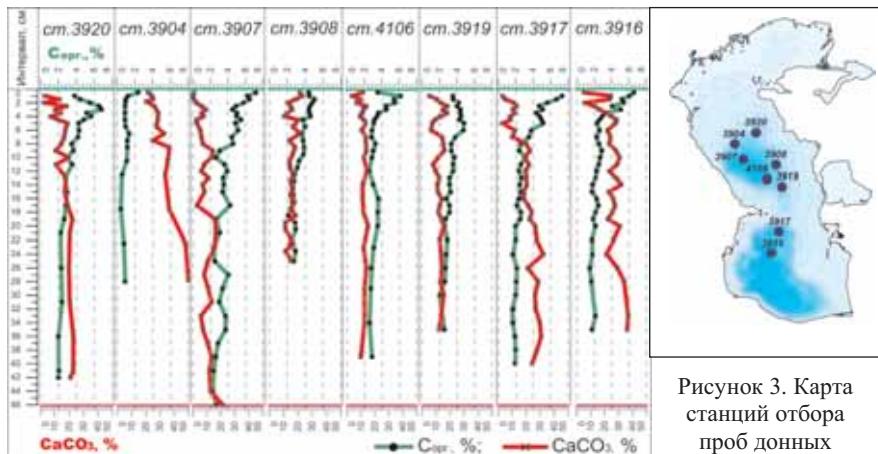


Рисунок 2. Распределение $C_{\text{опр.}}$ и CaCO_3 в поверхностных донных осадках, отобранных мультикорером.

Рисунок 3. Карта станций отбора проб донных осадков мультикорером.

Аморфный кремнезем является неотъемлемым компонентом в биогенной триаде. Содержание аморфного кремнезема в поверхностных донных осадках Каспия колеблется от первых процентов до 12–13%. Минимальные концентрации аморфного кремнезема (< 1%) наблюдаются в маргинальном фильтре р. Волги, в северной части Среднего Каспия, на западном шельфе и в Южном Каспии. Максимальные концентрации аморфного кремнезема приурочены к глубоководным частям Среднего Каспия и к восточной части Среднего Каспия (около м. Песчаный), а также чуть севернее него, на глубинах от 100 до 400 м. На этих участках концентрации $\text{SiO}_{2\text{ам.}}$ достигают 12–13%. Основным продуцентом аморфного кремнезема является фитопланктон, в основном диатомовые водоросли, которые имеют широкое развитие в данных областях Каспия.

Полученные данные по распределению CaCO_3 , $C_{\text{опр.}}$ и $\text{SiO}_{2\text{ам.}}$ показывают интенсивную аккумуляцию биогенной триады в бассейне Каспийского моря. Наибольшие массы фитопланктона и бентоса отмечаются в прибрежных областях, и отличительной чертой этих трех компонентов является то,

что C_{opr} и $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ продуцируются в водной толще, тогда как CaCO_3 продуцируется на дне. Тем самым, основная масса раковинного материала накапливается вблизи места обитания моллюсков, тогда как накопление C_{opr} и $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ происходит на некотором удалении от берега.

Распределение C_{opr} идет по типу внутренних водоемов с максимальной концентрацией в тонких фракциях (глубоководные впадины), в отличие от биогенного CaCO_3 , который присущ шельфовым областям. Что касается $\text{SiO}_{2\text{ам}}$, то его повышенные концентрации приурочены отложениям глубоководной впадины (Дербентская впадина) и восточной части Среднего Каспия. В распределении кремнезема, наряду с его связью с биосом, проявляется также гранулометрический и батиметрический контроль, который заключается в возможности накопления панцирей диатомей и их остатков в тех осадках, к которым они принадлежат по гидравлической крупности (мелкоалевритовые, алевитовые и пелитовые илы).

В распределении биогенных компонентов в донных осадках, также как и в формировании литологического, гранулометрического и минералогического состава донных осадков, проявляется климатическая зональность, влияние тектоники и морфологии дна Каспийского моря, а также активный гидродинамический режим.

Автор признательна академику А.П. Лисицыну за поддержку, экипажу НИС «Рифт» и «Никифор Шуреков», А.К. Амбросимову, А.А. Клювиткину, М.Д. Кравчишиной и Н.В. Политовой за помощь в экспедициях, Л.В. Деминой и Е.О. Золотых за аналитические исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 14-05-00769; 14-05-00875.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хрусталев Ю.П. Закономерности современного осадконакопления в Северном Каспии. Ростов на/Д: Изд-во Ростов. Ун-та, 1978. 208 с.
2. Хрусталев Ю.П. Закономерности осадконакопления во внутренних континентальных морях аридной зоны. Л.: Наука, 1989, 261 с.
3. Каспийское море: Проблемы седиментогенеза. М.: Наука. 1989. 184 с.
4. Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 791 с.
5. Горшкова Т.И. Карбонаты и органическое вещество в осадках Среднего и Южного Каспия // Тр. ВНИРО. 1959. Т. 38. С. 71–77.
6. Пахомова А.С. Органическое вещество в донных осадках Каспийского моря // Тр. ГОИН. 1961. Вып. 69. С. 58–85.
7. Бордовский О.К. Органическое вещество современных осадков Каспийского моря // Океанология. 1969. Т. 9. Вып. 6. С. 996–1006.

In this article on the basis of detailed research shows the distribution of the CaCO_3 , organic carbon and amorphous silica of the surface sediments of the Caspian Sea. For the first time for this region has been investigated higher slice of the bottom sediments (silt deposit).

Левченко О.В., Путанс В.А., Борисов Д.Г.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,
e-mail: olevses@rambler.ru; vitaru@mail.ru; dborisov@mail.ru)

Контуритовые отложения Среднего Каспия

Levchenko O.V., Putans V.A., Borisov D.G.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Possible countouritic systems of Middle Caspian

Ключевые слова: Каспийское море, сейсмоакустика, донные течения, контуриты, осадочные волны, дрифты, осадочные системы, контуритовый осадочный комплекс

Сейсмическое профилирование является ключевым методом для идентификации и картирования контуритовых отложений, т.к. именно характер волновой картины и геометрия внутренних рефлекторов позволяют оценивать условия осадконакопления и относительный возраст отложений [1, 2]. Переинтерпретация профилей высокого-разрешающего непрерывного сейсмического профилирования (НСП), выполненных Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 2004–2012 гг. в Среднем Каспии, выявила осадочные тела с типичной для контуритовых дрифтов и контуритовых осадочных волн морфологией и картиной сейсмических рефлекторов.

Важная особенность Каспийского моря – постоянные колебания уровня, которые не коррелируются достаточно четко ни с колебаниями уровня Мирового океана, ни с историей оледенений. Однако с ними связана очень выразительная стратифицированная структура кайнозойских отложений и множество несогласно залегающих сильных рефлекторов. Из трансгрессивных и регressiveных событий последнего миллиона лет наиболее значительными были тюркянская регрессия (ТР) на границе плиоценена и плейстоцена (700–800 тыс.л), когда уровень Каспийского моря был на 180 м ниже современного, и хвалынская трансгрессия (~50 тыс.л), когда уровень был на 50 м выше. С этими событиями отождествляются региональные сейсмические рефлекторы ТР и ХТ.

Наиболее выразительные дрифтовые тела наблюдаются в западной части Дербентской впадины. На рис. 1 – фрагмент перпендикулярного изобатам (450–750 м) профиля, где в современном рельефе дна выражен контуритовый дрифт. Это большое аккумулятивное тело высотой в рельефе дна 20–40 м протягивается вдоль изобат примерно на 80 км. Видимая мощность осадков до горизонта ХТ около 60 м, однако, подстилающие волнистые отложения прослеживаются вплоть до несогласия ТР на глубине около 200 м ниже морского дна и даже ниже. О контуритовой природе этого тела свидетельствуют ненарушенная структура и выдержанность сейсмических границ, а также отсутствие зоны отрыва и эрозионных шрамов, которые

присутствовали бы в случае его оползневого происхождения. Скорость седиментации 25 см/тыс. л., оцененная для этого тела по сейсмическим данным, также типична для аккумулятивных контуритовых дрифтов [2].

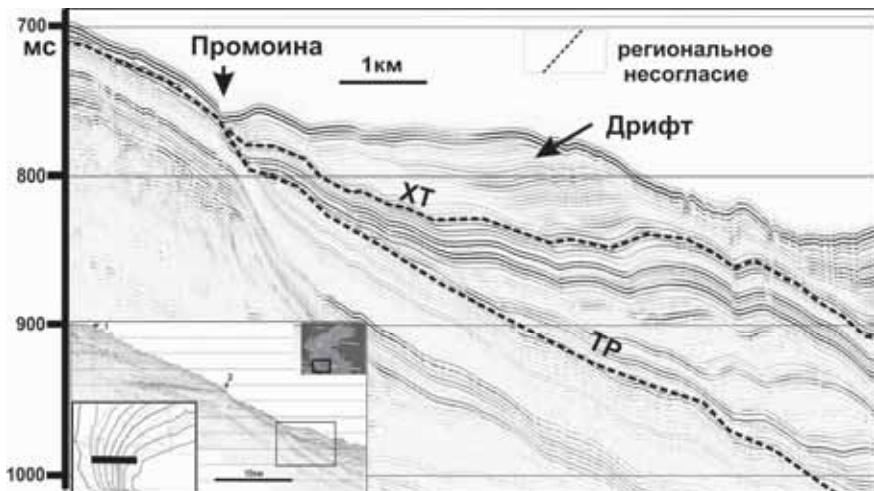


Рисунок 1. Контуритовый дрифт у подножия Дербентского склона, фрагмент профиля НСП со спаркером. На врезке положение профиля.

Оконтурирование дрифта показало: осадочное тело в действительности состоит из трех сопрягающихся насыпей примерно 25–30 км длиной и 8–11 км шириной каждая. Вдоль их западного фланга расположен эрозионный ров шириной 1–2 км, который отделяет дрифт от континентального склона. Глубина рва увеличивается с севера на юг от 4 до 12 км, современные неконсолидированные осадки отсутствуют.

С восточной стороны дрифта на дне котловины наблюдается последовательность ундулирующих валов (рис. 2). Их характерный рисунок типа «бегущая волна» и размеры (длина 1–2 км, высота до 20 м) позволяют отнести структуры к осадочным волнам контурных придонных течений [5]. Данное «поле» волн развито там, где Мангишлакский порог поворачивает на восток, образуя естественную ловушку для донного течения, направленного против часовой стрелки. Ранее в верхней части западного склона нами были выявлены и детально описаны осадочные волны иной природы – турбидитные, которые генерируются нисходящими вниз по склону плотностными потоками осадочных супензий [6–8].

На остальных склонах Дербентской котловины также наблюдаются осадочные структуры, которые можно интерпретировать как контуритовые дрифты либо волны. Так, большое линзовидное тело находится у подножия

Мангышлакского порога на глубине воды 670–720 м. Его длина более 30 км, ширина 15 км, высота около 20 м, максимальная видимая мощность осадков до несогласия ХТ –100 м. Это тело характеризуется сложной волновой картиной, которую образуют разные рефлекторы, за исключением горизонтальных параллельных.

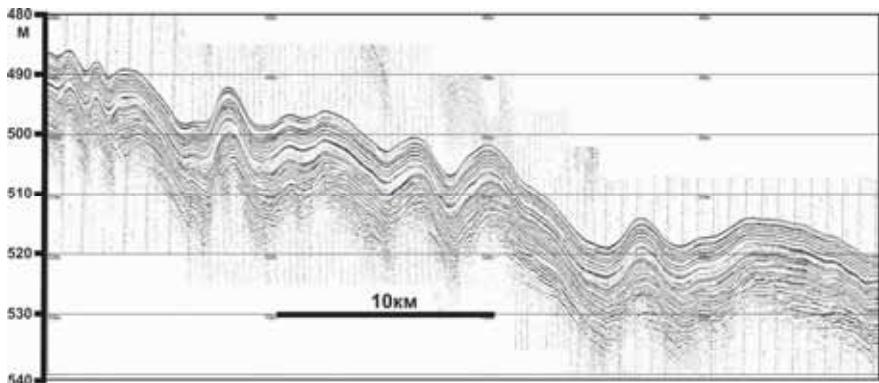


Рисунок 2. Осадочные волны контурного течения у подножия Мангышлакского порога, фрагмент профиля НСП с профилографом SES.

В основании восточного салона на глубине 550–600 м профиль НСП пересек осадочное тело, протягивающееся поперек склона почти на 150 км. Такое простирание контролируется морфологией склона в зоне глубинного разлома. Мощность осадков до несогласия ХТ около 50 м. С северо-запада с аккумулятивным телом сопряжена V-образная впадина шириной до 2 км и глубиной 30 м.

Несколько аккумулятивных осадочных тел различной морфологии выявлены на профилях НСП на Апшеронском пороге. Например, линзовидное осадочное тело размерами около 20 км наблюдается на глубине 250–300 м и сопряжено с эрозионной промоиной глубиной 10 м и шириной 2 км. Выклинивание вверх по склону внутренних рефлекторов и локальные несогласия свидетельствуют о латеральной миграции этой осадочной структуры. Также наблюдаются погребенные осадочные волны (длина 1–2 км, высота 10 м) с асимметричным профилем без миграции вершин вверх по склону, что могло бы свидетельствовать о поставке осадочного материала нисходящими вниз по склону потоками. Такая морфология и отсутствие аллювиального выноса позволяют предполагать контуритовую природу этих волн, т.е. объяснить их образование циркуляцией придонной воды (донные течения).

Согласно международной номенклатуре, ассоциация различных индивидуальных контуритовых структур (аккумулятивных дрифтов с эрозион-

ными рвами, полей осадочных волн) формирует «контуритовую осадочную систему» (КОС) (“ContouriteDepositionalSystem”) [2]. В свою очередь отдельные КОСы в пределах единой системы придонных течений объединяются в единый «контуритовый осадочный комплекс» (КОК) (“Contourite Depositional Complex”). На основании выявленных нами контуритовых образований, можно предположить наличие в Среднем Каспии нескольких контуритовых осадочных систем, а именно:

- западная, включает контуритовый дрифт на подножии Дербентского склона и поле контуритовых осадочных волн в прилегающей котловине;
- северная, включает выразительный контуритовый дрифтом и осадочными волнами на бортах многочисленных каналов Мангышлакского порога;
- южная, на Апшеронском пороге, однако многообразие контуритовых структур требует дополнительных съемок и оконтуривания.

В восточной части Среднего Каспия данных для выделения индивидуальной КОК еще меньше, хотя контуритовый дрифт восточного склона допускает существование здесь индивидуальной КОС.

Средний Каспий характеризуется круговоротом поверхностных течений против часовой стрелки. На основании редких измерений предполагается, что эта направленность сохраняется здесь и для придонных течений, которые имеют скорости до 1–2 м/с. Недавние гидрологические [3] и седиментологические [4] исследования обнаружили активное придонное течение у основания континентального склона в западной части Среднего Каспия. Вдоль западного склона Дербентской котловины контурное придонное течение направлено с ССЗ на ЮЮВ, а вдоль восточного склона оно течет в противоположном направлении с ЮЮВ на ССЗ.

Синтез контуритовых отложений в Среднем Каспии показывает, что их расположение хорошо коррелируется циркумкаспийским течением. Связанный им единый осадочный комплекс, по-видимому, существует вдоль всего континентального подножия Дербентской котловины на глубинах 250–720 м. Согласно сейсмостратиграфической интерпретации профилей НСП, образование этого комплекса началось, по крайней мере, 70 тыс. лет назад во время Хвалынской трансгрессии.

В то же время, обнаружение контуритовых отложений в Каспийском море, имеет значение не только для фундаментальной науки (процессы осадконакопления и формирования рельефа дна в Каспийском море), но и имеет важное прикладное значение для прогнозирования нефтематеринских свойств осадочной толщи и георисков при эксплуатации месторождений углеводородов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Rebescu M., Camerlenghi A. (Eds). *Contourites*. Elsevier, Amsterdam. 2008. 666 p.
2. Rebescu M., Hernández-Molina F.J, Van Rooij D., Wählén A.// *Marine Geology*. 2014. V. 352. P. 111–154.

3. Амбросимов А.К., Амбросимов Е.С., Либина Н.В. // Инженерная физика. 2010. №10. С. 31–45.
4. Kozina N.V., Putans V.A., Zhdan M.I. // Dialogue between contourite and oceanology processes International Workshop thesis. 2013. Р. 34.
5. Stow D.A.W, Hernández-Molina J.F., Llave E. et al. // Geology. 2009. V. 37. №4. P. 327–330.
6. Левченко О.В., Гайнанов В.Г., Мерклин Л.Р. и др. // Докл. АН. 2006. Т. 411. №5. С. 663–666.
7. Levchenko O.V., Roslyakov A.G. // Quaternary International. 2010. V. 225. P. 210–220.
8. Путанс В.А. Осадочные волны Среднего Каспия. Автореферат к. г.-м.н. М. ИОРАН. 2010. 19 с.

For the first time, contourite deposits are recognized on high-resolution seismic profiles in middle part of Caspian Sea. Various types of contourite drifts and mixed depositional systems are revealed. These drifts and sediment wave fields form several contourite depositional systems which seem to merge in the Circum Middle Caspian Contourite Depositional Complex. It occurs at slope rise and is related to the counterclockwise circumcaspian current in the Middle Caspian Sea.

Лукашин В.Н., Лисицын А.П.

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

Геохимия потоков осадочного вещества

в Каспийском море

Lukashin V.N., Lisitzin A.P.

(Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences. Moscow)

**Geochemistry of sedimentary matter fluxes
in the Caspian Sea**

Ключевые слова: геохимия, потоки, макрокомпоненты, микроэлементы

Исходное вещество для образования донных осадков в конечных водоемах стока (океанах, морях, озерах, водохранилищах) в водной толще находится в виде взвеси, т.е. дисперсных частиц разной крупности и генезиса. Взвесь в морях и океанах формируется преимущественно в верхней части водной толщи в результате взаимодействия вещества различных геосфер (литосфера, атмосфера, гидросфера, криосфера, биосфера и эндосфера) [1] и состоит соответственно из литогенных, биогенных, гидрогенных, антропогенных и эндогенных (вулканогенных) частиц.

Здесь приводятся первые данные о геохимии осаждающегося в толще воды рассеянного вещества, формирующего вертикальные потоки осадочного материала в Каспийском море.

Материал получен седиментационными ловушками (одностаканными и 12-стаканными), установленными на глубинных обсерваториях АГОС в 2009–2010 гг. на транскаспийском разрезе (рис. *a*) [2, 3]. Пробы анализировались на макро- и микроэлементы кулонометрическим, фотометрическим, атомно-абсорбционным и ICP-MS методами. Литогенная компонента вещества, $\text{Si}_{\text{ам}}$ и гидрогенные формы Fe и Mn рассчитывались методом терригенной матрицы [4].

Для потоков осадочного вещества на транскаспийском разрезе характерно общее уменьшение с удалением от берегов и ростом глубин. Эта закономерность нарушается в придонных слоях и над склонами (глубины 300–450 м) из-за дополнительного поступления осадочного материала из нефелоидного слоя. В Южной впадине потоки распределяются по классической схеме – уменьшаются с глубиной. Над южным склоном Апшеронского порога в придонных слоях потоки увеличиваются, по-видимому, из-за гравитационных процессов. В центральной части Южной впадины потоки минимальны для моря [3].

Одностаканные седиментационные ловушки используются для сбора валового за экспозицию осажденного материала. Анализ проб из этих ло-

вушек позволил показать распределения содержаний взвесеобразующих компонентов в водной толще (рис. б, столбцы).

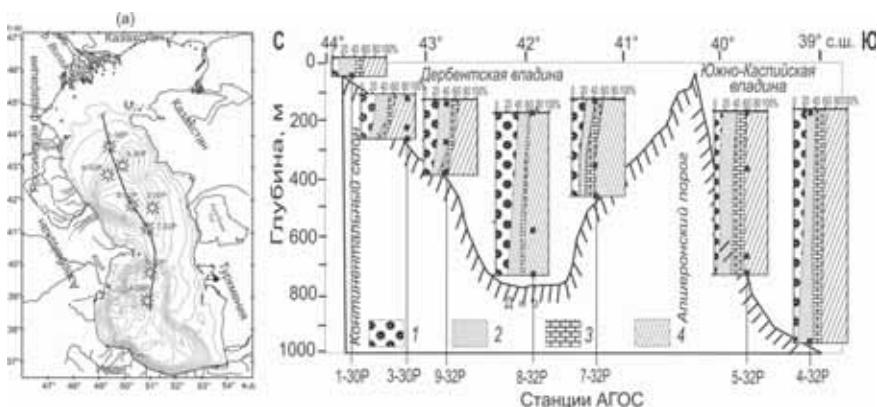


Рисунок. Расположение седиментационных обсерваторий и распределение главных компонентов вертикальных потоков на транскаспийском разрезе ($\text{мг}/\text{м}^2/\text{сут}$). (а) – Схема расположения глубинных обсерваторий: линией обозначено – положение транскаспийского разреза, звездочки и цифры – положение и номера обсерваторий АГОС; (б) – Содержания взвесеобразующих компонентов в водной толще (%) на транскаспийском разрезе. 1 – $\text{SiO}_{2\text{ам}}$, 2 – Органическое вещество, 3 – CaCO_3 , 4 – Литогенное вещество

Для распределения содержаний $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ характерно уменьшение с глубиной на всех станциях, связанное с растворением панцирей диатомовых водорослей при осаждении. Потоки $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ уменьшаются к центрам впадин, где они с глубиной убывают, что соответствует уменьшению потока диатомовых водорослей. Максимумы приурочены к шельфу и склонам Дербентской впадины.

Содержания органического вещества также уменьшаются с глубиной. Отмечается незначительный рост его содержаний в глубинных слоях котловин из-за прекращения регенерации органики в зонах сероводородного заражения. Вертикальные потоки ОВ в Дербентской котловине также уменьшаются и с удалением в море и с глубиной, они несколько увеличиваются по сравнению с вышележащими слоями. В Южно-Каспийской впадине содержания ОВ значительно выше, чем в Дербентской котловине, во всей водной толще, что определяется малым разбавлением автохтонной органики терригенным материалом. Потоки здесь ниже в верхнем слое и выше в придонном из-за, по-видимому, сохранности ОВ в условиях сероводородного заражения и влияния активного грязевого вулканизма.

Максимальные значения содержаний карбонатного материала – над склонами, что обусловлено распространением биогенных карбонатов, а

также аутогенных во взвеси и осадках шельфа и верхней части склона. С удалением от источников содержания карбонатов уменьшается. В центральной части Дербентской впадины они минимальны. В Южно-Каспийской впадине содержания карбонатов, выше, чем в Дербентской из-за меньшего разбавления взвеси литогенным веществом речного стока. Потоки карбонатного материала уменьшаются с удалением от источников. На шельфе вертикальные потоки максимальны. Над склонами, в зоне прохождения контурного течения, они повышаются, а в глубоководных впадинах – минимальны. В Южном Каспии потоки карбонатов ниже, чем в Северном, повышенные значения приурочены только к склону Апшеронского порога.

Содержания литогенного материала во взвеси увеличиваются по мере осаждения на всех станциях, что обусловлено уменьшением с глубиной содержаний биогенных компонентов. Максимумы приурочены к склонам обеих впадин (контурное течение, склоновые процессы). Потоки литогенного вещества всюду уменьшаются от шельфа и склонов к центральным частям глубоководных впадин. Над склонами они значительно увеличиваются, повышаются и в глубоких слоях глубоководных впадин, что связано с поступлением осадочного вещества со склонов.

Использование 12-стаканных седиментационных ловушек позволило исследовать внутригодовое распределение вертикальных потоков вещества времени с шагом 30 суток. Распределение потоков сезонное – имеет весенний и осенний пики, близкие по величине, что связано с цветением фитопланктона, интенсивным его выеданием зоопланктоном и, соответственно, увеличением потоков осаждающегося вещества. Летом и зимой потоки незначительны. Над северным склоном Дербентской впадины (АГОС 9-32Р) – иное распределение вертикальных потоков. Здесь, кроме сезонных вариаций, обнаружен зимний максимум, обусловленный осаждением осадочного материала из нефелоидного слоя контурного течения на глубинах 300–450 м. Это течение образуется зимой, из-за стекания холодных вод с шельфа Северного Каспия (каскадинг), скорости течения до 40 см/с в 10 м от дна, АГОС 9-32Р и 7-32Р [3].

В последнее 10-летие в Каспии начал формироваться придонный слой с сероводородным заражением. Этот слой в Дербентской впадине имеет мощность около 100 м, а в Южно-Каспийской – около 150 м [5–7]. Выше – слой кислородного минимума, в котором увеличиваются концентрации взвеси. Седиментационные ловушки стояли преимущественно в окислительных условиях, нижние ловушки на склонах Дербентской впадины (ст. 2-30Р, ст. 9-32Р) оказались в зоне кислородного минимума, а во впадинах – в слое с сероводородом (ст. 5-32Р, 8-32Р). Поведение Fe и Mn, элементов с переменной валентностью, и их форм зависит от окислительно-восстановительной обстановки. Особенно резко различается поведение Mn. В окисленном слое его концентрации во взвеси составляют в среднем

0.25%, в слое кислородного минимума – 3.02%, с максимумом 5.3%, а в восстановленном слое – 0.03%. Такие же концентрации, по данным последних экспедиций, были обнаружены и в рассеянной взвеси из батометров.

Микроэлементы также были проанализированы атомно-абсорбционным методом и методом ICPMS (21 элемент). Прежде всего, были рассчитаны коэффициенты обогащения (КО) взвеси относительно Земной коры. Они показали, что наиболее обогащены марганец, молибден и сурьма в 15–24 раза, Ba, Cr, P, Cu обогащают взвесь примерно в 4.5–6 раз, остальные элементы меньше.

Была рассчитана корреляционная матрица для всех образцов, которая показала следующее. Хорошо коррелируются с Al лиофильные элементы – Ti, Ge, Zr, Nb, Ta, Fe, Cr, V, Be и Tl. С Si_{ам} коррелируют Zn, Ba, U. С C_{опр} коррелирует только P. а с P – Sb и Mn. СС_{карб} коррелируют Cu и Pb. CMn коррелируют Cu, Ni, Co, Pb, Sb, W. Однако такая корреляционная матрица не выявляет связей между элементами с высокими КО.

Следует отметить, что в слое кислородного минимума Mo и Sb коррелируют с Mn. Кроме того, оба этих элемента, особенно сурьма, обогащают взвесь слоя с сероводородным заражением.

Выводы:

1. Использование обсерваторий АГОС позволяет непрерывно в течение длительного времени наблюдать в системе 4D состояние морской среды, изменчивость ее параметров. 2. Для распределения величин потоков вещества характерно их уменьшение с удалением от источников осадочного материала, причем в придонных слоях над склонами значительное увеличение потоков связано с интенсивным зимним вдольсклоновым течением, взмучивающим неустойчивый слой осадков с образованием нефелOIDного слоя, из которого вещество вновь осаждается. 3. Состав взвесеобразующих компонент изменяется с глубиной по мере осаждения: содержание биогенных компонент уменьшаются за счет их растворения, а литогенной – увеличивается. 4. Расслоение толщи воды на окисленную зону и зону с сероводородным заражением значительно влияет на распределение Fe, Mn и микроэлементов в Каспийском море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли // Глобальные изменения природной среды-2001 / Гл. ред.: Н.Л. Добрецов, В.И. Коваленко. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2001. С. 163–248.
2. Лисицын А.П., Лукашин В.Н., Новигатский А.Н. и др. Глубоководные обсерватории на транскаспийском разрезе – непрерывные исследования потоков рассеянного осадочного вещества // Доклады академии наук. 2014. Т. 456. № 4. С. 485–489.

3. Лукашин В.Н., Лисицын А.П., Новигатский А.Н. и др. О вертикальных потоках вещества в Каспийском море // Океанология. 2014. Т. 54. № 2. С. 216–225.
4. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры // Геохимия. 1967. № 11. С. 1285–1309.
5. Амбросимов А.К., Клювриткин А.А., Артамонова К.В. др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 41-м рейсе научно-исследовательского судна «Рифт» // Океанология. 2014. Т. 54. № 5. С. 715–720.
6. Иванов М.В., Саввичев А.С., Клювриткин А.А. и др. Возобновление сероводородного заражения водной толщи глубоководных впадин Каспийского моря // Доклады академии наук. 2013. Т. 453. № 1. С. 76–81.
7. Сапожников В.В., Артамонова К.В., Зозуля К.Н. и др. Гидрохимические исследования Среднего и Южного Каспия на РПС «Исследователь Каспия» (май–июнь 2011 г.) // Океанология. 2012. Т. 52. С. 317–320.

Data on chemical composition of the sinking matter from sediment traps deployed in the Caspian Sea are presented. Distribution of the major component fluxes on the transcaspian crossection is described. Contents of Fe, Mn and microelements in the obtained material are considered.

**Маслов А.В.¹, Козина Н.В.², Клювиткин А.А.²,
Новигатский А.Н.², Филиппов А.С.², Шевченко В.П.²,
Подковыров В.Н.³**

(¹Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заваринского УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: amas2004@mail.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: kozina_nina@bk.ru; ³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: vpodk@mail.ru)

О возможном влиянии грязевого вулканизма на современные донные осадки Среднего и Южного Каспия

**Maslov A.V.¹, Kozina N.V.², Klyuvitkin A.A.²,
Novigatsky A.N.², Filippov A.S.², Shevchenko V.P.²,
Podkovyrov V.N.³**

(¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, Yekaterinburg;

²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ³Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint-Petersburg)

The possible impact of mud volcanism on the modern bottom sediments of the Middle and South Caspian

Ключевые слова: Каспийское море, современные донные осадки, распределение редких и рассеянных элементов, грязевые вулканы

В акватории Южного Каспия установлено более 200 подводных грязевых вулканов на глубинах до 900 м [1 и др.]. В литературе, однако, отсутствуют прецизионные данные о распределении в продуктах грязевых вулканов и окружающих их донных осадках редких и рассеянных элементов, хотя в середине 1980-х гг. был разработан способ поиска подводных грязевых вулканов [2], основанный на анализе спектральным методом содержаний в донных осадках В и Mn. Считается, что морские и наземные грязевые вулканы имеют схожий генезис, и это создает основу для сопоставления геохимических особенностей их продуктов. Известно, что наземные сопочные отложения обогащены В и Mo, концентрации которых не зависят от типа пород фундамента вулканов [3]. Повышенные концентрации Hg, As и Li рассматриваются как свидетельство значительной глубины корней грязевых вулканов и возможной связи их с гидротермальными системами и магматическими очагами [3–5]. В целом для сопочных отложений свойственны существенно более высокие, чем для «обычных» осадочных пород, содержания В, Hg, Mn, Mo, Ba, Sr, Li, Rb и Cs.

Отнесение осадков к категории сформированных за счет гидротермальной деятельности вначале основывалось на анализе присущих им значений титанового ($Fe+Mn/Ti$) модуля Страхова [6] и алюминиевого $Al/(Al+Fe+Ti)$

Mn) [7] модуля Бострема. Позднее стали использоваться данные о распределении редкоземельных элементов (РЗЭ) [8–11]. Осадки зон интенсивной гидротермальной деятельности обогащены по сравнению с «обычными» пелагическими глинами Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Ni, Co, V, Mo, Ga, РЗЭ и обеднены Al, Ti и Cr [9, 10, 12]. Для них также часто характерны отрицательные Ce и Eu аномалии, относительное обогащение тяжелыми РЗЭ (ТРЗЭ). Индикатором присутствия в осадках гидротермального материала может быть и высокая (~ 50) величина Zr/Hf [13].

Выполненное нами ранее исследование геохимических особенностей сопочного ила ряда грязевых вулканов Керченско-Таманской области [14] позволило установить, что для подавляющего числа редких и рассеянных элементов свойственны относительно небольшие клярки концентрации (K_k) (от 1.5 до $3.0 \times \text{UCC}$), где UCC – содержание элементов в верхней континентальной коре [15]. Только для Ni, Ge, Cd и Hg $K_k > 3.0$, а содержание Li варьирует от 0.4 до $1.5 \times \text{UCC}$. Значения $(\text{La/Yb})_N$, $(\text{Gd/Yb})_N$ и Eu/Eu^* составляют 6.0–9.5, 1.60–1.96 и 0.70–0.83.

Обратимся к рассмотрению величин всех перечисленных параметров в пробах современных донных осадках Среднего и Южного Каспия, отобранных дночерпателем в 35-м, 39-м и 41-м рейсах НИС «Рифт» и рейсе НИС «Никифор Шуреков» в 2013 г. (рис. 1). Определение содержаний редких и рассеянных элементов в пробах выполнено в ИГТ УрО РАН методом ICP-MS, концентрации основных породообразующих компонентов установлены методом «мокрой химии» в ИМин УрО РАН (вследствие высоких содержаний CaO и потерь при прокаливании, расчет модулей Страхова и Бострема выполнен по валовому химическому составу, пересчитанному на «сухое вещество»).

Величина модуля Страхова для донных осадков Среднего Каспия варьирует от 5 до 8, величина модуля Бострема – от 0.60 до 0.68. Для осадков Южн. Каспия те же параметры составляют соответственно 5–7 и 0.62–0.67. Приведенные данные позволяют сделать вывод, что исследованные нами осадки не содержат, по всей видимости, какой-либо примеси экскалитивных компонентов.

Параметр ЛРЗЭ/ТРЗЭ^{NASC} в осадках Среднего Каспия составляет от 1.30 до 1.48, тогда как в осадках Южн. Каспия его значения варьируют от 1.23 до 1.38; в таком геохимическом эталоне как PAAS – 1.28 (NASC – средний северо-американский глинистый сланец; PAAS – средний постархейский австралийский глинистый сланец [16]). Величина цериевой, относительно NASC, аномалии в среднекаспийских пробах составляет в среднем 0.94 ± 0.02 , такая же аномалия для Eu равна 1.05 ± 0.03 . В осадках Южного Каспия средние $\text{Ce/Ce}^{*\text{NASC}}$ и $\text{Eu/Eu}^{*\text{NASC}}$ имеют значения соответственно 0.92 ± 0.02 и 1.10 ± 0.06 (в PAAS – 0.96 и 0.93).

Рассматривая распределение величин Ce/La и Zr/Hf можно видеть, что в осадках Среднего Каспия Ce/La_{среднее} составляет 2.09 ± 0.05 , в осадках Юж-

ного Каспия – 2.00 ± 0.06 . Соответственно, параметр Zr/Hf_{среднее} в первом случае составляет 29 ± 1 , во втором – 38 ± 6 (для PAAS Ce/La = 2.1, для NASC – 2.3, соответственно величина Zr/Hf равна 42 и 32; для сопочного ила грязевых вулканов Шуго, Тиздар и Семигорский Керченско-Таманской области средние Ce/La, Zr/Hf и ЛРЗЭ/ТРЗЭ^{NASC} составляют 2.03, 38.6 и 1.30 [14]).

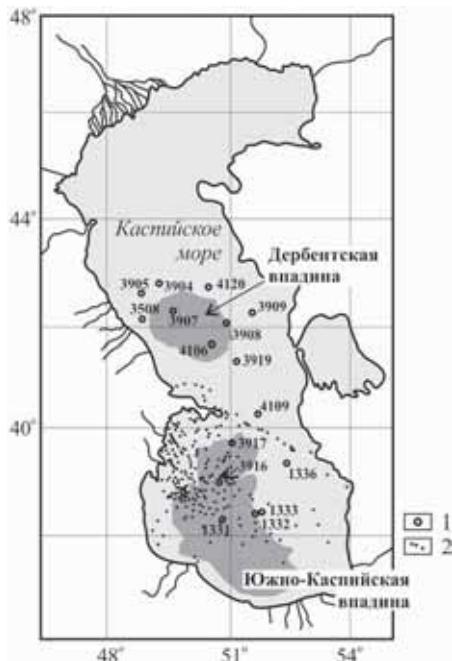


Рисунок 1. Положение исследованных проб современных донных осадков Среднего и Южного Каспия и подводных грязевых вулканов, по [1]:

1 – станция, на которой отобрана пробы; 2 – подводные грязевые вулканы, выявленные сейсмическими, геолого-геофизическими, геохимическими геоморфологическими методами.

При нормировании содержаний редких и рассеянных элементов в современных донных осадках Среднего и Южного Каспия на PAAS (рис. 2) можно видеть, что K_k в первом случае только для Sr, Mo и U составляют > 3.0 . Для Ba этот параметр равен 1.2, тогда как содержания всех остальных элементов $< 1.0 \times \text{PAAS}$. Примерно такое же относительно PAAS распределение элементов-примесей присущее современным донным осадкам Южного Каспия: средние содержания Sr и Mo здесь выше $4 \times \text{PAAS}$, величина U_{среднее} равна 2.5. Для Ni, Cu и Ba значения K_k варьируют от 0.97 до $1.34 \times \text{PAAS}$; содержания остальных элементов в заметной мере ниже, чем в PAAS. Указанный характер распределения микроэлементов соответствует в целом их распределению в типичных/«обычных» тонкозернистых осадочных образованиях различного возраста; повышенные концентрации Sr связаны, на наш взгляд, с присутствием в составе донных осадков значительного количества карбоната кальция, а Mo и U – с накоплением осадков в обстановках периодического сероводородного заражения.

Сопочный ил грязевых вулканов Керченско-Таманской области характеризуется K_{K} , Ni , Sr и Eu в 2 и более раза выше, чем в PAAS. Содержания Li и Cs здесь равны 0.24 и $0.72 \times \text{PAAS}$, а остальных микроэлементов варьируют от 1.13 до $1.90 \times \text{PAAS}$.

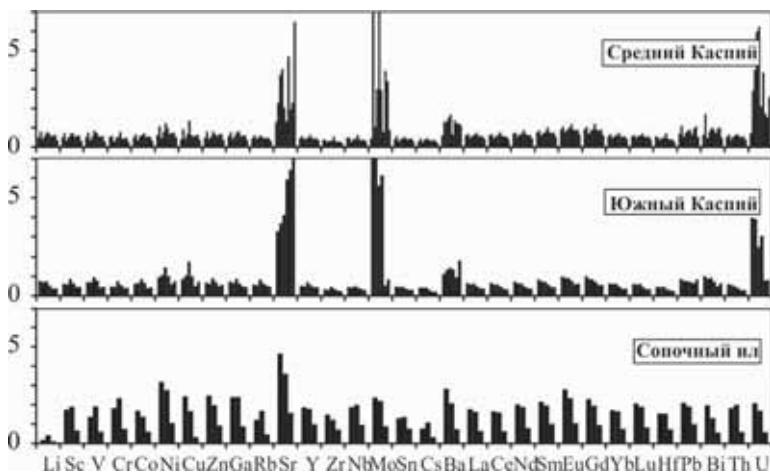


Рисунок 2. Распределение элементов-примесей в сопочном иле и современных донных осадках Среднего и Южного Каспия, нормированное к PAAS.

В целом, все приведенные материалы показывают, что существенного влияния на формирование геохимического облика современных донных осадков ни Среднего, ни Южного Каспия, процессы подводного грязевого вулканизма не оказывают. Несомненно, что в непосредственной близости к тем или иным грязевым постройкам на дне Южно-Каспийской впадины такое влияние может иметь место, но оно носит, скорее всего, преимущественно локальный характер. Это, собственно, следует и из способа поиска потухших грязевых вулканов [2], в котором первым шагом является выход на предполагаемый подводный грязевой вулкан путем эхолотирования, и только потом, при обнаружении в пробах донных осадков вышеуказанных содержания B и Mn , выявляют области совпадения аномалий и отождествляют их с зоной влияния вулкана.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за поддержку, М.Д. Кравчишиной за помощь в сборе материала, экипажам НИС «Рифт» и «Никифор Шуреков», А.К. Амбросимову, И.Г. Паку за помощь в экспедициях.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-05-00875) и гранта НШ-2493.2014.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиев Ад.А. Грязевые вулканы Каспийского моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. № 1. С. 33–44.
2. Алиев Ад.А. Способ поиска потухших подводных грязевых вулканов. Авторское свидетельство, № 1068863, 1983.
3. Шнюков Е.В., Соболевский Ю.В., Гнатенко П.И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области (атлас). Киев: Наукова думка, 1986. 149 с.
4. Карасик М.А., Морозов В.И. Особенности распространения ртути в продуктах грязевого вулканизма Керченско-Таманской провинции // Геохимия. 1966. С. 668–677.
5. Шнюков Е.Ф., Нетребская Е.Я. Глубинное геологическое строение грязевых вулканов Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. № 2. С. 66–79.
6. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
7. Bostrom K. The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments // Stockholm Contrib. Geol. 1973. V. 27. № 2. P. 148–243.
8. Балашов Ю.А., Лисицын А.П. Миграция редкоземельных элементов в океане // Океанологические исследования. 1968. № 18. С. 213–282.
9. Piper D.Z., Graaf P.A. Gold and rare-earth elements in sediments from the East Pacific Rise // Marine Geol. 1974. V. 17. № 5. P. 287–297.
10. Мигдисов А.А., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. и др. Геохимия металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 122–200.
11. Гурвич Е.Г., Лукашин В.Н., Лисицын А.П., Куринов А.Д. Редкоземельные элементы и иттрий // Геохимия элементов-гидролизатов. М.: Наука, 1980. С. 71–116.
12. Дубинин А.В., Волков И.И. Редкоземельные элементы металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия // Геохимия. 1986. С. 647–662.
13. Стрекопытов С.В., Дубинин А.В., Волков И.И. Поведение РЗЭ, циркония и гафния в осадках и конкрециях Транстихоокеанского профиля // Геохимия. 1995. С. 985–997.
14. Федоров Ю.Н., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Систематика элементов-примесей в продуктах извержений ряда грязевых вулканов Керченско-Таманской области (по данным ICP-MS) // Литосфера. 2011. № 5. С. 117–123.
15. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. P. 1–64.
16. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Values of $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti}$, $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$, $\text{LREE}/\text{HREE}^{\text{NASC}}$, $\text{Ce}/\text{Ce}^{\text{*NASC}}$, $\text{Eu}/\text{Eu}^{\text{*NASC}}$, Ce/La , Zr/Hf and distribution of rare and trace elements in modern bottom sediments of Middle and Southern Caspian and in deposits of some mud volcanoes of Kerch-Taman region have been analyzed. It is established that apparently the processes of underwater mud volcanism not have a significant impact on formation of geochemical features of Caspian Sea modern sediments, although in immediate proximity to mud volcanoes such effect can be possible.

**Маслов А.В.¹, Козина Н.В.², Клювиткин А.А.²,
Новигатский А.Н.², Филиппов А.С.², Шевченко В.П.²**

(¹Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварыцкого УрО РАН, г. Екатеринбург,
e-mail: amas2004@mail.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
г. Москва, e-mail: kozina_nina@bk.ru)

**Распределение редокс-чувствительных элементов
в современных донных осадках Каспия**

**Maslov A.V.¹, Kozina N.V.², Kluvitkin A.A.², Novigatsky A.N.²,
Filippov A.S.², Shevchenko V.P²**

(¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, Yekaterinburg; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Distribution of redox-sensitive elements
in modern bottom sediments of the Caspian Sea**

Ключевые слова: Каспийское море, современные донные осадки, распределение элементов, чувствительных к вариациям редокс-обстановок.

Исследованию процессов накопления современных осадков Каспийского моря посвящены труды многих отечественных специалистов, среди которых можно назвать Н.И. Андрусова, А.Д. Архангельского, Н.М. Страхова, М.В. Кленову, С.В. Бруевича, Е.К. Копылову, В.Ф. Соловьеву, Т.И. Горшкову, Л.И. Лебедева, С.А. Брусиловского, Ю.Н. Гурского, Д.С. Туровского, Д.Е. Гершановича, Ю.П. Хрусталева и др. В последние годы, благодаря началу, по инициативе академика А.П. Лисицына, системных работ по созданию 4-D модели Каспия [1 и др.], интерес к нему среди специалистов вновь растет.

В первой трети XX века в придонных водах Дербентской и Южно-Каспийской впадин было обнаружен H_2S [2 и ссылки там], а O_2 либо отсутствовал, либо его концентрации были весьма низкими. При понижении уровня Каспия (1929–1977 гг.) в придонных слоях указанных впадин содержание O_2 увеличилось, а H_2S исчез. С 1978 г. падение уровня Каспия сменилось ростом, что привело к снижению O_2 в придонных горизонтах обеих впадин. Объяснение сказанному многим видится в том, что с высоким уровнем Каспия в начале XX в. связана устойчивая стратификация вод, а перемешивание и аэрация присущи только верхнему (~100 м) горизонту [3 и др.]. Именно в это время придонные воды Дербентской и Южно-Каспийской впадин содержали ощутимое количество H_2S [3, 4]. Уменьшение речного стока в середине XX в. и падение уровня Каспия вызвали осолонение поверхностных вод и аэрацию глубоких впадин.

По данным [5], полученным преимущественно в период низкого уровня моря, в современных донных осадках Каспия можно выделить две группы

микроэлементов. Элементы первой группы (Zr , Cr , Ti , V , Ge) тяготеют к мелководным шельфовым зонам. Вторая группа элементов (Fe , Mn , P , Ni , Co , Ga , Mo , Pb) связана с пелитовыми илами; накопление их происходит главным образом в халистазах. Авторы работы [5] специально подчеркивают, что в формировании структуры вод Каспия большую роль играет конвективное перемешивание. Благодаря этому O_2 содержится даже у дна глубоких котловин (Дербентская впадина – до 46%, Южно-Каспийская – до 27%). Однако, как указано выше, рост уровня моря в 1980–90-х гг., продолжающийся и ныне, обусловил возвращение Каспия к ситуации начала XX в., когда H_2S в глубоководных котловинах присутствовал постоянно [2]. Проведенные недавно на станциях 3907 (Дербентская котловина, глубина 715 м) и 3916 (Южно-Каспийская котловина, глубина 1003 м) исследования [2] показали, что в водной толще обоих впадин наблюдаются температурная и гидрохимическая стратификация, а в придонных слоях (соответственно 175 и 120 м) присутствует H_2S , содержание которого растет сверху вниз.

В задачу наших исследований входил анализ особенностей распределения в современных донных осадках различных подсистем Каспийского моря, в том числе, и на ст. 3907 и 3916, ряда редокс-чувствительных элементов (V , Co , Mn , Mo , Th , U и др.). Для этого использованы пробы, отобранные дночертапелем в 35-м, 39-м и 41-м рейсах НИС «Рифт» и рейсе НИС «Никифор Шуреков» в 2013 г. (рисунок, *a*). Определение содержаний указанных элементов выполнено в ИГГ УрО РАН методом ICP-MS.

Глубины отбора проб варьировали от 5 до 1000 м. Значительная часть проб представлена пелитовыми илами серо-черного, серо-зеленого, светло-серого или серо-голубого цвета с прослойями гидротроилита.

Рентгеноструктурный анализ проб проведен П.В. Хворовым в Южно-Уральском ЦКП по исследованию минерального сырья (ИМиН УрО РАН, руководитель центра – В.Н. Удачин) на дифрактометре SHIMADZUXRD-6000. Расчет содержаний различных фаз выполнен методом Ритвельда без учета присутствия рентгеноаморфной фазы. Основными компонентами донных осадков являются кварц (14–54%), плагиоклаз (9–22%), калиевые полевые шпаты (5–15%), кальцит (6–55%) и слюда (12–17%). Количество хлорита составляет 2–6%, а гипса, каолинита и галита – менее 1–2%.

В результате проведенных исследований установлены минимальные и максимальные концентрации V , Mn , Co , Mo , Th и U в современных донных осадках дельты Волги, Северного, Среднего и Южного Каспия (таблица). При этом в осадках собственно Дербентской впадины (ст. 3907 и 4106) содержания V , Co , Mo и Th по сравнению с осадками других районов Среднего Каспия максимальные, а Mn и U – достаточно высоки. Донные осадки Южно-Каспийской котловины (ст. 3916 и 1331) также содержат, по сравнению с осадками других районов Южного Каспия, максимальные концентрации V , Co , Mo , U , а для Mn и Th характерен значительный разброс значений.

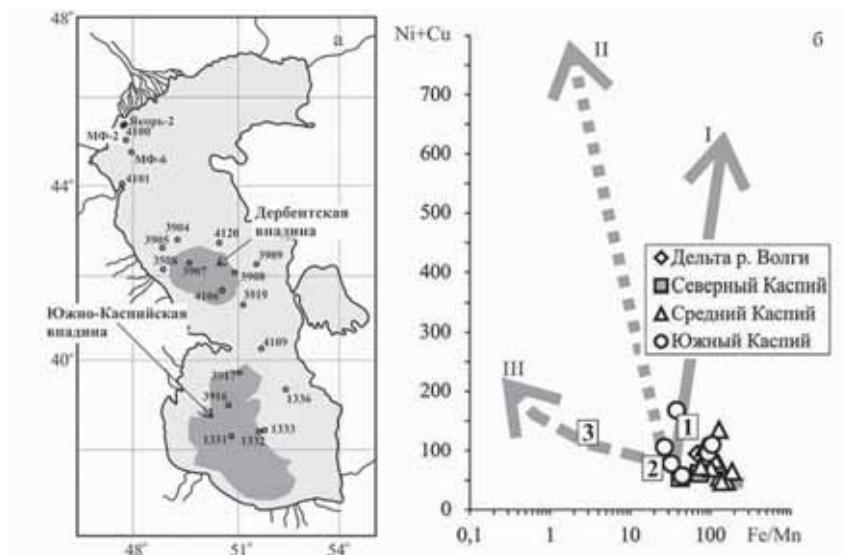


Рисунок. Положение исследованных станций и их номера (*a*) и распределение точек состава проанализированных нами проб на диаграмме Fe/Mn–(Ni+Cu) (*b*): I – высокоуглеродистые образования аноксидных обстановок; II – металлоносные осадки; III – современные отложения обстановок периодического североводородного заражения. Цифры в прямоугольниках: 1 – гидротроилитовая пачка Черного моря; 2 – то же впадины Дерюгина, Охотское море; 3 – марганцовистые восстановительные осадки локальных котловин Балтийского моря, все по [6].

Величина коэффициента стагнации (Mo/Mn) для осадков дельты Волги составляет от 0.0012 до 0.0014, в осадках Северного Каспия этот параметр варьирует от 0.0017 до 0.0053. В соответствие с [7], это показывает, что осадки указанных частей Каспийского моря формируются в окислительных обстановках. Для осадков Среднего Каспия величина Mo/Mn изменяется от 0.0018 до 0.1242, причем для Дербентской впадины характерны значения Mo/Mn (ст. 4106 – 0.05, ст. 3907 – 0.1242), указывающие на накопление осадков в восстановительных условиях. Для осадков Южного Каспия величина Mo/Mn меняется от 0.0013 до 0.0225. Последнее значение, предполагающее, что накопление осадков происходит в восстановительных условиях, присуще пробе, отобранный на ст. 3916. С этим выводом хорошо коррелирует установленное прямыми наблюдениями присутствие H_2S в придонном слое воды толщиной около 120 м [2].

Расчет коэффициентов обогащения V, Co, Mn, Mo, Th, U, выполненный в целях уменьшения влияния на получаемые данные карбонатного и силикокластического материала (т.н. эффект разбавления) путем нормализации

Таблица. Минимальные и максимальные концентрации редокс-чувствительных элементов в донных осадках различных районов Каспия, г/т

Элемент	Дельта Волги	Сев. Каспий	Сред. Каспий	Южн. Каспий
V	107–123	62–84	45–128	66–145
Mn	450–538	469–520	137–483	386–957
Co	17–18	10–13	7–16	9–20
Mo	~1	1–3	1–36	1–9
Th	8–10	5–10	6–10	4–9
U	~2	2–4	2–19	2–12

содержаний перечисленных редокс-чувствительных элементов к Ti ($EF_{\text{элемент}} = (C/\text{Ti})_{\text{обр}} / (C/\text{Ti})_{\text{средний сланец}}$, где содержания элементов в «среднем сланце» заимствованы из [8]), показал, что для современных донных осадков дельты Волги и Северного Каспия максимальная величина EF (2.66) характерна для Cr и фиксируется для ст. МФ-2. Максимальные значения EF_{Cr} , EF_{Ni} , EF_{V} и EF_{Th} для современных донных осадков Среднего Каспия не превышают 1.21, 1.68, 1.67 и 1.39 независимо от того, где отобраны пробы. Величина EF_{U} составляет > 3.5 для осадков, отобранных на ст. 4106, 4120, 3904, 3907, 3909 и 4109, причем на ст. 3907 (Дербентская впадина) значение $EF_{\text{U}} = 8.9$, а на расположенной севернее ст. 3904, составляет > 10 .

Напротив, максимальные значения EF_{Mo} характерны только для осадков Дербентской котловины (ст. 4106 – 13.9, ст. 3907 – 22.4), что, наряду с приведенными выше величинами Mo/Mn, указывает на накопление здесь современных донных осадков в восстановительных обстановках в придонном слое воды. Похожую ситуацию можно видеть и в Южном Каспии. Величины EF для Cr, Ni, V и Th в осадках как Южно-Каспийской впадины, так и за её пределами, не превышают, соответственно, 1.29, 1.69, 1.59 и 1.33, тогда как EF_{U} в современных осадках указанной впадины варьирует от 2.9 до 6.5, а в осадках восточной, относительно мелководной части Южного Каспия, не превышает 1.6. Параметр EF_{Mo} в осадках Южно-Каспийской впадины меняется от 2.8 (ст. 1331) до 6.2 (ст. 3916), а вне впадины не превышает 0.72 (ст. 1336). С учетом приведенных выше характерных для современных донных осадков Южно-Каспийской впадины значений Mo/Mn, можно также предполагать, что накопление их происходит в основном в аноксидных обстановках.

На диаграмме Fe/Mn–(Ni+Cu) [6] точки состава донных осадков всех четырех подсистем Каспия тяготеют к началу тренда, описывающего распределение Fe/Mn и (Ni+Cu) в современных отложениях обстановок периодического сероводородного заражения (рисунок, б), что, в целом, также не противоречит полученным нами выводам.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за поддержку, М.Д. Кравчишиной за помощь в сборе материала, экипажам НИС «Рифт» и «Никифор Шуреков», А.К. Амбросимову, И.Г. Паку за помощь в экспедициях.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-05-00875), гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-2493.2014.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
2. Иванов М.В., Саввичев А.С., Клювиткин А.А. и др. Возобновление сероводородного заражения водной толщи глубоководных впадин Каспийского моря // ДАН. 2013. Т. 453. № 1. С. 76–81.
3. Бруевич С.В. Гидрохимические черты Каспийского моря // Природа. 1938. № 4. С. 16–27.
4. Бруевич С.В. Гидрохимия Среднего и Южного Каспия. М.: Изд-во АН СССР, 1937. 352 с.
5. Каспийское море: Проблемы седиментогенеза. М.: Наука, 1989. 184 с.
6. Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Можеровский А.В. и др. Минералого-геохимические признаки существования аноксидидных условий осадконакопления в локальных котловинах Охотского моря в позднем плейстоцене-голоцене // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26. № 3. С. 3–33.
7. Холодов В.Н., Недумов Р.И. О применении молибденового модуля к реконструкции газового состава вод меловой Атлантики // ДАН. 2005. Т. 400. № 2. С. 250–253.
8. Wedepohl K. The composition of the upper earth's crust and the natural cycles of selected metals. Metals in natural raw materials // Metals and Their Compounds in the Natural Environment. Merian E. (Ed.). VCH-Verlagsges, Weinheim, 1991. P. 3–17.

Analysis of some redox-sensitive chemical elements distribution in modern bottom sediments of the Caspian Sea different subsystems has been carried out. It was established that maximal values of EF_{Cr} , EF_{Ni} , EF_V and EF_{Th} for Middle Caspian don't exceed 1.21, 1.68, 1.67 и 1.39 independently from the sampling site. Value of EF_U at Station 3907 (the Derbent Basin) is around 9. Maximal values of EF_{Mo} are typical for the Derbent Basin bottom sediments only. The same situation could be observed in the South Caspian Basin. Mo/Mn ratio in the Middle Caspian varies from 0.0013 to 0.0225; its maximal values indicating accumulation of sediments in reduction conditions are typical for the Derbent Basin. In South Caspian sediments Mo/Mn ratio varies from 0.0013 to 0.0225. The last value was registered at the Station 3916. It is characteristic for sediment formation in reduction conditions. Earlier H_2S was detected at this station. Thus geochemical peculiarities of Derbent and South Caspian basins modern sediments point to their accumulation in conditions of periodical H_2S contamination.

**Немировская И.А.¹, Островская Е.В.², Монахов С.К.²,
Колмыков Е.В.³**

(¹ИОРАН, Москва; e-mail: nemir@ocean.ru, ²Каспийский морской научно-исследовательский центр, г. Астрахань, ³ООО "ЛУКОЙЛ-Нижневолжскнефть", г. Астрахань)

Особенности распределения углеводородов в донных осадках лицензионного участка «Северный» в Каспийском море

**Nemirovskaya I.A.¹, Ostrovskaya E.V.², Monakhov S.K.²,
Kolmykov E.V.³**

(¹IOPAS, Moscow, ²Caspian Marine Research Center, Astrakhan, ³LUKOIL-Nizhnevolzhskneft Ltd., Astrakhan)

**The distribution of hydrocarbons in the bottom sediments
of the "Northern" license site in the Caspian Sea**

Ключевые слова: углеводороды (алифатические и полициклические ароматические), органическое вещество, донные осадки, Каспийское море

Каспийское море занимает второе место в мире (после Персидского залива) по запасам нефти и газа, так как его углеводородные ресурсы составляют не менее 15 млрд. условного топлива в нефтяном эквиваленте. В настоящее время Каспийский регион поставляет на рынки около 3.29% мировых запасов нефти и 3.6% запасов газа. Для России большое значение имеет Северный Каспий, где на лицензионных участках ОАО «ЛУКОЙЛ» к 2014 г. уже пробурено 42 поисково-оценочные, разведочные и добывающие скважины, в том числе 21 добывающая скважина на действующем месторождении им. Ю. Корчагина. С 2010 г. здесь было добыто и отгружено танкерами более 4.0 млн. тонн нефти. Оценка нефтяного загрязнения и экологической ситуации осложняется тем, что в Каспийском море находятся и непрерывно действуют многочисленные природные источники поступления УВ – грифоны и грязевые вулканы. Почти половина из 900 известных на Земле грязевых вулканов расположено в Южно-Каспийской тектонической впадине. Кроме того из-за подъема уровня моря и сгонно-нагонных явлений периодически происходит подтопление и сток в море технологических отходов береговых предприятий.

С целью идентификации источников происхождения углеводородов (УВ) проведены их исследование в осадках Северного Каспия (в районе расположения лицензионного участка ОАО ЛУКОЙЛ «Северный») при сравнении с данными, полученными в Среднем и Южном Каспии.

УВ определяли методом ИК-спектрофотометрии, состав алканов – методом капиллярной газожидкостной хроматографии, состав ПАУ – мето-

дом высокоэффективной жидкостной хроматографии, C_{opr} – методом сухого сожжения.

Осадки участка «Северный», сложенные преимущественно ракушечником с примесью песка и только в отдельных случаях пелитового материала, отличались аномально высокими концентрациями УВ (рис. 1) как в пересчете на сухую массу (410–468 мкг/г), так и в составе C_{opr} (24–35%). Для исследованных осадков характерна большая латеральная изменчивость концентраций УВ и C_{opr} по площади полигона.

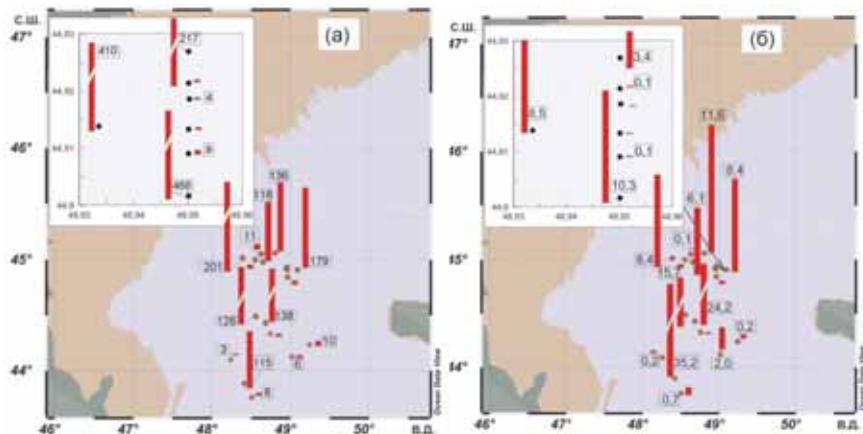


Рисунок 1. Распределение концентраций УВ в поверхностном слое донных осадков (а) и в составе C_{opr} (б) на полигоне лицензионного участка «Северный» (на врезке полигон «К»).

Наиболее высокие (до 470 мкг/г) так же, как наиболее низкие (4–5 мкг/г) концентрации установлены на полигоне «К», с повышенным содержанием в составе C_{opr} (9–10%). Здесь на соседних станциях содержание АУВ изменялось в 100 раз и в 10 раз в составе C_{opr} . Дисперсность данных настолько высокая, что стандартное отклонение ($\sigma = 206$ мкг/г) превысило среднюю величину (200 мкг/г).

Содержание УВ так же как C_{opr} обычно зависит от степени дисперсности донных осадках, т.е. преобладания тонких или грубых фракций. Однако в отложениях акватории участка «Северный» концентрации УВ не зависели от состава осадков и содержания в них органического вещества: Слабая статистическая связь между распределением C_{opr} и УВ: $r(\text{УВ} - \text{УВ})=0.15$, $r(C_{\text{opr}} - \text{АУВ})=-0.04$, может указывать на разные источники, формирующие эти соединения. Если учесть, что природный фон УВ в грубо дисперсных осадках обычно не превышает 10 мкг/г, то лишь в отдельных пробах на участки «Северный» концентрации УВ соответствовало этому фоновому

уровню. В большинстве случаев определенное содержание было значительно выше. Необходимо отметить, что столь высокие концентрации, как на участке «Северный», в осадках Каспийского моря практически не встречались (табл.). В частности, в изученных нами песчанистых отложениях дельты Волги их содержание не превышало 54 мкг/г. В глубоководных осадках (>450 м) Среднего и Южного Каспия, состоящих из пелитового ила с черными прослойками гидротроилита, концентрации УВ в среднем составили 52 мкг/г. Наиболее высокое содержание УВ (до 178 мкг/г) обнаружено в глубоководных донных осадках Дербентской котловины и впадинах Среднего и Южного Каспия. Эти донные осадки отличались более тонким гранулометрическим составом с повышенным содержанием легкой подфракции с влажностью 40.5–74.3%. Концентрации $C_{\text{опр}}$ здесь достигали 9.9%, и осадки пахли сероводородом. Ранее столь высокое содержание $C_{\text{опр}}$ не было характерно для осадков этого района. Однако концентрации УВ в их составе оказалась довольно низкими – 0.13–0.18%.

Таблица. Среднее содержание органических соединений в поверхностном слое донных осадков Каспийского моря в разные годы исследования

Сезон, год	УВ, мкг/г	$C_{\text{опр}}, \%$	Влажность, %
Лето, 2009 *	15.3	0.35	28.5
Лето, 2010 *	27.9	0.21	26.0
Лето, 2010	25.6	1.590	40.5
Весна, 2012	45.0	1.990	74.3
Осень, 2012	13.3	1.608	61.0
Осень, 2013	51.8	2.560	55.2
Лето, 2014 **	103.9	0.315	29.3

*Осадки отобраны в рукавах устья Волги.

**Осадки отобраны на участке «Северный»

При повышенных концентрациях УВ в осадках акватории участка «Северный» состав алканов оказался близким и отличался от состава алканов в осадках глубоководных впадин (рис. 2). Концентрации гомологов $n\text{-C}_{17}$ и $n\text{-C}_{24}$ составили 9–10%, что свидетельствует об интенсивности происходящей здесь автохтонных процессов. Поэтому значения CPI (отношение нечетных к четным алканам) в области C_{12-24} не превышали 1. В высокомолекулярной области нечетные гомологи лишь незначительно превышали четные ($\text{CPI}=0.82-1.26$), что может указывать на трансформированные нефтяные алканы. Это подтверждается также преобладанием во всех пробах фитана над пристаном: отношение $i\text{-C}19/i\text{-C}20$ изменялось в интервале 0.42–0.60. Примечательно, что в осадках дельты Волги и Среднего Каспия вклад терригенных гомологов больше, так как доминируют нечетные алканы

(рис. 2б). Поэтому значения CPI в области С₂₅₋₃₅ выше, чем в осадках участка «Северный».

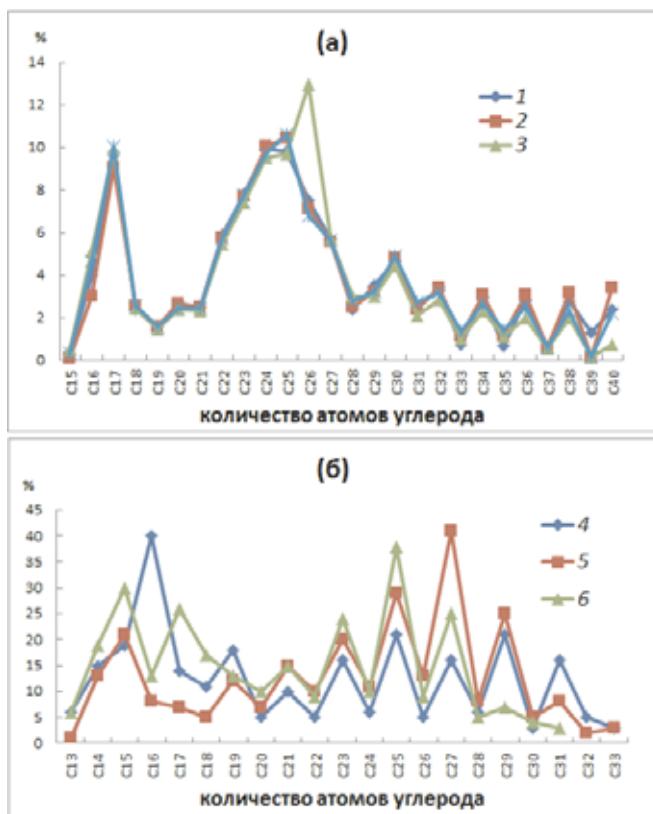


Рисунок 2. Состав н-алканов в донных осадках в пробах, отобранных в 2014 г. на участке «Северный» (а) и во впадинах Каспийского моря в 2013 г. (б): 1-ст.5В, 2-ст. К2, 3 – ст. КК (участок «Северный»), 4, 5 – впадина Среднего Каспия, 6 – Дербентская котловина.

Суммарное содержание ПАУ в донных осадках участка «Северный» изменялось в диапазоне 3.9–41.6 нг/г, что сопоставимо с их концентрациями в осадках Северного Каспия (0.3–40.5 нг/г) и 10–30 нг/г в осадках участка «Северный» в 2006-2008 гг. Однако и в глубоководных осадках их концентрации оказались близкими: 19–42 нг/г. Отсутствие зависимости в распределении УВ и ПАУ ($r=0.34$; $n=10$) обусловлено разной природой этих углеводородных классов. Основной источник ПАУ – поступление из

загрязненного воздуха, а для алифатических УВ –биосинтез живыми организмами, а также нефтяное загрязнение. Доля высокомолекулярных гомологов в составе ПАУ не превышала 1%. Исключение установлено на ст. Ш1, где их концентрация достигала 9.5%, при максимальном содержании ПАУ – 41.6 нг/г. Отношение нафталин/фенантрен, которое при значениях >1 маркирует невыветренные нефтепродукты, указывает, что полиарены в осадках уже в значительной степени трансформированы. Это заключение подтверждает также более высокое содержание флуорантена по сравнению с пиреном.

Отсутствие взаимосвязи между дисперсностью донных осадков и содержанием в них $C_{\text{опр}}$ и УВ можно объяснить существованием их источника генетически не связанного с седиментационными процессами. В связи с тем, что исследованные осадки на участке «Северный» были отобраны в районе заглущенных поисково-разведочных скважин, в настоящее время не функционирующих, в качестве основного источника УВ можно рассматривать их природное просачивание. На локальный характер процессов просачивания в районе участка «Северный» может указывать изменчивость концентраций УВ по площади полигонов и в составе $C_{\text{опр}}$. Динамичность недр и пульсирующая жизнь внутриземных систем на поверхности проявляются в виде всевозможных «выплесков» подвижных компонентов из толщи осадков. В частности разнообразные типы естественных очагов их разгрузки зафиксированы на всех глубинах Мексиканского залива и оказались одной из причин аварии платформы Deepwater Horizon. Аварийные прорывы из недр происходят не только через скважины, но возникают при активизации сейсмотектонических или иных природных сил. В таких условиях выбросы флюидов не только вполне закономерны, но порой и неизбежны.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда № 14-27-00114 и госзадания 0149-2014-0038 «Геолого-геохимическое исследование...».

Analysis of hydrocarbons, total, aliphatic and polyaromatic (PAHs), in the surface layer of sediments of the "Northern" license site revealed main patterns of their spatial distribution. Compared to the sediments of the Middle and Southern Caspian, the sediments of the license site were characterized by higher concentrations of organic matter and total hydrocarbons, while PAH concentrations were comparable. The main sources of hydrocarbons in the area can be natural seepage from the sea bottom and diagenetic processes.

Островская Е.В.¹, Монахов С.К.¹, Самсонов Д.П.²

(¹ФГБУ «Каспийский морской научно-исследовательский центр», г. Астрахань,
eostrovskaya@mail.ru; ²ФГБУ «НПО «Тайфун», г. Обнинск)

Хлорорганические загрязняющие вещества в донных отложениях северо-западной части Каспийского моря

Ostrovskaya E.V.¹, Monakhov S.K.¹, Samsonov D.P.²

(¹Caspian Marine Research Center, Astrakhan; ²RPA “Typhoon”, Obninsk)

Organochlorinated compounds in bottom sediments of the North-Western part of the Caspian Sea

Ключевые слова: Северный Каспий, донные отложения, загрязняющие вещества, хлорорганические пестициды, полихлорированные бифенилы

Высокотоксичные хлорорганические соединения (ХОС) – вещества техногенного происхождения, которые в течение длительного времени сохраняются в окружающей среде, крайне медленно подвергаясь разложению[1]. Даже в минимальных концентрациях они крайне опасны для живых организмов, обладают канцерогенными и мутагенными свойствами.

В рамках «Программы мониторинга трансграничных водных объектов Каспийского моря» Росгидромета в 2012–2014 гг. было проведено исследование загрязнения донных отложений северо-западной части Каспийского моря этими соединениями. На рисунке приводится схема отбора проб донных осадков для определения в них 7 конгенеров полихлорированных бифенилов (ПХБ), ДДТ и его метаболитов, α - и γ -ГХЦГ, гексахлорбензола и некоторых других хлорорганических пестицидов (ХОП). Для анализа про-боотборником «Океан» был отобран 5 см поверхностный слой осадков.

Химический анализ проб проводился в лаборатории НПО «Тайфун», по методике ПНДФ 16.1:2.2:3:3.61-09 с использованием газовой хроматографии и масс-спектрометрии на приборе Varian Saturn 2100T.

Анализ данных, полученных в 2012–2014 гг., позволил выявить некоторые особенности источников поступления и распространения хлорорганических загрязнителей в морской среде северо-западной части Каспийского моря.

В частности, наблюдалась как сезонная, так и межгодовая изменчивость содержания ХОП и ПХБ в донных осадках, что в целом присуще водным объектам с высокой динамичностью гидрометеорологических и биологических процессов, таким, как эта часть Каспийского моря. Например, в 2012 г. в осадках не были обнаружены изомеры ГХЦГ, а в 2014 г. их доля достигала на отдельных участках 45% от общей суммы ХОП. По сравнению с данными 2000–2001 гг., приведенными в [2], загрязненность ХОС донных осадков несколько выросла, особенно это характерно для ДДТ (табл. 1).

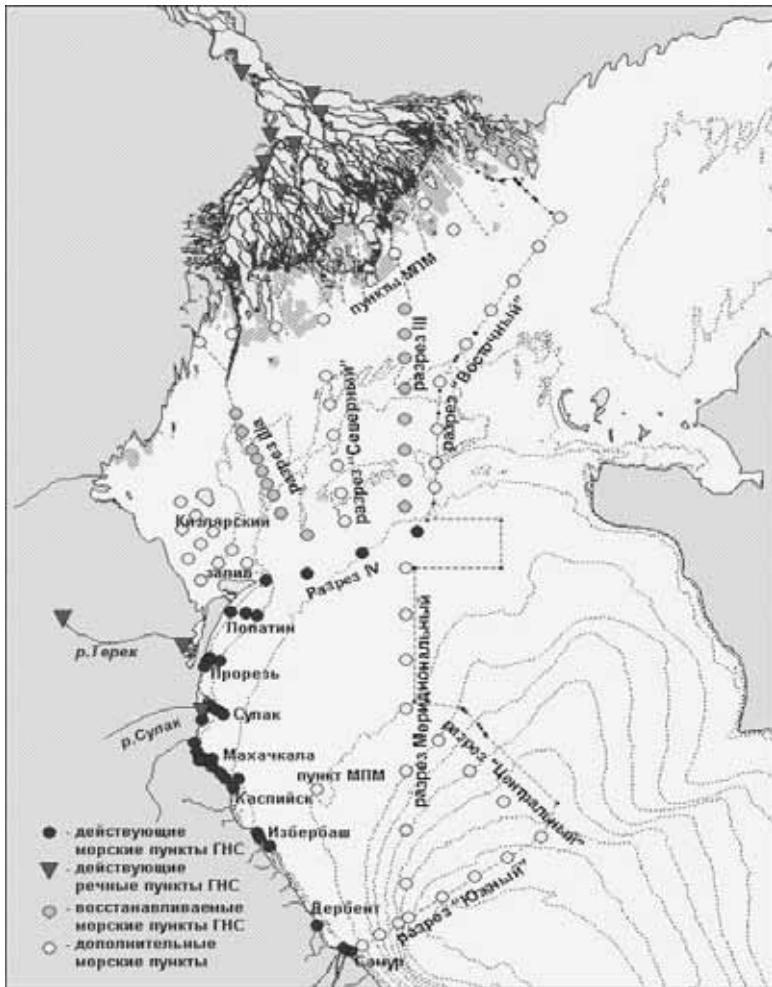


Рисунок. Схема отбора проб донных отложений в 2012–2014 гг.

Наибольшие величины концентраций ПХБ в 2012–2014 гг. были характерны для Среднего Каспия, что связано с накоплением их в тонкозернистых осадках.

Из группы пестицидов практически повсеместно в исследуемом районе в 2012–2014 гг. встречался гексахлорбензол, максимум концентраций которого отмечался в осадках прибрежной зоны. ДДТ, ГХЦГ и их метаболиты также обнаруживались, в основном, в осадках прибрежной акватории, куда они, скорее всего, поступают с поверхностным стоком или атмосферным

переносом. Концентрации других ХОП, как правило, не превышали уровня обнаружения аналитического метода.

Таблица 1. Содержание ХОС в донных отложениях Каспийского моря(нг/г)

Район и год исследований		Сумма ПХБ	Сумма ХОП	Гексахлорбензол	Сумма ДДТ	Сумма ГХЦГ
Северный Каспий	2012 г.	<0.03–10.8	<0.03–4.87	<0.03–0.25	<0.03–4.72	<0.05
	2013 г.	<0.03–2.12	<0.03–2.04	<0.03–0.3	0.11–1.74	<0.05–0.21
	2014 г.	0.1–2.5	0.1–8.7	<0.03–0.4	<0.03–6.5	<0.05–1.8
Каспийское море [2]	Россия	1.3–6.4	–	0.01–0.07	0.006–1.87	0.099–0.81
	Азербайджан	0.3–2.8	–	0.04–0.6	0.56–13.4	0.2–3.5
	Иран	0.1–0.8	–	0.01–0.2	0.06–3.9	0.03–0.6
	Казахстан	0.03–0.6	–	0.01–0.04	0.01–1.9	0.01–0.3

Основными компонентами загрязнения пестицидами донных отложений этого района остаются ДДТ и его метаболиты. Из табл. 2 видно, что на отдельных станциях доля пестицидов этой группы достигала 100% в течение всего исследуемого периода. При этом в составе суммарного количества пестицидов этой группы немалую долю составлял собственно ДДТ – в 2012 г. и 2014 г. до 100%, что является признаком возможного свежего поступления этого пестицида на акваторию, несмотря на существующий запрет его использования в сельском хозяйстве. Отношение концентраций ДДТ и ДДЕ исследователями рассматривается как полезный индикатор того, является ли загрязнение этим пестицидом свежим или нет. Если отношение ДДТ/ДДЕ больше 0.33, то такое загрязнение считается свежим [2]. На некоторых станциях отбора проб в 2012–2014 гг. величины этого соотношения существенно превышают 0.33, что свидетельствует о недавнем притоке ДДТ на акваторию северо-западной части Каспийского моря (табл. 2). Наибольшие величины этого индикатора были характерны для прибрежной зоны Среднего Каспия.

Выводы:

1. Донные осадки северо-западной части Каспийского моря в целом слабо загрязнены ХОС, хотя отмечаются локальные зоны повышенного загрязнения, особенно характерные для Дагестанского побережья.

Таблица 2. Содержание ХОП в донных отложениях в 2012–2014 гг.

Загрязняющее вещество	2012 г.	2013 г.	2014 г.
Гексахлорбензол(% от суммы ХОП)	0–100	0–26.9	4.6–100
Сумма ГХЦГ (% от суммы ХОП)	0	0–14.9	0–45
Сумма ДДТ(% от суммы ХОП)	0–100	0–100	0–100
п.н–ДДТ (% от суммы ДДТ)	0–100	0–59.3	0–100
ДДТ/ДДЕ	0–6.0	0–3.94	0–5.5

2. Содержание ХОС в осадках остается примерно на том же уровне, что и во время проведения международной экспедиции Каспийской экологической программы в 2000–2001 гг. [2], таким образом, подтверждая их высокую устойчивость в окружающей среде и наличие локальных источников загрязнения. Исключение составляют изомеры хлордана, альдрин и дильдрин, концентрации которых в 2012–2014 гг. не превышали аналитического нуля. В прибрежной зоне отмечается свежее поступление ДДТ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Майстренко В.Н., Клоев Н.А. Эколого-аналитический мониторинг стойких органических загрязнителей. – М.: БИНОМ, 2004. 323 с.
2. Mora de S., Villeneuve J.-P., Sheikholislami M.R., Cattini C., Tolosa I. Organochlorinated compounds in Caspian Sea sediments // Marine Pollution Bulletin. 2004. V. 48. P. 30-43.

This paper discusses levels and sources of organochlorinated pollutants in the sediments of the North-Western part of the Caspian Sea. Three year studies conducted under the Program of transboundary monitoring by Roshydromet in 2012-2014 showed rather low level of pollution of the sediments by these toxicants. Their higher concentrations were typical for coastal areas of Dagestan, where fresh entry of DDT was also revealed.

**Паутова Л.А.¹, Кравчишина М.Д.¹, Востоков С.В.¹,
Силкин В.А.², Лукашева Т.А.²**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

e-mail: larisapautova@ocean.ru), ²Ожное отделение Института океанологии РАН,
Геленджик)

Динофлагелляты в современном фитопланктоне Каспийского моря

**Pautova L.A.¹, Kravchishina M.D.¹, Vostokov S.V.¹,
Silkin V.A.², Lukasheva T.A.²**

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

²Southern Department of P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of
Sciences, Gelendjik)

Toxic dinoflagellates in the Caspian Sea phytoplankton

Ключевые слова: фитопланктон, Каспийское море, видовая структура, динофлагелляты, цветение

Структура современных планкtonных фитоценозов изучалась в течение 2004–2013 гг. в центральной части Каспийского моря (Средний Каспий). Токсичные динофлагелляты *Gonyaulax polygramma* и *Lingulodinium polyedrum* достигали массового развития в летний период (июнь–сентябрь 2004–2007; 2010; 2012; 2013 гг.), *Akashiwo sanguinea* – осенью (2006 г.), *Alexandrium tamarense* – зимой (2008 г.).

Летнее цветение *Gonyaulax polygramma* наблюдалось в слое сезонного термоклина и подтермоклининых водах на глубинах от 17 до 100 м. В июне 2010 г. максимальная численность *Gonyaulax polygramma* на горизонтах 16–40 м составила $2.6\text{--}4.5 \times 10^5$ кл/л, биомасса до $20.0 \text{ г}/\text{м}^3$ при температуре на поверхности воды 18°C и солености 10.8 psu. В августе – сентябре 2013 г. в восточной части моря после ветрового апвеллинга численность *Gonyaulax polygramma* достигала $2.0\text{--}3.5 \times 10^5$ кл/л, биомасса $7\text{--}17 \text{ г}/\text{м}^3$ на горизонтах 17–100 м при температуре на поверхности воды $22\text{--}24^\circ\text{C}$, солености 10.4–11.4 psu и повышенной концентрации NO_3^- . В летний период в слое сезонного термоклина также было отмечено массовое развитие другой токсичной динофлагелляты – *Lingulodinium polyedrum* (3.6×10^4 кл/л, август 2004 г.) в западной части моря в области (зоне) влияния стока реки Волги.

Осенью (октябрь 2006 г.) у поверхности воды была высока численность крупной динофлагелляты *Akashiwo sanguinea* (2.5×10^3 кл/л, $200 \text{ mg}/\text{m}^3$) во фронтальной зоне между Северным и Средним Каспием. В зимний период (январь 2008 г.) во фронтальной зоне отмечено массовое развитие высоко-

токсичной динофлагелляты *Alexandrium tamarensense* (1.0×10^4 кл/л, 30 мг/м³) в поверхностном слое воды при температуре 6°C и солености 11.0 psu.

Токсичные динофлагелляты *Gonyaulax polygramma*, *Alexandrium tamarensense*, *Akashiwo sanguinea* являются новыми для Каспийского моря видами. Они вселились из Черного моря и получили в Каспийском море хорошие условия для массового развития, составив конкуренцию аборигенным видам, таким как *Prorocentrum cordatum*. Впервые отмеченное для Каспийского моря «цветение» токсичной динофлагелляты *Gonyaulax polygramma* и развитие других токсичных видов – вселенцев – свидетельство неблагополучия экосистемы моря, которое подвержено высокому антропогенному воздействию.

The modern phytoplankton structure was studied during 2004–2013 in the central part of the Caspian Sea (the Middle Caspian Sea). Toxic dinoflagellates *Gonyaulax polygramma* and *Lingulodinium polyedrum* reached mass growth during the summer period (June–September 2004–2007; 2010; 2012; 2013), *Akashiwo sanguinea* – during autumn (2006), *Alexandrium tamarensense* – during winter (2008).

Тихонов А.И., Миронова Н.Е.

(ООО «НИИ геологических и геоэкологических проблем», г. Чебоксары,
e-mail: miigigep.00@mail.ru)

**О поступлении глубинных вод в акватории
Каспийского моря по изотопным данным**

Tikhonov A.I., Mironova N.E.

(ООО "Research Institute of geological and geo-ecological problems", Cheboksary)

**On receipt of deep waters in the Caspian Sea
on the isotope data**

Ключевые слова: уран, изотопный состав, тритий, закономерности, глубинные воды, доли, Каспийское море.

В настоящее время результаты изучения состава, возраста и высотного положения береговых террас Каспийского моря позволяют утверждать, что размах колебаний его уровня в плеистоцене и голоцене достигал 200 м. Преобладает мнение гидрологов и климатологов, что колебания уровня моря обусловлены исключительно изменениями климата в истории Земли. Согласно геологической концепции, к причинам изменения уровня Каспия относят процессы вертикальных и горизонтальных тектонических движений земной коры, накопление донных осадков и сейсмические явления, которые могут вызывать периодическое выдавливание или поглощение вод. Однакоколичественная связь геологических факторов с колебаниями уровня Каспия пока не доказана.

Учитывая расположение моря в зоне альпийской складчатости (Альпы, Кавказ, Тянь-Шань, Памир, Гималаи), а также существование подводных грязевых вулканов, вытянутых цепочкой вдоль Транскаспийского Апшеронско-Прибалханского разлома [1] между полуостровами Апшерон и Челекен, логичнее предположить, что такие резкие колебания уровня могли быть связаны именно с геологическими условиями, что согласуется с нашей гипотезой об образовании Гидросферы Земли в результате поступления глубинных вод в проницаемых зонах разломов [2]. Тем более возможность участия глубинных вод подтверждает также установление по данным ГСЗ, КЯМПВ, гравиметрии разной степени дифференциации земной коры [3] в Каспийском регионе.

Поэтому мы склонны полагать, что главная причина столь больших колебаний уровня Каспийского моря может заключаться все же в интенсивности поступления глубинных вод в отдельные геологические эпохи. Поэтому, по нашему мнению, еще рано ставить крест на вопросе участия геологических факторов в колебании уровня Каспийского моря, как это принято большинством исследователей в своих публикациях в настоящее время.

В качестве доказательства наших слов ниже приводятся результаты переинтерпретации фактических цифровых данных, приведенных Окуневым Н.С. в работе [4]. К сожалению, авторы этой статьи ограничились только характеристикой средневзвешенного значения и пределов изменения величины γ в водах Каспийского моря, а также в водах впадающих в море рек и залива Кара-Богаз-Гол.

На рис. 1 приведены карты изменения величины отношения активностей изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = \gamma$ и концентрации урана в водах Каспийского моря. Пробы отбирались на поверхности моря. На этом рисунке аномально пониженные значения γ в центральной части моря свидетельствуют о том,

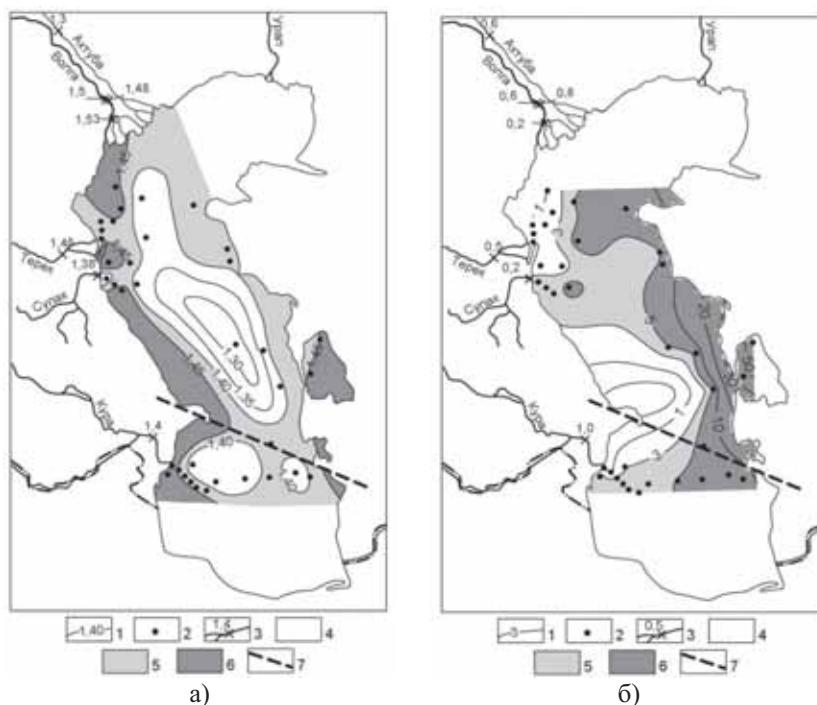


Рисунок 1. Закономерности изменения отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = \gamma$ (а) и концентрации урана (б) в водах Каспийского моря (составлено авторами по цифровым данным [4]).

1 – изолинии $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = \gamma(a)$ и концентрации урана мкг/л (б); 2 – точка отбора пробы морской воды; 3 – река и место отбора пробы, цифра – величина γ (а) и концентрация урана (б); 4–6 – пределы изменения в морской воде величины $\gamma:a$ – менее 1.40 (4), от 1.40 до 1.45 (5) и более 1.45 (6); и концентрации урана, мкг/л: б) – менее 3 (4), от 3 до 5(5) и более 5 (6); 7 – глубинные разломы.

что морские воды в этой зоне представляют собой воды р. Волга, учитывая, что величина γ около 1.30 характерна именно для них.

Это подтверждается также небольшой концентрацией урана в средней части моря. Увеличение величины изотопного отношения урана около западного и восточного побережий свидетельствует о поступлении глубинных вод в акватории моря, которые и характеризуются высоким изотопным сдвигом урана. Следует также отметить, что в районе Апшероно-Прибалханского разлома на рис. 1а можно видеть разделение упомянутой аномальной зоны на две части в связи со смешением поверхностных вод с глубинными водами.

На картах рис. 2 показаны пределы изменений доли глубинных вод в водном балансе по площади моря по уран-изотопным данным.

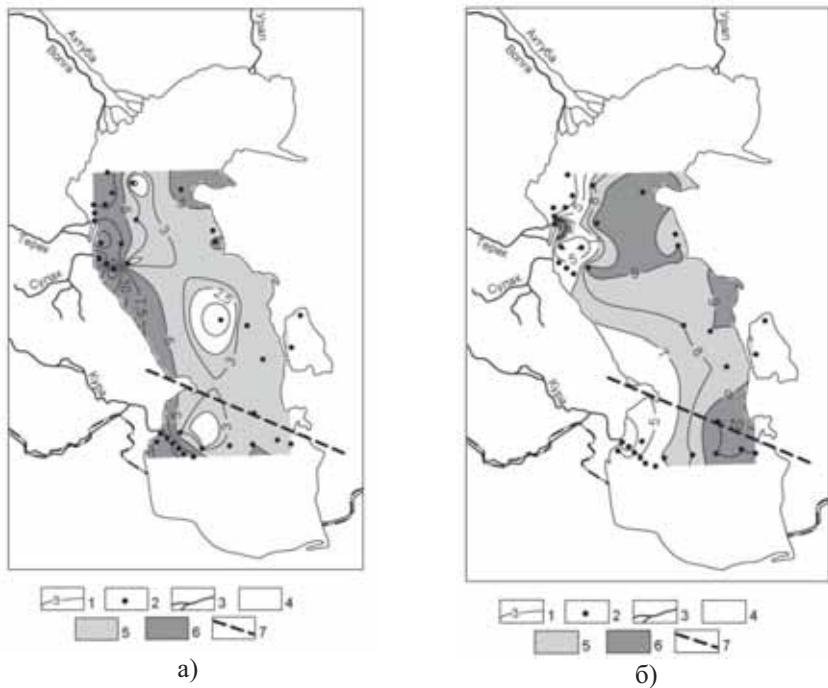


Рисунок 2. Карта долей глубинных вод 1-го типа с низким (а) и 2-го типа с повышенным (б) содержанием урана в водах Каспийского моря по уран-изотопным данным (составлено авторами на основе данных [4]: 1 – изолинии долей глубинных вод, %; 2 – точки опробования морской воды; 3 – река; 4–6 – пределы изменения доли глубинных вод в морской воде, %: а) менее 2.5 (4), от 2.5 до 5 (5) и более 5 (6); б) менее 7 (4), от 7 до 9 (5) и более 9 (6); 7 – глубинный разлом.

Указанные выше результаты интерпретации уран-изотопной информации вполне согласуются с результатами тритиевых исследований, выполненных в 80-е годы учеными ИВП АН СССР [5]. Авторы этой работы указали на установление по тритиевым данным среднего времени водообмена Каспийского моря и его скорости, скорости перемешивания вод по вертикали, а также предположили о «движении морских вод с севера на юг по западному берегу и с юга на север по восточному склону впадины Каспийского моря». Казалось бы, что в случае техногенного загрязнения повышенные концентрации трития должны наблюдаться, наоборот, в приповерхностном слое морских вод. Однако, составленные нами на рис. 3 карты свидетельствуют о повышении концентрации трития в придонном слое Каспия около восточного побережья, где по уран-изотопным данным установлено поступление глубинных вод с повышенным содержанием урана.

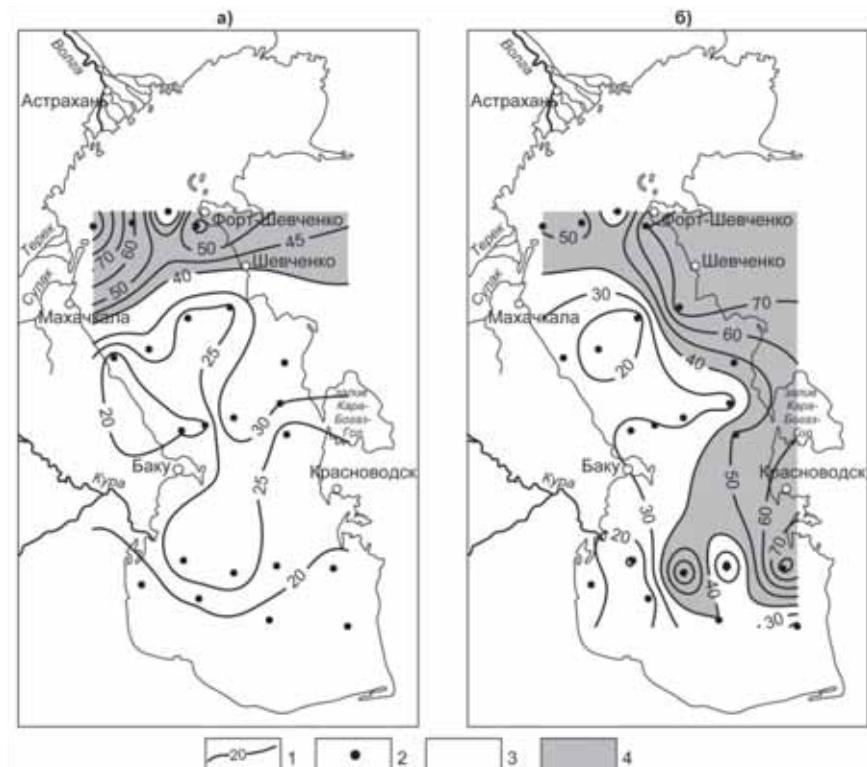


Рис. 3. Распределение концентрации трития в приповерхностном (а) и придонном (б) слоях Каспийского моря (составлено авторами по данным [5]): 1 – изолиния концентрации трития, Т.Е.; 2 – точка отбора пробы; 3–4 – пределы изменения трития, Т.Е.: менее 40 (3) и более 40 (4)

На основании указанных данных мы считаем, что максимальные концентрации трития в придонном слое северо-восточной и восточной частях моря объясняются поступлением с глубинными водами природного трития, образующегося в процессе резко асимметричного деления сверхтяжелых элементов в ядерном реакторе Земли [6]. В связи с этим мы полагаем, что известные процессы современного рудообразования на Челекене также берут начало в мантийном плюме, существующим под Каспийским регионом [7] и имеющем «канал постоянной связи» с ядерным реактором в центре Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гасанов А.Г., Керамова Р.А., Агапов Н.И. Связь сейсмичности, грязевого вулканизма, появления геохимических аномалий в подземных водах Каспийского региона // Отечественная геология.2005.№ 1.С. 69–72.
2. Тихонов А.И. Анализ существующих и разработка новой гипотезы о происхождении гидросфера // Глубинная нефть. 2014.Т. 2. №9. С. 1470–1498.http://journal.deepoil.ru/images/stories/docs/DO-2-9-2014/7_Tikhonov_2-9-2014.pdf.
3. Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М.: Недра, 2004. 342 с.
4. Окунев Н.С., Николаев Д.С., Ефимова Е.И., Миллер Т.Т. Изотопные отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах бассейна Каспийского моря // Геохимия. 1984. № 6. С. 883–891.
5. Власова Л.С., Романов В.В., Аносова Н.Б., Перминов С.М. Изучение динамики вод Каспийского моря с помощью трития // Водные ресурсы. 1989. № 3. С. 176–184.
6. Тихонов А.И. Гипотеза об образовании Земли, "необъяснимых" земных явлений и процессов // Глубинная нефть. 2013.Т. 1. № 8. С. 1155–1170. http://journal.deepoil.ru/images/stories/docs/DO-1-8-2013/5_Tikhonov_1-8-2013.pdf
7. Тихонов А.И., Миронова Н.Е., Яковлев Е.Ю., Осипова С.В. Развитие гипотезы образования Астраханского газоконденсатного месторождения в результате поступления мантийного плюма // Отечественная геология. 2014. №3. С. 26–32.

The results of the re-interpretation of digital materials of isotopic studies from the publications by different authors in recent years, with new data on the formation of the Earth and its hydrosphere are presented. The inflow of deep waters in the Caspian Sea near the western and eastern coasts, as well as in the area of the Trans-Caspian Apsheron-Balkhan fault is showed.

**Чеховская М.П.¹, Матуль А.С.¹, Зенина М.А.¹,
Степанова А.Ю.², Раковски А.З.³**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, mail: mjach47@mail.ru,
²Палеонтологический Институт РАН, Москва, ³Университет Христиана Альберта,
Киль, Германия)

**Реконструкция палеоусловий в голоцене
на северном шельфе Каспийского моря по ostracодам**

**Chekhovskaya M.P.¹, Matul A.G.¹, Zenina M.A.¹,
Stepanova A.Yu.², Rakowski A.Z.³**

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

²Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow,

³Cristian Albrecht University, Kiel, Germany)

**Holocene paleoenvironment reconstruction
of the Northern Caspian Sea shelf on ostracoda**

Ключевые слова: ostrакоды, фораминиферы, Каспий, голоцен, шельф.

Плейстоценовая-голоценовая история Каспия – история смены трансгрессивно-ретрессивных фаз разной амплитуды и продолжительности [Рычагов, 1997; Свиточ, 2009, 2011, 2012; Карпышев, 2005; Янина, 2012]. В последнее время появились реконструкции высокого разрешения кратковременных, подробно датированных, изменений палеоусловий и уровня бассейна в голоцене на основании палинологических записей из глубоководных осадков среднего и южного Каспия [Leroyetal, 2014], на юго-восточном побережье Каспия [Leroyetal, 2013], в дельте Волги [Richards, et al 2014] и в Дагестане, береговой зоне Турали [Kroonenberg, et al 2007].

Полученные нами данные по литологии, распределению ostrакод и фораминифер, позволили восстановить ход трансгрессивно-ретрессивных изменений на мелководье шельфа Северного Каспия в голоцене. Исследованы разрезы станций: ГС 194-08-14 ($44^{\circ}59'331''$ с.ш., $48^{\circ}36'510''$ з.д., глубина 10.3 м, мощность колонки 3.2 м) и ГС194-08-01 ($45^{\circ}00'063''$ с.ш., $48^{\circ}28'859''$ в.д.; мощность колонки 422 см, глубина 7.5 м).

В разрезах определены мангышлакские, новокаспийские и современные осадки шельфа Северного Каспия. Современная и новокаспийская микрофауна шельфа состоит в основном из вида ostrакод *C. Torosa* и фораминифер *A. beccarii*, которые характеризуют условия динамичного мелководья. Их массовое развитие, вероятно, связано с обильным поступлением органических веществ и высокой продуктивностью района.

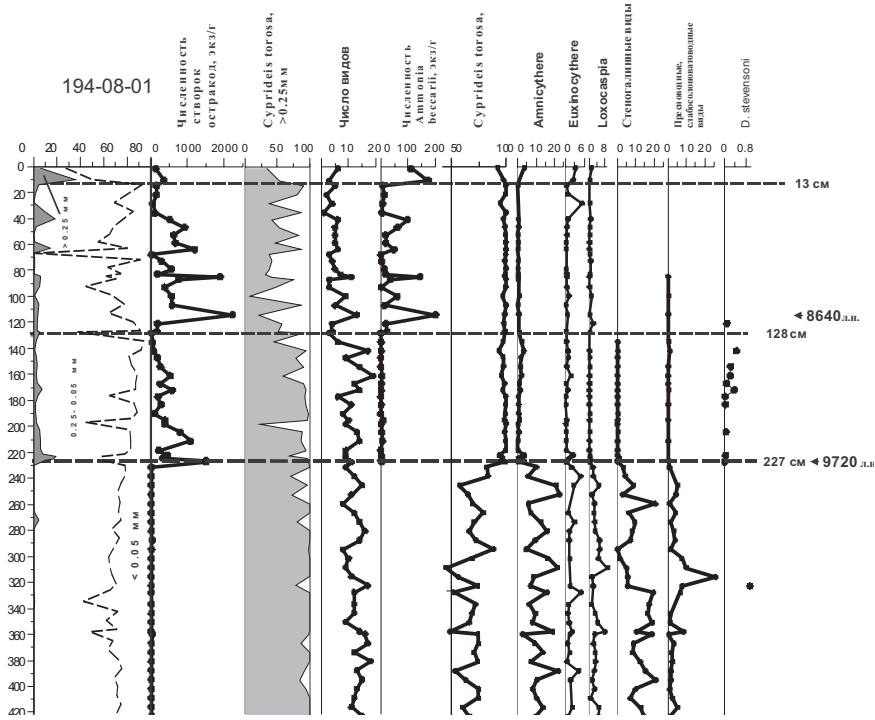


Рисунок 1. Распределение процентного содержания весовых частей фракций осадка, численности остракод, числа видов остракод, численность *A. beccarii*, содержание отдельных родов и видов остракод (%), в разрезе ст. 194-08-01.

Мангышлакские отложения представлены в нижней части колонки ГС194-08-01, 230–422 см (рис. 1). Это отсортированный песок субаэрального и элового происхождения. Встреченная фауна аллохтонного происхождения, для которой характерна крайне низкая численность и высокое видовообразование остракод, составленное видами разной экологии, созначительным содержанием как типично стеногалинных солоноватоводных, так и пресноводных форм. В мангышлакское время на осушеннем шельфе накапливались однородные осадки, с минимальными концентрациями аллохтонной хвальинской фауны остракод и окатанных обломков моллюсков, вынесенных с суши. Установленный возраст границы мангышлакских и новокаспийских отложений 9720 л.н. Отложения слоя 128–227 см, возраст 8640–9720 л.н.– песок разнозернистый с большим количеством детрита и целых раковин моллюсков – осадки начала новокаспийской трансгрессии,

подъема уровня моря, постепенное, с колебаниями затопление шельфа. В этот период происходило интенсивное осадконакопление, средняя скорость около 106 см/1000 лет, и заселение шельфа видом *C. torosa*. Отмечены высокие концентрации этого моновидового комплекса, по-видимому, преимущественно автохтонного. В крайне низких концентрациях, но постоянно присутствуют альлохтонные типично солоноватоводные стеногалинны и пресноводные формы. Характер распределения вида *C. torosa*, заметное присутствие вида *D. stevensoni* и редкие фораминиферы предполагают колебания глубины станции, переход от условий суши к морским, по-видимому, более мелководным и пресноводным, чем в настоящее время. Верхние 0–128 см – мелководные (5–7 м), морские осадки, образовывались в условиях близких к современным, с периодическими колебаниями глубины и солености.

Ассоциация нижней части разреза ст. ГС194-08-14, интервал I, 206–320 см, представляет более мелководные и распресненные (соленость около или менее 5‰) условия, чем в настоящее время (рис. 2). Эту часть разреза по присутствию в единичных переотложенных стеногалинных форм и в малых количествах автохтонных пресноводных-слабосолоноватоводных, вероятно, можно сопоставить со слоем 128–227 см разреза ст. 194-08-01, возраст 9720–8640 л.н. Осадки этого интервала образовывались в условиях подъема уровня моря, периодического затопления и осушения шельфа, миграции береговой зоны, образования опресненных водотоков. Здесь отмечено заметное содержание гладких *Amnicythere*, видов *A. cymbula*, *A. pirsagatica*, отсутствует вид *A. beccarii*, повсеместно встречены растительные остатки и мелководные пресноводные виды, предпочитающие растительный субстрат, береговые заросли, малые непересыхающие водоемы *C. vidua*, *D. stevensoni*, *C. parallelaalbicans*. Интервал II, 54–206 см отражает колебания условий от мелководных морских, солоноватоводных с глубинами около 5–7 м, до пресноводных-слабосолоноватоводных замкнутого непроточно бассейна-ильменя. Угнетенный облик фауны слоя 135–154 см, скорее всего, обязан бассейну с слабосолоноватоводными условиями застойного мелководья. При обмелении, отступлении моря, часть видов выжили в новых условиях, но не могли развиваться. Присутствие здесь примазок гидротроилита также предполагает условия водоема, где затруднена циркуляция, что обусловило недостаток притока кислорода. Очень тонкий субаэральный осадок, образовывался при отсутствии выноса рекой терригенных частиц, в том числе и питательных веществ. Здесь не найдены ни стеногалинны виды хвалынских осадков, ни пресноводные формы. Можно предположить условия временного отступления моря. Такие тонкие, глинистые отложения могли образовываться в понижениях, непроточных озерах, ильменях между бэровскими буграми [Свиточ и др., 1998]. Подобные трансгрессивно-ретрессивные периоды новокаспийского моря, в том числе образование лагун, описаны при изучении разреза Турали в Дагестане

[Kroonenberg, et al. 2007]. Слой 4 и нижняя часть слоя 2, 124–125 см, накапливались при затоплении шельфа, притокеморских води, по-видимому, обильном поступлении питательных веществ. Образование осадков интервала происходило на меньшей, чем в настоящее время, глубине, возможно около 5–7 м, в условиях близким к тем, что существуют в настоящее время на ст. 194-08-01. Интервал III, 0–54 см – это типично морские, наиболее глубоководные в этом разрезе отложения, подобные современным, образовывались на глубине около 10 м, при солености более 9‰.

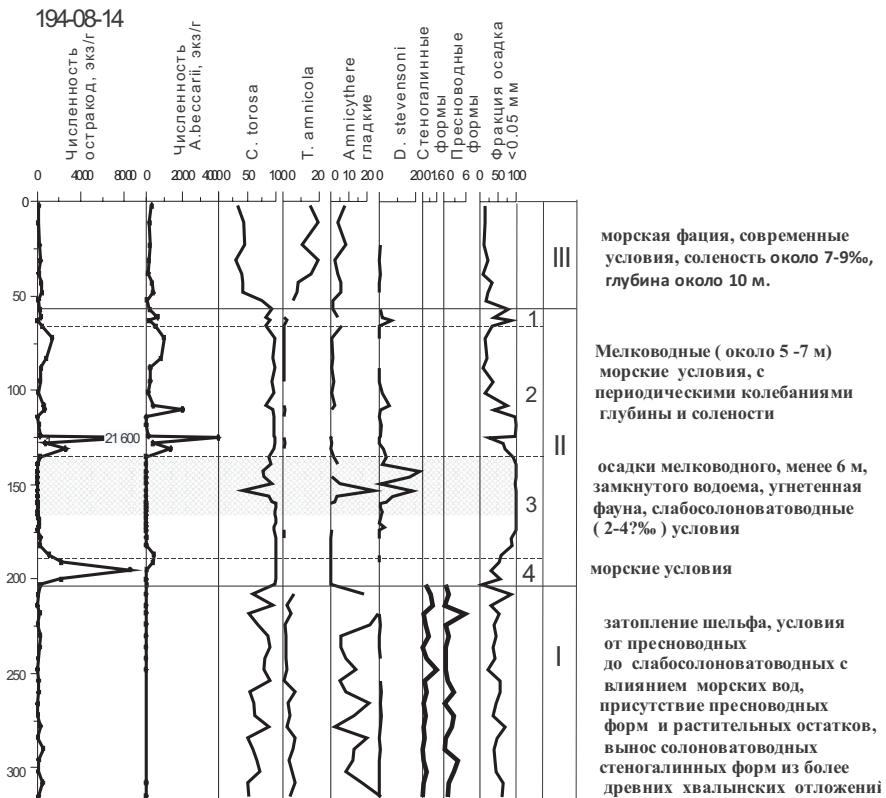


Рисунок 2. Распределение остракод, вида фораминифер *A. beccarii* и процентное содержание весовой части фракции < 0.05 мм, в разрезе ст. 194-08-14.

По разрезу 194-08-14 с глубины 10.3 м прослеживается следующая смена экологической обстановки. Подъем уровня, затопление шельфа, интервал I, сопровождался в новокаспийское время колебаниями условий от пре-

сноводных до слабосолоноватоводных, с влиянием морских вод. Интервал II – отражает динамичные условия отобразования типично мелководно-морских отложений после подъема уровня, слой 4, к условиям обмеления, осушения до образования непроточного бассейна, слой 3, затем вновь устанавливаются мелководные морские условия с периодическими колебаниями глубины и солености, слои 2 и 1. Современные наиболее глубоководные условия с близкой к нормальной каспийской соленостью имели место при формировании осадков интервала III. Границы между выделенными интервалами слоями с заметно меняющейся литологией и фауной, резкие, неровные предполагают смену придонной обстановки, перерывы и размытие осадков.

Новокаспийские отложения ст. 194-08-01 с глубины 7.3 м и 194-08-14 с глубины 10.3 м образовывались в более мелководных и распресненных условиях, чем современные.

Analysis of ostracod assemblages and distribution of benthic foraminifera *Ammonia beccarii* in the coressections 194-08-01 and 194-08-14 of the North Caspian Sea shelf showed changes environmental conditions in response to sea-level fluctuation.

Шкатова В.К.¹, Шейков А.А.²

(¹Всероссийский геологический научно-исследовательский институт

им. А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия;

Valentina_Shkatova@vsegei.ru;²«Южморгеология», Геленджик, Россия,

sheykovaa@ymg.ru)

Региональные сейсмостратиграфия и стратиграфия Каспийского региона в квартере

Shkatova V.K.¹, Sheykov A.A.²

(¹A.P.Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI); St.-Petersburg, Russia,

²Yuzhmorgeologiya, Gelendzhik, Russia)

Regional seismostratigraphic and stratigraphic of Caspian Region in Quaternary

Ключевые слова: стратиграфия, сейсмостратиграфия, регрессии, трансгрессии, рубежи, квартер, Каспийский регион

В настоящей работе представлены две региональные схемы квартера: региональная стратиграфическая схема Каспийского региона, построенная на основе био-, цикло-, магнито-, климатостратиграфии с привлечением радиометрического датирования и литературных материалов по бурению в акватории, одобренная Северо-Кавказским РМСК в 2014 г., и впервые подготовленная по данным сейсмоакустики подробная региональная сейсмостратиграфическая схема (проект) акватории Каспия (рис. 1).

Основу региональных схем составляют трансгрессивные и регрессивные горизонты, последние являются переломными климато-био-магнитостратиграфическими и тектоническими рубежами в геологической истории региона. Особый интерес представляют неоплейстоценовые регрессивные горизонты суши, уверенно подтверждающиеся сейсмостратиграфическими исследованиями в акватории.

Акватория. В 2002–2003 гг. при ГСШ-200 морской части листов L-38-XXIV, -XXX и L-39-XIX на акватории Каспийского моря в палеодельте Волги были получены ГНЦ ФГУПП «Южморгеология» материалы высокочастотного непрерывного сейсмоакустического профилирования (ВЧ НСП) в объеме 2600 км. Морские геофизические работы проводились на НИС «Бриз» (судовладелец – ООО НИЦ «Гидрометпроект»), катерах КС-102-02 и КС-100Д (судовладелец – ГНЦ ФГУПП «Южморгеология»). Выполнены по регулярной сети профилей в комплексе, включающем: ВЧ НСП, гидролокацию бокового обзора (ГЛБО) и эхолотирование. Для осуществления этих видов работ использовался многофункциональный технологический комплекс МТК-1 на базе компьютера AKME Peak-570 с процессором СутиxMPI-333 с одновременной регистрацией навигационной информации в заголовки акустических трасс. Координирование работ осуществля-

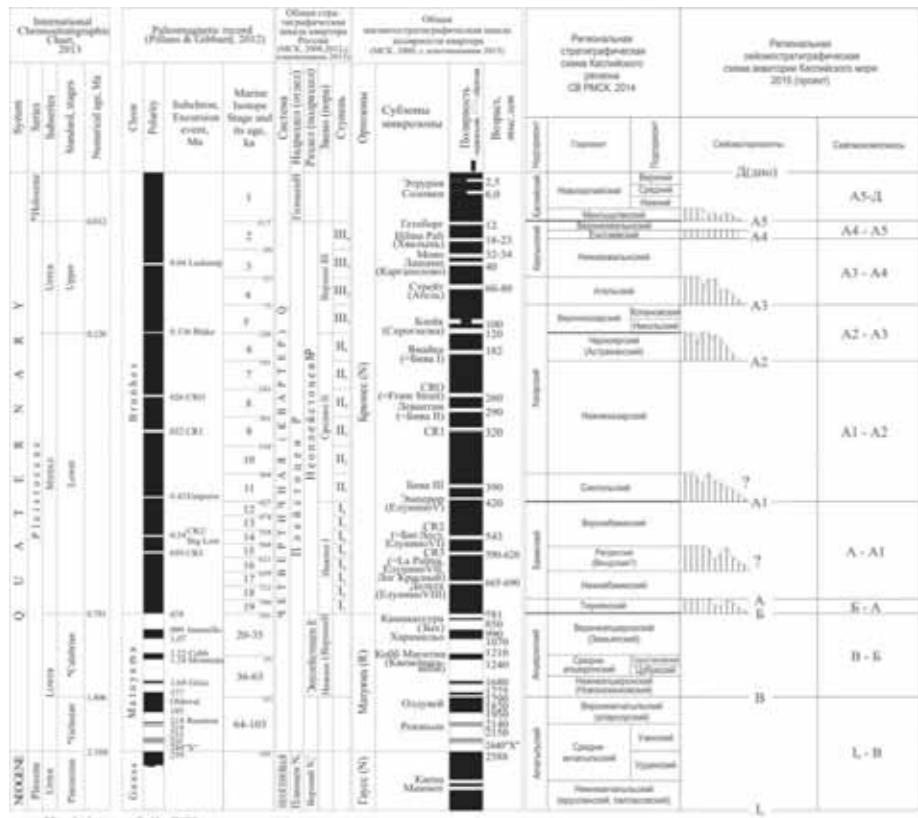


Рисунок 1. Региональные стратиграфическая и сейсмостратиграфическая схемы квартера Каспийского региона.

лось СПИ GPS-48 фирмы Garmin, «Lassen» (Trimble) и «Starlink». В состав МТК-1 входили двухчастотный гидролокатор бокового обзора (90 и 115 кГц), двухканальная система высокочастотного сейсмоакустического профилирования и промерный эхолот «Прибой-2ЭП».

Приём данных ВЧ НСП вёлся на буксируемые 3-метровую и 12-метровую одноканальные пьезокосы. Источником импульсов в пресной воде служил буксируемый на катамаране электродинамический источник «бумер» мощностью 300 Дж с частотным диапазоном генерируемых волн – от 800 Гц до 2 кГц. Длина записи для «бумера» составляла от 150 до 200 мс при короткой косе и от 200 до 300 мс – при длинной. Длина записи определялась конкретными сейсмогеологическими условиями, выбором нижнего регистрируемого горизонта и могла изменяться на протяжении профиля в

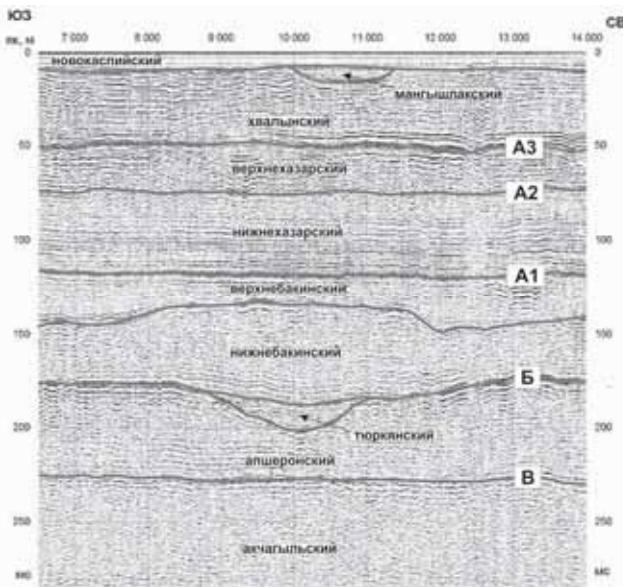


Рисунок 2. Сейсмостратиграфические горизонты, палеоврезы регressiveных периодов.

соответствии с изменением этих условий. Работы выполнялись при скорости от 5.5 до 7.0 узлов. Учитывая сложные и существенно различающиеся сейсмогеологические условия, на протяжении всего периода полевых работ проводились опытно-методические работы с целью уточнения параметров приёма и возбуждения. Данные регистрировались на жёсткий диск в формате SEG-Y с контролем качества на экране монитора, затем переписывались на магнитные носители. Обработка данных ВЧ НСП выполнялась с помощью программы RadExPro (ООО «Деко-геофизика»). Современное геологическое изучение акватории Каспия базируется на сейсмостратиграфии, где данные геофизики (сейморазведки, сейсмоакустики) увязаны с материалами бурения.

Эоплейстоцен. В связи с понижением границы квартера на уровень 2,6 млн. лет его граница с неогеном проходит теперь внутри акчагыльского сейсмокомплекса I₀-Б, по кровле урдинского подгоризонта внутри среднекачагыльского горизонта (рис. 1). Для всего акчагыльского сейсмокомплекса характерны сигмоидные отражения с северной экспозицией, наклон косых серий которых свидетельствуют о кавказском источнике сноса. Ашхеронский сейсмокомплекс В-Б залегает с размывом на акчагыльском и имеет клиноформный облик, но со смещением косослоистой серии в области сноса к югу и юго-востоку (рис. 2).

Нижний неоплейстоцен. Врезы тюркянской регрессии ограниченные двумя сейсмогоризонтами Б и А, фиксируются в акватории Северного Каспия в кровле апшеронского сейсмокомплекса (рис. 2). На шельфе Среднего Каспия – это уже маломощный, параллельно слоистый и выклинивающийся у побережья тюркянский сейсмокомплекс Б-А. Бакинский сейсмокомплекс А-А1 залегает с размывом на апшеронском сейсмокомплексе или тюркянском сейсмогоризонте (рис. 2). Внутри него предположительно выделен регressiveный венедский? сейсмогоризонт.

Средний неоплейстоцен. Сингильский (в акватории известен как урунд-жикский) регressiveный сейсмогоризонт А1 сохранился местами, на Северном Каспии (предположительно) в виде врезов в кровле бакинского сейсмокомплекса. Нижнеказарский сейсмокомплекс А1-А2 трансгрессивно залегает на бакинском сейсмокомплексе (рис. 2). На его поверхности фиксируются палеоложбины черноярского (астраханского на море) регressiveного сейсмогоризонта А2 (рис. 3). Он имеет ограниченное распространение и является переходным от нижнеказарского к верхнеказарскому сейсмокомплексу.

Верхний неоплейстоцен. Верхнеказарский сейсмокомплекс А2-А3 (рис.2) характеризуется волнисто-слоистыми, иногда линзовидными отражениями низкой интенсивности. Ательский регressiveный сейсмогоризонт

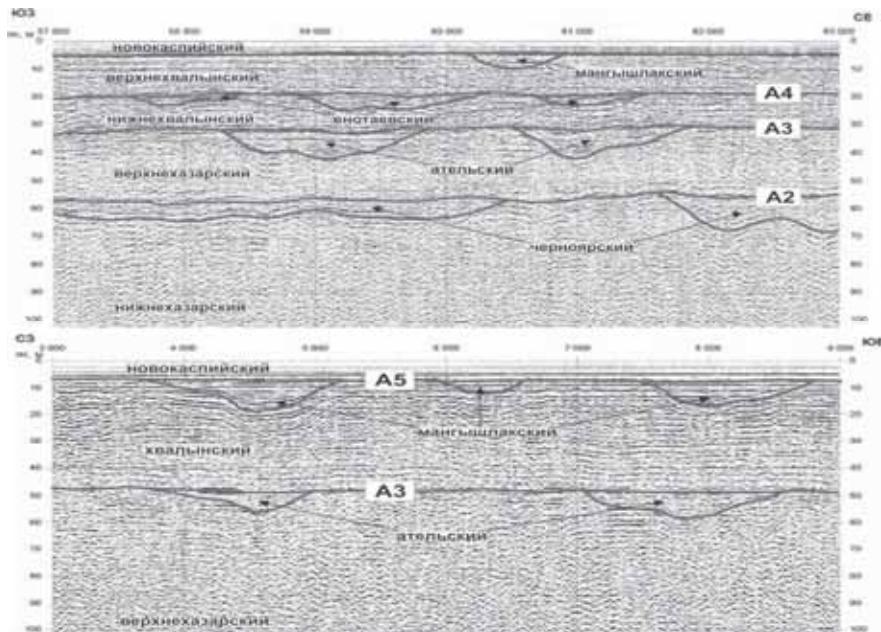


Рисунок 3. Сейсмостратиграфические горизонты А2, А3, А4, А5, палеоврезы периодов черноярской, ательской енотаевской и мангышлакской регрессий.

А3 – нижняя граница распространения «акустически прозрачных» линз, представлен врезами в кровле верхнеказарского сейсмокомплекса А2-А3 (рис. 3). Подошва врезов отчётливо фиксируется как динамически выраженное двухфазное отражение. Нижнехвальинский сейсмокомплекс А3-А4 характеризуется переслаиванием хорошо коррелируемых сейсмопачек с «акустически прозрачными» линзами. В его кровле отмечаются неглубокие, неотчётливо выраженные палеоложбины, по-видимому, сформированные в период енотаевской регрессии с сейсмогоризонтом А4 (рис. 3). Верхнехвальинский сейсмокомплекс А4-А5 залегает с размывом на нижнехвальинском (рис. 3).

Голоцен. В кровле верхнехвальинского сейсмокомплекса – граница 1–2-фазной чёткой записи, прослеживаются мангышлакские палеоврезы, соответствующие мангышлакскому регressiveному сейсмогоризонту А5 (рис. 3). Врезы заполнены неконсолидированными регressiveными осадками. Система палеоврезов южнее Северного Каспия переходит в маломощный горизонт. Новокаспийский сейсмокомплекс А5-Д (поверхность дна) залегает с размывом на мангышлакском, нижне- и верхнехвальинском, реже на более древних сейсмокомплексах (рис. 3). Сейсмозапись его непрерывная, параллельно-слоистая. Выделено пока два подгоризонта.

Суша. В региональной стратиграфической схеме Каспийского региона в неоплейстоцене выделено шесть (венедский?) регressiveных горизонтов: известные – тюркянский с глубокой регрессией до –150 м, сингильский – с регрессией ниже –48 м, енотаевский – с регрессией до –(45-50) м, а также новые – черноярский (астраханский), ательский и мангышлакский. Черноярский (астраханский) – с глубокой регрессией до –90 м, представлен черноярским педокомплексом, с почвами степного типа, малокарбонатными, с сингенетическими жилками смятия и слабо развитыми щельниками, с криотермной малакофауной и фауной остракод, с харами средненеоплейстоценового возраста, со светлыми «костями из ательского яруса» (по В.И. Громову), со СПК степного типа, с ПМА-Черноярской (Ямайка?). В акватории ему соответствуют мелководные образования прибрежно-морского и авандельтового типа. Ательский – с глубокой регрессией до –100 м, представлен лессовидными ательскими суглинками, с мощными криотурбациями, со СПК перигляциальной полынно-маревой степи, пресноводными моллюсками, остракодами, фораминиферами, с верхнепалеолитическим фаунистическим комплексом и мустерьерской стоянкой, с ПМА-Атель (Стрейт?), с ТЛ- возрастом 28–70 т.л.н. В акватории это лагунно-дельтовые образования. Мангышлакский – с глубокой регрессией до минус 103–108 м представлен эоловыми образованиями, в акватории ему соответствуют образования наземной дельты и авандельты, с возрастом по ^{14}C 7–9 т.л.н.

Two regional charts of Quaternary deposits of Caspian Region are composed and correlated: the land regional stratigraphic chart and the sea regional seismostratigraphic chart.

Алфавитный указатель

Аббott П.М.	138	Козина Н.В.	36, 317, 332, 337
Алабян А.М.	175	Кокрятская Н.М.	190, 221, 251, 281
Амбросимов А.К.	312	Колмыков Е.В.	342
Бадюкова Е.Н.	294	Колька В.В.	153, 195
Бергер В.Я.	60, 65	Корж А.О.	312
Бизин М.А.	83	Коробов В.Б.	199, 203
Бобров В.А.	4, 56	Корсакова О.П.	195
Богуш А.А.	56	Косевич Н.И.	256
Борисов Д.Г.	322	Котова Е.И.	46
Бычков Д.А.	251	Коченкова А.И.	206, 304
Вахрамеева П.С.	138	Кошелева В.П.	203
Виноградов А.Н.	180	Кравчишина М.Д.	351
Виноградова А.А.	9, 46	Крек А.В.	99
Востоков С.В.	351	Кривоногов С.К.	56
Гагарин В.И.	75	Кудрявцева В.А.	261
Герасимова М.В.	14, 60, 65	Кунгаа М.Ч.	276
Гоголицын В.А.	143	Латун В.В.	17, 22
Голованова О.В.	299	Левченко О.В.	322
Горбачева Т.Т.	148, 288	Леонов А.В.	211
Гордеев В.В.	206, 304	Леонова Г.А.	56
Греков И.М.	153	Лещев А.В.	216
Григорьев А.Г.	156	Лисицын А.П.	327
Григорьев В.А.	309	Лосюк Г.Н.	190, 221
Гурский Ю.Н.	161	Лохов А.С.	203
Дара О.М.	70, 166	Лукашева Т.А.	351
Демиденко Н.А.	170, 175, 271	Лукашин В.Н.	51, 327
Демидов А.Б.	75	Льюменс М.Х.	175
Денисов В.И.	17, 22	Макаров В.И.	83
Дорохова Е.В.	27, 99	Маккавеев П.Н.	304
Дружинин С.В.	32	Мальцев А.Е.	56
Евзеров В.Я.	180	Мамочкина А.И.	166
Ефимова Л.Е.	256	Маслов А.В.	225, 332, 337
Жамойда В.А.	99, 156	Матуль А.С.	358
Забелина С.А.	190	Махнович Н.М.	230
Зарецкая Н.Е.	185, 276	Миронова Н.Е.	353
Зенина М.А.	358	Мирошниченко Л.В.	56
Зиновьев А.Т.	175	Мискевич И.В.	230, 235, 240
Киселев Г.П.	32	Митяев М.В.	14, 60, 65
Клювоткин А.А.	36, 312, 332, 337	Монахов С.К.	342, 347
Ковалева О.А.	41	Мошаров С.А.	261

Немировская И.А.	70, 244, 342	Серебряный А.Н.	96
Нецветаева О.П.	203	Середкин К.А.	203
Николаева С.Б.	180	Сивков В.В.	99
Новигатский А.Н.	36, 70, 225, 332, 337	Силкин В.А.	75, 351
Новикова А.В.	138	Синицына Н.Н.	103, 108
Новичкова Е.А.	36	Смоляков Б.С.	83
Островская Е.В.	342, 347	Сорокина В.В.	113
Пантюлин А.Н.	249	Стародымова Д.П.	118, 244, 251
Панченко Е.Н.	175	Степанова А.Ю.	358
Паутова Л.А.	75, 351	Таловская А.В.	123
Подгорный К.А.	78	Титова А.М.	244
Подковыров В.Н.	332	Титова К.В.	190
Покровский О.С.	170, 271	Тихонов А.И.	353
Политова Н.В.	36	Ткаченко Ю.Ю.	17, 22
Пономарева В.В.	138	Толстиков А.В.	284
Пономарева Т.И.	281	Трубкин И.П.	128
Попова С.А.	83	Уткин И.В.	133
Путанс В.А.	322	Филимоненко Е.А.	123
Радченко К.А.	251	Филиппов А.С.	118, 225, 312, 332, 337
Раковски А.З.	358	Фингерт Е.А.	175
Реджепова З.Ю.	70	Файзуллина Р.В.	251
Рейхард Л.Е.	304	Хованский А.Д.	17, 22
Репкина Т.Ю.	138, 185, 256, 276	Черепанова Т.А	148, 288
Романенко Ф.А.	86, 138	Чернов И.А.	284
Романов А.О.	276	Чеховская М.П.	358
Романова Н.Д.	261	Чичерина О.В.	211
Ронкин Ю.Л.	225	Чубаренко Б.В.	41
Рыбalkо А.Е.	266	Чульцова А.Л.	240
Рябчук Д.В.	99, 156	Чупakov А.В.	190, 251
Саввичев А.С.	36, 170, 271	Шевченко В.П.	118, 225, 244, 251, 332, 337
Савенко А.В.	91, 170, 271	Шевченко Н.В.	256
Савенко В.С.	91	Шейков А.А.	363
Садков С.А.	276	Шиловцева О.А.	256
Сажин А.Ф.	261	Шинкоренко М.П.	83
Самсонов Д.П.	347	Шипилова Л.М.	128
Сафьянов Г.А.	276	Шкатова В.К.	363
Селянина С.Б.	281	Язиков Е.Г.	123
Семенова Л.Р.	266	Ярыгина О.Н.	281
Сергеев А.Ю.	99		

ОГЛАВЛЕНИЕ

Микро- и наночастицы и потоки вещества и энергии (атмо-, крио-, гидро-, литоседиментосфера)

<i>Бобров В.А.</i> Редкоземельные элементы (лантаноиды) в го- лоценовом разрезе сапропеля озера Котокель (Прибайкалье)	4
<i>Виноградова А.А.</i> Потоки свинца и кадмия из атмосферы на поверхность в центре и на севере европейской России	9
<i>Герасимова М.В., Митяев М.В.</i> Физические свойства веще- ства осаждающегося на дно и первичного слоя отложений в губах Мурманского побережья	14
<i>Денисов В.И., Латун В.В., Хованский А.Д., Ткаченко Ю.Ю.</i> Микроэлементы во взвешенном веществе и донных осадках Нижнего Дона и восточной части Таганрогского залива в условиях систематического антропогенного влияния ре- монтных дноуглубительных работ (по результатам экспеди- ций 2013–2014 гг.)	17
<i>Денисов В.И., Латун В.В., Ткаченко Ю.Ю., Хованский А.Д.</i> Количественные характеристики техногенных потоков взвешенного осадочного вещества в восточной части Таган- рогского залива (по результатам экспедиций 2013–2014 гг.)	22
<i>Дорохова Е.В.</i> Гранулометрические показатели литодина- мической обстановки осадконакопления и направления по- токов наносов на подводном береговом склоне Юго- Восточной Балтики	27
<i>Дружинин С.В., Киселев Г.П.</i> Исследование бериллия-7 в природных средах Архангельской области	32
<i>Клювяткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н., Нови- кова Е.А., Саввичев А.С., Козина Н.В.</i> Геологические иссле- дования Северной Атлантики в 49-м рейсе НИС «Академик Иоффе» в июне-июле 2015 г.	36
<i>Ковалева О.А., Чубаренко Б.В.</i> Определение трендов пере- носа материала вдоль побережья Куршской косы по данным гранулометрического анализа пляжевых отложений	41
<i>Котова Е.И., Виноградова А.А.</i> Тяжелые металлы в снежном покрове на территории Мурманской области	46
<i>Лукашин В.Н.</i> Потоки литогенных аэрозолей на морскую поверхность в Северной Атлантике	51

<i>Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Мирошниченко Л.В., Бобров В.А., Богуш А.А., Кривоногов С.К.</i> Минеральный состав планктоногенного сапропеля оз. Котокель (Прибайкалье)	56
<i>Митяев М.В., Герасимова М.В., Бергер В.Я.</i> Взвесь и вертикальные потоки осадочного вещества губа Ярнышная (Мурманское побережье)	60
<i>Митяев М.В., Бергер В.Я., Герасимова М.В.</i> Взвесь и вертикальные потоки осадочного вещества губа Чупа (Карельское побережье)	65
<i>Немировская И.А., Реджепова З.Ю., Новигатский А.Н., Дара О.М.</i> Органические соединения в барьерной зоне водоатмосфера	70
<i>Паутова Л.А., Демидов А.Б., Гагарин В.И., Силкин В.А.</i> Вертикальная структура летнего фитопланктона моря Ирмингера (Северная Атлантика)	75
<i>Подгорный К.А.</i> Эмпирические формулы для расчета скорости осаждения взвешенных частиц с учетом влияния процесса флоккуляции и турбулентного обмена	78
<i>Попова С.А., Макаров В.И., Бизин М.А., Смоляков Б.С., Шинкоренко М.П.</i> Состав атмосферных аэрозолей в дымовом шлейфе от горения boreальных лесов в Западной Сибири	83
<i>Романенко Ф.А.</i> Геолого-геоморфологические условия формирования потока наносов в устье реки Пенжины	86
<i>Савенко А.В., Савенко В.С.</i> Трансформация состава поглощенного комплекса твердых веществ речного стока в морской среде	91
<i>Серебряный А.Н.</i> Подводные дюны на дне моря, сформированные солитонами внутренних волн: наблюдения в Японском море	96
<i>Сивков В.В., Рябчук Д.В., Жамойда В.А., Сергеев А.Ю., Дорожова Е.В., Крек А.В.</i> Современное состояние и тенденции развития морфо-литодинамической системы юго-восточного побережья Балтийского моря	99
<i>Синицына Н.Н.</i> Теоретические основы использования метода частиц для описания движения рыб и других гидробионтов. Ч. 1.	103
<i>Синицына Н.Н.</i> Теоретические основы использования метода частиц для описания движения рыб и других гидробионтов. Ч. 2.	108

<i>Сорокина В.В.</i> Атмосферные выпадения органического углерода в северо-восточной части Азовского моря	113
<i>Стародымова Д.П., Шевченко В.П., Филиппов А.С.</i> Микроэлементный состав летнего аэрозоля побережья Белого моря (полуостров Киндо, Кандалакшский залив)	118
<i>Таловская А.В., Язиков Е.Г., Филимоненко Е.А.</i> Вещественный состав нерастворимых частиц в снежном покрове на территории бассейна р. Томь	123
<i>Трубкин И.П., Шитилова Л.М.</i> Транспорт наносов и деформации дна в заливе лагунного типа приливного моря (модельные расчеты для губы Колоколкова Баренцева моря)	128
<i>Уткин И.В.</i> Реконструкция поставки, распределения и аккумуляции тонкозернистого плавучего материала на морском дне путем изучения пространственно-временной изменчивости его гранулометрического состава	133
 Система Белого моря, 4-Д исследования	
<i>Вахрамеева П.С., Пономарева В.В., Абботт П.М., Новикова А.В., Репкина Т.Ю., Романенко Ф.А.</i> Первые находки криптофты в голоценовых отложениях из района Белого моря	138
<i>Гоголицын В.А.</i> Пигментный комплекс фитоценозов водотёмов и водотоков Северо-Запада Европейской России в многолетнем аспекте	143
<i>Горбачева Т.Т., Черепанова Т.А.</i> Особенности барьерных функций подстилочного горизонта приморских почв (на примере Белого моря)	148
<i>Греков И.М., Колька В.В.</i> Палеогеография северного побережья Кандалакшского залива Белого моря (долина р. Колвицы) в позднеледниковые и голоцене по данным изучения донных отложений малых озер (предварительные данные)	153
<i>Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Рябчук Д.В.</i> Формы нахождения и литолого-геохимические особенности распределения тяжелых металлов в донных отложениях Двинского залива Белого моря	156
<i>Гурский Ю.Н.</i> Геохимические особенности иловых вод Белого моря	161
<i>Дара О.М., Мамочкина А.И.</i> Обломочные минералы тонкодисперсной фракции в поверхностных осадках Белого моря	166

<i>Демиденко Н.А., Саввичев А.С., Савенко А.В., Покровский О.С.</i> Гидролого-гидрохимические условия меромиктических водоемов губы Канда, отделенных от Белого моря дамбой	170
<i>Демиденко Н.А., Зиновьев А.Т., Алабян А.М., Льюменс М.Х., Панченко Е.Н., Фингерт Е.А.</i> Исследование и моделирование параметров гидрологического режима и динамики взвешенных наносов в Мезенском заливе и эстуариях Мезени и Кулоя	175
<i>Евзеров В.Я., Виноградов А.Н., Николаева С.Б.</i> Геодинамика Беломорской котловины	180
<i>Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю.</i> Новые данные по истории Терского берега Белого моря в голоцене (район устья р. Варзуги)	185
<i>Кокрятская Н.М., Забелина С.А., Титова К.В., Лосюк Г.Н., Чупаков А.В.</i> Вертикальное распределение сероводорода в меромиктическом озере Светлое-1 (водосборный бассейн Белого моря)	190
<i>Колька В.В., Корсакова О.П.</i> Влияние гляциоизостазии, вертикальных тектонических движений и эвстазии на относительное перемещение береговой линии моря. Текущие результаты, проблемы и направление исследований	195
<i>Коробов В.Б.</i> Исследования режима устьевых областей рек Белого моря	199
<i>Коробов В.Б., Середкин К.А., Лохов А.С., Нецветаева О.П., Кошелева В.П.</i> Проблемы интерполяции пространственно-неоднородных данных на нерегулярных сетках в Белом море	203
<i>Коченкова А.И., Гордеев В.В.</i> Поведение химических элементов в зоне маргинального фильтра Северной Двины в мае 2015 г.	206
<i>Леонов А.В., Чичерина О.В.</i> Экологический портрет экосистемы Белого моря	211
<i>Лещев А.В.</i> Влияние гидротехнических сооружений на формирование зоны смешения речных и морских вод (на примере судоходного канала порта Архангельск)	216
<i>Лосюк Г.Н., Кокрятская Н.М.</i> Процесс сульфатредукции в отделяющихся от Кандалакшского залива Белого моря озерах (на примере озера Кисло-сладкое)	221

<i>Маслов А.В., Шевченко В.П., Ронкин Ю.Л., Новигатский А.Н., Филиппов А.С.</i> Распределение редокс-чувствительных элементов в современных донных осадках Белого моря	225
<i>Махнович Н.М., Мискевич И.В.</i> Особенности пространственного распределения бентоса на осушках мезоприливных устьев рек Белого моря на примере устья р. Кянды	230
<i>Мискевич И.В.</i> Оценка цикличности короткопериодной изменчивости гидрологических и гидрохимических показателей в мезоприливном устье р. Кянды в Белом море в период летней межени	235
<i>Мискевич И.В., Чульцова А.Л.</i> Оценка зависимости гидрохимических показателей от распределения солености в устье р. Кянды в Белом море в период летней межени	240
<i>Немировская И.А., Шевченко В.П., Стародымова Д.П., Титова А.М.</i> Органические соединения и взвесь в снежно-ледяном покрове Белого моря и его побережья	244
<i>Пантиюлин А.Н.</i> Белое море в контексте Арктики	249
<i>Радченко К.А., Бычков Д.А., Стародымова Д.П., Файзуллина Р.В., Шевченко В.П., Ко��тская Н.М., Чупаков А.В.</i> Геохимия микроэлементов в донных осадках малого озера (водосбор Белого моря, Архангельская область)	251
<i>Репкина Т.Ю., Ефимова Л.Е., Косевич Н.И., Шиловцева О.А., Шевченко Н.В.</i> Неволновые факторы динамики берегов Кандалакшского залива Белого моря. Новые данные.	256
<i>Романова Н.Д., Сажин А.Ф., Мошаров С.А., Кудрявцева В.А.</i> Поток органического вещества в микробной «петле» ледовых сообществ Кандалакшского залива Белого моря.	261
<i>Рыбалко А.Е., Семенова Л.Р.</i> Оледенение Белого моря и его влияние на формирование осадков неоплейстоценового голоценового возраста в Беломорской котловине	266
<i>Савенко А.В., Демиденко Н.А., Саввичев А.С., Покровский О.С.</i> Распределение главных ионов и растворенных микроэлементов в меромиктических водоемах Кандалакшского залива Белого моря	271
<i>Сафьян Г.А., Репкина Т.Ю., Кунгаа М.Ч., Зарецкая Н.З., Садков С.А., Романов А.О.</i> Морфодинамика Зимнего берега Белого моря - от голоцена до наших дней (первые результаты полевых исследований)	276

<i>Селянина С.Б., Ко��ратская Н.М., Пономарева Т.И., Ярыгина О.Н.</i> О влиянии гео-климатических условий на состав органического вещества водно-болотных экосистем водосбора Белого моря	281
<i>Толстиков А.В., Чернов И.А.</i> Функционирование моделей JASMINE и BFM для решения комплексных задач, связанных с изучением Белого моря	284
<i>Черепанова Т.А., Горбачева Т.Т.</i> Пространственная и временная изменчивость влияния морских аэрозолей на закисление почв прибрежной зоны Белого моря	288

Система Каспийского и Аральского морей, 4-D исследования

<i>Бадюкова Е.Н.</i> История колебаний уровня Каспия в позднем плейстоцене (была ли великая хвалынская трансгрессия?)	294
<i>Голованова О.В.</i> Подземные воды водоносного комплекса плейстоцена Северного Каспия и Прикаспия. Особенности водообмена	299
<i>Гордеев В.В., Маккавеев П.Н., Рейхард Л.Е., Коченкова А.И.</i> Химический состав взвеси усыхающего Аральского моря	304
<i>Григорьев В.А.</i> Современные скорости осадконакопления в Южной глубоководной впадине Каспийского моря по данным ^{210}Pb -датирования	309
<i>Клювиткин А.А., Амбросимов А.К., Филиппов А.С., Корж А.О.</i> Комплексные исследования Каспийского моря в экспедиции НИС «Тантал» в мае 2015 г.	312
<i>Козина Н.В.</i> Распределение биогенных компонентов (CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг.}}$, $\text{SiO}_{2\text{ам.}}$) в поверхностных донных осадках Каспийского моря	317
<i>Левченко О.В., Путанс В.А., Борисов Д.Г.</i> Контуритовые отложения Среднего Каспия	322
<i>Лукашин В.Н., Лисицын А.П.</i> Геохимия потоков осадочного вещества в Каспийском море	327
<i>Маслов А.В., Козина Н.В., Клювиткин А.А., Новигатский А.Н., Филиппов А.С., Шевченко В.П., Подковыров В.Н.</i> О возможном влиянии грязевого вулканизма на современные донные осадки Среднего и Южного Каспия	332

<i>Маслов А.В., Козина Н.В., Клювиткин А.А., Новигатский А.Н., Филиппов А.С., Шевченко В.П.</i> Распределение редокс-чувствительных элементов в современных донных осадках Каспия	337
<i>Немировская И.А., Островская Е.В., Монахов С.К., Колмыков Е.В.</i> Особенности распределения углеводородов в донных осадках лицензионного участка «Северный» в Каспийском море	342
<i>Островская Е.В., Монахов С.К., Самсонов Д.П.</i> Хлорорганические загрязняющие вещества в донных отложениях северо-западной части Каспийского моря	347
<i>Паутова Л.А., Кравчишина М.Д., Востоков С.В., Силкин В.А., Лукашева Т.А.</i> Динофлагелляты в современном фитопланктоне Каспийского моря	351
<i>Тихонов А.И., Миронова Н.Е.</i> О поступлении глубинных вод в акватории Каспийского моря по изотопным данным	353
<i>Чеховская М.П., Матуль А.С., Зенина М.А., Степанова А.Ю., Раковски А.З.</i> Реконструкция палеоусловий в гольце-не на северном шельфе Каспийского моря по остракодам	358
<i>Шкатова В.К., Шейков А.А.</i> Региональные сейсмостратиграфия и стратиграфия Каспийского региона в квартере	363
Алфавитный указатель	368

CONTENTS

Nano- and microparticles and mass and energy fluxes (atmo-, cryo-, hydro-, litho-, sedimentospheres)	
<i>Bobrov V.A.</i> Rare earth elements (lanthanides) in Holocene core of sapropel Lake Kotokel (Baikal region)	4
<i>Vinogradova A.A.</i> Lead and cadmium fluxes from atmosphere onto the surface in central and northern areas of European Russia	9
<i>Gerasimova M.V., Mityaev M.V.</i> Physical qualities of the matter deposited onto the bottom and the primary layer of the sediments in the Murmansk coastal bays	14
<i>Denisov V.I., Latun V.I., Khovansky A.D., Tkachenko Yu.Yu.</i> Microelements in suspended matter and bottom sediments in the lower Don areas and eastern part of the gulf of Taganrog influenced by continuous anthropogenic dredging (based on the data of expeditions in 2013–2014)	17
<i>Denisov V.I., Latun V.I., Tkachenko Yu.Yu., Khovansky A.D.</i> Quantitative features of anthropogenic streams of sedimentary suspended matter in the eastern part of the gulf of Taganrog (based on the data of expeditions in 2013–2014)	22
<i>Dorokhova E.V.</i> Grain-size indexes of sediment dynamics and sediment transport pathways on the South-Eastern Baltic Sea underwater shore slope	27
<i>Druzhinin S.V., Kiselev G.P.</i> Research beryllium-7 in natural environments of the Arkhangelsk Region	32
<i>Klyuyvitkin A.A., Politova N.V., Novigatsky A.N., Novichkova E.A., Savichev A.S., Kozina N.V.</i> Geological studies of the Northern Atlantic in the 49 th cruise of the RV “Akademik Ioffe” in June–July 2015	36
<i>Kovaleva O.A., Chubarenko B.V.</i> Analysis of longshore sediment transport for the coastal zone of the Curonian Spit based on grain-size parameters of coastal sand	41
<i>Kotova E.I., Vinogradova A.A.</i> Heavy metals in the snow in Murmansk area of Russia	46
<i>Lukashin V.N.</i> Fluxes of the lithogenic aerosols to the sea surface in the North Atlantic	51

<i>Maltsev A.E., Leonova G.A., Miroshnichenko L.V., Bobrov V.A., Bogush A.A., Krivonogov S.K.</i> The mineral composition of planktonogenic sapropel of Lake Kotokel (southern Siberia, Russia)	56
<i>Mityaev M.V., Gerasimova M.V., Berger V.Ja.</i> Suspended matter and vertical particle fluxes in the Jarnischnaja bay (Murmansk coast)	60
<i>Mityaev M.V., Berger V.Ja., Gerasimova M.V.</i> Suspension and vertical particle fluxes in Chupa bay (Karelian coast)	65
<i>Nemirovskaya I.A., Redzhepova Z.U., Novigatsky A.N., Dara O.M.</i> Organic compound in barrier zones of the water-atmosphere	70
<i>Pautova L.A., Demidov A.B., Gagarin V.I., Silkin V.A.</i> The vertical structure of the summer phytoplankton of Irminger Sea (North Atlantic)	75
<i>Podgornyj K.A.</i> The empirical formulas for calculating the sedimentation rate of suspended particles with taking into account the influence of flocculation and turbulent exchange	78
<i>Popova S.A., Makarov V.I., Bizin M.A., Smolyakov B.S., Shinkorenko M.P.</i> The composition of particulate matter in the smoke plume from the burning of boreal forests in Western Siberia	83
<i>Romanenko F.A.</i> Geological and geomorphological conditions of formation of stream sediments in the estuary of Penzhina River	86
<i>Savenko A.V., Savenko V.S.</i> Transformation of the exchangeable fraction composition of river runoff solid matter in seawater	91
<i>Serebryany A.N.</i> Underwater sand waves on the sea bottom generated by internal solitons: observations in the Sea of Japan	96
<i>Sivkov V.V., Ryabchuk D.V., Zhamoida V.A., Sergeev A.Yu., Dorokhova E.V., Krek A.V.</i> The state of the art and development trend of morpho-lithodynamic system of the Baltic Sea southeastern coastal zone	99
<i>Sinitsina N.N.</i> Theoretical bases of particle method for description of the fish motion and another hydrobiont. P.1.	103
<i>Sinitsina N.N.</i> Theoretical bases of particle method for description of the fish motion and another hydrobiont. P.2.	108
<i>Sorokina V.V.</i> Atmospheric deposition of organic carbon in the north-eastern part of the Sea of Azov	113
<i>Starodymova D.P., Shevchenko V.P., Filippov A.S.</i> Trace element composition of summer aerosols of the White Sea coast (Kindo Peninsula, Kandalaksha Bay)	118

<i>Talovskaya A.V., Yazikov E.G., Filimonenko E.A.</i> Substantial composition of insoluble particles in snow within basin of river Tom	123
<i>Trubkin I.P., Shipilova L.M.</i> Sediment transport and deformation of the bottom of the Gulf Sea tidal lagoon (model calculations for the lips Kolokolkova Barents Sea)	128
<i>Utkin I.V.</i> Reconstruction of the supply, distribution and accumulation of the fine-grained drift matter on the sea bottom by the use of the spatial and temporal variability of its grain-size composition	133
White Sea System, 4-D investigations	
<i>Vakhrameeva P.S., Ponomareva V.V., Abbott P.M., Novikova A.V., Repkina T.Yu., Romanenko F.A.</i> First cryptotephra findings in Holocene sediments from the White Sea region	138
<i>Gogolitzyn V.A.</i> Pigment complex of plant communities of ponds and streams of the North-West European Russia in long-term aspect	143
<i>Gorbacheva T.T., Cherepanova T.A.</i> The features of coastal soils' litter horizon's barrier functions (on example of White Sea)	148
<i>Grekov I.M., Kolka V.V.</i> Paleogeography the northern coast of the Kandalaksha Bay of the White Sea (r. Kolvitsy Valley) in the Late Glacial and Holocene according to the study of bottom sediments of small lakes (preliminary data)	153
<i>Grigoriev A.G., Zhamoida V.A., Ryabchuk D.V.</i> Forms of heavy metals occurrence and lithogeochemical features of their distribution in the bottom sediments of the Dvina Bay	156
<i>Gursky Yu.N.</i> Geochemical features of interstitial waters of the White Sea	161
<i>Dara O.M., Mamochkina A.I.</i> Clastic minerals of fine fractions in the surface sediments of the White Sea	166
<i>Demidenko N.A., Savvichev A.S., Savenko A.V., Pokrovsky O.S.</i> Hydrological and hydrochemical conditions of the meromictic reservoirs of the Kanda Bay, separated by the barrage from the White Sea	170
<i>Demidenko N.A., Zynoviev A.T., Alabyn A.M., Lumens M.H., Panchenko E.N., Fingert E.A.</i> Study and the simulation of the parameters of the hydrological regime and suspended sediment dynamics in the Mezen bay and the Mezen and Kuloy estuaries	175
<i>Yevzerov V.Ya., Vinogradov A.N., Nikolaeva S.B.</i> Geodynamics of Belomorskaya basin	180

<i>Zaretskaya N.E., Repkina T.Yu.</i> New data on the Holocene history of the Tersky shore, White Sea	185
<i>Kokryatskaya N.M., Zabelina S.A., Titova X.V., Losyuk G.N., Chupakov A.V.</i> The vertical distribution of hydrogen sulfide in the lake meromictic Svetloe-1 (the catchment area of the White Sea)	190
<i>Kolka V.V., Korsakova O.P.</i> Action of glacioisostasy, vertical tectonic movement and eustasy on relative sea level change. Progress, problems and investigations trend	195
<i>Korobov V.B.</i> Investigations of the regime of the estuarine areas of the rivers of the White Sea	199
<i>Korobov V.B., Seredkin K.A., Lokhov A.S., Netsvetaeva O.P., Kosheleva V.P.</i> The problem of interpolation of spatially inhomogeneous data on irregular grids in the White Sea	203
<i>Kochenkova A.I., Gordeev V.V.</i> Behavior of chemical elements in the marginal filter zone of the North Dvina River in May 2015	206
<i>Leonov A.V., Chicherina O.V.</i> Ecological portrait of the White Sea Ecosystem	211
<i>Leshchev A.V.</i> The effect of hydraulic structures on the formation of the mixing zone of river and sea water (on the example of the shipping channel of the port of Arkhangelsk)	216
<i>Losyuk G.N., Kokryatskaya N.M.</i> The process of sulfate reduction in separating lakes from in Kandalaksha Bay of the White Sea (for example Kislo-Sladkoe Lake)	221
<i>Maslov A.V., Shevchenko V.P., Ronkin Yu.L., Novigatsky A.N., Filippov A.S.</i> Distribution of redox sensitive trace elements in recent bottom sediments of White Sea	225
<i>Makhnovich N.M., Miskevich I.V.</i> Features of the spatial distribution of benthos in drained areas of river estuaries of the White Sea (the example of river Kyanda)	230
<i>Miskevich I.V.</i> Estimation of cyclical short-term variability of hydrological and hydrochemical indicators mezotidal estuary Kyanda in the White Sea during the summer low water	235
<i>Miskevich I.V., Chultsova A.L.</i> Evaluation according to hydrochemical indicators of the distribution of salinity in the estuary Kyanda in the White Sea during the summer flow water	240
<i>Nemirovskaya I.A. Shevchenko V.P. Starodymova D.P., Titova A.M.</i> Organic compounds and suspended matter in snow-ice cover of the White Sea and its coast	244
<i>Pantiulin A.N.</i> The White Sea in the context of Arctic	249

<i>Radchenko K.A., Bychkov D.A., Starodymova D.P., Fyaizullina R.V., Shevchenko V.P., Kokryatskaya N.M., Chupakov A.V.</i> Geochemistry of trace elements in bottom sediments of the small lake (the White Sea catchment area, Arkhangelsk Region)	251
<i>Repkina T.Yu., Efimova L.E., Kosevich, N.I., Shilovzheva O.A., Shevchenko N.V.</i> Non-undulatory factors of coastal dynamics of Kandalaksha Bay of the White Sea. New data.	256
<i>Romanova N.D., Sazhin A.S., Mosharov S.A., Kudryavtseva V.A.</i> Organic carbon flow in the microbial loop of the ice communities of the Kandalaksha bay (the White Sea)	261
<i>Rybalko A.E., Semenova L.R.</i> The glaciation of the White Sea and its influence on the formation of bottom sediments of Pleistocene – Holocene Age in the White Sea depression	266
<i>Savenko A.V., Demidenko N.A., Savvichev A.S., Pokrovsky O.S.</i> <i>Distribution of major ions and dissolved trace elements in meromictic water reservoirs of Kandalaksha Bay of the White Sea</i>	271
<i>Safyanov G.A., Repkina, T.Yu., Kungaa M.C., Zaretskaya N.E., Sadkov S.A., Romanov A.O.</i> Morphodynamics of Winter coast of the White Sea – from the Holocene to the present day (the first results of field studies)	276
<i>Selyanina S.B., Kokryatskaya N.M., Ponomareva T.I., Yarigina O.N.</i> About the influence of geo-climatic conditions on the organic matter composition of bog-aquatic ecosystems of the White Sea water-producing area	281
<i>Tolstikov A.V., Chernov I.A.</i> Functioning models of JASMINE and BFM to solve complex problems related to the study of the White Sea	284
<i>Cherepanova T.A., Gorbacheva T.T.</i> Spatial and temporal variability of marine aerosols influence on acidification of coastal soils of the White Sea	288
 Caspian and Aral seas System, 4-D investigations	
<i>Badyukova E.N.</i> History of the Caspian Sea level oscillations in the Late Pleistocene (was great Khvalyn transgression?)	294
<i>Golovanova O.V.</i> Ground water of Pleistocene aquifer system in the North Caspian and Pre-Caspian region. Character of the water exchange	299
<i>Gordeev V.V., Makkaveev P.N., Reykhard L.E., Kochenkova A.I.</i> Chemical composition of suspended matter in the drying Aral Sea	304

<i>Grigoriev V.A.</i> Modern sedimentation rates in the Southern deep depression of the Caspian Sea according to ^{210}Pb -dating	309
<i>Klyuvitkin A.A., Ambrosimov A.K., Filippov A.S., Korzh A.O.</i> Comprehensive studies of the Caspian Sea System in the expedition of the RV "Tantal" in May 2015	312
<i>Kozina N.V.</i> Distribution the biogenic components (CaCO_3 , organic carbon, amorphous silica) of the surface bottom sediments of the Caspian Sea	317
<i>Levchenko O.V., Putans V.A., Borisov D.G.</i> Possible countouritic systems of Middle Caspian	322
<i>Lukashin V.N., Lisitzin A.P.</i> Geochemistry of sedimentary matter fluxes in the Caspian Sea	327
<i>Maslov A.V., Kozina N.V., Klyuvitkin A.A., Novigatsky A.N., Filippov A.S., Shevchenko V.P, Podkopyrov V.N.</i> The possible impact of mud volcanism on the modern bottom sediments of the Middle and South Caspian	332
<i>Maslov A.V., Kozina N.V., Kluyvitkin A.A., Novigatsky A.N., Filippov A.S., Shevchenko V.P</i> Distribution of redox-sensitive elements in modern bottom sediments of the Caspian Sea	337
<i>Nemirovskaya I.A., Ostrovskaya E.V., Monakhov S.K., Kolmykov E.V.</i> The distribution of hydrocarbons in the bottom sediments of the "Northern" license site in the Caspian Sea	342
<i>Ostrovskaya E.V., Monakhov S.K., Samsonov D.P.</i> Organochlorinated compounds in bottom sediments of the North-Western part of the Caspian Sea	347
<i>Pautova L.A., Kravchishina M.D., Vostokov S.V., Silkin V.A., Lukasheva T.A.</i> Toxic dinoflagellates in the Caspian Sea phytoplankton	351
<i>Tikhonov A.I., Mironova N.E.</i> On receipt of deep waters in the Caspian Sea on the isotope data	353
<i>Chekhovskaya M.P., Matul A.G., Zenina M.A., Stepanova A.Yu., Rakowski A.Z.</i> Holocene paleoenvironment reconstruction of the Northern Caspian Sea shelf on ostracoda	358
<i>Shkatova V.K., Sheykov A.A.</i> Regional seismostratigraphic and stratigraphic of Caspian Region in Quaternary	363

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

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

Москва, 16–20 ноября 2015 г.

Том III

Подписано к печати 16.10.2015

Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 25,0.
Тираж 400 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, ком. 332.
Тел./факс: (495) 959-35-16, тел. 8-926-222-30-91
E-mail: geos-books@yandex.ru
<http://www.geos-books.ru>

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ООО “Чебоксарская типография № 1”
428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.



Фото Мокиевского В.О., Козиной Н.В.