

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

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

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

Москва, 16–20 ноября 2009 г.

Том III

Москва
ГЕОС
2009

ББК 26.221
Г35
УДК 551.35

**Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. – М.: ГЕОС, 2009. – 379 с.
ISBN 978-5-89118-479-4**

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

В томе III рассмотрены проблемы нанотехнологий и потоков вещества и энергии (атмо-, крио-, гидро-, лито-, седиментосферы), биогеохимии в морях и океанах, а также исследований по проблемам «Система Белого моря» и «Система Каспийского моря».

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

Ответственный редактор
Академик А.П. Лисицын

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

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

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

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

ББК 26.221

© ИО РАН 2009

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

Ю.В. Баркин

(Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга при МГУ, e-mail: barkin@inbox.ru)

Циклические инверсионные изменения климата в северном и южном полушариях Земли

Yu.V. Barkin

(Sternberg Astronomical Institute, MSU, Moscow)

Cyclic and inversion changes of a climate in northern and southern hemispheres of the Earth

Введение. В работах автора [1, 2] был предложен механизм и описан сценарий формирования оледенений и потеплений Земли и их инверсионных и асимметричных проявлений. Эти планетарные тепловые процессы связаны с гравитационными вынужденными возбуждениями и колебаниями системы ядро-мантия Земли, контролирующими и направляющими подачу тепла в верхние слои мантии и на поверхность Земли (рис. 1). Показано, что действие этого механизма должно проявляться в различных шкалах времени. В частности значительные изменения климата должны происходить с тысячелетними периодами, с периодами в десятки и сотни тысяч лет. При этом возбуждение системы ядро-мантия обуславливается планетными вековыми орбитальными возмущениями и возмущениями вращения Земли, которые как известно характеризуются значительными амплитудами. Но и в короткой шкале времени вариации климата с межгодовыми и декадными периодами также должны наблюдаться, как динамические следствия раскачки системы ядро-мантия Земли с теми же периодами [3]. Фундаментальное явление векового полярного дрейфа ядра относительно вязко-упругой и изменяемой мантии [4] в последние годы получило убедительные подтверждения в различных науках о Земле. Фундаментальным признаком влияния колебаний ядра на вариации природных процессов является их инверсии, когда, например, активность процесса нарастает в северном полушарии и убывает в южном полушарии. Такие контрастные вековые изменения в северном и южном (N/S) полушариях были предсказаны на основе геодинамической модели [1] и выявлены по данным наблюдений: в гравиметрических измерениях силы тяжести [5], в определениях векового тренда уровня океана, как глобального, так и в северном и южном полушариях [6, 7], в перераспределении воздушных масс [6, 8], в геодезических измерениях изменений средних радиусов северного и южного полушарий [9], в контрастных изменениях физических полей, например, потоков тепла, течений и циркуляций в океане и атмосфере и др. Геодинамический механизм [1] также однозначно указывает, что в современную эпоху должен наблюдаться вековой тренд в глобальных климатических характеристиках

Земли, а также инверсионные и асимметричные тенденции изменения климата, в ее северном и южном полушариях (см. рис. 2, 3).

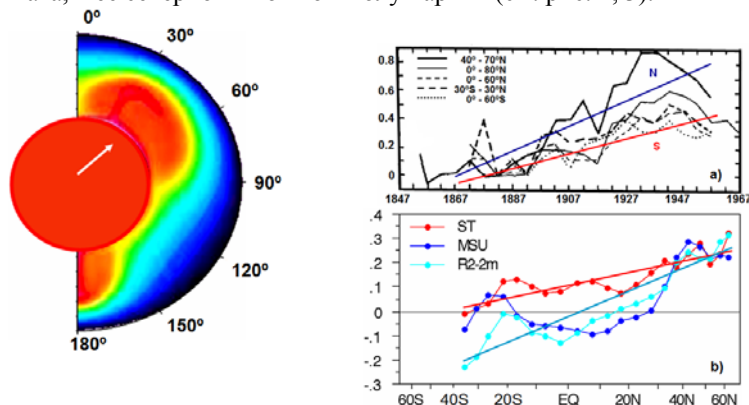


Рис. 1. (Слева) Вынужденная относительная раскочка ядра и мантии и схема асимметричной подачи тепла в верхние слои мантии. **Рис. 2а.** (Справа верхний) Пятилетние средние температуры по широтным поясам (Mitchell and Murray, 1961) [10]. Для графика 0-80° N использовались обновленные ежегодные значения (Reitan, 1974) [11]. Центры 5-летних интервалов усреднения обозначены на оси абсцисс. **Рис. 2б.** (Справа нижний) Скорости изменения средних температур по широтным поясам Земли в приповерхностных слоях атмосферы (данные ST, MSU, R2-2m; 1 ед. = 1° за 10 лет) [12].

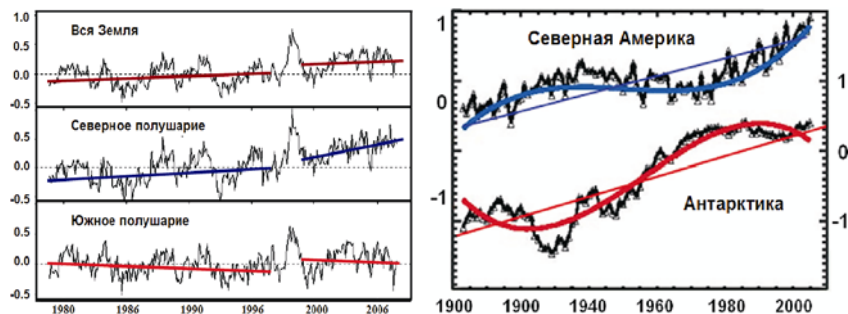


Рис. 3. Левый. Инверсия температурных трендов в северном и южном полушариях Земли в последние примерно 130 лет (при интерпретации учтен скачок температур в период 1997-1998 гг. [13]). Правый. Верхняя кривая - североамериканская поверхностная температура, и нижняя кривая - поверхностная температура Антарктиды (64° S - 90° S) за прошлые 100 лет. Антарктические данные были усреднены по интервалам 12 лет, чтобы минимизировать температурные колебания. Синие и красные линии - кривые аппроксимирующих полиномов четвертого порядка. Кривые смещены на 1° K для ясности, иначе они пересекли бы друг друга три раза. На основе данных IPCC.

Механизм разогрева слоев мантии и циклические инверсионные изменения климата. Согласно развиваемой геодинамической модели все слои мантии при колебаниях и движениях ядра под действием его гравитационного притяжения испытывают деформации [1]. При этом часть энергии деформаций переходит в тепло в силу диссипативных свойств мантии. Чем интенсивнее колебания ядра, чем больше амплитуда этих колебаний, тем интенсивнее происходят указанные тепловые преобразования. Поскольку относительные смещения ядра имеют циклический характер, из-за циклических воздействий на систему ядро-мантия внешних небесных тел, то и формирование потоков тепла и разогретого вещества также будет иметь циклический характер. В частности орбитальные возмущения с периодами Миланковича в 100 т.л., 41 т.л. и др. будут четко отражены в вариациях указанных тепловых потоков и, соответственно, планетного климата. В этом состоит суть возникновения циклов оледенений на Земле [2]. Если в какой-то период времени ядро ведет себя пассивно, амплитуды его колебаний являются малыми, то тепловой поток к поверхности планеты будет уменьшаться. Эта геодинамическая обстановка соответствует периодам похолодания. И наоборот, если ядро и мантия взаимодействуют активно и совершают значительные колебания, то тепловой поток к поверхности планеты нарастает. Эта геодинамическая обстановка соответствует периодам потеплений. При дрейфе ядра к северу и его колебаниях с нарастающей амплитудой (например, в современную эпоху) подача тепла в верхние слои мантии будет нарастать. Тепло выделяется во всех слоях мантии, деформируемых притяжением дрейфующего и колеблющегося ядра. Разогретые флюиды и магма подаются в более высокие уровни мантии, на дно океана и на поверхность Земли. Схема работы подобного механизма представлена на рис. 1. Причем тепло подается асимметрично, более интенсивно в северное полушарие Земли и менее интенсивно в южное полушарие. Отсюда следует, что в современную эпоху должно наблюдаться явление более интенсивного прогревания северного полушария, нежели южного. Данные наблюдений подтверждают сказанное. Действительно, тренд нарастания температуры в северном полушарии характеризуется большей скоростью, чем тренд температуры в южном полушарии (рис. 2; рис. 3). В работе [2] подчеркивалось, что климатические изменения, вызванные механизмом вынужденных колебаний системы ядро-мантия, происходят с широким спектром частот. В частности годовые, месячные и даже суточные колебания ядра неизбежно вызовут тонкие, но заметные, климатические изменения с указанными периодами и им кратными. Подобного рода вариации, например, усматриваются в вариациях среднего атмосферного давления в северном и южном полушариях. Подчеркнем, что даже в этих тонких вариациях климатических условий на Земле также должно четко проявляться явление инверсии и асимметрии по отношению к

соответствующим противоположным полушариям Земли, в частности по отношению к северному и южному полушариям. Новые подтверждения развиваемой геодинамической модели, теоретическим результатам [2, 3] и сказанному выше были получены учеными из Великобритании, Германии, Франции и США [14]. По ледяным кернам ими были изучены изменения климата в районе Гренландии и Антарктиды и было подтверждено явление инверсионных изменений климата в южном и северном полушариях Земли. Появилось даже название этому явлению – «климатические качели». Как установили авторы статьи, исследователи из Великобритании, Германии, Франции и США, резкое понижение температуры в северном полушарии во время последнего ледникового периода (100-15 тысяч лет назад) сопровождалось одновременным потеплением климата в южном полушарии. Ученые выяснили этот факт, анализируя изотопный состав осадочных пород Атлантики. Явление контрастных тенденций в изменениях климата (вековых и циклических, в том числе с тысячелетними периодами и периодами Миланковича) было предсказано в работах [1, 2]. Контрастные и противоположно направленные тенденции в изменении климата должны наблюдаться в первую очередь по отношению к северному и южному полушариям Земли. Таким образом, природа «климатических качелей», когда одно полушарие прогревается, а второе охлаждается, связана с циклическими полярными колебаниями системы ядро-мантия Земли в соответствующей шкале времени, в частности в шкале циклов Миланковича

1. Баркин Ю.В. (2002) Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности. Известия секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Вып. 9, М., ВИНТИ, с. 45-97.
2. Barkin Yu.V. (2004) Dynamics of the Earth shells and variations of paleoclimate. Proceedings of Milutin Milankovitch Anniversary Symposium "Paleoclimate and the Earth climate system" (Belgrade, Serbia, 30 August – 2 September, 2004). Belgrade, Serbian Academy of Sciences and Art, pp. 161-164.
3. Inversion of periodic and trend variations of climate in opposite hemispheres of the Earth and their mechanism. Yu.V. Barkin (2007) Proceedings of IUGG XXIV General Assembly, Perugia, Italy 2007: Earth: Our Changing Planet (Perugia, Italy, July 2-13, 2007) (P) – IAPSO, JPS001 "Interannual and Interdecadal Climate Variability", p. 1674. www.iugg2007perugia.it.
4. Barkin Yu.V. (2008) Secular polar drift of the core in present epoch: geodynamical and geophysical consequences and confirmations. General and regional problems of tectonics and geodynamics. Materials of XLI Tectonic Conference. V. 1. -M.:GEOS. p. 55-59. In Russian.
5. Barkin Yu.V. (2009) An explanation of secular variations of a gravity at stations Ny-Alesund, Medicine, Churchill and Syowa. Materials of the International Conference: «Yu.P. Bulashevich's fifth scientific readings. A deep structure. Geodynamics. A thermal field of the Earth. Interpretation of

geophysical fields» (Ekaterinburg, 6 – 10 July, 2009). pp. 27-31. In Russian.

6. Баркин Ю.В. (2005) Колебания ядра Земли, новые океанические приливы и динамические следствия. Матер. XI Межд. конф. «Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере» (г. Сыктывкар, 20 по 22 сентября 2005 г.), Изд-во Инст. Геол. Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, с. 26-28.

7. Barkin Yu.V. (2009) Prediction and explanation of mean sea levels in northern hemisphere, in southern hemisphere and all ocean of the Earth. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 19-24 April 2009). Geophysical Research Abstracts, Volume 11, 2009, abstract # EGU2009-1610.

8. Barkin Yu.V. (2007) Forced redistribution of air masses between southern and northern hemispheres of the Earth. Proceedings of IUGG XXIV General Assembly, Perugia, Italy 2007: Earth: Our Changing Planet (Perugia, Italy, July 2-13, 2007), (A)-IAGA, JAS008, p. 326. www.iugg2007perugia.it.

9. Barkin, Yu.V.; Shuanggen J. (2007) On variations of the mean radius of the Northern and Southern Hemispheres of the Earth. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 15-20 April 2007). Geoph. Res. Abs., Vol. 9, 2007, abstract # EGU07-A-08183.

10. Mitchell J., Murray Jr. (1961) Recent secular changes of global temperature. Ann. N.Y. Acad. Sci., 95, 235-250.

11. Reitan C.H. (1974) A climatic model of solar radiation and temperature change. Quanl.Res., v. 4, 25-38.

12. Douglas D.H., Pearson B.D., Singer F.S. (2004) Altitude dependence of atmospheric temperature trends: Climate models versus observation. Geophysical Research Letters, Vol. 31, L13208, doi:10.1029/2004GL020103.

13. Barkin Yu.V. (2009) Step-by-step synchronous variations of geodynamical and geophysical processes and their uniform mechanism: events of 1997-1998 years. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 19-24 April 2009). Geophysical Research Abstracts, Volume 11, 2009, abstract # EGU2009-3382.

14. Stephen Barker, Paula Diz, Maryline J. Vautravers, Jennifer Pike, Gregor Knorr, Ian R. Hall & Wallace S. Broecker (2009) Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. Nature, 457, 1097-1102 (26 February 2009) | doi:10.1038/nature07770.

It has been predicted and has shown, that the nature of "a climatic swing" when one hemisphere gets warm, and the second is cooled, connected with cyclic polar oscillations of the core-mantle system of the Earth in a corresponding time scale, in particular in a scale of Milankovitch's cycles.

**Л.П. Голобокова, У.Г. Филиппова, И.И. Маринайте,
Т.В. Ходжер**

(Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, lg@lin.irk.ru)

**Исследование химического состава атмосферных аэрозолей
над акваторией озера Байкал**

**L.P. Golobokova, U.G. Philippova, I.I. Marinayte,
T.V. Khodzher**

(Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia)

**Research of a chemical compound of atmospheric aerosols over
water area of lake Baikal**

Введение. В морфологическом отношении впадина озера Байкал представляет три самостоятельных котловины - южную, среднюю и северную [1]. Основным источником антропогенного влияния на состояние воздушного бассейна южной оконечности озера являлся Байкальский целлюлозно-бумажный комбинат (БЦБК, г. Байкальск) [2]. В октябре 2008 г. деятельность БЦБК приостановлена. Уровень загрязнения атмосферы над средней частью озера определяли выбросы промышленных предприятий и населенных пунктов, располагающихся в нижнем течении р. Селенги (Гусиноозерская ГРЭС, Селенгинский ЦКК, г. Улан-Удэ), и вырубка лесных массивов в долине р. Баргузин, существенно снижающая возможности самоочищения атмосферы [3]. Байкало-Амурская железнодорожная магистраль, пролегающая вдоль северной оконечности озера, а также минерально-сырьевой комплекс Северо-Байкальского района вносили существенный вклад в загрязнение атмосферы в северной части Байкала.

Материалы и методы. Приведены результаты исследования изменчивости концентраций малых газовых составляющих, являющихся предшественниками аэрозолей, и химического состава атмосферных аэрозолей в приводном слое атмосферы над акваторией озера Байкал в периоды: 26 июля-06 августа 2005 г., 09-23 июня 2006 г., 29 мая-11 июня 2007 г., 29 мая-05 июня и 22-26 июля 2008 г. Отбор проб воздуха осуществлялся методом Filter Pack. Атмосферные аэрозоли интегрировались на тефлоновые фильтры RTFE с диаметром пор 0,8 мкм, газообразные частицы – на полиамидный фильтр и импрегнированные фильтры «Whatman» с щелочной и кислой основой. Отбор проб производился круглосуточно на высоте около 5 м над поверхностью воды с бортов НИС Лимнологического института СО РАН «Г. Ю. Верещагин» и «Академик В. А. Коптюг». Для исследования химического состава частиц в зависимости от их размера проведен отбор проб аэрозолей с использованием высокообъемного импактора (High Volume Cascade Impactor TE-230): для определения ПАУ на стекловолоконистые фильтры, ионного состава - на фильтры «Whatman» в семи диапазонах размеров частиц <0,30; 0,39-0,69; 0,69-1,3; 1,3-2,1; 2,1-4,2; 4,2-10,2 >10,2 мкм. В водных вытяжках тефлоновых фильтров проводилось измерение

величины pH, определялись концентрации катионов (NH_4^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+), анионов (HCO_3^- , NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}) [4]. Полнота определения ионного состава контролировалась путем расчета ошибки ионного баланса [5]. Концентрации анионов кислотообразующих газов в водных и перекисных экстрактах полиамидного и щелочного фильтров впоследствии пересчитывались в HNO_3 , HCl и SO_2 . Для расчета концентраций NH_3 проводилось определение ионов аммония в водных вытяжках из фильтра с кислой основой. В качестве стандартов использовали растворы фирмы Kanto Chemical Co (Япония). Для определения ПАУ проводили анализ н-гексановых экстрактов фильтров с применением метода хромато-масс-спектрометрии при использовании в качестве стандартов дейтерированных производных ПАУ (США) [6].

Результаты и их обсуждение. К настоящему времени накоплены многолетние материалы по химическому составу различных видов выпадений (дождь, снег, сухие осадения) на акваторию озера Байкал, проведены оценки количественного поступления разных веществ из атмосферы на водную поверхность, как по отдельным районам, так и на все озеро [4, 7-9]. В данной работе приведены результаты комплексного исследования кислотообразующих газов и химического состава аэрозолей с одновременным его определением в разных размерных фракциях над всей акваторией озера.

Малые газовые примеси. Исследование SO_2 показало, что его высокие концентрации, достигающие 12 мкг/м^3 , определены в атмосфере над Байкалом в июне 2005 и июне 2008 гг. - в периоды наибольшего количества лесных пожаров в Прибайкалье. Ранее максимальные значения SO_2 отмечались под шлейфом воздушных выбросов БЦБК на расстоянии 1-3 км от комбината – 35 мкг/м^3 [10]. В районах, удаленных от влияния источников SO_2 , концентрации диоксидов серы изменялись в среднем от 0,6 до $4,8 \text{ мкг/м}^3$. Наиболее высокие концентрации аммиака (выше 2 мкг/м^3) наблюдались в атмосфере южной части озера. В приземном слое атмосферы средней и северной частей Байкала концентрации аммиака были ниже и составляли в среднем около $0,8 \text{ мкг/м}^3$. Концентрации HNO_3 почти над всей акваторией озера изменялись незначительно: его преобладающие значения – $0-0,07 \text{ мкг/м}^3$.

Химический состав растворимой фракции атмосферных аэрозолей. Суммарное содержание ионов в водных вытяжках аэрозолей, отобранных методом Filter Pack, колебалось в пределах от 0,1 до $4,6 \text{ мкг/м}^3$. Наиболее высокие концентрации ионов содержались в аэрозолях Южного Байкала, максимальные среди них наблюдались в районе влияния выбросов БЦБК (1 км вглубь озера от БЦБК, г. Байкальск). Увеличение суммарного содержания ионов в этом районе (июнь 2008 г.) происходило за счет повышения концентраций ионов NH_4^+ , Na^+ , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , HCO_3^- . Высокое содержание ионов в аэрозолях над Южным Байкалом отмечено также вблизи п. Листвянка и вдоль разреза Листвянка-Танхой. Однако их суммарная концентрация была ниже, чем в районе г. Байкальска - $1,3-2,6 \text{ мкг/м}^3$. Анализ синоптических карт, приземной и барической топографии позволил выявить, что при преобладании северо-

западных ветров в направлении Листвянка-Танхой осуществляется вынос загрязняющих веществ на озеро от промышленных предприятий, расположенных в долине р. Ангары [4, 7]. Возрастание концентраций ионов в аэрозолях отмечено и в местах антропогенного влияния по долинам рр. Селенга и Баргузин. В зоне Селенгинского мелководья сумма ионов была выше 3 мкг/м^3 , в Баргузинском заливе – $1,3\text{--}1,7 \text{ мкг/м}^3$. В Северном Байкале наибольшее суммарное содержание ионов содержалось в аэрозолях, собранных в атмосфере над его оконечностью и Чивыркуйским заливом. Чивыркуйский залив является участком, закрытым от основных вод Байкала, и огражден от промышленного воздействия на атмосферу Баргузинским хребтом. Загрязнение атмосферы здесь, скорее всего, происходит из-за повышенного числа посещений туристами на маломерных судах горячих сероводородных источников, расположенных на берегах залива. Суммарное содержание ионов в аэрозолях над заливом составило $2,8 \text{ мкг/м}^3$. Наиболее чиста атмосфера в Южном Байкале – над водной поверхностью вдоль его центральной части от разреза Листвянка-Танхой, в Среднем и Северном Байкале – над всей поверхностью озера, исключая северную оконечность, заливы и приустьевые участки некоторых рек. Суммарная концентрация ионов в растворимой фракции аэрозолей чистых районов составляет $0,1\text{--}0,7 \text{ мкг/м}^3$ с преобладанием в составе ионов NH_4^+ и SO_4^{2-} .

Химический состав аэрозолей в зависимости от размера частиц. Исследования 1991-1992 гг. показали, что над Северным и Средним Байкалом преобладали, в основном, частицы размером менее $1,9 \text{ мкм}$, в Южном Байкале – от $0,5$ до $1,1 \text{ мкм}$ [8]. Более детальные исследования, проведенные в 2007 г. выявили, что основная масса растворимых компонентов находится в субмикронном спектре частиц с модальным размером менее $0,69 \text{ мкм}$ и составляет около 60 % от общей массы растворимых веществ. В их числе в частицах размером менее $0,39 \text{ мкм}$ около 45% содержалось над Южным Байкалом, 51% – над Средним, 49% – Северным. Наименьшая доля мелкодисперсных частиц содержится в аэрозолях вблизи г. Байкальска (Южный Байкал), наибольшая – в аэрозолях на выходе из Баргузинского залива (Средний Байкал) и над разрезом Елохин-Давша (центральная часть Северного Байкала). Ионы, содержащиеся на грубодисперсных частицах и характеризующие локальное загрязнение атмосферы, чаще всего присутствовали в аэрозолях, отобранных в районах с повышенными концентрациями ионов – вблизи г. Байкальска, Селенгинском мелководье, Баргузинском заливе. Характерно, что на участке восточного берега от п. Давша (центральная часть Северного Байкала) до входа в Чивыркуйский залив в аэрозолях повышена доля растворимых веществ в частицах размером более 10 мкм , достигающая 17 % от общей концентрации ионов. В их составе преобладающую долю составляют ионы NH_4^+ , Na^+ , K^+ , Cl^- , NO_3^- .

Полициклические ароматические углеводороды. Изучение состава ПАУ в зависимости от дискретности частиц выполнено для байкальского аэрозоля

впервые. Суммарная концентрация приоритетных ПАУ в каждой фракции частиц изменялась в широком диапазоне от 45 до 500 нг/м^3 . Сравнение результатов исследования ПАУ в 2007 г. с данными 2002 г. показало, что в настоящее время отмечается повышение их концентраций в 2-10 раз [6]. До 35% от общей суммы ПАУ ассоциированы с субмикронными частицами, аэродинамический диаметр которых $< 0,69$ мкм. В грубодисперсной фракции аэрозолей максимальные концентрации суммы ПАУ в южной и средней котловинах содержатся на частицах 1,3-2,1 мкм, в северной – 4,2-10 мкм. Среди идентифицированных ПАУ в субмикронном аэрозоле Южного Байкала присутствовали бенз(а)пирен и хризен – продукты горения биомассы (15 %), бенз(б)флуорантена (12%) - указывает на выбросы алюминиевого производства, бенз(g,h,i)перилена и индено(1,2,3-с,d)пирена - индикаторы выбросов автомобильного транспорта (25 %). В грубодисперсную часть аэрозолей значительный вклад (от 30 до 75 %) вносят нафталин и фенантрен. Согласно соотношению

$$X = \text{бенз(а)антрацен/хризен} [11],$$

можно произвести определение возраста воздушных масс. Наименьшие значения X (0,37-0,38) отмечены в субмикронной фракции ($< 0,39$ мкм) аэрозолей Южного и Среднего Байкала. Этот факт указывает на удаленность станций отбора от источников антропогенного загрязнения. Максимальные рассчитанные значения X (0,44-0,76), характерны для ПАУ, присутствующих в грубодисперсной фракции приводного аэрозоля над всей акваторией озера.

Закключение. Исследования пространственной изменчивости химических параметров аэрозольных частиц приводного слоя атмосферы, проведенные в 2005 - 2008 гг., а также изучение связи химического состава с дисперсностью аэрозоля позволили оценить состояние воздушной среды над озером и в будущем дадут возможность проследить динамику ее составляющих. В атмосфере Южного Байкала обнаружено наибольшее присутствие загрязняющих компонентов, сорбированных на аэрозольных частицах (до $4,6 \text{ мкг/м}^3$). Большая часть химических примесей содержится в субмикронной фракции с размером частиц менее 0,69 мкм, где присутствует до 60 % растворимых компонентов и до 35% ПАУ от их общей суммы. В грубодисперсной фракции аэрозолей повышенные концентрации ионов и суммы ПАУ, содержатся в диапазонах частиц 1,3-2,1 мкм и 4,2-10 мкм. В целом атмосфера над озером Байкал является чистой и по содержанию в ней примесей может быть сравнима с фоновыми районами Байкальского региона [12].

1. Озеро Байкал / Атлас. -Иркутск: 1996. -119с.
2. Аргучинцев В.К., Аргучинцева А.В., Галкин Л.М. Распределение газовых примесей Байкальского целлюлозно-бумажного комбината. // География и природ. ресурсы; –1992. – №1. – С.56-61.
3. Аргучинцева А.В. Оценка загрязнения атмосферы и подстилающей поверхности промышленными предприятиями в окрестности Каменска. //

География и природ. ресурсы, – 1994. – № 2. – С. 50-55.

4. Ходжер Т.В., Голобокова Л.П., Моложникова Е.В., Макухин В.Л., Оболкин В.А., Маринайте И.И., Горшков А.Г., Кобелева Н.А., Потемкин В.Л. Глава 1. Мониторинг атмосферных аэрозолей Сибири и арктического бассейна России // Интеграционные проекты СО РАН. Вып. 9. Аэрозоли Сибири. 2006. С. 58-148.
5. Manual for sampling and chemical analysis. EMEP/CCC– Report 1/95/ 0– 7726/ June 1995, 176 p.
6. Gorshkov A.G., Marinaite I.I., Zhamsueva G.S., Zayakhanov A.S. Benzopyrene isomer ratio in organic reaction of aerosols over water surface of Lake Baikal. // J. Aerosol Sci. 2004. V.2. P. 1059.
7. Ходжер Т.В., Потемкин В.Л., Оболкин В.А. Химический состав аэрозоля и малые газовые примеси в атмосфере над Байкалом. // Оптика атмосферы и океана; –1994. –Т.7. –№ 8. –С.1059-1066
8. Van Malderen H., Van Grieken R., Khodzher T., Obolkin V., Potemkin V.L. Composition of individual aerosol particles above Lake Baikal, Siberia. // Atmospheric Environment; 1996; 30(9):1453-1465.
9. Ходжер Т.В. Исследование состава атмосферных выпадений и их воздействия на экосистемы Байкальской природной территории: Автореф. дис. на соискание доктора геогр. наук. Ин-т географии РАН. М., –2005. –44 с.
10. Потемкин В.Л., Макухин В. Л. Распределение малых газовых примесей в атмосфере над озером Байкал // География и природные ресурсы. – 2008. -№2. – С.80-84.
11. Nedim Vardar, Fatma Esen, Yucel Tasdemir. The seasonal concentrations and partitioning of PAHs in a suburban site of Bursa, Turkey // Environmental pollution. – 2008. – V. 55. –P. 298 – 307.
12. Ходжер Т.В., Потемкин В.Л., Голобокова Л.П., Оболкин В.А., Нецветаева О.Г. Станция 'Монды' как фоновая станция для изучения переноса загрязняющих веществ в нижней атмосфере Прибайкалья. // Оптика атмосферы и океана; –1998. –Т.11. –№6. –С.636-639.

Complex chemical analysis of gas and aerosol admixtures in the near water air layer over the Lake Baikal was conducted for summer periods of 2005-2008 years. Largest amount of pollution components in aerosols was observed in the atmosphere of South Baikal, particularly nearby Baikalsk Paper Factory ($4,6 \mu\text{g}/\text{m}^3$). For the first time the chemical composition of different size fractions of aerosols was analyzed over all three lake basins. Most part of chemical admixtures is presented in submicron fraction of aerosols with the size $<0,69 \mu\text{m}$, this fraction contains up to 60% of soluble components and up to 35% of PAH. In coarse fraction of aerosols higher concentrations of ions and PAH exist in size ranges 1,3-2,1 and 4,2-10 μm .

Н.В. Горюнова

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

Эоловые потоки вещества на Шпицбергене в районе рудника Баренцбург в 2008 году

N.V. Goryunova

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

Aeolian fluxes of particulate matter in the vicinity of Barentsburg mine, Spitsbergen archipelago, in 2008

Шпицберген – арктический архипелаг, расположенный на западной части Центрального полярного бассейна, на стыке границ Северного Ледовитого океана и его окраинных морей – Гренландского и Баренцева, что определяет его климат и метеорологические условия, и в частности развитие синоптических процессов вследствие частого чередования циклонов и антициклонов [1].

Рудник Баренцбург расположен на острове Западный Шпицберген на террасовом участке берега у подножья в непосредственной близости от горла самого крупного фьорда- Исфьорд.

Осадки приносятся в большинстве своем с ветрами, имеющими северо-западное направление, но восточная компонента является наиболее значимой, так как с ней приносятся воздушные массы из Баренцева моря [2]. Устойчивый снежный покров держится с конца октября до мая месяца. Мощность его зависит от рельефа: в понижениях до 700 см, на высоких участках 0-30 см [3].

Наши исследования по изучению твердых нерастворенных частиц в снегу было проведено зимой 2007 – 2008 годов. Был произведен отбор снега на метеоплощадке рудника каждую неделю, также для изучения потоков эолового материала в апреле 2008 года была взята интегральная проба снега из шурфа.

Одним из главных положений в работе мы взяли тот факт, что снежный покров является одним из самых ярких самописцев зимнего периода. Снежный шурф – индикатор метеорологических условий и ловушка аэрозольных выпадений в период зимнего сезона.

На рис.1 представлены результаты отбора снега с дискретностью одна неделя. Несмотря на то, что архипелаг находится в Арктике и удален от крупных промышленных центров, по концентрациям нерастворимых частиц в снежном покрове его нельзя отнести к фоновым районам (для фоновых концентрации не превышают 4 мг/л по [4]).

Рассматриваемую территорию с максимальной концентрацией – 158,5 мг/л вещества в снеге, выявленной 13.03.08, скорее можно отнести к импактным районам, таким как города Норильск, Архангельск, Новодвинск с концентрациями 175 мг/л, 9,54 мг/л и 8800 мг/л соответственно. Такие

высокие концентрации взвешенного вещества в атмосфере связано с тем, что в данном районе добывается уголь, и при этом происходит выделение в атмосферу угольной пыли, продуктов сгорания.

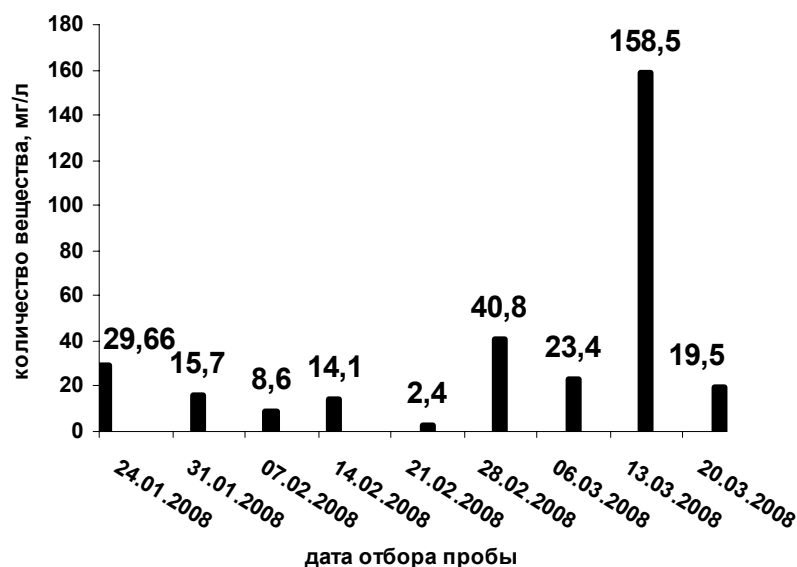


Рис. 1. Концентрации вещества в снежных пробах

Также в апреле 2008 года на метеоплощадке гидрометеорологической станции «Баренцбург» были послойно отобраны, растоплены и профильтрованы пробы из снежного шурфа. Результаты фильтрации представлены на рис.2. На основании данных по количественному содержанию и гранулометрическому составу могут быть определены значения вертикальных потоков аэрозолей, оседающих на поверхность суши со снегом [4]. Данные по минеральному и химическому составу и по загрязнению аэрозольного веществ могут быть пересчитаны в значения вертикальных потоков как аэрозолей в целом, так и различных минералов и химических элементов (загрязняющих веществ). Значительно упрощает вычисление то, что осадочное вещество находится в «законсервированном» состоянии, а в морской толще осадочное вещество динамично: скорость потока и количество вещества на протяжении всего рассматриваемого столба воды меняется.

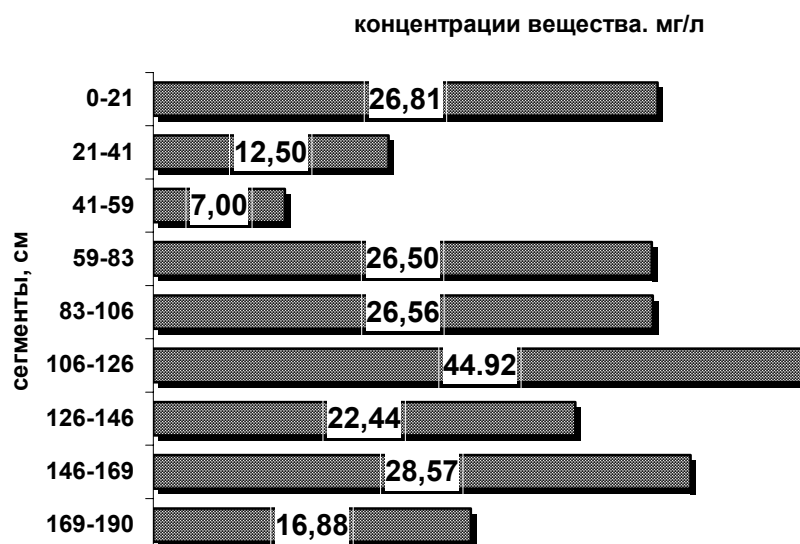


Рис. 2. Концентрации нерастворенного вещества в послойно профильтрованном снежном шурфе

Опираясь на данные, полученные в ходе зимней экспедиции на арх. Шпицберген, рудник Баренцбург, 2008 год, можно вычислить ориентировочные значения потоков. Для этого делаем ряд допущений: принимаем за рассматриваемый период - отрезок времени с первого выпадения снега до даты отбора проб из шурфа – 213 суток, пренебрегая фактом переотложения снега при участии ветрового влияния. Величина потока аэрозольного вещества в поселке Баренцбург, рассчитанная таким способом, составила $36 \text{ мг м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$. Что превосходит величину потоков аэрозольного вещества, рассчитанную [4] для Арктики в целом, почти на два порядка ($0,39 \text{ мг м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$).

Правильность нашего метода подтверждает тот факт, что концентрации нерастворимого вещества в послойно профильтрованных сегментах шурфа также превышают среднюю концентрацию частиц в снежном покрове Арктики (среднее - 23 мг/л для Баренцбурга и среднее для центральной Арктики – $0,3 \text{ мг/л}$, соответственно).

Выводы:

В районе рудника Баренцбург нами отмечено, что потоки эолового вещества достаточно высоки по сравнению с фоновыми значениями потоков на поверхность дрейфующих льдов Арктики. Влияние дальнего переноса вещества на рассматриваемой территории отодвигается на второй

план по сравнению с локальными источниками от добычи и переработки угля и отопительных установок.

Автор благодарит академика А.П. Лисицына за поддержку, выражает искреннюю признательность своему научному руководителю В.П. Шевченко за ценные советы и терпение, С. Кашину за изготовление снежных шурфов, В.А. Карлову за помощь в работе с электронным микроскопом. Работа была бы не возможной без поддержки гранта РФФИ 07-05-00691и русско-немецкой лаборатории Отто-Шмидта.

1. Н.В. Алдарова, Л.Э. Нугис, Е.С. Терентьева, Н.В. Рыбчак Синоптические условия возникновения сильных ветров на архипелаге Шпицберген. Комплексные исследования природы Шпицбергена.– Вып. 6.– Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2006.– 437 с.
2. K. Sand, J.-G. Winther, D. Marechal, O. Bruland, K. Melvold Regional variations on snow accumulation on Spitsbergen, Svalbard, 1997-99. Nordic Hydrology, 34 (1/2), 2003, 17-32.
3. И.С. Постнов, И.Ю. Мисник, Е.А. Беспалая, К.Н. Белоусов, А.Д. Касаткин Характеристика источников водоснабжения рудника Баренцбург (информационный отчет по результатам работ 1983-1984 гг) Арктическая комплексная геолого-геофизическая экспедиция, Шпицбергенская партия, Ломоносов 1985
4. В.П. Шевченко Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. – 226 с.

Fluxes of particulate aeolian matter are studied in the vicinity of Barentsburg area. They are rather high in compare to the ones on drifting Arctic ice. The great input of local sources was found out.

Н.В. Горюнова, В.П. Шевченко

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

Новые данные об особенностях ледового захвата взвешенного вещества в районе полыней в Канадской и Российской Арктике

N.V. Goryunova, V.P. Shevchenko

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

New data about peculiarities of ice rafted particulate matter in the polynia area in Canadian and Russian Arctic

Арктический морской лед является не только мощным захватчиком растворенных и взвешенных форм вещества, но и играет большую роль в их транспортировке и переотложении: это и контакт нижней поверхности льда

с донными осадками, захват материала донным льдом, и осеннее замерзание, и эоловый захват [1].

Низкие температуры, длительная полярная ночь, и короткий полярный день, в свою очередь, способствуют тому, что лед круглый год покрывает основную часть Северного Ледовитого Океана – наибольшее развитие морские льды достигают в конце марта – начале апреля, тогда льдами покрыто 15, 7 млн. км².

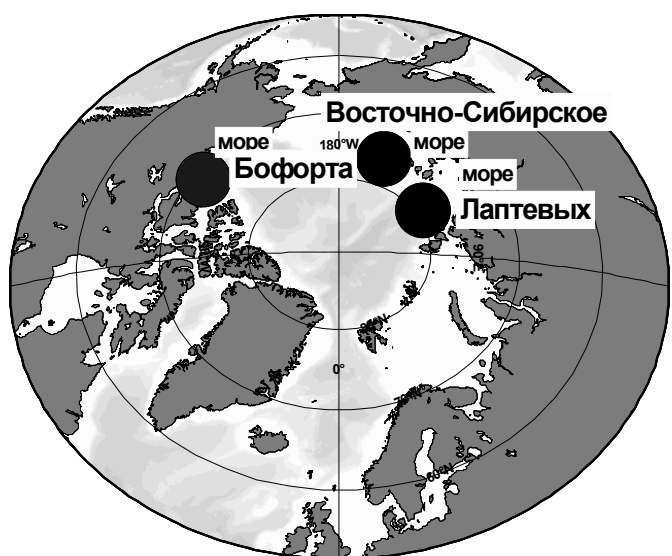


Рис. 1. Схематичное отображение местоположения отбора проб

В данной работе мы остановимся на исследовании льда в районе полыней, представив его в виде уникального «насоса», вбирающего в себя взвешенное вещество из атмосферы, морской воды и донных осадков на примере проб льда, отобранных в юго-восточной части моря Бофорта, Восточно-Сибирском море и море Лаптевых, отобранных в ходе экспедиций на канадском л/к Амундсен в декабре-феврале 2007-2008 гг и на российском л/к Капитан Драницын в рамках проекта NABOS в октябре-ноябре 2008 г (Рис.1). Пробы были отобраны, используя вынесенную за борт ледокола с помощью крановой стрелы продуктовую клетку. Клетка останавливалась в нескольких сантиметрах от воды и автор имел возможность с помощью сита отделить нилас от воды и отобрать пробы сплошного льда, не выходя из клетки. Методика обработки кернов и фильтрации указана в работе [2].

Полыни оказывают огромное влияние на льдообразование и таяние

льда в море: в холодный период они представляют пояс интенсивного льдообразования, в котором может образовываться до 70% суммарного объема льда [2,5]. В весенне-летний период полыньи являются аккумуляторами тепла и центрами очищения моря ото льда.

При переохлаждении воды, которое происходит при льдообразовании, возникают отдельные зерна льда, которые захватывают взвесь, как бы отслеживая ее при своем движении вверх. Затем они соединяются, образуя нилас, блинчатый лед, далее происходит смерзание отдельных блоков блинчатого льда и образование сплошного ледяного покрова. Взвешенное вещество, таким образом, находится в своеобразной ловушке.

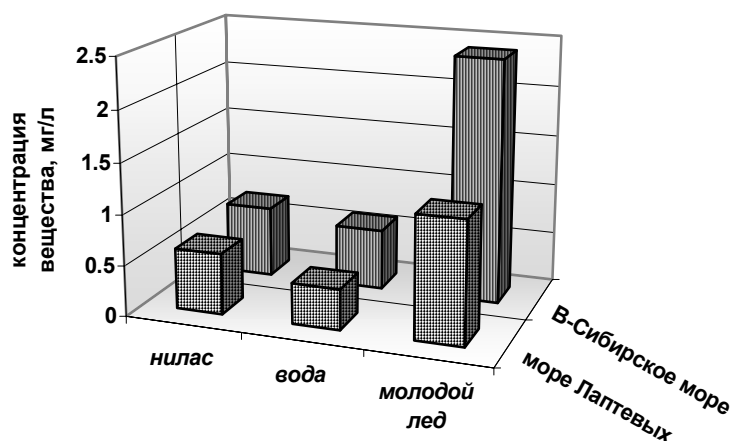


Рис. 2. Концентрации взвешенного вещества в пробах, отобранных в морях Российской Арктики

Подтверждением этого служат пробы, отобранные в морях Российской Арктики: Восточно-Сибирском море и море Лаптевых. В работе представлена диаграмма, отражающие две характерные пробы (рис.2).

В ниласе содержание взвеси (0,6 мг/л в море Лаптевых и 0,7 мг/л в Восточно-Сибирском море) выше, чем в подповерхностной воде (0,4мг/л и 0,6 мг/л соответственно), что подтверждает тезис о механической концентрации взвеси пелитовой и алевритовой фракции. Стоит отметить, что в осадочном материале льдов Арктики содержание алеврита примерно 50-90%, пелита 10-50%, песчаной фракции 10% [4].

Основными компонентами собранного материала, по результатам сканирующей электронной микроскопии, являются минеральные зерна размером от 1 до 8 мкм и биогенные частицы: растительные волокна, диатомовые водоросли, в некоторых пробах ниласа в небольшом количестве обнаружены споры и пыльца.

Далее происходит нарастание льда, капли и карманы рассола постепенно

заменяются системой каналов и капилляров, он становится многолетним [5]. В летнее время верхняя часть льдины стает (в Центральной Арктике на 0,4 – 0,5 м), а зимой происходит новое замерзание ледяного поля снизу (также на 0,3-0,5 м).

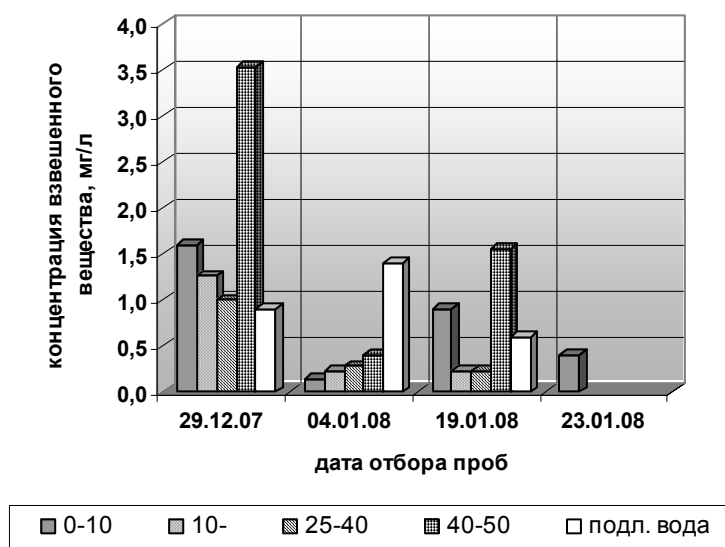


Рис. 3. Концентрация взвеси в послойно профильтрованных кернах, отобранных в Канадской Арктике

Таким образом, взвешенный материал в льдине перемещается вверх, к поверхности льда, где концентрируется на дне ледяных озер или образует скопления или пленки на поверхности толщиной иногда более 1 см.

Система однолетний лед–подледная вода рассмотрена нами на примере проб отобранных в канадской Арктике. В диаграмме на рис.3 представлены концентрации взвешенного материала в трех самых наглядных колонках льда, отфильтрованных по сегментам.

Типичное (керна, отобранные 29.12.2007г. и 19.01.2008г.) распределение криозоля в арктическом льду выглядит следующим образом: увеличение концентрации в пограничных зонах «снег-лед» и «лед-морская вода», что связано с аккумуляцией и вморзанием материала из атмосферы со снегом и его захватом из воды при нарастании новообразованного льда снизу. Причем, в кровле ледовых полей преобладает терригенный материал, а в подошве биогенный, что объясняется высокой биопродуктивностью подледного слоя воды, где зафиксировано аномально высокое содержание фито- и зоопланктона [6].

Керн, отобранный 04.01.08, отличается от предыдущих двух.

Концентрации вещества в послойно профильтрованных сегментах возрастают к подошве льда, но максимальным является значение концентрации взвеси в подледной воде. Это можно объяснить тем, что этот керн относится к льдине, сформированной в короткий период времен, в непосредственной близости к одной из полыней и оттеснен ветровым сгоном.

Для сравнения 23.01.08 была отобрана проба ниласа, концентрация взвеси в котором также является небольшой. В пробах обнаружено небольшое количество терригенных частиц размерностью от 1 до 5 мкм, редко встречаются диатомовые водоросли и остатки биогенного материала.

Выводы

Содержание взвешенного вещества во льду в районе полыней в юго-восточной части моря Бофорта и в районах российской Арктики носят фоновые значения. Состав взвешенного вещества различается, что связано с особенностями льдообразования в рассматриваемых районах.

Авторы благодарят академика А.П. Лисицына, Д. Барбера, М. Гупту и команды канадского л/к «Амундсен» и российского л/к «Капитан Драницын» за помощь в ходе экспедиции. Работа осуществлялась при поддержке гранта РФФИ 07-05-00691.

1. Лисицын А.П. (1994) Ледовая седиментация в Мировом океане. М., Наука, 443 с.
2. Lisitzin A.P. (2002) Sea-ice and Iceberg Sedimentations in the Ocean. Springer. P. 185-209.
3. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.
4. Рубчenea А.В, Попов А.В. Влияние заприпайных полыней морей Сибирского шельфа на формирование термохалинных характеристик водных масс в регионе архипелага Шпицберген
5. Hölemann J.A., Schirmacher M., Kassens H., Prange A. (1999) Geochemistry of arficial and ice-rafted sediments from the Laptev Sea. Estuarine, Coastal and Shelf Science. V.49. P. 45-559.
6. Melnikov I. A. (1998) Winter prodaction of sea ice algae in the western Weddell Sea // J. Mar. Systems. V.17. P.195-205.
7. Gordeev V.V. (2000) River imput of water, sediment, major ions, nutrients and trace metals from Russian territory of the Arctic Ocean. In: "The Freshwater Budget of the Arctic Ocean" (Ed Lewis E.L.) NATO Sci. Ser. 2. Environmental Security. V. 70. P. 297-323.

Research investigation were carried in the newly formed ice in the south-western part of the polynia area in the Beaufort Sea and in the Laptev Sea in 2008. New data about the particulate suspended matter is presented in the work.

Н.А. Демиденко

(ФГУ «Государственный океанографический институт», Москва, e-mail: demidenko_nikola@mail.ru)

**Формирование максимума мутности воды в
сильноприливных эстуариях Мезени и Кулоя**

N.A. Demidenko

(State Oceanographic Institute, Moscow)

**Formation of the turbidity maximum in macrotidal Mezen and
Kuloy estuaries**

Приливные колебания уровня моря в процессе трансформации приливных волн воздействуют на речные воды, заполняющие водотоки устьевой области реки. Это приводит к изменению характера переноса наносов речным потоком, перераспределению стока наносов по рукавам приливной дельты и стоково-отливным ложбинам на устьевом взморье, формируя специфические условия для перемещения и отложения наносов в эстуариях.

На рис.1 показана трансформация приливной волны в разных пунктах эстуария Мезени в период сизигийных и квадратурных приливов. Трансформация приливной волны приводит к формированию остаточной приливной призмы, объем которой изменяется с периодом полумесячного (фазового) неравенства приливов.

В условиях сильных приливных воздействий, характерных для эстуариев Мезени и Кулоя, формируется **третий тип структуры зоны смешения вод – полное перемешивание**. Тип смешения вод определяется соотношением расхода речных вод и величиной прилива на устьевом участке.

Средние горизонтальные градиенты солености воды на устьевом взморье р.Мезени составляют 1,2 ‰ на 1 км на поверхности и 1,0 ‰ на 1 км в придонном слое. В эстуарии Мезени водные массы хорошо перемешаны и вертикальные градиенты солености малы. В эстуарии Мезени дальность проникновения соленой воды в летнюю межень составляет в среднем около 22 км от устьевого створа. Структура зоны смешения вод и тип смешения пресной и соленой воды в устьях рек влияют на характер переноса и отложения взвешенных и влекомых наносов.

В зоне смешения речных и морских вод наблюдаются различные механизмы, которые способствуют образованию хлопьев из мелких взвешенных частиц: **соленостная флокуляция, склеивание частиц органическим веществом, столкновение частиц в процессе их переноса**. Очень часто трудно выделить главный механизм, ответственный за образование и разрушение хлопьев.

В устье реки взвешенные наносы существуют в виде отдельных частиц, микрохлопьев и макрохлопьев. Велика роль турбулентности воды в

переносе и разрушении хлопьев. Размер самых малых турбулентных вихрей определяет максимальный размер макрохлопьев. Кроме размеров взвешенных флокулированных наносов важно знать их пористость и плотность. Это сильно влияет на скорость осаждения хлопьев в воде с различной соленостью и на динамику наносов в устье реки. Скорость осаждения взвешенных хлопьев зависит от мутности воды и изменяется в разных эстуариях с различием в них гидродинамических условий и физико-химических свойств наносов.

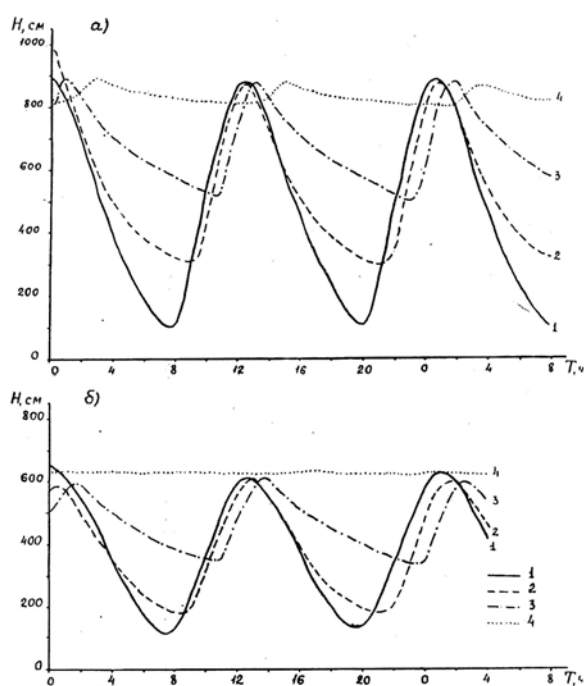


Рис. 1. Трансформация приливной волны в разных пунктах эстуария Мезени в период сизигийных и квадратурных приливов а) сизигия, б) квадратура. Пункты: 1 – Семжа (6 км от устьевого створа); 2 – Окулово (16,5 км); 3 – Каменка (36 км); 4 – Затон (63 км).

Характерной особенностью динамики взвешенных наносов в зоне смешения речных и морских вод, связанной с процессами флокуляции глинистых частиц и органического вещества, условиями эстуарийной циркуляции воды, является **формирование максимума мутности**. Это зона повышенной мутности воды в придонном слое, в которой концентрация

наносов намного больше, чем в прилегающих районах реки и моря. В последние годы эту зону называют «**ЛИТОКЛИНОМ**».

Образование максимума мутности зависит от ряда факторов, главными из которых являются эстуарийная циркуляция вод и количество взвешенного вещества, поступающего в водную толщу. Кроме того, важную роль играют процессы флокуляции, увеличивающих скорость осаждения взвешенного вещества в придонные горизонты. Разнообразие механизмов образования максимума мутности воды и морфологических условий в эстуариях приводят к тому, что наблюдается в одном и том же эстуарии два и более локальных максимума мутности.

Для сильноприливных эстуариев, как эстуарии Мезени и Кулоя, в плотностной циркуляции воды велика роль трансформации и асимметрии приливной волны при проникновении ее в эстуарий. Когда приливная волна распространяется вверх по течению в эстуарии скорость приливного течения становится намного сильнее, чем отливного. В этом случае преимущественное движение наносов направлено в сторону суши к вершине эстуария, достигая точки нулевого результирующего движения. Зона максимальной мутности перемещается вдоль эстуария (рис. 2).

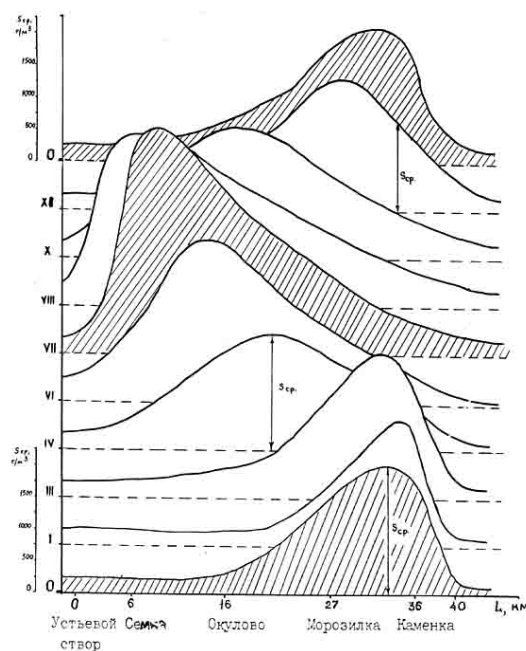


Рис. 2. Динамика максимума мутности воды вдоль эстуария Мезени по часам водного времени за приливно-отливный цикл.

S_{cp} – средняя мутность воды по вертикали, $г\ м^{-3}$.

Таким образом, комбинация больших скоростей на приливе и массовые осаждения наносов в полную воду способствуют формированию максимума мутности воды. Эти условия более благоприятны для его формирования в прилив, чем в отлив. Поток наносов в сторону суши за фазу прилива затем уравнивается потоком в сторону моря за фазу отлива, который хоть и имеет более низкую концентрацию взвеси и величины скоростей, однако продолжительность его больше.

Рассмотренные закономерности характерны для верхней и средней части эстуария. В нижней части эстуария, при воздействии отливного потока и ветрового волнения на поверхность осушек, происходит значительное взмучивание отложившихся наносов и их эрозия, а с понижением уровня в малую воду взвешенные наносы концентрируются в стоково-отливных ложбинах, создавая максимум мутности. Часто эти максимумы называют **«пробкой мутности»**. Все это свидетельствует о сложности формирования зоны максимальной мутности на разных участках эстуария и в разные периоды времени.

Несмотря на различия, связанные со стоком речных наносов, в слабо- и среднеприливных эстуариях, как устья рек Северной Двины, Печоры, Онеги, максимум мутности достигает $80 - 100 \text{ г м}^{-3}$, в то время как в сильноприливных эстуариях, как устья рек Мезени, Кулоя, имеются намного большие величины мутности - порядка $1000 - 5000 \text{ г м}^{-3}$.

Таким образом, максимум мутности в эстуарии является характерной зоной, перемещающейся из одной части эстуария в другую с добавлением наносов как со стороны реки так и со стороны моря. Эти добавления наносов компенсируются их аккумуляцией. Отдельные частицы могут многократно осаждаться на дно и вновь взмучиваться в течение их нахождения в зоне максимума мутности воды. Величина концентрации взвешенного вещества в зоне максимума мутности и дальность ее миграции вдоль эстуария зависит от комплекса факторов, таких как амплитуда приливов, результирующая эстуарийная циркуляция, асимметрия приливных течений, процесса флокуляции, интенсивности эрозии и аккумуляции донных отложений.

В период смены направления течения между приливом и отливом нефлокулированные глинистые частицы и микрохлопья, а также части разрушенных макрохлопьев, не осаждаются на дно (мутность сохраняется в эстуариях Мезени и Кулоя - 50 г м^{-3}), а находятся все время во взвешенном состоянии. Их часто называют **«взмученными наносами»**. Они перемещаются реверсивным течением в реку или на взморье, участвуя в общей эстуарийной циркуляции, практически не удаляясь за пределы устьевой области.

Во время максимальных скоростей на фазе прилива и отлива наблюдается большая мутность воды по всему поперечному сечению потока. Максимум средней мутности по потоку на фазе прилива опережает

на 1 час максимум приливной скорости, а при отливе на 1 час запаздывает по отношению к максимуму отливной скорости. Это объясняется неодновременностью смены течений по глубине потока. При отливе смена происходит от поверхности ко дну, а на приливе - от дна к поверхности.

При увеличении скорости отливного потока до максимальных значений требуется некоторое время для того, чтобы взвешенные наносы из придонного слоя были подняты турбулентной диффузией в более высокие слои воды, обладающей большей скоростью течения. Таким образом, перенос взвешенных наносов несколько отстает от переноса воды.

Отмечается время запаздывания в 2 - 4 дня между средним максимумом приливных скоростей и максимальной мутностью. Максимальная мутность и расход наносов наблюдается несколько позднее, чем самые высокие сизигийные приливы и их величина больше мутности в периоды квадратурных приливов в нижней части эстуария Мезени в 5 раз.

В приливных устьях рек происходит интенсивная **абразия морских берегов**. Так, в устье реки р.Мезени темп ее достигает местами более 5 м в год, а на участке мыс Василич - мыс Рябинов (эстуарий Мезени) за 5 лет берег отступил на 10 - 15 м. Количество обломочного материала, поступающего в береговую зону моря от абразии берегов Мезенского залива более 30 млн.т в год. Наносы, перемещаемые вдольбереговыми течениями ветрового происхождения (в виде гальки, гравия, песка), составляют около 30 % поступающего от абразии рыхлого материала (10 млн.т), а остальные 70 % (около 20 млн.т) приходится на илистую фракцию, которая переносится преимущественно приливо-отливными течениями. По сравнению с этой величиной годовой сток взвешенных наносов самой реки Мезени (около 0,8 млн.т), поступающий в вершину устьевой области, является незначительным.

Глинистый материал, составляющий основную массу наносов, поступающего в береговую зону в результате абразии, полностью переносится течениями во взвешенном состоянии и формирует максимум мутности в нижней части эстуариев. На всех горизонтах преобладают фракции наносов менее 0,02 мм.

Таким образом, в приливном устье реки вдольбереговой поток наносов пополняет объем взвешенных наносов, приносимый приливными течениями, и аккумулирует большие массы отложений на осушках и в прибрежной зоне.

One of the most distinctive features of sediment transport in macrotidal estuaries is the presence of a turbidity maximum. The energetic tidal flow is capable of maintaining quite high concentration of suspended sediment in the upper estuaries of Mezen and Kuloy, higher than occur either in the river or in the Mezen bay.

В.И. Денисов

(Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, denisovgeo@yandex.ru)

**Макро- и микроэлементный состав взвешенных веществ
четырёх районов восточного побережья Чёрного моря**

V.I. Denisov

(Southern Federal University, Rostov-on-Don)

**Macro- and Microelement Composition of Suspended Matter in
Four Coastal Areas of the Black Sea Eastern Part**

Взвешенный материал из седиментационных ловушек, установленных в мелководной части восточного шельфа Чёрного моря в летний период (июль – август) был проанализирован следующими методами:

- инструментальным нейтронно-активационным (37 химических элементов, в том числе и редкоземельные);
- химическим силикатным (7 макроэлементов);
- рентгено-флюоресцентным (10 микроэлементов);
- атомно-абсорбционным (ртуть, литий, бор);

Информация о концентрациях 57 химических элементов во взвеси районов Тамани, Туапсе, устья р. Псеузапсе (п. Лазаревское) и устьевой области Мзымты приведены в порядке убывания их кларков в таблице 1.

Глубины установки седиментационных ловушек составляли от 2 до 50 метров. Накопленное ловушками вещество в основном состояло из речной, абразионной взвеси и материала зоны смешения речных и морских вод.

В самом общем виде можно определить некоторые пространственные особенности элементного состава взвеси. Концентрация практически всех редкоземельных и рассеянных элементов (Ce, Nd, Y, La, Pr, Sm, Gd, Dy, Tb, Er, Ho, Eu, Yb, Tm) во взвеси района Мзымты заметно больше в сравнении с тремя остальными регионами, однако ниже кларковых (исключая Yb, содержание которого в 4 – 5 раз выше кларковых) (табл. 1). Повышенное содержание РЗЭ во взвеси Мзымты, вероятнее всего, генетически связано с высокой их концентрацией в кристаллических сланцах и гранитоидах, а также в габбро и перидотитах, которые дренируются речной системой Мзымты.

Содержание таких макрокомпонентов взвеси, как Ca и Na, особенно во взвеси от Утриша до Туапсе, выше кларковых в 2-3 раза. На этом участке шельфа происходит интенсивная абразия карбонатно-глинистого флиша. Содержание во взвеси всех четырёх районов таких элементов как S, Sr, Ni, Pb, B, Sn, U, As, Mo, Hf, Sb, Yb, Ag, Se, Au превышает кларковые (табл. 1). По нашим данным содержание ртути во взвеси кавказского шельфа в 2-3 раза меньше кларковых, несмотря на то, что Кавказ относится к «ртутному поясу» Земли. Полученные предварительные данные требуют дальнейшего анализа для выявления генетических предпосылок экстремальных концентраций химических элементов в составе взвешенного материала.

Таблица 1. Содержание химических элементов во взвешенном материале из седиментационных ловушек четырех районов восточного побережья (осредненные данные, N – количество сед. ловушек)

Химический элемент	Содержание	Район Тамани (N = 18)	Район Туапсе (N = 12)	Устье р. Псеуапсе (N = 14)	Устье Мзымты (N = 9)	Кларк по Виноградову в твердой земной коре
Si	%	26,1	13,2	24,45	24,4	29,5
Al	%	3,49	1,27	4,87	3,52	8,05
Fe	%	3,0	1,6	2,2	3,3	4,65
Ca	%	1,4	7,2	2,3	0,9	2,96
Na	%	6,4	3,4	2,4	1,7	2,5
K	%	0,5	0,7	0,9	1,2	2,5
Mg	%	1,54	0,77	1,51	1,51	1,87
Ti	%	0,27	0,12	0,31	0,31	0,45
Mn	%	0,0833	0,0300	0,0774	0,0774	0,1
P	мкг/г	480	509	630	371	930
F	мкг/г	250	329	330	330	660
Ba	мкг/г	301,0	135,0	283,3	247,5	650
S	мкг/г	2840	8630	960	960	470
Sr	мкг/г	453,3	895,0	823,3	189,5	340
Zr	мкг/г	49,7	36,0	38,3	13,0	170
Rb	мкг/г	52,9	100,0	77,1	52,5	150
V	мкг/г	100	27	30	150	90
Cr	мкг/г	70,9	31,0	63,2	59,2	83
Zn	мкг/г	33,3	60,0	3,3	50,0	83
Ce	мкг/г	25,5	11,0	27,7	41,2	70
Ni	мкг/г	583,3	1000,0	106,7	445,0	58
Cu	мкг/г	46	32,9	37,6	33,1	47
Nd	мкг/г	8,7	7,0	8,9	15,9	37

Химический элемент	Содержание	Район Тамани (N = 18)	Район Туапсе (N = 12)	Устье р. Псеуза (N = 14)	Устье Мзымты (N = 9)	Кларк по Виноградову в твердой земной коре
Li	мкг/г	27,8	21,4	22	24	32
Y	мкг/г	8,8	11,4	10,4	16	29
La	мкг/г	14,9	4,9	17,3	23,3	29
Nb	мкг/г	16,3	10	18,4	13	20
Ga	мкг/г	14,1	12,9	21,4	16,6	19
Co	мкг/г	14,0	9,5	14,8	15,9	18
Pb	мкг/г	73	30,7	44,6	62,1	16
Th	мкг/г	6,9	4,7	6,9	7,8	13
B	мкг/г	70	57,5	60	70	12
Sc	мкг/г	10,8	6,8	9,0	11,9	10
Pr	мкг/г	2,5	1,5	2,7	4,3	9
Sm	мкг/г	2,1	2,0	2,1	3,6	8
Gd	мкг/г	2,5	2,6	2,6	4,4	8
Dy	мкг/г	2,2	2,1	2,3	3,5	5
Tb	мкг/г	0,4	0,4	0,4	0,6	4,3
Cs	мкг/г	2,9	3,5	3,0	4,7	3,7
Er	мкг/г	1,3	1,2	1,4	1,9	3,3
Sn	мкг/г	4,5	2,6	3	10	2,5
Ta	мкг/г	0,3	0,3	0,5	0,1	2,5
U	мкг/г	31,3	21,4	72,9	11,8	2,5
Br	мкг/г	1,2	2,4	0,9	0,4	2,1
As	мкг/г	6,5	1,3	6,9	10,6	1,7
Ho	мкг/г	0,5	0,4	0,5	0,7	1,7
Eu	мкг/г	0,3	0,2	0,5	0,8	1,3
Mo	мкг/г	21,1	20	30,4	9,7	1,1
Hf	мкг/г	3,0	2,0	2,8	4,1	1

Химический элемент	Содержание	Район Тамани (N = 18)	Район Туапсе (N = 12)	Устье р. Псеуансе (N = 14)	Устье Мзымты (N = 9)	Кларк по Виноградову в твердой земной коре
Lu	мкг/г	0,2	0,1	0,2	0,2	0,8
Sb	мкг/г	4,4	1,1	1,3	1,3	0,5
Yb	мкг/г	1,0	0,9	1,2	1,4	0,33
Tm	мкг/г	0,2	0,2	0,2	0,3	0,27
Hg	мкг/г	0,0325	0,0264	0,0270	0,0300	0,083
Ag	мкг/г	0,05	0,1	0,2	0,2	0,07
Se	мкг/г	7,5	1,3	6,6	6,8	0,05
Au	мкг/г	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0043

Для всех четырех районов были рассчитаны коэффициенты обогащения взвеси элементами относительно среднего состава земной коры (Taylor, 1964) по формуле $KO = (Эл./Al)_{\text{проба}} / (Эл./Al)_{\text{земн. кора}}$.

Для таких химических элементов, как Ni, Pb, Mo, Sb, B, S, U, Se, Au коэффициент обогащения $KO > 10$, позволяет утверждать, что существуют механизмы их антропогенного поступления в составе взвеси. Для основного количества химических элементов взвешенного вещества коэффициент обогащения $KO < 10$, что указывает на типичные их концентрации для земной коры.

Таким образом, предварительный анализ содержания химических элементов в составе осаждающейся взвеси четырех участков восточного шельфа моря показывает, что их количество зависит от минерального состава горных пород русел рек, абразионного материала пляжей, особенностей поступления органического вещества в зону смешения речных и морских вод, а также антропогенного влияния.

Taylor S.R. The abundance of chemical elements in the continental crust – a new table // Geochim. et cosmochim. acta. 1964. Vol. 28. P. 1273-1285.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ НШ-4983.2008.5 и гранта РФФИ № 09-05-00337.

In four coastal areas of the Black Sea eastern part the precipitating suspended matter is sampled using the method of sediment traps. The concentrations of 57 chemical elements are determined by different analytical methods. These concentrations are compared with clarkes (according to Vinogradov). The coefficients of suspended matter enrichment by the chemical elements are calculated as ratios to the average composition of the earth's crust.

В.И. Денисов

(Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, denisovgeo@yandex.ru)

Потоки микроэлементов в составе осаждающейся взвеси в воде устьев рек и побережья восточной части Черного моря

V.I. Denisov

(Southern Federal University, Rostov-on-Don)

Fluxes of Microelements as Components of Precipitating Suspended Matter in the Estuarial and Coastal Waters of the Black Sea Eastern Part

В устьевых областях некоторых рек Кавказского побережья методом седиментационных ловушек (СЛ) были собраны пробы осаждающейся взвеси. Выполнены расчеты потоков осадочного вещества (в сухом весе) на дно. После аналитических определений (методом рентгено-флюоресцентного спектрального анализа) содержаний химических элементов во взвешенном материале рассчитывались потоки химических элементов (железа, марганца, меди, цинка, свинца и стронция) в составе осаждающейся взвеси.

Необходимо отметить, что наблюдаемые величины вертикальных потоков осаждающейся взвеси на мелководных участках дна в устьях некоторых рек восточного берега, являются, своего рода, «эфемерными» или, строго говоря, интегральными. Осевшие на дно крупные частицы взвеси переносятся в более глубокую часть побережья течениями (волновыми, вихревыми, сальтационными и др.) и сразу же включаются в биологические циклы трансформации. Минимальное значение глубины, где осадочный материал аллохтонного вещества (речного, абразионного и эолового происхождения) начинает накапливаться, зависит от волнового взмучивания и режима течений. На шельфе максимальное и самое длительное воздействие верхний слой осадков испытывает до глубины 30 – 35 метров. Главным источником механической энергии в верхней части шельфа являются ветровые волны и течения, возникающие при трансформации волн (Лонгинов, 1963; Леонтьев, 1989; Айбулатов, 1990).

Данная глубина оказывается приблизительно равной длине волны зыби на побережье Черного моря. На такой глубине частицы вещества верхнего слоя донных осадков еще могут переходить во взвешенное состояние и транспортироваться как вдоль берега, так и в глубоководную часть шельфа. С глубины 40-50 метров механизм волнового взмучивания крайне редко поднимает поверхностную фракцию донных осадков. Это может происходить в условиях сильных штормов.

Мелкая и легкая часть взвешенного аллохтонного материала может очень быстро включаться в механизмы биофильтрации в непосредственной близости от берега или переноситься в квазиоднородном слое от поверхности до термоклина горизонтальными течениями на значительные расстояния от места впадения в море.

В таблице 1 представлены результаты наблюдений и расчетов. Максимальные величины потоков микроэлементов зависят от их концентрации в осадочном материале, а также от значений потоков осаждающегося вещества на конкретном участке побережья. Наибольшие величины потоков химических элементов отмечаются в устьях рек Мзымта, Туапсе, Аше, Шепси, Шапсухо, Ингури. Потоки общего железа могут достигать здесь десятки и сотни $\text{мг/см}^2 \times \text{сутки}$, для районов удаленных от устьев рек величина уменьшается до первых единиц. Аналогичная ситуация характерна для пяти других химических элементов, с той лишь разницей, что порядок величин потоков у них примерно в 1000 – 10000 раз меньше в сравнении с железом. Порядок величин потоков Mn, Cu, Zn, Pb, Sr находится в пределах 0,01 – 23 $\text{мкг/см}^2 \times \text{сутки}$. Разброс значений для них также высок и составляет 3 порядка.

1. Айбулатов Н.А. Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 271 с.
2. Леонтьев И.О. Динамика прибойной зоны. М.: Изд. ИО РАН СССР, 1989. 203 с.
3. Лонгинов В.В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М.: Наука, Изд-во АН СССР, 1963. 379 с.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ НШ-4983.2008.5 и гранта РФФИ № 09-05-00337.

In some estuarial and coastal areas of the Black Sea eastern part the fluxes of precipitating suspended matter of fluvial and coastal origin are studied using the method of sediment traps. The concentrations of Fe, Mn, Cu, Zn, Pb and Sr in the suspended matter are determined. The fluxes of these chemical elements as components of precipitating suspended matter are calculated.

Таблица 1. Потоки осаждающейся взвеси, $\text{г/м}^2 \times \text{сут}$ и некоторых химических элементов в составе взвешенного вещества, $\text{мкг/см}^2 \times \text{сут}$ в устьевых областях рек кавказского побережья и некоторых прибрежных участков шельфа

Район установки СЛ	Глубина, м	«Вертикальный» поток вещества V, $\text{г/м}^2 \times \text{сут}$	Fe, $\text{мг/см}^2 \times \text{сут}$	Mn, $\text{мкг/см}^2 \times \text{сут}$	Cu, $\text{мкг/см}^2 \times \text{сут}$	Zn, $\text{мкг/см}^2 \times \text{сут}$	Pb, $\text{мкг/см}^2 \times \text{сут}$	Sr, $\text{мкг/см}^2 \times \text{сут}$
р.Анапка	2	6,03	1,19	0,14	0,03	0,07	0,02	0,61
мыс Утриш	10	4,16	1,00	0,12	0,00	0,06	0,03	0,37
р.Пшада	2,5	34,23	7,32	1,10	0,10	0,15	0,12	0,89
р.Пшада	3	148,20	1,93	0,52	0,30	0,30	-	3,33
р.Вулан	1,5	94,88	7,40	1,19	0,28	0,38	0,38	1,85
р.Шапсухо	2	348,04	25,06	2,96	0,35	0,70	0,52	6,96
р.Агой	1	22,73	5,16	0,77	0,10	0,31	0,11	1,11
р.Туапсе	2,5	335,90	83,97	12,09	1,68	4,53	1,51	6,05
р.Шепси	5	224,84	4,27	0,90	1,01	1,01	-	5,06
р.Аше	2	310,83	23,31	4,51	0,31	1,55	1,09	6,68
р.Псезуапсе	1	61,74	4,07	0,71	0,12	0,28	0,15	1,91
р.Цусхвадж	1	29,62	3,85	0,37	0,12	0,24	0,09	1,07
р.Цусхвадж	1	14,14	4,57	0,33	0,04	0,18	0,04	0,42
р.Мзымта	1	760,39	239,52	22,81	1,14	6,84	3,80	9,50
б.Имеретинская	15	35,16	6,58	0,84	0,11	0,21	0,19	0,76
б.Имеретинская	15	27,20	5,33	0,90	0,08	0,24	0,14	0,50
б.Имеретинская	15	32,02	4,68	0,69	0,10	0,35	0,13	0,67
р.Ингури	11	38,10	19,93	4,02	0,06	0,83	0,24	0,59

С.В. Дружинин, Г.П. Киселев

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

**Бериллий-7 в атмосферных осадках и растениях
Архангельской области**

S.V. Druzhinin, G.P. Kiselyov

**Berillium-7 in atmospheric precipitation and plants
of the Arkhangelsk region**

^7Be – радиоактивный изотоп естественного происхождения. Образуется в верхних слоях атмосферы под действием протонов космического излучения на ядра атомов азота по реакции - $^{14}\text{N}(p,2\alpha)^7\text{Be}$. Молекулы соединений BeO и $\text{Be}(\text{OH})_2$, в состав которых входит ^7Be , в атмосфере сорбируются аэрозольными частицами размером не более 1,1 мкм или захватываются дождевыми каплями и снегом [1].

По данным, приведенным в работе [4], в основном ^7Be поступает на подстилающую поверхность с осадками; менее 10 % - сухим путем. Максимум его концентрации наблюдается на высоте от 17 до 20 км. В среднем около 70 % ^7Be образуется в стратосфере и 30 % - в тропосфере. Средняя его концентрация в нижней стратосфере – 0,11 Бк/м³, верхней тропосфере - $3,7 \cdot 10^{-3}$ Бк/м³, приземном слое воздуха - 12 атомов /л воздуха и сильно зависит от времени года. Средняя удельная активность ^7Be в дождевой воде равна 0,7 Бк/л, в снеге - примерно 0,2 Бк/л талой воды, в атмосферных аэрозолях составляет 1,1-3,0 мБк/м³ [1].

Космогенный радионуклид ^7Be с атмосферными осадками и аэрозолями поступает на поверхность земли, включается в компоненты природной среды. Так он вводится в гидросферу, где средняя удельная активность его в озерах и реках - $7 \cdot 10^{-3}$ Бк/л, поверхностных водах океана - $2 \cdot 10^{-3}$ Бк/л. Таким же образом ^7Be с атмосферными осадками поступает и в верхние слои почвы, но его активность в почвах очень низка [1].

Для определения активности ^7Be в атмосферных осадках отобраны пробы в период с ноября 2006 по март 2007 года и с ноября 2007 по ноябрь 2008 года в г. Архангельске. Для отбора проб была выбрана стационарная площадка, на которую в период каждого интенсивного выпадения осадков расстилался тент размерами 24м² или бассейн площадью 1,8м². По окончании выпадения снега проба отбиралась с тента в специальную тару (вес отобранной пробы составлял от 13,5 до 49 кг), затем талая, или дождевая вода упаривалась до 1 литра и измерялась в сосуде Маринелли на стинциляционном гамма-спектрометре «Прогресс-2000» с определением в ней активности космогенного радионуклида ^7Be .

Несколько проб снега фильтровалась и упаривалась объемом до 1л, фильтры озолались до бело-серого состояния и делались измерения одного

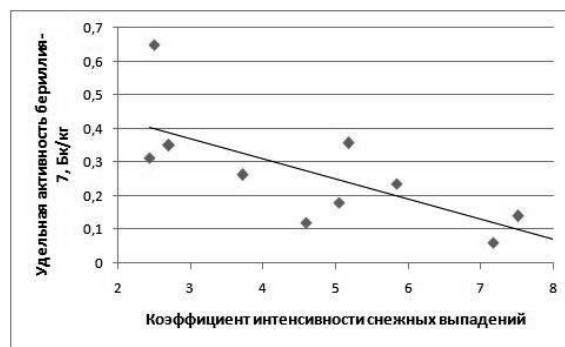


Рисунок 1. Зависимость удельной активности ^7Be от коэффициента интенсивности снежных выпадений

литра талой фильтрованной выпаренной воды и этой же воды с добавлением золы фильтра. При измерении фильтрованной воды активность ^7Be составляла в несколько раз меньше, чем в пробах с добавлением золы. Это указывает на то, что захват ^7Be из атмосферы осуществляется аэрозолями, которые в свою очередь захватываются снегом.

В атмосферных осадках в разные периоды времени концентрация ^7Be различна. Она зависит от интенсивности выпадения осадков, что подтверждается графиком (рис. 1), чем больше интенсивность выпадения осадков, тем ниже в них удельная активность ^7Be . Коэффициент интенсивности снежных выпадений – $K = m/t$, где m – масса осадков, t – время выпадения осадков.

Максимальная активность ^7Be в снеге наблюдалась в период с ноября по декабрь 2006 г (ноябрь – 0.237 Бк/кг, декабрь – 0.312 Бк/кг, ноябре 2007 г. – 0.357 Бк/кг), минимальная в феврале 2007г – 0.007 Бк/кг, с небольшим увеличением в марте 2007г – до 0.101 Бк/кг.. Исследования же снега показали, что активность ^7Be в нём значительно ниже, чем в растениях и составляет от 0.007 до 0.65 Бк/кг, что указывает на слабый поток ^7Be на поверхность земли со снегом. Для определения активности ^7Be и других радиоактивных изотопов в аэрозолях приземного слоя атмосферного воздуха в лаборатории экологической радиологии ИЭПС УрО РАН работает фильтрационная установка, производительностью от 400 до 750 м³/ч.

Метод заключается в фильтрации определенного объема исследуемого воздуха через фильтрующую ткань «Петрянова-Соколова», помещенную в фильтродержатели, марлевой основой внутрь, с последующим измерением радиоактивности фильтра или золы, полученной из этого фильтра.

Наполненный аэрозолями фильтр «Петрянова - Соколова» размером 400х400 мм сворачивался и измерялся в геометрии Петри на гамма-спектрометре «Прогресс-2000», программа которого позволяет измерения гамма-активности фильтра пересчитывать в объемную активность Бк/м³

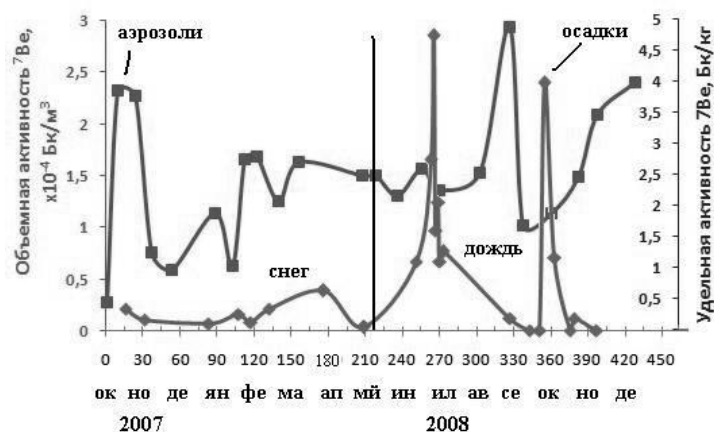


Рисунок 2. Активность ^7Be в аэрозолях и осадках в г. Архангельске

аэрозолей воздуха. Объемные активности аэрозолей в воздухе г. Архангельска приведены на рисунке 2.

В атмосферных осадках в разные периоды времени концентрация ^7Be различна, что показано на рисунке 2. Исследования радиоактивности ^7Be в атмосферных осадках и аэрозолях важны для выявления составляющих потока изотопа в природные среды.

Ранее нами проводилось наблюдение за активностью ^7Be в хвое ели, мхах, лишайниках и морских водорослях. В ходе наблюдений выяснилось, что поступление ^7Be в разные сезоны года в растительность неравномерно, причем, механизм его накопления во мхах и лишайниках не ясен из-за высоких концентраций в растительности и низких концентраций в аэрозолях и осадках [2].

Пробы сфагнового мха отбиралась в октябре 2007г и октябре 2008 г. на Мироновой горе за г. Северодвинском. Из воды вытаскивались длинные пучки мха, которые разрезались на 5 частей. Каждая такая часть из разных пучков мха набиралась до 3-4 кг сырого веса. Место отбора фиксировалось с помощью спутникового навигатора GPS. Далее в лабораторных условиях пробы высушивались до воздушно-сухого состояния, чистились от частей других растений, озолялись в муфельной печи при температуре до 400 °С, обугливалась, механически уплотнялась и измерялась для определения удельной активности изотопов. Данные измерения изотопов в стеблях мха приведены на рисунке 3.

Возраст мха превышает 10 лет. При скорости роста от 2 до 3-х см/год верхняя пятисантиметровая часть имеет возраст около 2-х лет. В первой сверху части (активно-растущей) установлены наиболее высокие концентрации ^7Be . Во второй части сфагнома возрастом около 4 лет ^7Be в 4 раза меньше, чем в верхней части. Полный распад ^7Be происходит за 540

дней, то есть, во второй части сфагнома его не должно быть, как это наблюдается в более ранних частях стебля растения. Его присутствие во второй части указывает, что в сфагнуме существует обмен веществами между первой и второй частью (сверху вниз) и, практически, отсутствует между первой и третьей, а так же четвертой и пятой частями. Увеличение концентраций других изотопов снизу вверх указывает, на то, что поток питательных веществ происходит снизу вверх и что питание верхней части сфагнома обеспечивается за счет отмирающих его нижних частей. Здесь мы наблюдаем фракционирование всех изотопов, происходящее в результате роста растения.

Увеличение концентраций других изотопов в сфагнуме снизу вверх указывает на то, что поток питательных веществ происходит также снизу вверх и что питание верхней части сфагнома обеспечивается за счет отмирающих его нижних частей. Здесь мы наблюдаем фракционирование всех изотопов, происходящее в результате роста растения, что видно из рисунка 3.

В растениях накопление ^7Be происходит с невероятной скоростью. В пробах, отобранных в октябре 2007г. и в октябре 2008 г., видно, что максимальная его активность, составляющая 251 Бк/кг и 132.6 Бк/кг соответственно, фиксируется в самой верхней части растения, то есть, растущей части, масса которой невелика по отношению к массе всего растения.

В то же время для мха Кукушкин лен, отобранного на полигоне «Лопоминка», расположенного вдоль дороги на д. Лапоминка в 10-11 км от д. Ижма, распределение радиоактивных изотопов другое, что показано в таблице 2.

^7Be по стеблю мха распределен следующим образом; в верхней части его количество максимальное, к корневой системе убывает на порядок, то есть, обмен веществ в этом растении происходит как снизу вверх, так и сверху вниз. Таким образом, фракционирование радиоактивных изотопов осуществляется под действием двух противоположно направленных массопереносах. Следует ожидать такое же явление и в других растениях.

Наибольшие концентрации радиоактивных изотопов, определены в верхней части стеблей кукушкина льна, обусловлены захватом ^7Be из атмосферы. В то же время для поддержания роста в эту части растения направлен поток литофильного радиоактивного изотопа ^{40}K и искусственного изотопа ^{137}Cs . Последний поступил на поверхность земли не позднее чернойбыльской аварии и мигрирует по растению в процессе его роста. Радиоактивные изотопы, имеющие различные источники являются информативными индикаторами массопереноса в растениях.

В лесной подстилке почвы - ^7Be не зарегистрировался, в подзолистом горизонте удельная активность ^7Be составила 8 Бк/кг, в иллювиальном горизонте так же не зарегистрирован. Это указывает на его низкие концентрации в почвах и на отсутствие его закрепления отмершей органикой.

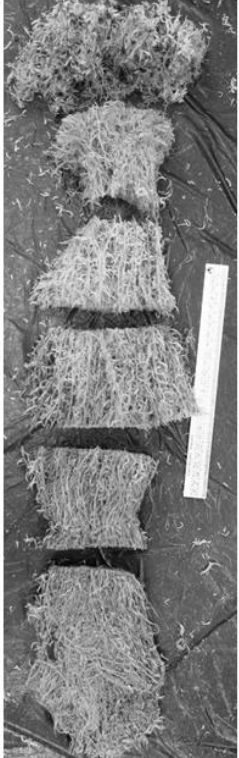
Сфагнум – Sphagnum Дата отбора: 22.10.2007	Активность изотопов, Бк/кг	Сфагнум – Sphagnum Дата отбора: 22.10.2008	Активность изотопов, Бк/кг
	^7Be – 251 ^{137}Cs – 65 ^{40}K – 171 ^{226}Ra – 20 ^{232}Th – < 1		^7Be – 132 ^{137}Cs – 71 ^{40}K – 211 ^{226}Ra – 8 ^{232}Th – < 1
	^7Be – 60 ^{137}Cs – 46 ^{40}K – 190 ^{226}Ra – 17 ^{232}Th – < 1		^7Be – 62 ^{137}Cs – 81 ^{40}K – 310 ^{226}Ra – 14 ^{232}Th – < 1
	^7Be – < 1 ^{137}Cs – 35 ^{40}K – 141 ^{226}Ra – 11 ^{232}Th – < 1		^7Be – < 1 ^{137}Cs – 70 ^{40}K – 292 ^{226}Ra – 16 ^{232}Th – < 1
	^7Be – < 1 ^{137}Cs – 34 ^{40}K – 110 ^{226}Ra – 13 ^{232}Th – < 1		^7Be – 18 ^{137}Cs – 30 ^{40}K – 166 ^{226}Ra – 11 ^{232}Th – < 1
	^7Be – < 1 ^{137}Cs – 20 ^{40}K – 80 ^{226}Ra – 13 ^{232}Th – < 1		^7Be – < 1 ^{137}Cs – 32 ^{40}K – 10 ^{226}Ra – 8 ^{232}Th – < 1
			^7Be – < 1 ^{137}Cs – 8 ^{40}K – < 1 ^{226}Ra – 19 ^{232}Th – < 1

Рисунок 3. Радиоактивные изотопы в стеблях сфагнума в зависимости от относительного возраста растения.

Определение активности ^7Be в атмосферных аэрозолях и осадках позволяет оценить его поступление на поверхность земли. Растения накапливают значительные величины изотопа ^7Be из небольших его концентраций в атмосферных аэрозолях и осадках.

1. Сапожников Ю.А., Алиев Р.А., Калмыков С.Н. Радиоактивность окружающей среды. Теория и практика. – М.: БИНОМ. Лаборатория знаний, 2006. – 286 с.
2. Варфоломеева К.В., Киселев Г.П., Ластовский А.М. Бериллий-7 в прибрежной зоне Белого моря. Геология морей и океанов: Тезисы докладов XVI Международной научной школы по морской геологии. Т. 1. – М. – 2005. – С 71-73.

Таблица 2 – Удельная активность ^7Be , ^{137}Cs , ^{40}K , ^{226}Ra и ^{232}Th в пробах мха Кукушкин лен (дата отбора - 19 июня 2008 г.; координаты места отбора - N $64^{\circ} 45.52$, E $40^{\circ} 40.35$) (номера проб указаны для верхнего-1, среднего-2 и нижнего -3, срезов растения).

№ пробы	Масса пробы, г			Зольность, %	Удельная активность изотопов, Бк/кг				
	сухой	озол. черн.	озол. серой		^7Be	^{137}Cs	^{40}K	^{226}Ra	^{232}Th
К-Л-1-08	581	300	14,84	2.55	216.	18.74	136.	4.75	фон
К-Л-2-08	640	191	15.82	2.47	51.1	28.47	172.	2.77	фон
К-Л-3-08	300	119	11.58	3.86	23.3	31.22	107.	3.78	фон

This work contains data about quantity cosmogeneous radioactive isotope ^7Be in aerosols of air, atmospheric precipitation and plants of the Arkhangelsk region. ^7Be collects in a vegetative part of plants. Plants accumulate its big quantity from small concentration in air and atmospheric precipitation for a short time interval.

Ивлиева О.В

(Южный федеральный университет, г.Ростов-на-Дону, e-mail: ivl_olga@yandex.ru)

Динамика твердого стока Дона и морского края дельты с 1927 по 2007 год

Ivlieva O. V.

(Southern Federal University, Rostov on the Don)

The dynamics of solid runoff of the Don River delta from 1927 to 2007

Анализ данных гидрометеорологических ежегодников о жидком и твердом стоке рек, гранулометрическом составе взвешенных наносов на замыкающем створе реки Дон (ст. Раздорская) с 1940 по 2004 г. показал, что твердый сток реки Дон претерпел значительные изменения. На протяжении последних 65 лет (1940 по 2004 гг.) выделяют несколько циклов, или групп маловодных и многоводных лет, различающихся по продолжительности и степени отклонения водности рек от средней величины за весь период. На этом отрезке времени при среднемноголетнем объеме годового суммарного стока рек $34,6 \text{ км}^3$ можно выделить 3 периода длительностью от 5–6 до 8–9 лет с относительно повышенной водностью Дона (1956–1964, 1977–1982, 1993–2004) и три продолжительностью 10–12 лет (1943–1955, 1965–1976, 1983–1992) с пониженной. Для бассейна р. Дон в створе ст. Раздорской за 1940–2004 гг. средний многолетний сток составлял $22,8 \text{ км}^3$. Распределение стока по рукавам происходило следующим образом: Старый Дон – 31%, Большая Каланча – 68%, Мертвый Донец – 1%.

Наименьших значений сток р. Дон достиг в 1972–1975 гг. ($9,5 \text{ км}^3$ в 1972 г.) Основными причинами снижения стока р. Дон на посту ст. Раздорской в эти годы являлись: орошение – 31,9%, дополнительное испарение с водохранилищ – 27,6%, водоснабжение – 12,7%, пруды – 13%. По данным И.А. Шикломанова в результате хозяйственной деятельности с 1952 – 1989 гг. сток Дона сократился на 22%. С 1977 г. по настоящий время на р. Дон отмечается некоторая стабилизация стока около $22 \text{ км}^3/\text{год}$ при колебаниях от $13,8$ (1984 г.) до $38,3 \text{ км}^3$ (1979 г.).

Условно естественный (1940–1952 гг.) сток наносов р.Дон составлял в среднем – 4,0 млн. т/год. После строительства Цимлянского водохранилища (1953–1971 гг.) среднегодовое значение стока составило 2,8 млн. т, при значительных колебаниях год от года. После 1972 г. твердый сток Дона значительно сократился и составил 1,02 млн. т/год (1972–1982 гг.). В период с 1972–1976 гг. сток наносов был минимальным $0,55 \text{ млн. т/год}$, этому способствовало в первую очередь максимальное водопотребление на нужды промышленности, теплоэнергетики и коммунального хозяйства, а также маловодный период. Помимо этого в этот период были построены низконапорные гидроузлы – Кочетовский, Николаевский (1975 г.) и Константиновский (1971 г.) интенсивно аккумулирующие взвешенные наносы Дона. Кроме этого существенная часть взвесей терялась в результате широкого развития противозерозионных мероприятий на водосборе. В отличие от периода естественного режима доля весеннего стока взвесей сократилась на 11%. Одновременно сток наносов в летне-осеннюю и зимнюю межень увеличился соответственно от 6 до 11% и от 2 до 10%.

В последующий период с 1977 по 2004 гг. сток наносов, как и жидкий сток распределяется практически равномерно в течение года с небольшим пиком в апреле. С 1983 г. по 2004 г. сток наносов в ст. Раздорской достиг наименьших значений, составив в среднем около $0,4 \text{ млн. т/год}$. Начиная с 1970-х гг. в гранулометрическом составе стока наносов реки Дон также произошли существенные изменения, поступление песчаного материала уменьшилось в полтора раза, мелкоалевритового - в три раза, сток глинистых частиц уменьшился в десять раз.

Таким образом, сокращение объема твердого стока реки Дон почти в пять раз, по сравнению с незарегулированным периодом стало основной причиной дефицита наносов и обусловило размыв морского края дельты. Этому отчасти способствовало распространение подпора со стороны моря, в результате эвстатического поднятия уровня моря, составившее $1,5 \text{ мм/год}$ в последние 50 лет, а также увеличение повторяемости нагонов в дельте Дона на 20%, в последние 20 лет.

В связи с зарегулированием реки Дон, уменьшением твердого стока, изменением его гранулометрического состава, встает вопрос о том, как изменилась в сложившихся условиях дельта Дона и конфигурация ее

морского края. Изучение динамики морфологии морского края дельты Дона осуществлялось на основе сопоставления картографического материала и космоснимков с применением ГИС технологий.

Для этого был проанализирован разновременный картографический материал за период с 1927 по 2007 год. Были использованы топографические карты за 1927, 1952, 1963, 1965, 1982, 1983, 2001 гг. различного масштаба, а так же космические снимки дельты Дона, сделанные спутником Landsat в формате GEOTiff 2002, 2004 и 2007 годов. Все данные обрабатывались в программах ArcGis 9.3, Adobe Photoshop CS 8.0 и CorelDRAW X4.

В период (с 1927 г. по 1959 г.) морской край дельты Дона отличался стабильностью и практически на всем протяжении, аккумуляцией и выдвиганием морского края в залив со скоростью 3-7 м/год. В период времени с 1952 по 1983 год на отдельных участках уже наблюдается размыв морского края дельты Дона. Наиболее динамичной в своем развитии в этот период была юго-восточная часть устьевой области Дона, здесь наблюдался наибольший размыв островов, составивший в среднем 1,3 м/год, наиболее активно проявляющийся в устье рукава Старый Дон. В северной части дельты наблюдается преимущественно выдвигание дельты со средней скоростью 1,3 м/год. Центральная часть морского края дельты Дона характеризуется относительной стабильностью, в этот период времени скорость размыва и аккумуляции на отдельных участках не превышала 0,5 - 0,7 м/год, это связано, вероятно, с тем, что на северную и центральную часть дельты приходится 62% твердого стока реки Дон. С 1983 по 2007 год темпы выдвигания морского края дельты Дона в залив заметно снижаются, размыв усиливается. В этот период в южной части скорости размыва морского края дельты составляют 0,7-0,6 м/год (наиболее активно проявляются в устье рукава Старый Дон) В северной части наблюдается преимущественно выдвигание дельты со средней скоростью 0,4 м/год. Центральная часть морского края дельты характеризуется разнонаправленностью процессов, проявляющихся со скоростью размыва и аккумуляции на отдельных участках от 0,5 до 0,8 м/год.

В целом, в современный период темпы нарастания морского края дельты в сравнении с условно естественным периодом уменьшились, практически в десять раз, с 7 м/год до 0,7 м/год в среднем и наблюдаются лишь в северной части. Центральная часть морского края дельты Дона характеризуется относительной стабильностью, в южной части скорости размыва морского края дельты составляют 0,7-0,6 м/год.

Conditionally natural runoff of sediment in the closing cross-section of the Don River (near Razdorskaya village) averaged - 4.4 million tons / year in 1940–1952; it did not exceed 0.9 million tons from 1973 to 1983 and since 1984 it did not exceed 1.01 million tons / year. Therefore the rate of growth of marine edge

of the delta of the Don River in comparison with conventionally natural period decreased almost tenfold, from 7 m / year to 0,7 m / year on average.

**А.А. Клювиткин¹, О.М. Дара¹, А.Н. Новигатский¹,
Н.В. Политова¹, Т.С. Клювиткина²**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: klyuvitkin@ocean.ru, ²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический ф-т, Москва)

Минеральный состав атмосферных аэрозолей Атлантики по материалам 5-летних исследований

**A.A. Klyuvitkin¹, O.M. Dara¹, A.N. Novigatsky¹,
N.V. Politova¹, T.S. Klyuvitkina²**

(¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow,
²M.V. Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow)

Mineralogy of Atlantic atmospheric aerosols based on 5-years studies

Главными источниками эолового материала над океанами являются пустыни континентов, а также примыкающие к ним полуаридные области. Таким образом, минеральный состав аэрозолей является одним из важнейших индикаторов источников эолового материала. Он влияет на оптику аэрозолей (показатель преломления), определяет их химический состав [1–4].

В работе представлено обобщение исследований минералогии атмосферных аэрозолей Атлантики по материалам 5 трансокеанических экспедиций, проходивших в период с 2001 по 2005 гг.

Выяснилось, что, в целом, минеральный состав полученных нами проб отличается сильной пространственной и временной изменчивостью. Самыми распространенными минералами в эоловой взвеси над Атлантическим океаном по нашим данным являются кварц, полевые шпаты (альбит и калиевые полевые шпаты) и иллит.

Основной же минерал нерастворимой фазы аэрозолей Атлантики – **кварц**. Его содержание в марте-июне 2001 г. составляло в среднем 12.3%, в октябре-ноябре 2002 г. – 27.1%, в октябре-ноябре 2003 г. – 29.4%, в октябре-ноябре 2004 г. – 46.9%, а в апреле 2005 г. – 52.3%. В среднем по результатам анализа 56 проб, отобранных в пяти экспедициях, аэрозоли содержат 33% кварца (стандартное отклонение равно 26.6%). Самое высокое содержание кварца (до 86%) было отмечено в пробах, отобранных в зоне выноса эолового материала из северо-западной части Африки, а особенно в апреле 2005 г. Причем пик содержаний приходится на полосу 5°–20° с.ш. Также

высокое содержание кварца отмечалось в районе восточной оконечности Южной Америки (до 75%). Однако, во время отбора данной пробы преобладали ветры восточного направления, а обратные траектории воздушных масс показали перенос вещества из прилегающей к Южной Африки части океана. На широте пустынь и полупустынь юга Африки повышенное содержание кварца отмечалось также в марте 2001 г. (до 15%) и октябре 2004 г. (до 60%). Наименьшее содержание кварца, а в ряде проб и отсутствие его, фиксировалось в удаленных от материков районах, где преобладающий перенос воздушных масс не затрагивает суши.

Содержание **полевых шпатов** в золовой взвеси над изученной акваторией Атлантики варьирует от 0 до 21%, но в среднем по океану оно довольно монотонно и составляет 5–10%. Причем в большинстве проб содержание альбита преобладает над калиевыми полевыми шпатами (КПШ). Максимальные количества КПШ отмечены весной у берегов северо-западной Африки, осенью их количество уменьшалось почти в 2 раза (5 и 3% соответственно). Это обусловлено выносом из пустынных районов континента, где почвы содержат полевые шпаты в значительных количествах. Причем пик содержания полевых шпатов в данном районе океана не совпадает с пиком содержаний кварца (максимум кварца – полоса 5°–20° с.ш., максимум полевых шпатов – 15°–40° с.ш.), что может говорить о различных питающих провинциях даже для такого одного относительно небольшого региона. Повышенные содержания (до 21%) зафиксированы осенью южного полушария в аэрозолях над юго-восточной частью океана у побережья Южной Африки.

Карбонатные минералы (кальцит и доломит) встречались значительно реже, но в их распределении прослеживается четко выраженная закономерность. И кальцит, и доломит обнаружены только в пробах, полученных в зоне выноса материала из аридных районов северо-запада Африки, т.е. в полосе 10°–35° с.ш. Причем, очень четко просматривается сезонность в распределении карбонатных минералов. Осенью (октябрь–ноябрь 2002–2004 гг.) оба минерала встречаются в аэрозолях с 10° по 20° с.ш., а весной (июнь 2001 г. и апрель 2005 г.) – с 20° по 35° с.ш. Характерно, что в весенних аэрозолях содержание карбонатных минералов (особенно доломита) гораздо выше, чем в осенних, в отдельных случаях более чем в 2 раза. В других районах Атлантического океана кальцит и доломит либо не обнаружены вообще, либо присутствовали в следовых количествах. Так, следы данной группы минералов были обнаружены в аэрозолях, собранных в приэкваториальной области в полосе 10° ю.ш. – 8° с.ш. в октябре 2002 и 2004 гг. Обратные траектории воздушных масс, построенные для этих проб, показали перенос воздуха из аридных районов юга Африки.

Кальцит и, в первую очередь, доломит считаются минералами-индикаторами материала, поступающего из пустынь Азии и Северной

Африки. В аэрозолях Арктики их содержание вообще ниже предела обнаружения [4], в аэрозолях Тихого океана кальцит встречается, в основном, близ коралловых островов тропического пояса [1, 5]. А в составе эоловой взвеси над Индийским океаном кальцит и доломит имеют значительное распространение [3] и связаны с питающими провинциями Аравийского полуострова и Северной и Северо-Восточной Африки.

Содержание **гематита, амфибола, пироксена и гипса** отмечалось в отдельных пробах в следовых количествах в основном в северной аридной зоне в полосе влияния переноса материала из Северной и Западной Африки, а также в южной аридной зоне в районе влияния засушливых областей Южной Африки.

Из **глинистых минералов** наиболее распространенными в эоловой взвеси Атлантики являются, в первую очередь, иллит, а также каолинит, реже хлорит и монтмориллонит.

Иллит – самая распространенная группа глинистых минералов как в мегапровинции континентальной коры, так и во взвеси большинства рек, кроме рек экваториальной зоны, где повышены концентрации каолинита и монтмориллонита. Если принять сумму глинистых минералов (СГМ) за 100%, то в сетевых пробах аэрозолей Атлантики иллит составлял по нашим данным в среднем 35.7% от СГМ. Максимальное содержание иллита отмечалось нами в Восточной Атлантике в марте–апреле (до 70% СГМ), причем в аэрозолях экваториальной гумидной зоны содержание иллита несколько уменьшается – до 23% СГМ. В октябре иллит встречается в атмосфере Атлантики не столь часто, как в марте–апреле, и его максимальные содержания приурочены к районам, характеризующимся поставкой вещества из Южной Африки. Ненамного меньше иллита фиксировалось в октябре в зоне влияния пустынь Северо-Западной Африки. Минимально же содержание иллита в апреле в западной части экваториальной гумидной зоны и в октябре в южной тропической зоне и в северной умеренной гумидной.

Содержание в эоловой взвеси над Атлантикой суммы **каолинит+хлорит** (которые не всегда удастся разделить при анализе) в среднем составляет 43.5% СГМ, где каолинит занимает, по-видимому, господствующее положение. В пробах, где удалось разделить эти минералы, **хлорит** встречается только в 30% случаев и составляет в среднем всего 2% СГМ (если учитывать все пробы с определением иллита) или 8.4% СГМ (если брать среднее от тех проб, где он был идентифицирован). Наибольшее содержание хлорита отмечалось в октябре в северной аридной зоне и приурочено к максимальным концентрациям аэрозолей в целом – к району наиболее интенсивного потока материала из Западной Африки. В марте–апреле хлорит вообще не был отмечен в атмосфере Атлантики. Таким образом, можно считать, что в данной группе определяющим является каолинит.

Максимальное количество каолинита отмечалось в апреле 2005 г. на северной и южной периферии экваториальной гумидной зоны – до 99% СГМ. Несколько ниже его содержание (до 40%) чуть северней – к югу от Канарских островов. Второй максимум (до 60%) зафиксирован в апреле к северу от Канарских островов. В октябре данный максимум не фиксировался ни в одной из наших экспедиций. В октябре 2004 г. обращает на себя внимание пятно высокого содержания каолинита (до 30% СГМ) в южной части Гвинейского залива, сформированное, по всей вероятности, под воздействием выноса из тропических регионов Южной Африки. Меньше всего каолинита по нашим данным в северной гумидной зоне, а также в западном секторе южной аридной зоны.

Следующей по распространенности является группа **монтмориллонита**. Монтмориллонит обнаружен нами в сравнительно небольшом количестве проб (8 из 53). Его содержание варьирует от долей процента до 16.7% СГМ. Средним для 53 образцов было его содержание 1.3% СГМ. Если же исключить пробы, где монтмориллонит не обнаружен, то средним содержанием будет 9.2%.

При рассмотрении схемы распределения монтмориллонита в атмосфере над Атлантическим океаном бросается в глаза строгая приуроченность высоких содержаний к аридной зоне Западной Африки. В южной аридной зоне повышенное содержание монтмориллонита (до 8% СГМ) отмечено только в одной пробе в весенний период южного полушария. Обратные траектории воздушных масс указывают на возможность поступления эолового материала также из аридных регионов Южной Африки.

Схожее распределение минералов группы монтмориллонита отмечалось еще А.П. Лисицыным [1], однако, описанное им господство монтмориллонита вкупе с каолинитом в экваториальной гумидной зоне нами не зафиксировано.

Наличие **пальгорскита** было отмечено только в 5 пробах из 39 и составляло в среднем для этих пяти проб 20% СГМ (4.9% от общего содержания минеральной части аэрозоля). Наибольшее содержание пальгорскита отмечалось в северной аридной зоне в октябре–ноябре 2003 и 2004 гг. и достигало 35.3% СГМ (7% от общей суммы минералов). В марте–апреле пальгорскит вообще не фиксировался в аэрозолях Атлантики.

Интересно поведение **талька** в атмосфере Атлантики, а точнее его почти полное отсутствие. Тальк служит основой для приготовления пестицидов, и его содержание в атмосфере обычно приурочено к сельскохозяйственным районам, где применяются (применялись) ДДТ и др. пестициды. Особенно большое количество талька ранее отмечалось А.П. Лисицыным близ берегов Франции и Испании – стран с развитым сельским хозяйством [1]. По нашим же данным, полученным более чем через 20 лет, тальк был обнаружен только в трех пробах, причем в двух из них в следовом количестве, а в третьей его содержание не превышало 10% от общей суммы

минералов и было приурочено к берегам Северо-Западной Африки. Это может говорить об уменьшении (запрещении) использования ДДТ препаратов в сельском хозяйстве в Европе, что, однако, пока не касается Северной Африки, где экономика развивающихся стран, вероятно, не позволяет использовать более совершенные и дорогие препараты.

В одной пробе на северной периферии северной аридной зоны был обнаружен **сапонит** – 28% СГМ (7% от общей суммы минералов).

Во многих пробах обнаружен **гетит**, в основном в следовых количествах, однако каких-либо закономерностей в его поведении не обнаружено. Максимальные содержания отмечены в северной гумидной и экваториальной гумидной зонах (приблизительно до 20% СГМ).

Итак, исследование минерального состава аэрозолей показало, что обломочные минералы преобладают, в основном, в прибрежных районах, а глинистые – в наиболее удаленных от материков. В составе обломочных минералов преобладают кварц, а также полевые шпаты. Среди глинистых минералов наиболее значимы иллит и каолинит.

Изменения минерального состава аэрозолей контролируются климатической зональностью, атмосферной циркуляцией, интенсивностью выветривания и распределением почв (источника аэрозолей) в питающих провинциях на континентах.

Основными источниками минеральной составляющей аэрозолей являются аридные районы Африки, главным образом в северной аридной зоне – Северной и Западной Африки, и в меньшей мере в южной аридной зоне – Южной Африки.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 2 «Наноразмерные частицы в природе и техногенных продуктах: условия нахождения, физические и химические свойства и механизмы образования» и гранта поддержки ведущих научных школ НШ-361.2008.5.

1. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
2. Chester R. The marine mineral aerosol // The role of air-sea exchange in geochemical cycling / Ed. P. Buat-Menard. Dordrecht: Reidel, 1986. P. 443–476.
3. Серова В.В. Минералогия эоловой и водной взвеси Индийского океана. М.: Наука, 1988. 176 с.
4. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006.
5. Лукашин В.Н., Шевченко В.П., Лисицын А.П. и др. // Океанология. 1996. Т. 36. № 2. С. 288–298.

New data about mineralogy of Atlantic atmospheric aerosols based on 5-years studies were shown. Clastic minerals dominate in coastal regions as contrasted to clay minerals prevailed in central part of the Atlantic Ocean. The most frequently

occurring clastic minerals are quartz and feldspar. Illite and kaolin are the most significant among clay minerals.

**А.А. Ключиткин¹, А.Н. Новигатский¹, Н.В. Политова¹,
Т.С. Ключиткина²**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: klyuvitkin@ocean.ru, ²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический ф-т, Москва)

**Атмосферные аэрозоли, их концентрации, состав и потоки
на океанскую поверхность**

**A.A. Klyuvitkin¹, A.N. Novigatsky¹, N.V. Politova¹, T.S.
Klyuvitkina²**

(¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow,
²M.V. Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow)

**Atmospheric aerosols, their concentrations, composition and
fluxes to the ocean surface**

Эоловый перенос играет огромную роль в формировании взвешенного вещества в поверхностных водах океана. Больше всего это проявляется в центральных частях океанов на удалении от берегов, куда материал рек почти не проникает, и где атмосфера служит основным поставщиком терригенного материала и антропогенных загрязнений. Это особенно актуально для изучения процессов осадконакопления в свете того, что основная составляющая взвеси в центральных частях океана – биогенная – представляет в осадках лишь небольшую их часть за счет разрушения биогенного материала в процессе осаждения с поверхности океана.

Концентрации атмосферных аэрозолей, собранных сетевым методом, изменялись от 0.016 мкг/м³ до 24 мкг/м³. Причем наиболее часто встречаемыми были концентрации в пределах от 0.02 до 0.2 мкг/м³.

Максимальные концентрации атмосферных аэрозолей над Атлантикой по нашим данным наблюдались осенью северного полушария в полосе от 10° до 20° с.ш. и достигали 8.7 мкг/м³ в октябре 2002 г., 24.2 мкг/м³ в октябре 2003 г. и 8.4 мкг/м³ в октябре 2004 г. По данным сканирующей электронной микроскопии в составе аэрозолей этого региона преобладали неокатанные минеральные частицы $d = 1\text{--}5$ мкм, реже 10 мкм (рис. 1а, б). Анализ обратных траекторий воздушных масс указывает на поступление вещества в этот район напрямую из основного источника аэрозольного материала Атлантики – аридных областей севера Африки.

Весной зона максимальных концентраций аэрозолей смещалась на 5–10° к югу, а сами значения были гораздо ниже: до 1.6 мкг/м³ в марте 2001 г. и 4.7 мкг/м³ в начале апреля 2005 г.

Для данной области Атлантики характерна сильная изменчивость в распределении аэрозолей. Так, в 1995 г. была отмечена не только пространственная, но и временная неоднородность в содержании атмосферных аэрозолей. В течение всего 20 суток на полигоне размером 10х10 миль концентрации менялись от 1.5 до 65 мкг/м³ [1], то есть почти в 50 раз. По всей видимости, это объясняется некоторыми внутренними флуктуациями системы переноса эолового материала, различным состоянием источников поступления (возникновение и угасание пылевых бурь в пустынях Северной Африки и т.п.).

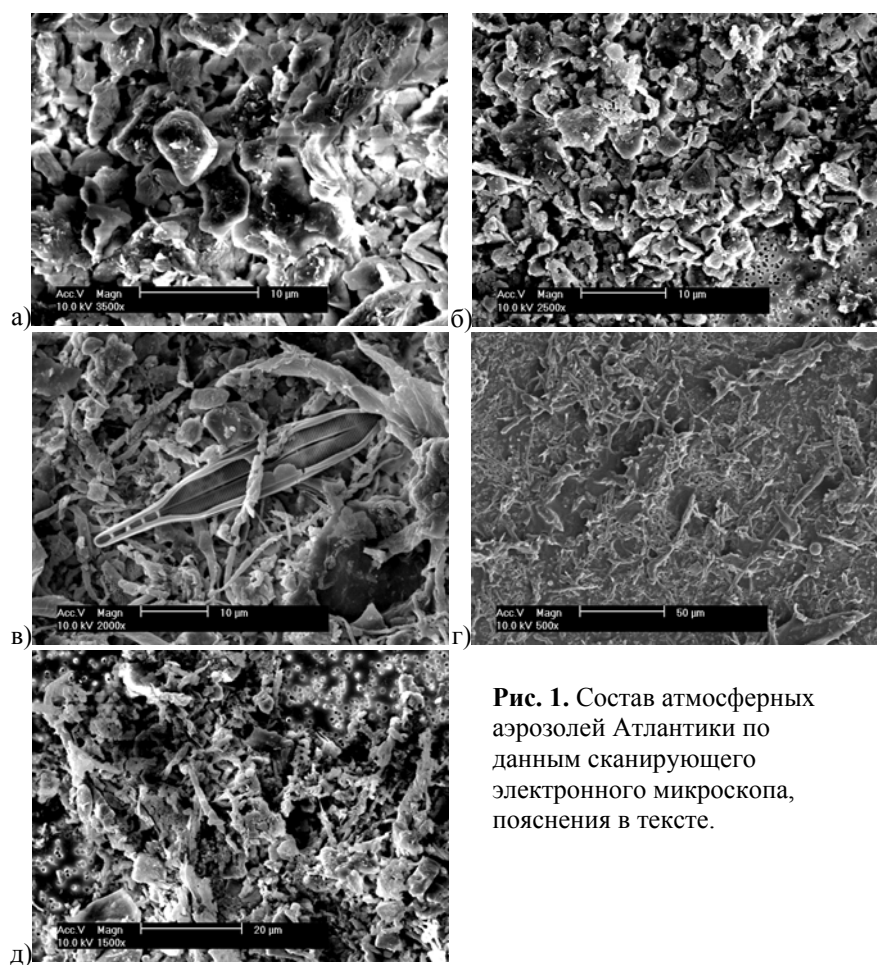


Рис. 1. Состав атмосферных аэрозолей Атлантики по данным сканирующего электронного микроскопа, пояснения в тексте.

К северу и югу от полосы аэрозольного максимума концентрации по нашим определениям не превышали 1 мкг/м³, составляя в среднем

0.15 мкг/м³. Причем какой-либо ярко выраженной сезонной изменчивости в распределении аэрозолей здесь не отмечено.

Наименьшие концентрации отмечались в достаточно далеко удаленных от суши районах аридных и умеренных гумидных зон, где циркуляция атмосферы не способствует поставке материала с материков. Обратные траектории для этих точек пробоотбора пролегают через открытые районы океана, где они составляют замкнутую систему движения воздуха. Подобная система блокирует данные районы океана от основного источника формирования аэрозолей – суши, заметной становится роль морского источника аэрозолей – захват вещества с поверхности океана при схлопывании пузырьков воздуха, о чем говорит появление в пробах морских видов микроводорослей (рис. 1в).

Сканирующая электронная микроскопия показала преобладание в составе аэрозолей Северной Атлантики севернее зоны максимальных концентраций биогенного материала (рис. 1г). В экваториальной Атлантике при минимальных для всего океана концентрациях аэрозолей эоловый материал был представлен минеральными и биогенными частицами примерно в равном соотношении (рис. 1д).

Распределение рассчитанных нами по [2] потоков эолового материала на океанскую поверхность, в целом, повторяет распределение валовой концентрации эолового вещества в атмосфере Атлантики.

Построенные нами для уточнения регионов-источников аэрозолей обратные траектории воздушных масс [3] на разных высотах (20 м – приводные, 800 м ~ 925 гПа, 1400 м ~ 850 гПа), характеризующих атмосферный перенос разного масштаба – трансокеанский, локальный и региональный – показали интересную закономерность в направлении воздушных потоков в разных слоях атмосферы. В северной и южной пассатных зонах обратные траектории в приводном слое атмосферы практически полностью совпадают с обратными траекториями на высотах 800 и 1400 м. Основные отличия наблюдаются во внутритропической зоне конвергенции (ВТЗК), где происходит схождение пассатов Северного и Южного полушария. Приводные обратные траектории здесь сохраняют свое направление навстречу друг другу, а высотные обратные траектории приобретают четко выраженную восточную направленность (движение с запада на восток). Схождение воздушных течений в нижней половине тропосферы и их расхождение в верхней тропосфере вызывают восходящие вертикальные токи во всей тропосфере ВТЗК, что только способствует захвату и выносу эолового вещества из аридных регионов Северо-Западной Африки. А совпадение полосы максимальных концентраций аэрозолей по нашим данным с направлением воздушного потока (по данным обратных траекторий) в средней тропосфере подтверждает то, что основной перенос вещества на дальние расстояния происходит именно на этих высотах.

Сравнение обратных траекторий воздушных масс для весны и осени северного полушария показало смещение зоны схождения приземных обратных траекторий северной и южной пассатных зон и, соответственно, зоны восточного переноса по данным высотных обратных траекторий к северу в осенние месяцы (октябрь–ноябрь) по сравнению с весенними. По характеру циркуляции атмосферы, таким образом, осенние месяцы ближе к летним, а весенние к зимним для северного полушария, т.е. можно выделить два основных пути переноса вещества: зимне-весенний и летне-осенний. Принципиальных сезонных различий в направленности обратных траектории воздушных масс южного полушария нами не обнаружено, как минимальна и сезонная изменчивость в распределении концентраций аэрозолей.

Что касается сезонности в распределении концентраций атмосферных аэрозолей, то основные сезонные флуктуации отражаются, во-первых, в изменении значений в полосе максимальных концентраций аэрозолей в зоне влияния пустынь и полупустынь севера Африки (минимум в зимне-весенний сезон, максимум – в летне-осенний), а во-вторых, в смещении этой полосы. Весной северного полушария наибольшие значения приурочены к полосе 5° – 15° с.ш. Так, весенний максимум аэрозолей неоднократно отмечался на побережье Южной Америки в Кайенне (Cayenne), Французская Гвинея [4, 5]. Основным регионом-источником аэрозолей здесь также является Северо-Западная Африка. Осенью максимум аэрозолей (по нашим данным) сдвигается к северу в зону 10° – 20° с.ш.

Наибольшие же сезонные сдвиги в трансокеанском переносе вещества наблюдаются в летние и зимние месяцы, когда вся климатическая система Земли смещается летом к северу, а зимой к югу. Максимальные концентрации аэрозолей на о-ве Барбадос приходятся на летние месяцы (июнь–август), зимой (декабрь–февраль) они минимальны. Аналогичная ситуация отмечалась на Бермудских о-вах. Прямо противоположная картина наблюдалась на о-ве Сал (о-ва Зеленого Мыса), когда максимум концентраций аэрозолей приходился на зиму (декабрь–январь) [6]. Интересно, что, несмотря на наличие четкого максимума концентраций аэрозолей в декабре–феврале, повторяемость пылевых бурь на о-ве Сал имеет совсем другой сезонный ход.

Наши исследования проводились в основном в переходные сезоны (осень–весна), поэтому сезонные изменения по нашим данным прямых измерений не столь заметны, как в системе лето–зима.

Многолетние исследования, проводившиеся на прибрежных аэрозольных станциях в Мавритании (Нуадибу, Нуакшот) и Западной Сахаре (Дахла) и характеризующие локальный перенос вещества, показали практически полное отсутствие сезонной зависимости от выноса вещества [4].

Итак, сопоставляя наши данные прямых измерений, литературные источники, как по экспедиционным данным, так и по измерениям на

береговых и островных станциях, можно сделать следующие выводы:

Изучение количественного распределения атмосферных аэрозолей в Атлантическом океане показало наличие ярко выраженной неоднородности как в пространственном, так и во временном отношении. Наибольшие концентрации и потоки аэрозолей приходятся на зону выноса вещества из аридных регионов Африки. Пути переноса вещества в атмосфере Атлантики изменяются по сезонам в течение года. Налицо два основных пути: зимне-весенний и летне-осенний. По дальности разделяется локальный, региональный и трансокеанский перенос вещества. Локальный перенос вещества характерен для прибрежных районов океана (Дахла, Нуадибу, Нуакшот), сезонная изменчивость здесь минимальна. Трансокеанский перенос, наоборот, имеет четкую сезонность. В летне-осенний сезон зона выноса вещества из аридных регионов Африки простирается северней, достигая Барбадоса и Майами. В зимне-весенние месяцы пути переноса вещества пролегают гораздо южнее, аэрозольный максимум фиксировался в Кайенне в марте–апреле. Состав аэрозолей зависит от локализации и свойств регионов-источников. Аридные регионы характеризуются преобладанием минеральных аэрозолей (вынос Сахары и др.), гумидные – органических (растительные остатки морского и континентального происхождения).

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН №2 «Наноразмерные частицы в природе и техногенных продуктах: условия нахождения, физические и химические свойства и механизмы образования» и гранта поддержки ведущих научных школ НШ-361.2008.5.

1. Лукашин В.Н., Иванов Г.В., Полькин В.В., Гурвич Е.Г. // Геохимия. 1996. № 10. С. 1–10.
2. Duce R.A., Liss P.S., Merrill J.T., et al // Global Biogeochemical Cycles. 1991. V. 5. No. 3. P. 193–259.
3. Draxler R.R., Rolph G.D. HYSPLIT Model access via NOAA ARL READY // Website <http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>. 2003. NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.
4. Goudie A.S., Middleton N.J. // Earth-Science Rev. 2001. V. 56. P. 179–204.
5. Prospero J.M., Glaccum R.A., Nees R.T. // Nature. 1981. V. 289. P. 570–572.
6. Chiapello I., Bergametti G., Gomes L., et al // Geophysical Research Letters. 1995. V. 22. No. 23. P. 3191–3194.

New data about Atlantic atmospheric aerosols based on 5-years studies were shown. Aerosol concentration and fluxes maximum are located in the belt of carrying out of eolian material from arid regions of Africa (Saharan dust). The location of this belt is characterized by seasonal variations. Summer-autumn

transoceanic pathways of aerosol material pass further north than winter-spring and reach Barbados and Miami. On the contrary local (regional) aerosol transport is described by minimal seasonal variability.

А.А. Ключиткин

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

Распределение и состав водной взвеси поверхностного слоя Атлантики: спутниковые данные и прямые измерения

A.A. Klyuvitkin

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

Distribution and composition of suspended particulate matter in the surface layer of the Atlantic Ocean: satellite data and direct measurements

Современные методы изучения и мониторинга океана сейчас уже невозможно представить без спутниковых наблюдений, развитие и внедрение которых в практику океанологических исследований происходит ускоряющимися темпами. В последние годы все более широко применяются спутниковые измерения цвета океана, обеспечивающие большой объем полезной информации. В настоящее время на космических орбитах уже работают и будут запущены в ближайшие годы новые спутники с датчиками цвета океана, разработанные в разных странах.

В пяти трансатлантических экспедициях активно использовалась информация сканеров цвета MODIS-Aqua (17-й, 19-й и 20-й рейсы НИС «Академик Сергей Вавилов», 11-й и 16-й рейсы НИС «Академик Иоффе»). Полученные со спутников и обработанные в Лаборатории оптики океана ИО РАН с применением оригинальных алгоритмов карты распределения поверхностной температуры, хлорофилла, коэффициента обратного рассеивания взвесью (bbp), оптической толщины атмосферы постоянно использовались на протяжении работ в открытом океане. На основании получаемой информации производился прицельный отбор проб взвеси с поверхности океана, особенно детально в районах, характеризующихся на спутниковых картах высокими градиентами концентраций хлорофилла и значений коэффициента обратного рассеяния света взвесью (bbp – particle backscattering coefficient).

Одной из важнейших задач выполняемой работы являлась калибровка получаемых со спутников данных. И, если для расчета содержания хлорофилла алгоритмы уже разработаны и активно применяются, то алгоритм расчета концентрации взвеси и основных ее компонент находится пока в стадии разработки.

В 1998–2000 гг. Лабораторией оптики океана ИО РАН был разработан упрощенный алгоритм определения bbp [1]. Было установлено, что значения bbp очень близко соотносятся с валовыми концентрациями взвеси (в мг/л), полученными *in situ* методом фильтрации на экспериментальных подспутниковых станциях. В результате проведенных исследований было получено соответствующее эмпирическое соотношение, которое использовалось для создания первых спутниковых карт распределения водной взвеси в Баренцевом море, а в дальнейшем и в Белом, Черном, Каспийском морях.

Для каждой точки отбора пробы взвеси с помощью поисковой системы Ocean Color Web (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>) были собраны данные сканера цвета моря MODIS-Aqua [2]. Основными исходными материалами для расчетов являлись данные MODIS-Aqua LAC (Local Area Coverage) 2-го уровня (Level 2). В NASA заказывались данные на все время проведения экспедиций. Обработка собранного материала осуществлялась нами совместно с Лабораторией оптики океана ИО РАН по разработанной ее сотрудниками методике с помощью специализированного программного обеспечения.

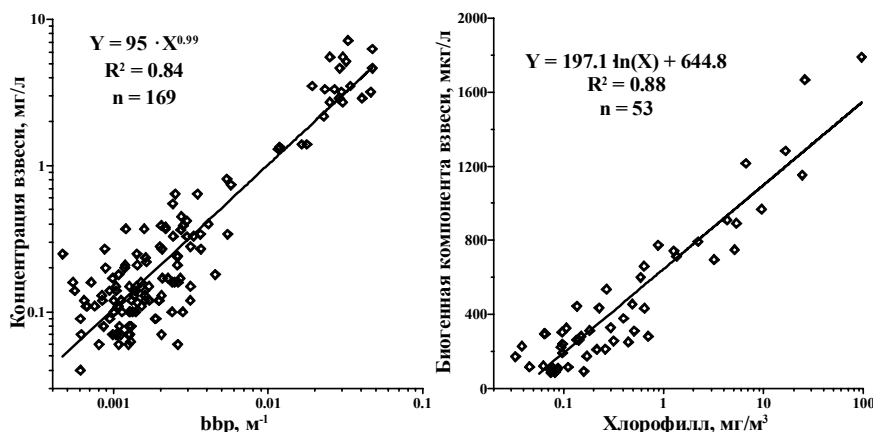


Рис. 1. Соотношение между концентрацией водной взвеси (мг/л) и коэффициентом обратного рассеяния света взвесью (bbp , m^{-1}).

Рис. 2. Соотношение между концентрацией хлорофилла по спутниковым данным (mg/m^3) и концентрацией биогенной компоненты водной взвеси, полученной по прямым определениям (мкг/л).

В результате сопоставления полученных пар данных (определение по спутнику — прямое определение концентрации водной взвеси в поверхностном слое, рис. 1) было выведено соотношение, позволившее построить карты распределения водной взвеси в поверхностном слое Атлантического океана.

Подобное площадное построение позволяет не только детально оценить распределение взвешенного осадочного вещества, но и распространить их на те районы Атлантики, где еще не были проведены экспедиционные исследования такого рода, т.е. перейти от точечной градуировки по отдельным пробам к выделению обширных областей по верифицированным спутниковым картам, от узкой полосы рейсов – к обзору всего океана.

Использование спутниковых карт позволило нам существенно конкретизировать «точечное» описание количественного распределения взвеси по данным прямых наблюдений, представленное в наших предыдущих работах [3, 4].

Сопоставление построенных карт показывает, что картина распределения взвеси практически полностью повторяет распределение хлорофилла. Данный факт служит ярким подтверждением того, что основным продуцентом рассеянного осадочного вещества открытых районов океана является фитопланктон, первичная продукция которого зависит от содержания хлорофилла. Т.е. основной компонентой взвеси является биогенное вещество.

Под биогенным веществом в нашей работе мы понимаем вещество биологического происхождения, т.е. сумму взвешенного органического вещества ($2 \cdot C_{\text{орг}}$), взвешенного аморфного кремнезема и взвешенного карбоната кальция ($2 \cdot C_{\text{орг}} + \text{SiO}_2 + \text{CaCO}_3$). Биогенное вещество является результатом продуцирования органического вещества, карбоната кальция и аморфного кремнезема фитопланктоном. Оно включает не только живые микро- и наноорганизмы, но также остатки скелетов и панцирей фито- и зоопланктона (CaCO_3 – кокколитофориды, фораминиферы и др., $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ – диатомовые, радиолярии и др.).

Сопоставление концентрации суммарной биогенной компоненты взвеси (мкг/л), полученной нами прямыми методами, и концентрации хлорофилла (мг/м³), взятой по данным спутникового сканера цвета MODIS-Aqua для данной точки отбора пробы взвеси, показало наличие прямой зависимости между изучаемыми характеристиками (рис. 2). Полученная зависимость описывается логарифмическим уравнением и имеет величину достоверной аппроксимации $R^2=0.88$ для 53 пар данных (т.е. даже лучшую, чем для зависимости между bbr и валовой концентрацией взвеси – $R^2=0.84$, $n=169$).

Данное соотношение позволило нам рассчитать и построить карты распределения суммарной биогенной компоненты взвеси для всего океана на разные сезоны года.

Построенные карты, как и следовало ожидать, практически полностью повторяют карты распределения хлорофилла в поверхностных водах Атлантики. Налицо ярко выраженная широтная климатическая зональность, выражающаяся в чередовании полос минимальных и максимальных содержаний биогенной взвеси.

Сезонный ход отмечается, как и для хлорофилла, в смещении зон максимальных концентраций, причем в основном в умеренных гумидных зонах обоих полушарий. Границы максимума экваториальных провинций домена пассатных ветров (WTRA и ETRA [5]) практически не смещаются, варьируют только значения концентраций (весной северного полушария максимум отмечается в зоне действия Северной тропической дивергенции, а весной южного полушария – в зоне Южной тропической дивергенции). Соответственно, изменяются границы зон минимальных концентраций биогенной взвеси в северной и южной аридных зонах. Весной северная аридная «пустыня» занимает собой практически только провинцию Северного Атлантического тропического круговорота, а осенью распространяется к северу примерно до середины Северо-Атлантического субтропического антициклонального круговорота (STGE, STGW). Провинция GFST и ее продолжение NADR постоянно заняты полосой наибольших концентраций, изменяются только абсолютные значения. Таким образом, провинции STGE и STGW характеризуются максимальной в северном полушарии сезонной изменчивостью.

Подобная картина отмечается и в южном полушарии. Осенью южного полушария южная аридная «пустыня» имеет наибольшее простираие, занимая практически всю провинцию Южного Атлантического тропического круговорота (SATL), а весной она уменьшается за счет расширения зоны влияния Бенгельского апвеллинга с запада и смещения с юга на север Южной субтропической конвергенции.

Картина сходства в распределении суммарной концентрации взвеси и ее биогенной компоненты нарушается в прибрежной зоне океана, а особенно, в маргинальных фильтрах рек за счет возрастающей поставки литогенного вещества. Другой зоной увеличения содержания литогенной составляющей взвеси является полоса выноса материала из аридных регионов Африки (сахарская пыль).

Действуя аналогично изучению суммарной биогенной компоненты взвеси, мы сопоставили концентрации всех биогенных компонент взвеси (взвешенное органическое вещество, CaCO_3 и $\text{SiO}_{2\text{ам.}}$), полученные нами прямыми методами, и концентрации хлорофилла, взятые по данным спутникового сканера цвета MODIS-Aqua для данной точки отбора пробы взвеси.

Полученная для органического вещества зависимость описывается степенной функцией и имеет величину достоверной аппроксимации $R^2=0.76$ для 71 пары данных. Данное соотношение позволило нам рассчитать и построить карты распределения взвешенного органического вещества для всего океана на разные сезоны года. Но в силу того, что зависимость содержания взвешенного органического вещества от содержания хлорофилла слабее аналогичной для суммарной биогенной компоненты взвеси, использовать данные карты стоит с осторожностью.

Построенные карты близко повторяют карты распределения хлорофилла, а также суммарной биогенной компоненты взвеси в поверхностных водах Атлантики. В распределении взвешенного органического вещества наиболее четко прослеживается климатическая зональность, в противоположность преобладающей в распределении литогенного вещества циркумконтинентальной зональности.

Распределение оставшихся биогенных составляющих взвеси CaCO_3 и $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ характеризуется наличием гораздо более слабой корреляции с суммарной биогенной составляющей взвеси и хлорофиллом за счет различия в соотношении видов карбонат- и кремнийконцентрирующих организмов в планктонных сообществах различных природных зон.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 2 «Наноразмерные частицы в природе и техногенных продуктах: условия нахождения, физические и химические свойства и механизмы образования» и гранта поддержки ведущих научных школ НШ-361.2008.5.

1. Burenkov V.I., Klyuvitkin A.A., Sheberstov S.V. // IV International Conference "Current problems in optics of natural waters" (ONW'2007). Nizhny Novgorod, Russia, September 11–15, 2007. Proceedings. P. 154–156.
2. SeaWiFS Project, NASA/Goddard Space Flight Center and ORBIMAGE. <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>.
3. Клювиткин А.А. // Геология морей и океанов: Тезисы докладов XVI Международной школы по морской геологии. Т. II. – М.: ГЕОС, 2005. С. 31–32.
4. Клювиткин А.А., Зернова В.В., Кравчишина М.Д., Политова Н.В., Шевченко В.П. // Комплексные исследования Мирового океана: Проект «Меридиан». Ч. 1: Атлантический океан. – Отв. ред. М.В. Флинт. М.: Наука, 2008. С. 270–294.
5. Longhurst A.R. // Prog. Oceanog. 1995. V. 36. P. 77–167.

Studies of suspended particulate matter (SPM) concentration and composition in the Atlantic Ocean using ocean color scanner MODIS-Aqua data and direct measurements in research expeditions are presented. High correlation between satellite data (particle backscattering coefficient bbp and chlorophyll concentration) and direct measurements (SPM concentration and concentration of total biogenic part of SPM = particulate organic matter + opal + CaCO_3) gives an opportunity to calculate distribution of SPM and biogenic SPM in surface layer of the Atlantic Ocean. Distribution of biogenic SPM is similar to total SPM distribution in open regions of the ocean. In the coastal waters and Saharan dust affected zone their similarity decreases due to increasing delivery of lithogenic matter by river discharge and with atmospheric aerosols, respectively.

Д.Д. Корогодина

(Биологический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, korogodina@mail.ru)

Динамика видового состава и обилия ранневесеннего фитопланктона пролива Фрама

D.D. Korogodina

(Biological Faculty of Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Dynamic of species composition and abundance of phytoplankton in the Fram Strait

Пролив Фрама (ПФ), расположенный между Гренландией и Свалбардом, является акваторией интенсивного водообмена между Северным Ледовитым океаном и Северной Атлантикой [1]. В центральной части ПФ глубина достигает 1000 – 3000 м. Поверхностные воды арктического происхождения, характеризующиеся низкой температурой и пониженной соленостью, поступают в ПФ с Восточно-Гренландским течением, направленным с севера на юг вдоль побережья Гренландии. Воды атлантического происхождения, соленость и температура которых выше арктических, вносятся в ПФ Шпицбергенским течением, направленным с юга на север вдоль Свалбарда. В зоне конвергенции этих двух течений располагается Полярный фронт [1].

ПФ играет ключевую роль в термогалинной циркуляции Мирового Океана и в обмене CO₂ между океаном и атмосферой [2] (Peng et al., 1987). Значимость ПФ в глобальном цикле углерода выдвигает в качестве актуальных задач исследование фитопланктона этой акватории. Ранневесенний фитопланктон ПФ изучен крайне слабо. Единственное исследование планктонных водорослей в марте - апреле было проведено в 1987 г. [3].

Цель настоящей работы заключалась в исследовании динамики видового состава и обилия фитопланктона пролива Фрама со второй половины апреля по третью декаду мая, а также в оценке изменения за этот период вертикального распределения планктонных водорослей.

Материал и методы

Материалом для исследования послужили пробы фитопланктона, отобранные 16 апреля (ст. 005) и 24 мая (ст. 068) 2007 г. в проливе Фрама в точке с координатами 79.00° N, 00.02° E. Фитопланктон отбирали на десяти горизонтах (табл. 1). Пробы объемом 250 мл фиксировали раствором Люголя, концентрировали до 1 мл осадочным методом и просчитывали totally под световым микроскопом. Линейные размеры клеток водорослей измеряли с использованием окуляр-микрометра. По методу геометрического подобия определяли объемы клеток. Для оценки величин биомассы (**B**) в единицах углерода клеточное содержание органического углерода в зависимости от объема клеток рассчитывали по

аллометрическим уравнениям [4]. Надвидовые таксоны (типы и семейства) даны в соответствии с таксономической системой, приводимой в работе [5]. Сходство видового состава фитопланктона (S) оценивали по индексу Шимкевича - Симпсона [6].

Результаты и обсуждение

Фитопланктон пролива Фрама как во второй половине апреля, так и в третьей декаде мая был представлен довольно разнообразно. В апреле и мае, соответственно, выявлено 56 и 64 вида водорослей, из них: Bacillariophyceae - 19 и 32 вида, Dinophyta – 27 и 23 вида, Cryptophyta – по 4 вида, Euglenophyta, Chrysophyceae, Primmnesiophyta, Prasinophyceae и Dictyochophyceae – по одному виду. Отмечены также цисты динофлагеллят и мелкие (< 5 мкм) жгутиковые водоросли, видовую принадлежность которых не определяли.

В мае по сравнению с апрелем число видов водорослей увеличилось, в основном за счет диатомовых водорослей. При этом сходство видового состава между апрельским и майским фитопланктоном было относительно высоко ($S=0.69$), и видовые составы достоверно не отличались. Среди диатомей отмечены планктонные и ледовые водоросли, такие как *Nitzschia frigida* и *N. promare*. Динофлагелляты были представлены как автотрофными, так и гетеротрофными видами.

Суммарное обилие фитопланктона в апреле было низкое (табл. 1). Интегральная биомасса водорослей до глубины 200 м (B_i) составляла 22.87 мгС/м². В мае B_i увеличилась в 50 раз, достигнув 1139.32 мгС/м². Низкое обилие фитопланктона, по-видимому, обусловлено тем, что протяженность верхнего перемешиваемого слоя, достигающего в этот период 200 м, превышает протяженность фотической зоны (порядка 40 – 50 м) [3, 7]. При большей глубине перемешиваемого слоя по сравнению с фотической зоной увеличение биомассы водорослей не происходит из-за светового лимитирования [8]. В мае водный столб был стратифицирован, с выраженным пикноклином в слое глубже 30 м, тогда как фотическая зона в ПФ в мае составляет примерно 50 м [7]. Установление стратификация водного столба в мае и обусловило развитие фитопланктона.

В апреле основная масса водорослей была сосредоточена в слое 0 – 60 м (табл. 1), в котором средняя биомасса составляла 0.19 мгС/м³. В мае слой с высокой концентрацией фитопланктона сузился до 20 м. При этом средняя биомасса в этом слое составила 29,81 мгС/м³. Наибольшая биомасса фитопланктона отмечалась на глубине 20 м в апреле и на глубине 5 м в мае (табл. 1).

Основной вклад в суммарную биомассу фитопланктона в апреле давали динофлагелляты, мелкие жгутиковые и эвгленовые водоросли (табл. 2). Наибольший вклад диатомей отмечен только на глубине 90 м. На отдельных горизонтах по биомассе доминировали разные группы водорослей. Наибольший вклад в интегральную биомассу в столбе воды давали

динофлагелляты. В мае картина существенно изменилась. Основной вклад в суммарную биомассу на всех горизонтах и, соответственно в B_i , давали диатомовые водоросли (табл. 2).

Табл. 1. Биомасса фитопланктона (мг C/m^3) на разных глубинах в проливе Фрама

Глубина, м \ Дата	Ст. 005	Ст. 068
	16.04.2007	24.05.2007
1	0.20	35.22
5	0.12	50.68
10	0.17	5.51
20	0.34	27.84
30	0.14	2.57
40	0.21	0.41
60	0.13	1.17
90	0.05	9.94
120	д.о.	1.54
200	0.11	0.91
Биомасса в столбе воды, мг C/m^2	22.87	1139.32
Средняя биомасса в столбе воды, мг C/m^3	0.11	5.70

д.о. – данные отсутствуют

В число доминирующих и массовых (с вкладом в суммарную биомассу более 10%) в апреле входили водоросли: *Amphidinium fusiformis*, *Eutreptia eupharingea*, *Lessardia cf. elongata*, *Thalassiosira* spp. и мелкие жгутиковые. Состав доминирующих и массовых водорослей изменялся по глубине. В мае основной вклад в биомассу (40 – 97%) на всех горизонтах давали виды рода *Thalassiosira*. Значительно меньшие величины относительной биомассы (но превышающие 10%) на отдельных горизонтах отмечены у водорослей: *Coscinodiscus cf. perforatus*, *Amphidinium fusiformis*, *Gyrodinium lacrima* и *Phaeocystis* sp.

Водоросли *Thalassiosira* spp. доминируют в летнем фитопланктоне во многих районах ПФ и сопредельных водах [9. 10]. Среди *Thalassiosira* spp. отмечены такие виды как *Thalassiosira angulata*, *T. anguste-lineata*, *T. antarctica*, *T. antarctica* var. *borealis*, *T. bioculata*, *T. bulbosa*, *T. constricta*, *T. hispida*, *T. hyalina*, *T. hyperborea*, *T. gravida*, *T. kurshirensis*, *T. nordenskiöldii*, *T. pacifica*, *T. poroseriata*, *T. rotula* [9. 10].

Согласно литературным данным в летний период биомасса фитопланктона в маргинальной зоне льдов пролива Фрама изменялась от 3.5 до 21.3 г C/m^2 [9], что существенно выше полученных нами оценок. Это дает основание заключить, что в мае 2007 г. фитопланктон находился на начальных этапах цветения.

Табл. 2. Относительная биомасса (%) основных групп фитопланктона на разных глубинах в проливе Фрама.

Сокращения: Bacill – Bacillariophyceae, Dino - Dinophyta, н/ж – неидентифицированные жгутиковые водоросли, Eugl – Euglenophyta, Prim - Primmnesiophyta, Cryp – Cryptophyta, другие - сумма Chrysophyceae, Prasinophyceae, Dictyochophyceae. «-» - водоросли отсутствуют.

Глубина, м	Bacill	Dino	н/ж	Eugl	Prim	Cryp	другие
Ст. 005							
1	4.5	42.6	24.9	18.6	0.6	8.8	-
5	11.4	53.1	33.2	1.0	0.3	0.8	0.1
10	5.7	52.0	8.5	33.4	0.1	0.4	-
20	2.2	21.9	20.2	50.7	0.4	4.4	0.1
30	15.5	30.3	34.5	13.5	0.1	6.0	0.0
40	4.0	26.5	25.5	29.5	0.3	13.8	0.5
60	10.7	38.2	17.7	16.5	0.2	11.0	5.7
90	27.5	21.9	14.5	23.1	0.0	12.1	0.8
200	0.8	39.7	29.6	17.8	0.2	11.7	0.1
Под 1 м ²	8.1	33.1	23.0	25.1	0.2	9.5	1.0
Ст. 068							
1	80.1	9.3	1.2	0.9	7.0	1.4	0.1
5	68.6	26.3	0.5		3.6	0.9	0.2
10	44.0	26.3	8.4	0.6	20.0	0.4	0.3
20	90.3	5.2	1.3	0.2	2.6	0.3	0.1
30	64.6	22.2	3.9	6.5	2.4	0.4	-
40	61.4	20.9	7.0	2.0	4.3	4.3	-
60	76.6	8.6	2.9	0.1	11.6	0.1	0.0
90	97.1	0.5	1.2	0.7	0.2	0.4	-
120	92.3	5.3	1.9	0.1	0.5	0.0	0.0
200	95.0	1.3	2.3	0.3	0.4	0.4	0.4
Под 1 м ²	84.01	9.89	1.62	0.47	3.37	0.54	0.1

1. Schäfer P., Thiede J., Gerlach S., Graf G., Suess E., Zeitzechel B. The environment of the northern North-Atlantic Ocean: modern depositional processes and their historical documentation // The northern North Atlantic / Eds. Schäfer P., Ritzrau W., Schlüter M., Thiede J. Berlin: Springer-Verlag, 2001. P. 1–17.

2. Peng T.-H., Tauha Shi T., Broecker W.S. Seasonal variability of carbon dioxide, nutrients and oxygen in the northern North Atlantic surface water: Observations and a model // Tellus. 1987. V. 39. P. 439-458.

3. Smith W.O.Jr., Brightman R.I., Booth B.C. Phytoplankton biomass and photosynthetic response during the winter-spring transition in the Fram Strait // J. Geophys. Res. 1991 V. 96 (C3). P. 4549–4554.
4. Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protest plankton // Limnol. Oceanogr. 2000. V. 45. P. 569-579.
5. Graham L.E., Wilcox L.W. Algae. NY: Prentice-Hall, 2000. 700 p.
6. Песенко Ю.А. Принципы и методы количественного анализа в фаунистических исследованиях. М.: Наука, 1982. 288 с.
7. Cota G.F., Smith, W.O., Jr., Mitchell B.G. Photosynthesis of *Phaeocystis* in the Greenland Sea // Limnol. Oceanogr. 1994. V. 39. P. 948-953
8. Falkowski P.G., Raven J.A. Aquatic photosynthesis. Malden: Blackwell Science, 1997. 375 p.
9. Gradinger R.R. , Baumann M.E.M. Distribution of phytoplankton communities in relation to the large-scale hydrographical regime in the Fram Strait // Marine Biology. 1991. V. 111. P. 311-321.
10. Quillfeldt C.H. von. Distribution of diatoms in the Northeast Water Polynya, Greenland // J. Mar. Systems. 1997. V. 10. P. 211-240.

Species composition and abundance of phytoplankton from the central area of the Fram Strait were investigated in the late April and May 2007. In the late April biomass of phytoplankton (B_i) was extremely low, with value 22.87 mg C/m². The biomass was dominated by dinoflagellates, small unidentified flagellates and euglenophytes. In the late May B_i increased significantly, reaching 1139.32 mg C/m². Diatoms (mainly *Thalassiosira* spp.) contributed the largest fraction (40 - 97%) to the total biomass of phytoplankton.

Д.Д. Корогодина, Л.Ю. Астахова

(Биологический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, korogodina@mail.ru)

**Сравнительная характеристика ранневесеннего
фитопланктона пролива Фрама и моря Лаптевых**

D.D. Korogodina, L.Yu. Astakhova

(Biological Faculty of Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**Comparative characteristic of phytoplankton in the Fram Strait
and the Laptev Sea**

Море Лаптевых (МЛ) расположено в центральной части Евразийского арктического шельфа и относится к бассейну Северного Ледовитого океана (СЛО). Глубины МЛ изменяются от 10 - 20 м около побережья до 3385 м около кромки шельфа. На мелководный шельф МЛ до глубин 10 – 20 м проникают атлантические воды [1]. Воды МЛ стратифицированы, поверхностный слой распреснен за счет речного стока и льдообразования. Льды в МЛ двух типов: припайные (сезонные), тающие в летний период, и паковые дрейфующие льды, покрывающие северную часть акватории моря круглый год. Между припайными и паковыми льдами в течение всей зимы сохраняется полоса открытой воды - стационарная заприпайная полынья. В МЛ образуется целая система полыней (Восточно-Североземельская, Таймырская, Ленская и Новосибирская), которые являются частью Великой Сибирской полыни [2]. Существование полыни обусловлено тем, что преобладающие в зимнее время южные и юго-западные ветры «отжимают» молодой лед от припая, и он сносится в северо-западном направлении. Образованный в Сибирской полыне лед вовлекается в Трансарктический дрейф, выносящий массы льда через Северный полюс в пролив Фрама к восточному побережью Гренландии [3].

Пролив Фрама (ПФ), расположенный между Гренландией и Свалбардом, является глубоководной акваторией интенсивного водообмена между СЛО и Северной Атлантикой, а также основным путем круглогодичного транспорта льдов из Арктики. Трансарктический дрейф выносит в ПФ за год в среднем 16% арктических льдов, значительная часть которых была образована в МЛ [4]. Поверхностные воды арктического происхождения, характеризующиеся низкой температурой и пониженной соленостью, поступают в ПФ с Восточно-Гренландским течением, направленным с севера на юг вдоль побережья Гренландии. Воды атлантического происхождения, соленость и температура которых выше арктических, вносятся в ПФ Шпицбергенским течением, направленным с юга на север вдоль Свалбарда. В зоне конвергенции этих двух течений располагается Полярный фронт [5]. Акватория Восточно-Гренландского течения в ПФ покрыта льдом круглогодично при относительно постоянном расположении границы льдов в районе Полярного фронта. У кромки льдов происходит

постоянное таяние снега, при этом в водную толщу поступает значительная масса биологического материала [6, 7]. Арктические льды населены разнообразной и обильной криофлорой [8, 9].

ПФ играет ключевую роль в термогалинной циркуляции Мирового Океана и в обмене CO_2 между океаном и атмосферой [10]. Значимость ПФ в глобальном цикле углерода выдвигает в качестве актуальных задач исследование фитопланктона этой акватории. То, что значительная часть льдов, тающих в ПФ, была образована в МЛ, а также факт проникновения атлантических вод на шельф МЛ обуславливают правомерность сравнения фитопланктона ПФ и МЛ, которое до настоящего времени не было проведено. Цель настоящей работы заключалась в сравнительном анализе фитопланктона пролива Фрама и моря Лаптевых в ранневесенний период.

Материал и методы

Материалом для исследования послужили пробы, отобранные в ПФ и МЛ в апреле. В ПФ исследования проводили в центральной части пролива на четырех станциях с 16 по 25 апреля 2007 г. Пробы объемом 250 мл отбирали на десяти горизонтах до глубины 200 м, фиксировали раствором Люголя, концентрировали до 1 мл осадочным методом и просчитывали тотально под световым микроскопом. В МЛ исследования проводили в районе Ленской полыньи на девяти станциях с 11 по 28 апреля 2008 г. В зависимости от глубины на станции пробы отбирали на 5 - 7 горизонтах до 18 - 28 м. Пробы объемом 1 л фиксировали формалином и концентрировали до 5 мл осадочным методом. 0.25 мл концентрата просчитывали тотально. Объемы клеток определяли методом геометрического подобия. Для оценки величин биомассы в единицах углерода клеточное содержание углерода в зависимости от объема клеток рассчитывали по аллометрическим уравнениям [11]. Надвидовые таксоны (типы и семейства) даны в соответствии с таксономической системой, приводимой в работе [12].

Результаты и обсуждение

Фитопланктон ПФ был представлен около 56 видами водорослей, из них: Bacillariophyceae - 19 видов, Dinophyta – 27 видов (автотрофные и гетеротрофные формы), Cryptophyta – 4 вида, Euglenophyta, Prymnesiophyta, Chrysophyceae, Dictyochophyceae и Chlorophyta – по одному виду. Отмечены также цисты динофлагеллят и мелкие (< 5 мкм) жгутиковые водоросли, видовую принадлежность которых не определяли. Фитопланктон МЛ был более разнообразен - около 110 таксономических единиц водорослей, из них Bacillariophyceae - 82 вида, Dinophyta – 22 вида (автотрофные и гетеротрофные формы), Chlorophyta – 3 вида (все пресноводные), Dictyochophyceae – 1 вид, цисты динофлагеллят и неидентифицированные жгутиковые формы. В фитопланктоне как ПФ, так и МЛ присутствовали ледовые водоросли.

Суммарная биомасса фитопланктона в ПФ была существенно ниже таковой в МЛ (табл.). Низкое обилие фитопланктона в ПФ, по-видимому,

обусловлено тем, что протяженность верхнего перемешиваемого слоя, достигающего в этот период 200 м, превышает протяженность фотической зоны (порядка 40 – 50 м) [13]. При большей глубине перемешиваемого слоя по сравнению с фотической зоной увеличение биомассы водорослей не происходит из-за светового лимитирования [14]. Существенно более высокое обилие фитопланктона МЛ обусловлено тем, что воды МЛ стратифицированы в результате распреснения поверхностного слой речным стоком и льдообразованием в полынье [15]. Весной галоклин располагается на глубине около 10 м, и глубина перемешиваемого слоя меньше протяженности фотической зоны [15].

Таблица. Интегральные в столбе воды (B_i) величины суммарной биомассы фитопланктона, диатомей, динофлагеллят и аналогичные средние в столбе воды величины (B) в проливе Фрама и море Лаптевых

	Пролив Фрама				Море Лаптевых			
	Сред- нее	min– max	Ст. откл	CV, %	Сред- нее	min– max	Ст. откл	CV, %
B_i, мг С/м²								
Суммарная	26.2	22.9- 30.4	3.2	12	552.6	192- 921	250.0	45
Диатомей	3.1	1.9- 5.3	1.5	50	116.62	24- 314	99.8	86
Динофлагелляты	9.0	6.5- 11.7	2.3	26	436.0	105- 897	289.4	66
B, мг С/м³								
Суммарная	0.13	0.11- 0.15	0.02	12	26.08	9.6- 40.4	10.93	42
Диатомей	0.02	0.01- 0.03	0.01	50	5.46	1.1- 13.3	4.33	79
Динофлагелляты	0.04	0.03- 0.06	0.01	26	20.61	5.3- 39	13.51	66

Основной вклад в суммарную биомассу фитопланктона ПФ на отдельных горизонтах давали динофлагелляты, мелкие жгутиковые и эвгленовые водоросли. Наибольший вклад в интегральную биомассу в столбе воды (B_i) вносили динофлагелляты и мелкие жгутиковые. Вклад гетеротрофных динофлагеллят в B_i составлял 15 – 18%. В МЛ основной вклад в суммарную биомассу на всех горизонтах и, соответственно в B_i , на 8 станциях из 9 давали динофлагелляты. Только на одной станции лидирующее положение в сообществе занимали диатомей. Вклад гетеротрофных динофлагеллят в B_i составлял 6 – 91%. Учитывая существенные вклады в B_i ПФ гетеротрофных динофлагеллят и эвгленовых

водорослей, которые характеризуются миксотрофным типом питания [12], следует заключить о значимости микробной пищевой цепи в функционировании планктонного сообщества ПФ в ранневесенний период. Аналогичный вывод можно сделать и в отношении фитопланктона МЛ, в котором вклад в B_i гетеротрофных динофлагеллят достигал 91%.

В ПФ в число доминирующих и массовых (с вкладом в $B > 10\%$) водорослей на отдельных горизонтах разных станций входили: *Amphidinium fusiformis*, *Dictyocha speculum*, *Dinophysis acuminata*, *Eutreptia eupharinea*, *Gymnodinium* spp., *Gyrodinium aureolum*, *Gyrodinium fusiformis*, *Gyrodinium lacrima*, *Katodinium glaucum*, *Lessardia* cf. *elongata*, *Nitzschia frigida*, *Plagioselmis* sp., *Pronoctiluca pelagica*, *Protoperidinium stenii*, *Teleaulax acuta*, *Thalassiosira* spp. и мелкие жгутиковые. В МЛ в число водорослей с наибольшим обилием входили: *Ceratium longipes*, *Ceratium* cf. *symmetricum*, *Coscinodiscus oculus-iridis*, *Dinophysis acuta*, *Gymnodinium punctatum*, *Melosira arctica*, *Nitzschia frigida*, *Protoperidinium pallidum*, *Protoperidinium pellucidum*, *Protoperidinium ovatum*, *Synedra acus*, *Thalassiosira baltica*, *Thalassiosira nordenskiöldii*. Как в ПФ, так и в МЛ состав доминирующих и массовых водорослей изменялся по глубине.

Низкое обилие фитопланктона ПФ и преобладание в суммарной биомассе динофитовых и жгутиковых водорослей свидетельствует о том, что в апреле фитопланктон еще не достиг весенней стадии развития. Хотя биомасса планктонных водорослей в МЛ была существенно выше, однако фитопланктон МЛ также еще не достиг стадии весеннего цветения, о чем свидетельствует доминирование динофлагеллят. Во время весеннего цветения диатомовые водоросли доминируют в МЛ [16], западной части ПФ [17] и во многих других арктических водах [18].

1. Дмитриенко И.А., Хьюлеманн Й.А., Кириллов С.А., Вегнер К., Грибанов В.А., Березовская С.Л., Кассенс Х. Термический режим придонного слоя моря Лаптевых и процессы его определяющие // Криосфера Земли. 2001. Т. 3. С. 40-55.
2. Клепиков В.В., Саруханян Э.И., Смирнов Н.П. Особенности гидрологии. Северный Ледовитый и Южный океаны. Л.; Наука, 1985. С. 29 - 33.
3. Gordienko P.A., Laktionov A.F. Circulation and physics of the Arctic basin waters // Annals of the International Geophysics Year. 1969. V. 46. P. 94-112.
4. Vinje T. Fram Strait ice fluxes and atmospheric circulation: 1950–2000 // J. Clim. 2001. V. 14. P. 3508–3517.
5. Schäfer P., Thiede J., Gerlach S., Graf G., Suess E., Zeitzschel B. The environment of the northern North-Atlantic Ocean: modern depositional processes and their historical documentation // The northern North Atlantic / Eds. Schäfer P., Ritzrau W., Schlüter M., Thiede J. Berlin: Springer-Verlag, 2001. P. 1–17.
6. Peinert R., Antia A., Bauernfeind E., von Bodungen B. and 6 others (a) Particle

flux variability in the polar and Atlantic biogeochemical provinces of the Nordic Seas // The northern North Atlantic / Eds. Schäfer P., Ritzrau W., Schlüter M., Thiede J. Berlin: Springer-Verlag, 2001. P. 53–68.

7. Ramseier R.O., Garrity C., Martin T. An overview of sea ice conditions in the Greenland Sea and the relationship of oceanic sedimentation to the ice regime // The northern North Atlantic / Eds. Schäfer P., Ritzrau W., Schlüter M., Thiede J. Berlin: Springer-Verlag, 2001. P. 53–68.

8. Horner R., Ackley S.F., Dieckmann G.S., Gulliksen B. and 6 others. Ecology of sea-ice biota. 1. Habitat, terminology and methodology // Polar Biol. 1992. V. 12. P. 417–427.

9. Ильяш Л.В., Житина Л.С. Сравнительный анализ видового состава диатомовых водорослей льдов морей Российской Арктики // Журн. общей биологии. 2009. Т. 70. № 2. С. 143–154.

10. Peng T.-H., Tauha Shi T., Broecker W.S. Seasonal variability of carbon dioxide, nutrients and oxygen in the northern North Atlantic surface water: Observations and a model // Tellus. 1987. V. 39. P. 439–458.

11. Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protest plankton // Limnol. Oceanogr. 2000. V. 45. P. 569–579.

12. Graham L.E., Wilcox L.W. Algae. NY: Prentice-Hall, 2000. 700 p.

13. Cota G.F., Smith, W.O., Jr., Mitchell B.G. Photosynthesis of *Phaeocystis* in the Greenland Sea // Limnol. Oceanogr. 1994. V. 39. P. 948–9537.

14. Falkowski P.G., Raven J.A. Aquatic photosynthesis. Malden: Blackwell Science, 1997. 375 p.

15. Гуков А.Ю. Экосистема Сибирской полыньи. М: Научный Мир, 1999. 334 с.

16. Tuchling K. Phytoplankton ecology in the arctic Laptev Sea: A comparison of three seasons // Report Polar Res. 2000. V. 347. P. 1–144.

17. Quillfeldt C.H. von. Distribution of diatoms in the Northeast Water Polynya, Greenland // J. Mar. Systems. 1997. V. 10. P. 211–240.

18. Booth B.C., Horner R.A. Microalgae on the Arctic Ocean Section, 1994: species abundance and biomass // Deep-Sea Res. 1997. V. 44. P. 1607–1622.

Species composition and abundance of phytoplankton were investigated in the central area of the Fram Strait (FS) and in the Laptev Sea (LS) in the late April. In FS biomass of phytoplankton (B_f) was extremely low, with mean value 26.2 mg C/m². The mean biomass in LS was the much higher - 552.6 mg C/m². The biomass was dominated by dinoflagellates, small unidentified flagellates and euglenophytes in FS, and dinoflagellates in LS.

В.Д. Корж

(Институт Океанологии им. П.П.Ширшова РАН, E-mail: ocean41@mail.ru)

Методологические проблемы морских биогеохимических исследований и их решение

V.D. Korzh

The problems of methodology of biogeochemical sea research and their solution

Современные проблемы нахождения допустимых пределов воздействия техносферы на биосферу, оптимизации взаимодействия техносферы и биосферы, прогнозирования экологических последствий инцидентов в техносфере и организации реабилитации в послеаварийный период предъявляют качественно новые требования к знаниям. Решение этих актуальных проблем требует разработки новых методологических основ изучения глобальных геохимических циклов, создания моделей глобальных процессов массообмена и трансформации веществ, построения геохимических систем элементов. Громадная инерционность океана, сложность его системообразующих связей делают проблему реабилитации гидросферы, в случае глобального нарушения экологического равновесия, практически неосуществимой. Следовательно, стратегия использования и преобразования гидросферы должна учитывать необходимость экологической профилактики, упреждения возникновения глобальных химико-экологических проблем. Это возможно лишь при условии создания геохимических систем растворенных форм химических элементов, обладающих достаточной прогностической способностью.

Согласно В.И.Вернадскому, элементный состав океанской воды - это геохимическая константа нашей планеты 1. Детальные исследования выявили также постоянство характера распределения концентраций отдельных химических элементов в океане. Определены три основных типа распределения концентраций элементов [2]:

- 1) консервативный - элементы имеют одинаковую и неизменную во времени и пространстве концентрацию, отнесенную к общей солености;
- 2) биогенный - содержание элементов в поверхностных водах уменьшается вплоть до полного исчезновения в результате процессов потребления и удаления растительными организмами;
- 3) литогенный - сложный характер распределения концентраций элементов, которые, попадая в океан с речным стоком и эоловым материалом, выводятся практически полностью в осадок.

Ключевым моментом исследования специфики формирования элементного состава биосферы является определение закономерностей перераспределения средних концентраций элементов между различными фазами - твердой - жидкой - газообразной (литосфера - гидросфера -

атмосфера), происходящего в результате глобального непрерывного процесса переработки косной материи живым веществом 3, 4 . Наша задача - исследовать такой процесс в системе литосфера - гидросфера с учетом интегрального участия в этом процессе живого вещества ("живых пленок и сгущений"). Удалось доказать, что процесс формирования элементного состава океанской воды практически полностью определяется соотношением скоростей трансформации и массопереноса растворенного вещества 2]. Химический состав морей и океанов является результатом процессов миграции и трансформации вещества на биогеохимических барьерах река-море и океан-атмосфера, т.е. в местах "сгущения жизни". Стабильность этих процессов – главное условие стабильности экосистемной гидросферы [5].

Нами разработана методология кибернетического подхода к изучению закономерностей формирования элементного состава морской воды 2, 5 . При ее использовании оставляют в стороне вопрос о процессах в отдельных частях системы, оперируя только понятиями "вход-выход". Моря и океаны мы рассматриваем как сложные системы с бесчисленными процессами трансформации вещества, проходящего через геохимические барьеры. Результатами этих процессов являются: средний элементный состав океана, средний элементный состав донных осадков и т.п. При этом элементный состав необходимо рассматривать как целостную систему, а не сумму отдельных элементов 2, 5 .

Для выявления общих закономерностей таких процессов необходимо включить в рассмотрение все исследованные химические элементы. Графическая форма представления эмпирического материала здесь наиболее удобна и продуктивна. Значения концентраций различных элементов в гидросфере находятся в пределах двенадцати порядков. Поэтому при графическом сопоставлении концентраций их следует выражать в логарифмической форме. Таким способом впервые удалось обнаружить, что характер распределения растворенных форм элементов в океане раскрывается через отношение их средних концентраций в океанской и речной воде 2, 5 , а именно (см. рис.1):

Консервативный тип распределения в океане - $C_{A(ок)} > C_{A(реки)}$

Биогенный тип распределения в океане - $C_{A(ок)} \sim C_{A(реки)}$

Литогенный тип распределения в океане - $C_{A(ок)} \ll C_{A(реки)}$

Новая системная методология привела к постулату, который можно выразить в общем виде: **геохимическая особенность каждого элемента определяет своеобразие зависимости между его содержанием (средней концентрацией) в океане и интенсивностью процессов его миграции через барьерные зоны гидросферы 2, 5 .**

Графический способ представления постулата обладает наибольшей информативностью в случае, когда сопоставление интенсивности глобальных процессов переноса элементов в барьерных зонах гидросферы

с их средними концентрациями в океане осуществляется на плоскости $\lg C_{\text{ок}} - \lg \tau_{\text{ок}}$ (рис. 2), где $C_{\text{ок}}$ - концентрация элементов в океане (моль/л); $\tau_{\text{ок}}$ - время пребывания элементов в океане, определяемое как частное от деления общего количества элемента растворенного в океане на его количество вносимого в океан с речным стоком (в растворенной форме) за год.

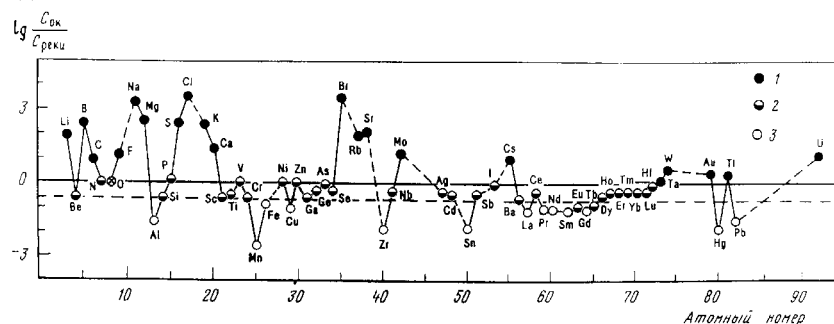


Рис. 1. Отношение средних концентраций растворенных форм химических элементов в океанской и речной воде: 1 — консервативный, 2 — биогенный, 3 — литогенный.

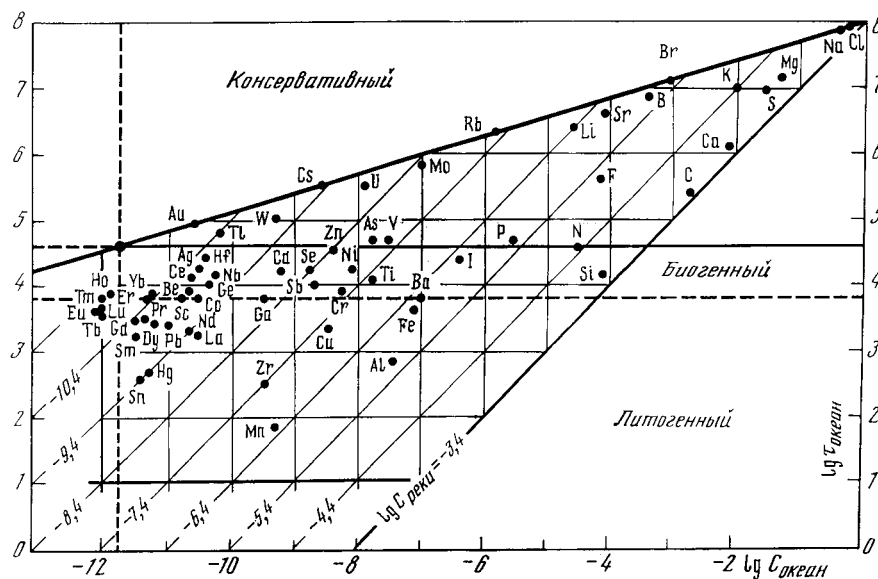


Рис. 2. Геохимическая система элементов в океане.

Графический способ представления постулата обладает наибольшей информативностью в случае, когда сопоставление интенсивности глобальных процессов переноса элементов в барьерных зонах гидросферы с их средними концентрациями в океане осуществляется на плоскости $\lg C_{\text{ок}}$ - $\lg t_{\text{ок}}$ (рис. 2), где $C_{\text{ок}}$ - концентрация элементов в океане (моль/л); $t_{\text{ок}}$ - время пребывания элементов в океане, определяемое как частное от деления общего количества элемента растворенного в океане на его количество вносимого в океан с речным стоком (в растворенной форме) за год.

На графике представлены основные геохимические сведения о растворенных формах элементов в гидросфере. Линии, параллельные оси ординат, позволяют определить концентрации в океане растворенных форм химических элементов. Линии, параллельные оси абсцисс, позволяют определить время пребывания растворенных форм элементов в океане и являются геометрическим местом точек, для которых отношение концентрации элементов в океане к их средним концентрациям в речном стоке - величина постоянная. Линии, проходящие под углом 45° к осям абсцисс и ординат, выявляют средние концентрации элементов в речном стоке (моль/л) в растворенной форме.

Элементы на этом системном графике (рис.2) образуют группировки, отражающие общность их геохимических свойств. Линия, проходящая параллельно оси абсцисс через $t_{\text{ок}} = 40000$ лет (время пребывания воды в океане), разделяет консервативно и не консервативно распределенные в океане элементы. К этой линии примыкают элементы, имеющие в океане биогенный тип распределения, что выявляет характерную особенность таких элементов - приблизительное равенство их средних концентраций в океанской и речной воде. Геохимическая система элементов выявила также группу элементов, условно названных литогенными, характерной особенностью которых является потеря большей части их речного стока на барьере река-море. Прямая, объединяющая Cl, Na, Br, B, Sr, Li, Rb, Mo, U, Cs, W, Tl, Re и Au выявляет элементы, главную роль в геохимической судьбе которых играют процессы их циклического переноса в системе океан-атмосфера-континент-океан [2, 5].

Система позволила определить зависимость между тремя основными геохимическими характеристиками растворенных форм элементов в гидросфере: средние концентрации в океане, в речном стоке и тип распределения в океанской воде. Таким образом, мы получили возможность использовать две из трех указанных геохимических характеристик для теоретического определения (предсказания) третьей.

Геохимическая система создана в рамках современных знаний о содержании элементов в океане и речном стоке. Уточнение этих знаний, а также знаний процессов обмена элементами на всех геохимических барьерах гидросферы, приведет к ее развитию и совершенствованию. Уже в настоящее время с ее помощью удалось с большой точностью предсказать

величину ежегодной поставки в океан речным стоком в растворенной форме Be, C, N, Ge, Tl, Re, исправить и уточнить эту оценку для P, V, Zn, Br, I, определить характер распределения в океане W, Au и U. В дальнейшем будет возрастать ее роль как экологического эталона естественного геохимического состояния гидросферы.

1. Вернадский В.И. Очерки геохимии. М.: Наука, 1983, 422 с.
2. Корж В.Д. Геохимия элементного состава гидросферы. М.: Наука. 1991. 243 с.
3. Вернадский В.И. Живое вещество и биосфера. М.: Наука. 1994. 672 с.
4. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука. 1978. 392с.
5. Корж В.Д. Биогеохимические аспекты формирования элементного состава вод Мирового океана // Проблемы биогеохимии и геохимической экологии. Труды Биогеохимической лаборатории. Т. 23, М.: Наука. 1999. С. 6-37.

The use of the new methodology has resulted in creating the geochemical system of dissolved forms of elements in the hydrosphere which possesses great predictive potentials. The chemical composition of oceans and seas is a result of substance migration and transformation on biogeochemical river-sea and ocean-atmosphere barriers, i.e. in sites of "life condensation". Stability of these processes is the main condition of the hydrosphere ecosystem stability.

Е.И. Куртеева

(Поморский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Архангельск, e-mail: ecopp@yandex.ru)

Статистические характеристики химического состава снежного покрова прибрежной зоны западного сектора Арктических морей

E.I. Kyrteeva

(Pomor State University named after M. V. Lomonosov, Archangelsk)

Statistical characteristics of chemical compound of snow cover in costal zone of Arctic seas west sector

Снежный покров обладает рядом свойств, благодаря которым может являться индикатором общей загрязненности атмосферы. Вымывая вещества из атмосферы и фиксируя их в своей толще, снежный покров становится интегральным накопителем химических веществ, содержащихся в атмосфере за весь снежный период года. В связи с этим нам считается важным изучение химического состава снежного покрова для анализа состояния прибрежных экосистем.

Таблица 1. Шкала Харрингтона

№	Коэффициент корреляции	Степень близости связи	Характер связи	Ранг
1	0,00 – 0,20	Незначительная	Прямая	1
2	0,21 – 0,37	Низкая		2
3	0,38 – 0,64	Средняя		3
4	0,65 – 0,80	Высокая		4
5	0,81 – 1,00	Очень высокая		5
6	-1,00 – -0,81	Очень высокая	Обратная	-5
7	-0,80 – -0,65	Высокая		-4
8	-0,64 – -0,38	Средняя		-3
9	-0,37 – -0,21	Низкая		-2
10	-0,20 – 0,00	Незначительная		-1

В настоящей работе оценка особенностей формирования химического состава снежного покрова в прибрежной зоне западного сектора Арктических морей производилась на основе архивного материала ГУ «Архангельский ЦГМС-Р». Были взяты результаты химического анализа проб по 13 прибрежным гидрометеорологическим станциям Белого, Баренцева и Карского морей, а также со станции Сура, расположенной вне зоны влияния промышленных предприятий и воздействия морской среды на границе Архангельской области и Республике Коми. В ходе анализа определялись средние за весь снежный период концентрации девяти веществ и уровень кислотности. Данные были взяты за период с 1988 г. по 2008 г.

С целью установления связей между элементами был выполнен корреляционный анализ, результатом которого явилось построение матриц коэффициентов корреляции между концентрациями веществ для каждой станции наблюдений. Для определения степени близости связи поллютантов была использована шкала Харрингтона (табл. 1). С помощью данной шкалы было произведено преобразование матриц, пример одной из них представлен в табл. 2.

В ходе данного исследования были выявлены некоторые общие закономерности распределения химических веществ в снежном покрове, прослеживающиеся по большинству станций. Наряду с общими закономерностями выделялись локальные особенности формирования химического состава снежного покрова.

При анализе данных было обнаружено, что корреляция между значением высоты снега и содержанием в его толще химических веществ имеет низкую или незначительную степень.

Вследствие влияния морских аэрозолей, в прибрежной зоне прослеживается тесная связь между концентрациями хлоридов и натрия, а также наличие здесь от очень высокой до средней степени корреляции концентрации данных веществ с содержанием в снежном покрове сульфатов. Присутствие в снежном покрове сульфатов в районе станций Архангельск, Нарьян-Мар, Шойна не связано с воздействием морских

территорий, так как по данным станциям коэффициент корреляции отрицательный, хотя и незначительный.

Таблица 2. Матрица рангов для станции Бугрино

	высота снега	SO ₄ ⁻²	NO ₃ ⁻	NH ₄	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	Mg ⁺²	Na ⁺	Ca ⁺²	K ⁺	pH
Высо- та снега	-	-2	3	-3	-1	-2	-2	1	1	-1	-2
SO ₄ ⁻²	-2	-	-2	4	3	2	3	3	-1	3	-1
NO ₃ ⁻	3	-2	-	-2	-1	-1	-1	1	-2	-1	1
NH ₄	-3	4	-2	-	2	3	2	1	1	2	2
Cl ⁻	-1	3	-1	2	-	2	4	5	2	3	-1
HCO ₃ ⁻	-2	2	-1	3	2	-	3	1	3	3	4
Mg ⁺²	-2	3	-1	2	4	3	-	3	1	3	2
Na ⁺	1	3	1	1	5	1	3	-	1	3	-1
Ca ⁺²	1	-1	-2	1	2	3	1	1	-	1	2
K ⁺	-1	3	-1	2	3	3	3	3	1	-	2
pH	-2	-1	1	2	-1	4	2	-1	2	2	-

Привнос калия в прибрежной зоне также осуществляется со стороны акватории, ввиду наличия от очень высокой до средней степени корреляции здесь калия с хлоридами и натрием. В районе Архангельска поступление данного вещества происходит со стороны суши, так как высокой степени связь калия с хлоридами и натрием имеет обратный характер.

Тесная связь между содержанием в снежном покрове магния и хлоридов, говорит о поступлении магния с акватории. В районе станции Сеяха коэффициент корреляции между этими веществами отрицательный. По данным со станций Архангельск и Нарьян-Мар связь имеет незначительную степень.

Связь иона аммония с хлоридами и натрием очень высокой и высокой степени обнаружена в районе станций Онега, Амдерма, Канин Нос, Мезень, Сеяха. В районе станций Карского моря, а также станций Канин Нос, Онега, Нарьян-Мар, Мезень коэффициент корреляции между содержанием в пробах карбонатов и натрия от очень высокого до среднего.

Проявляется от очень высокой до средней степени связь между карбонатами и ионом аммония.

В общем случае связь между нитратами и содержанием в снежном покрове других веществ незначительная. По станции Архангельск нитраты имеют высокой степени корреляцию с сульфатами и натрием. Очень высокая степень связи нитратов с калием выявлена на станции Микулкин.

В районе станций Северный Колгуев, Шойна, Белый Нос, Марресаля, Канин Нос имеется очень высокая и высокая корреляция между концентрациями нитратов и иона аммония, а также карбонатов.

По станциям Архангельск и Канин Нос обнаруживается очень высокая связь сульфатов с ионами кальция. Также по этим станциям и станции Сеяха высокие и очень высокие коэффициенты корреляции между сульфатами и карбонатами.

Корреляционные отношения сульфатов с ионом аммония по станциям Сеяха, Новый Порт, Бугрино, Канин Нос, Онега, Амдерма имеют очень высокую и высокую степень.

В районе станций Архангельск и Северный Колгуев содержание магния сдвигает уровень кислотности в щелочную сторону, связь в данном случае имеет высокую степень. В прибрежном районе п-ова Ямал повсеместно уровень pH имеет очень высокую и высокую степень связи с содержанием в снежном покрове натрия, калия и карбонатов.

Корреляционные отношения между концентрациями веществ в пробах, отобранных на станции Шойна, в большинстве своем незначительной или низкой степени. Очень высокая и высокая корреляция имеется между нитратами, ионом аммония, карбонатами и кальцием, между хлоридами, натрием и магнием.

В прибрежной части п-ова Ямал проявляется связь высокой степени между высотой снега и содержанием магния. Но на восточной стороне эта связь имеет прямой характер, а на западной – обратный, где кроме этого высокая обратная корреляция прослеживается также между высотой снежного покрова и концентрациями сульфатов, хлоридов, карбонатов и уровнем pH. В районе Колгуева Северного высота снежного покрова имеет очень высокую корреляцию с содержанием нитратов, аммоний иона, карбонатов и кальция.

Данное исследование выявило основные особенности формирования химического состава снежного покрова в прибрежной зоне западного сектора Арктических морей. Влияние морских территорий проявляется в привносе таких веществ как натрий, хлориды, калий, сульфаты, магний, в некоторых районах – иона аммония и карбонатов. Также были определены некоторые локальные черты поступления загрязняющих веществ в прибрежную зону.

Автор благодарна сотрудникам ГУ «Архангельский ЦГМС-Р», принимавшим участие в получении фактического материала.

In the article on the basis of the correlation analysis the basic links between substances concentrations in a snow cover of the western sector coastal zone of the Arctic seas are determined. The general laws of the formation of a snow cover chemical compound, and also local features of polluting substances receipt are revealed.

**К.П. Куценогий¹, М.А. Бизин¹, С.А. Попова¹, О.В. Чанкина¹,
В.П. Шевченко²**

(¹Институт химической кинетики и горения СО РАН, Новосибирск, e-mail: koutsen@kinetics.nsc.ru, ²Институт неорганической химии СО РАН, Новосибирск, ³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

Пространственно-временная изменчивость массовой концентрации, дисперсного и химического состава атмосферных аэрозолей на акватории и прибрежных территориях Белого моря

**K.P. Koutsenogii¹, M.A. Bizin¹, S.A. Popova¹, O.V. Chankina¹,
V.P. Shevchenko²**

(¹Institute of Chemical Kinetics and Combustion SB RAS, Novosibirsk, ²Institute of Inorganic Chemistry SB RAS, Novosibirsk, ³Shirshov Institute of Oceanology, Moscow)

Spatial and temporary variability of the chemical composition of atmospheric aerosols above the White Sea and surrounding land

Представлены материалы экспериментальных исследований сезонной и суточной изменчивости массовой концентрации, дисперсного и химического состава атмосферных аэрозолей (АА), полученных в экспедициях на биостанции Картеш (23.03–07.04.04) [1–3], на НИС "Штокман" (14.08–25.08.06) и на аэрологической станции г. Архангельска (11.08–24.08.06) [4, 5]. В ходе этих экспериментов были измерены массовая концентрация АА (C_m , гравиметрический метод), массовая концентрация субмикронной фракции АА ($C_{суб}$, нефелометрия), многоэлементный состав (рентгено-флуоресцентный метод с использованием синхротронного излучения), концентрация органического ($C_{орг}$) и элементного ($C_{эл}$) углерода (реакционная газожидкостная хроматография) [6]. Ионный состав определялся с использованием жидкостной хроматографии. Концентрация многоэлементного состава субмикронной ($d < 2.5$ мкм) и грубодисперсной ($d > 2.5$ мкм) фракций отбирались с помощью виртуального двухкаскадного импактора. Дисперсный состав аэрозольных частиц определялся с помощью цифровой оптической микроскопии и ГИС-технологий [7, 8]. В таблице 1 приведены данные определения многоэлементного состава АА в период наблюдений на биостанции Картеш. В таблице приведены сведения о среднегеометрических значениях различных элементов, так и аналогичные данные для грубодисперсной и субмикронной фракций. Аналогичные данные по ионному составу АА приведены в таблице 2, а данные о концентрациях $C_{орг}$ и $C_{эл}$ в таблице 3.

На рис. 1 приведён пример временной изменчивости концентраций Fe и Mn в период экспедиции на биостанции Картеш. Отчётливо видна

синхронность, где максимальные значения концентраций этих элементов наблюдались с 01.04 по 04.04.04. На рис. 2 приведены обратные траектории движения воздушных масс за указанный период наблюдений.

Таблица 1. Многоэлементный состав АА м. Картеш 2004 г. (март–апрель).

нг/м ³	Высокообъёмник, фильтр АФА-ХА		Каскадный импактор			
			d > 2,5 мкм		d < 2,5 мкм	
	x _i	σ _g	x _i	σ _g	x _i	σ _g
S	259	1,5	39	1,3	77	1,8
Cl	273	2,9	177	2,5	н.о.	н.о.
K	220	2,5	67	1,6	23	2,1
Ca	379	1,7	55	2,4	14	1,8
Ti	32	2,6	4,5	3,1	1,2	1,9
V	8	2,4	1,0	2,1	1,6	2,8
Cr	1,7	4,2	0,83	3,3	0,38	1,5
Mn	5	2,1	1,0	2,7	0,4	2,7
Fe	199	3,1	20	3,1	5	2,3
Co	0,9	3,2	0,29	1,8	0,16	1,4
Ni	2,1	5,8	0,48	3,7	2,89	1,0
Cu	2,5	3,0	5,8	3,1	12,0	2,7
Zn	12	1,5	7,4	3,0	10,4	2,2
Se	0,2	2,4	0,030	1,8	0,066	2,0
Br	11	1,7	1,3	2,3	3,0	1,8
Rb	0,2	3,2	0,040	2,4	0,034	2,0
Sr	2,4	2,5	0,4	4,1	0,1	1,7
Y	0,2	1,9	0,036	1,7	0,035	1,5
Zr	0,3	3,5	0,081	2,1	0,079	2,9
Pb	6	1,5	1,0	1,7	1,4	1,8

x_i - среднегеометрическое значение, σ_g - среднеквадратичное отклонение, н.о. – не обнаружено в пробах.

Таблица 2. Ионный состав АА (нг/м³).

	NH ₄ ⁺	Ca ²⁺ +Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
x _i	271	159	384	141	133	19	93	120	1175
σ _g	1,3	1,3	1,6	1,3	1,3	1,9	2,1	1,9	1,5

Таблица 3. Массовая концентрация АА, конц. органического и элементного углерода (мкг/м³).

	C_M	$C_{орг}$	$C_{эл}$
x_i	4,4	0,7	0,4
σ_g	1,6	1,5	1,8

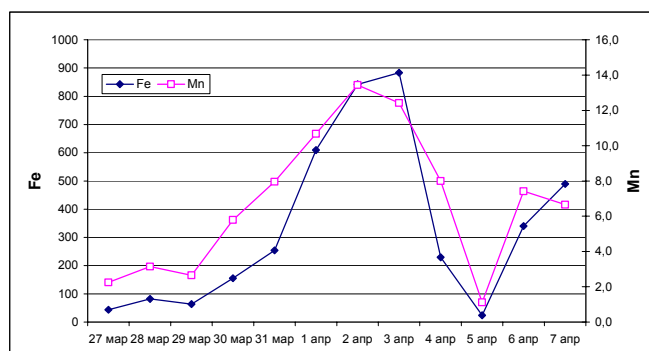


Рис. 1. Среднесуточные концентрации элементов в АА м. Картеш.

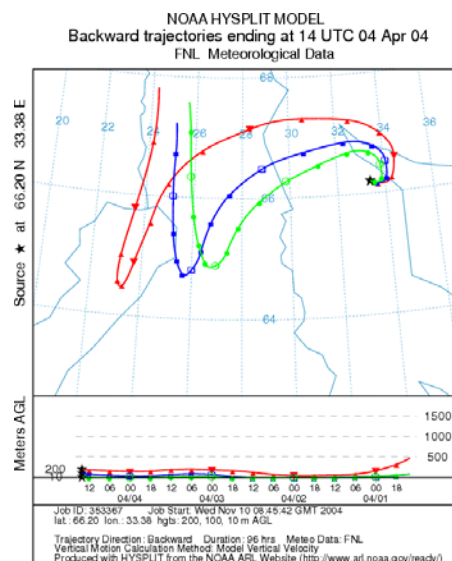


Рис. 2. Обратные траектории движения воздушных масс

На рис. 3 приведена зависимость суточного цикла массовой концентрации субмикронной фракции АА. Отчётливо проявляются утренний и вечерний максимумы. Среднесуточное значение массовой

концентрации составляет $0,88 \text{ мкг/м}^3$. Среднеквадратичное отклонение этой величины составляет 20% (нижний график на рис. 3).

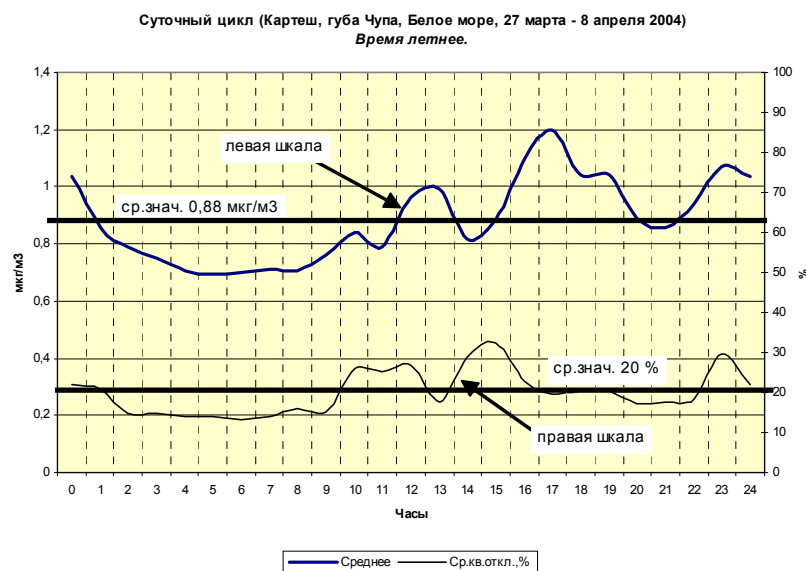


Рис. 3. Суточный цикл субмикронной фракции аэрозоля

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за поддержку и участникам совместных экспедиций за помощь. Исследования проведены при финансовой поддержке Программы 17 Президиума РАН, РФФИ (проект 07-05-00691) и Отделения наук о Земле РАН (проект “Наночастицы во внешних и внутренних сферах Земли”).

1. Koutsenogii P.K., Bizin M.A., Shevchenko V.P., Lisitzin A.P. Identification of the sources of submicron fraction at atmospheric aerosols by temporal variability of its mass concentration // Seventh Workshop on Land Ocean Interaction in the Russian Arctic. LOIRA project. November 15–18, 2004, Moscow. P. 64–65.
2. Koutsenogii K.P., Shevchenko V.P., Lisitzin A.P., Popova S.A., Chankina O.V., Makarov V.I., Smolyakov B.S., Shinkorenko M.P. The chemical composition of atmospheric aerosols at the Kartesh // Seventh Workshop on Land Ocean Interaction in the Russian Arctic. LOIRA project. November 15–18, 2004, Moscow. P. 65–66.
3. Shevchenko V.P., Aliev R.A., Bizin M.A. et al. Multidisciplinary studies the Chupa Bay, White Sea in March-April, 2004 // Seventh Workshop on Land Ocean Interaction in the Russian Arctic. LOIRA project. November 15–18, 2004, Moscow. P. 124–125.

4. Куценогий К.П., Шевченко В.П., Лисицын А.П., Попова С.А., Чанкина О.В., Макаров В.И., Смоляков Б.С., Шинкоренко М.П., Бизин М.А. Химический состав атмосферных аэрозолей в районе Белого моря // Тезисы докладов XVI Международной школы морской геологии. Геология морей и океанов. Т. 1. Москва, 2005. С. 75–76.
5. Куценогий К.П., Чанкина О.В., Бизин М.А., Попова С.А., Смоляков Б.С., Шевченко В.П. Пространственно-временная изменчивость химического состава атмосферных аэрозолей над акваторией Белого моря и континентом // Материалы XVII Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Геология морей и океанов. Т. 3. Москва, 2007. С. 37–39.
6. Куценогий К.П., Макаров В.И., Чанкина О.В., Попова С.А., Смоляков Б.С. Предварительные результаты определения микрофизических характеристик атмосферных аэрозолей в районе Белого моря // Тезисы докладов XV Международной школы морской геологии. Геология морей и океанов. Т. 1, Москва, 2003. С. 102.
7. Беленко О.А., Куценогий К.П., Шевченко В.П., Лисицын А.П., Бизин М.А. Определение размеров и формы грубодисперсных аэрозолей над районом Белого моря // Тезисы докладов XVI Международной школы морской геологии. Геология морей и океанов. Т. 1. Москва, 2005. С. 46–47.
8. Беленко О.А., Куценогий К.П. Методика определения формы и размера частиц атмосферного аэрозоля // Тезисы докладов XVI Международной школы морской геологии. Геология морей и океанов. Москва, 2005. Т. 2. С. 7–9.

Results of aerosol studies in the White Sea and on the surrounding land in 2003–2006 are presented. Seasonal and daily variability of aerosol distribution and composition are discussed.

Е.В. Лазарева, Н.А. Беляев, Е.А. Романкевич

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: elasareva@ya.ru)

Методический подход к изучению коллоидной фракции органического вещества природных вод

E.V. Lasareva, N.A. Belyaev, E.A. Romankevich

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

A methodical approach to the investigation of organic colloid fraction in natural water

Коллоидная составляющая растворенного органического вещества (ОВ) природных вод содержит частицы, размер которых лежит в пределах 1 нм – 0,45 мкм. Более крупные частицы, согласно принятой классификации, относятся к взвешенному веществу. Роль коллоидного вещества в биогеохимических процессах определяется очень большой поверхностью частиц (до $n \times 1000 \text{ м}^2/\text{г}$) и высокими скоростями процессов, протекающих на границах раздела фаз.

Работ, посвященных изучению коллоидной компоненты морской и речной воды несоизмеримо меньше, чем работ по исследованию взвеси и растворенных веществ. Во многом это связано с методическими трудностями выделения коллоидной составляющей морской воды.

На географическом, геологическом, химическом факультетах МГУ, ИО РАН, ГЕОХИ РАН в течение ряда лет совместно изучается растворенное, коллоидное и взвешенное ОВ природных вод различными методами (ультрафильтрация, диализ, соосаждение и др.).

Целью работы являлась разработка методики оценки доли ОВ, способной переходить из растворенного состояния во взвесь после предварительного отделения взвеси (фильтр GF/F с размером пор 0,6 мкм). Работа была выполнена в 54 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в сентябре - октябре 2007г. на разрезе р. Обь – Карское море.

Большая часть коллоидных частиц, находящихся в природных водах, имеет отрицательный заряд, который уравнивается содержащимися в воде противоионами. Создающийся на границах раздела частица - среда ξ -потенциал является электростатическим фактором стабилизации коллоидной системы и препятствует её коагуляции. Добавление электролитов приводит к снижению величины ξ -потенциала, что создает условия для коагуляции (слипания) частиц. Увеличение размера частиц приводит к потере седиментационной устойчивости и их оседанию. С увеличением заряда коагулирующего иона эффективность процесса значительно увеличивается.

В качестве коагулянтов использовали соли $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$ и FeCl_3 [1,2]. Для более полного извлечения гуминовых веществ, играющих существенную роль в поведении коллоидных систем, осаждение частиц проводилось в

щелочной среде при добавлении $\text{Ca}(\text{OH})_2$. Это способствовало соосаждению гуминовых веществ на вновь образованных гидроксидах в виде нерастворимого гумата кальция. Подбор оптимальных соотношений коагулянтов проводили по минимальной оптической плотности суспензий бентонита в присутствии гуминовых кислот.

Суть предложенной методики заключалась в добавлении к предварительно отфильтрованной через GF/F фильтр пробе морской воды необходимого количества коагулянтов и повторной фильтрации через мембранные и GF/F фильтры.

Химико-аналитические определения взвешенного органического углерода (ВОУ), растворенного органического углерода (РОУ), коагулировавшего органического углерода (КОУ) и РОУ после коагуляции были выполнены в 18 пробах морской и речной воды на приборе ТОС-V фирмы Shimadzu, а количество коагулировавшей взвеси определено взвешиванием мембранных фильтров.

Анализ полученных результатов выявил, что доля способной к коагуляции фракции ОВ увеличивается по мере роста концентрации РОУ морской воды (рис. 1).

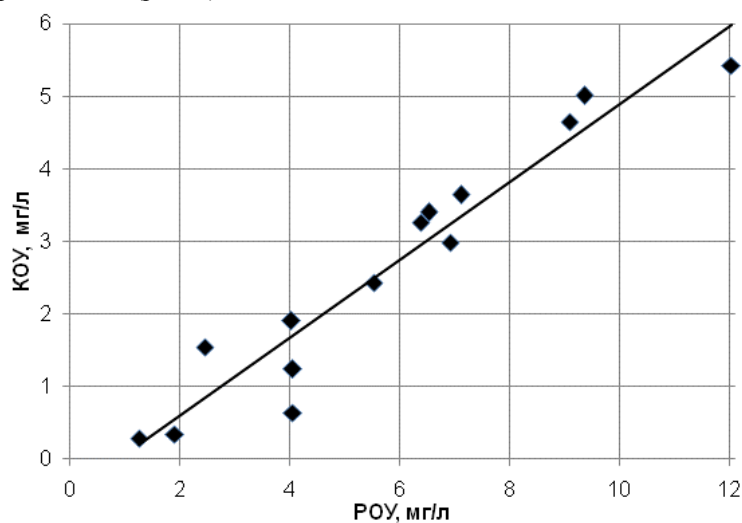


Рис. 1. Зависимость содержания коагулировавшего органического углерода (КОУ) от содержания растворенного органического углерода (РОУ).

По мере увеличения солёности на разрезе р.Обь – Карское море количество коагулировавшего ОВ уменьшается от 5500 мкг/л на ст. 4993 с солёностью 0 psu до 330 мкг/л КОУ на ст. 5004 с солёностью 33.6 psu, что может свидетельствовать об активном выпадении коллоидной компоненты ОВ в процессе прохождения геохимических барьеров (рис. 2).

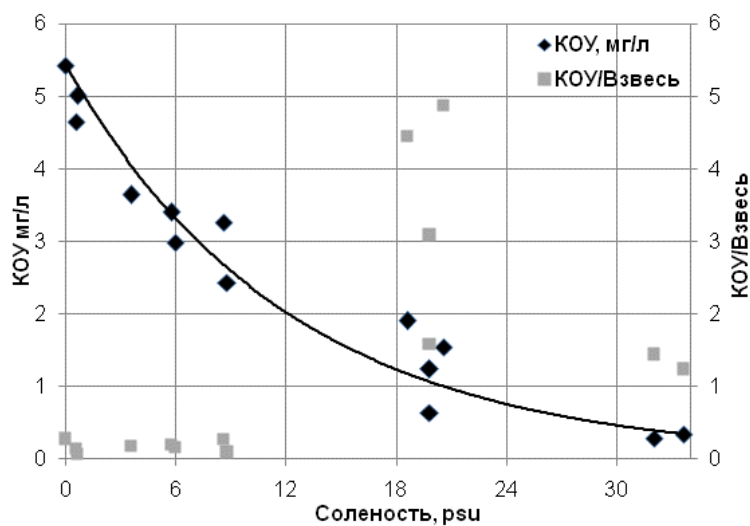


Рис. 2. Зависимость содержания коагулировавшего органического углерода (КОУ) и отношения коагулировавший органический углерод / взвешенное вещество (КОУ/Взвесь) от солёности воды (psu)

Таким образом, проведенная в рейсе работа позволила количественно оценить долю коллоидного органического вещества на разрезе река-море.

1. Бабенков Е.Д. Очистка воды коагулянтами М., Наука, 1977г, 355 с.
2. Мамченко А.В., Герасименко Н.Г. Дешко И.И, Пахарь Т.А. Эффект аллюможелезных коагулянтов при очистке воды от глинозема и гуминовых веществ. Химия и технология воды. 2007, N 5, стр.433-447.

A new approach to the investigation of the organic colloid fraction in sea and river water by the salt coagulation is proposed. A decrease of organic colloid content with increasing water salinity is determined. The organic colloid fraction was found to increase with an increase of the dissolved organic matter in water.

П.В. Люшвин

**Последствия активизации геопатогенных зон в водоемах
для межгодовой изменчивости смены сезонов и
гидробионтов**

(Компания «ЛИКО», Москва, lushvin@mail.ru)

P.V. Lushvin

(Company «LICO», Moscow)

**Consequences of activization of geopathogenic zones in
reservoirs for interannual variability of change of seasons
and hydrobionts**

При активизации сейсмической активности в зонах разгрузки литосферных флюидов в море изменяются характеристики среды. Подтверждено измерениями, что у выходов метана наблюдается разогрев среды за счет окисления и хемосинтеза метана. Последствия дефлюидизации в деятельном слое размываются (перемешиваются), как правило, первым шквалом-штормом. Однако существует еще одно явление, обусловленное дефлюидизацией, которое может влиять на изменение температуры поверхностного слоя воды. Это взмученные и поднятые флюидами детрит и иные легкие фракции грунтов.

Рабочая гипотеза последствий проявлений сейсмической активности в деятельном слое основывается на том, что во взмученных (детритных) водах прогрев идет интенсивнее, поскольку фотический слой более тонок, чем в прозрачных соседних водах. Увеличение температуры поверхностного слоя может приводить к более интенсивному развитию планктона и медуз - еще более сокращать фотический слой (воды болотистых озер мутнее и теплее вод песчаных карьеров). Весной и осенью это способствует «консервированию» термохалинной структуры под фотическим слоем. Шторма перемешивают воду, однако, с наступлением ясной тихой погоды тепло вновь аккумулируется в утонченном мелким плавучим детритом фотическом слое. Накапливающийся во льдах детрит способствует их скорейшему разрушению и таянию при прочих равных условиях.

Из анализа фрагментарных температурных полей в Каспийском море и на восточном шельфе Камчатки (материалы с 1995 по 2008 гг любезно предоставлены М.А. Богдановым) следует, что имеются тенденции, подтверждающие фрагменты рабочей гипотезы. Так, например, после землетрясений у восточного побережья Камчатки в последней пятидневке февраля – первых двух декадах марта в 1997, 2005 и 2006 гг. на переломе марта-апреля на восточном шельфе Камчатки температура поверхности воды превысила 2°C. В иные, но сейсмоспокойные годы, такая температура воды наблюдалась на месяц позже (рис. 1). Охлаждение воды ниже 2° в

этом же регионе, как правило, происходит во второй половине декабря. И только в 1997 и 2005 гг. похолодание наступило в январе. Именно в конце ноября – начале декабря в эти годы в регионе были землетрясения (рис. 2).



Рис. 1. Количество дней с температурами поверхности воды выше 2°C восточнее линии о. Беринга – (51° С.Ш. – 160° В.Д) и число землетрясений в апреле - начале декабря. На врезке гипоцентры учтенных землетрясений.

Еще раз отметим, что задача многофакторная, приводимые материалы предварительны, получены по крайне фрагментарным гидрологическим материалам. В ней не проанализированы атмосферные температурные и барические поля, карты прозрачности воды; имеются неясности соотношений начала и конца ледостава с сейсмической активностью. Если фрагменты гипотезы и далее будут близки к реальности, то получим еще один инструмент прогноза времен смены сезонов, миграции гидробионтов. Определимся с генезисом наблюдающей тенденции эвтрофикации Черного и Каспийского морей. Возможно, эвтрофикация во многом обусловлена сейсмогенным утончением фотического слоя, вызванного прохождением в текущее десятилетие векового максимума землетрясений на западе Евразийской платформы.



Рис. 2. Продолжительность ледового периода у западной Камчатки и число землетрясений в ноябре-декабре. На врезке гипоцентры учтенных землетрясений.

Существуют случаи спорадической массовой гибели гидробионтов, значимых сокращений численности морского зверя, которые не могут быть объяснены воздействиями традиционных факторов среды - температуры, солености, ледового покрова, антропогенного воздействия, или естественной динамикой популяции. Совместный анализ изменений биомассы бентоса, уловов рыб-бентофагов, добычи морзверя и сейсмической деятельности показал, что при активизации землетрясений сокращается биомасса бентоса - моллюсков, раков, червей. Рыбы-бентофаги избегают такие акватории. Упитанность нерестовых осетровых связана с состоянием бентоса устьевых зон рек. Численность тюленей в Белом и Каспийском морях, при крайне низком уровне промысла, в последние десятилетия падает. Экологи, не найдя причины снижения поголовья тюленей, настояли на закрытии промысла. По нашему мнению, спад численности тюленей сопряжен с сейсмообусловленным снижением кормовой базы - бентоса и рыб-бентофагов, активно потребляемых тюленями во время щенки и кормления молоди. В XIX веке и первой половине XX, когда зверя добывали значительно больше, также были периоды снижения промысла. Происходили они не из-за запретов боя, а из-

за снижения численности тюлений через 5-7 лет (время роста тюленей до промыслового размера) после активизации региональных землетрясений. Причина снижения промысла тюленей и рыб – дефлюидизация, объемы которой возросли в связи с прохождением в текущее десятилетие на западе Евразийской платформы векового максимума сейсмической активности.

Активизированные разломы земной коры – геопатогенные зоны, часто траассируют облака. Древние китайцы называли их **«черными»**. Анализ атмосферных образований над активизированными разломами, показал, что это области локальных **минимумов влажности воздуха**, в запыленной атмосфере над разломами образуются сгустки пыли – сейсмогенные облака. Обуславливается это электромагнитными и радиационными импульсами. Облака «черны» из-за иного характера рассеяния солнечной радиации, чем гидрометеоры. Когда над активизированными разломами метеорологические облака, то они расступаются, пылевые облака не образуются, так как атмосферная пыль разобрана метеорологическими облаками на ядра конденсации. Под сейсмогенными атмосферными структурами происходят массовые **заморы рыб**. Как выглядят сейсмогенные атмосферные структуры вне зон дегазации?

Индикаторами сейсмической активности является также активизация нефтегрязевых вулканов. В Южном Каспии морским геологам известна масса грязевых вулканов, но их считали недействующими последние 100 лет, по спутниковым радиолокационным снимкам установлено, что многие из них действующие. При их активизации в атмосфере наблюдаются повышенные концентрации литосферных газов, рыба раскочивается, её уловы падают на недели.

В местах активизации сейсмогеопатогенных зон

1. Удлиняется теплая половина года.

2. Гибнет значительная часть гидробионтов, включая бентос.

3. Резкое снижение биомассы бентоса вынуждает бентофагов уходить из этих акваторий, даже когда они являются традиционно нагульными.

4. В случаях невозможности избегать таких акваторий, как, например, осетровыми рыбами геопатогенных приустьевых районов, у бентофагов падает упитанность вследствие сокращения кормовых площадей и снижения кормовой базы.

5. Снижение биомассы бентоса в местах щенки и кормления (зимой в Северном Каспии) сказывается на численности популяции морского зверя, формируя малочисленное поколение.

6. Места активизации ГПЗ можно дешифровать по данным ДЗЗ, например, по сухим «черным» облакам в атмосфере и по активизированным подводным грязевым вулканам.

НЕОБХОДИМО ОБЪЕДИНЯТЬ РАБОТЫ ГЕОЛОГОВ, БИОЛОГОВ, ГИДРОМЕТЕОРОЛОГОВ И СПЕЦИАЛИСТОВ ПО ДЗЗ, сегодня каждый поливает лишь свой огород, даже когда они сидят рядом.

Lithosphere decontamination amplifying at earthquakes, promotes mass deaths of many food fishes and benthos. The clouds, traced breaks of an earth's crust under which are fixed mass deaths fishes, is it not damp meteorological clouds, it is dry aerosol atmospheric formations in which zone local minima atmospheric vapor atmospheres.

И.А. Немировская, Н.Г. Чернявский

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

Геохимия органических соединений в снежно-ледяном покрове Антарктики

I.A. Nemirovskaya, N.G. Chernavskiy

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

Geochemical of organic compounds in the snow-ice covered of Antarctic

Антарктида удалена от промышленных районов, поэтому ранее считалась акваторией, где можно изучать распределение фоновых характеристик различных соединений. К сожалению, в настоящее время антарктический континент не может считаться больше чистым, так как деятельность научных станций, туризм, развитие транспорта приводит к загрязнению различными органическими соединениями (ОС) прибрежных антарктических районов. При мониторинге воздействия научной деятельности и операций, проводимых в Антарктике, на окружающую среду важная роль отводится различным ОС, а в их составе углеводородным классам. В настоящем сообщении обобщены данные, по распределению и составу ОС: $C_{орг}$, липидов, углеводов (алифатических – АУВ и полициклических ароматических углеводов - ПАУ), хлорофилла «а» и взвеси в прибрежных водах и снежно-ледяном покрове Восточной Антарктики. Подробности методики описаны [2].

В поверхностных водах Южного океана на разрезе от Кейптауна до ст. Новолазаревская и обратно, содержание АУВ колебалось в интервале 3.3 до 20.8, в среднем 8.3 мкг/л, $\sigma=5.3$, что составило 41% от концентрации липидов. Определенные величины соответствуют средним концентрациям АУВ в пелагических районах Мирового океана и практически совпадают с данными для этого района, полученными в 2001 и 2003 г. г. (в среднем 6 и 7 мкг/л, соответственно) [2]. Но так же, как и раньше на фоне низких значений, характерных для мезотрофных вод (3–7 мкг/л для АУВ) более высокое их содержание обнаружено на 49° ю.ш. и в районе 55-57° ю.ш. Повышенные концентрации АУВ (до 30 мкг/л) приурочены к Субарктической зоне и к зоне Антарктической дивергенции. Аналогичная тенденция в феврале и апреле 2000 г в этом районе Южного океана на

разреже между Африкой и Антарктидой была отмечена для распределения в поверхностных водах хлорофилла «а». На фоне низких концентраций в поверхностном слое 0.1-0.3 мкг/л выделялись зоны с повышенными величинами — > 2.0 мкг/л, которые располагались в районе Полярного фронта и к югу от Антарктической дивергенции.

На шельфе Антарктиды в поверхностных водах среднее содержание АУВ составило 8.6 мкг/л ($\sigma=4.7$, $n=33$) в растворенной форме и 12.9 мкг/л ($\sigma=8.0$, $n=28$). Между распределением липидов и АУВ наблюдаются зависимости с высокими коэффициентами корреляции ($r>0.8$). Однако и в этом районе на фоне довольно постоянных величин концентраций наблюдаются мелкомасштабные флуктуации, превышающие фоновые в 3-5 раз. В прибрежных морях Антарктики маршрут судна в основном проходил в молодых льдах. Здесь увеличению концентраций АУВ способствует рост продукции фитопланктона на кромке образующихся льдов. Ранее было показано, что концентрации хлорофилла «а» увеличивались от 0.34—0.37 мкг/л в чистых водах до 0.52—0.56 мкг/л в образующихся льдах.

В снеге на припайных льдах концентрации АУВ были низкими, особенно во взвешенной форме (АУВ_в). Обусловлено это крайне низкими концентрациями аэрозолей в атмосфере Антарктиды, которая закрыта ледовым щитом и собственных аэрозолей почти не дает [1]. Количество взвешенных частиц в снеге (270-660 мкг/л) оказалось даже более низким, чем в снеге дрейфующей станции в районе Северного полюса (в среднем 1300 мкг/л), и величин, определенных в 2001 и 2003 г.г.: 400—2600 мкг/л. При изучении гранулометрического состава аэрозолей в приводном слое атмосферы (2003 г.) по маршруту НЭС «Академик Федоров» от Бискайского залива до Антарктиды было установлено, что в Южном полушарии максимальные концентрации аэрозольных частиц приурочено к северной аридной зоне в четырех градусах к югу от африканского побережья (район Кейптауна). Это обусловлено эоловыми поступлениями с африканского материка, и особенностями циркуляции атмосферных потоков на 40° ю.ш. Начиная с этой широты и вплоть до антарктического побережья (т.е. в умеренных гумидных зонах южного полушария), происходило постепенное снижение их концентраций в атмосфере. Исключение представляет район моря Содружества (залив Прюдс), где на горах летом отсутствует снег, что приводит к увеличению минеральных частиц во взвеси снега. Их концентрации здесь достигали 16700×10^3 частиц/м³. В морях Лазарева, Дейвиса среднее их количество в приводном слое атмосферы составило соответственно 6230×10^3 и 2660×10^3 частиц/м³.

Распределение ОС в снежно-ледяном покрове моря Дейвиса типично для припайных льдов, в которых нарастание происходит снизу [2]. Это подтверждает также распределение солености, которая в верхней части составила 8.5, в средней — 9, в нижней — 10.2‰. При образовании молодого

льда наибольшее количество солей остается в верхнем слое. При дальнейшем нарастании льда, идущем уже от нижней его поверхности, новообразующиеся ледяные кристаллы нарастают в виде игл, направленных по преимуществу вертикально вниз. Поэтому больше рассола успевает стекать вниз.

Наиболее высокие концентрации ОС установлены в нижней части льда. Особенно увеличилось содержание взвешенных форм ОС: для $C_{орг}$ – в 19.4, и для хлорофилла – в 23 раза, липидов – в 3.4. (рис. 1). Связано это с увеличением концентраций самой взвеси почти 2 раза – до 809 мкг/л. Из-за разницы температур на границе лед-вода, в этом слое происходит развитие диатомовых водорослей, обуславливающих увеличение биогенной взвеси и биогенных ОС. По отношению к $C_{орг}$ и взвеси концентрации УВ в нижнем слоя льда были ниже, чем в подледной воде (0.12, 0.01 и 0.72 и 0.12 соответственно), что присуще биогенному ОВ. Во взвеси в припайных льдах концентрации исследованных ОС изменялись синхронно: $r(лип-АУВ)=0.84$, $r(липиды-C_{орг})=0.76$, $r(АУВ-C_{орг})=0.75$, $r(липиды-хлорофилл)=0.73$, $r(АУВ-хлорофилл)=0.87$, $r(C_{орг}-хлорофилл)=0.59$ ($n=10$). Это также указывает на природный биогенный синтез этих соединений, несмотря на высокие их концентрации. Среди алканов доминировали легкие автохтонные гомологи $C_{17}-C_{20}$, характерные для фитопланктона.

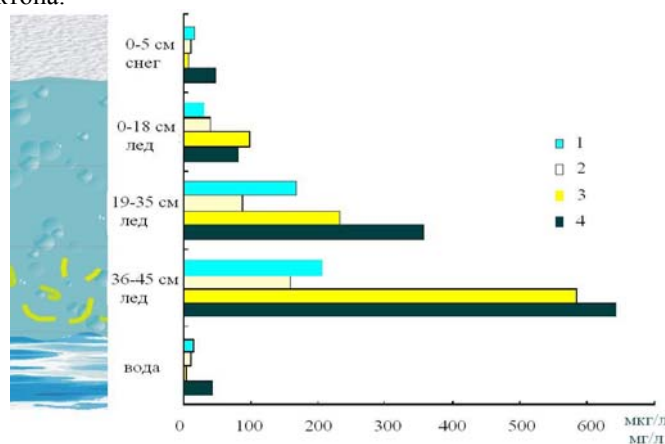


Рис. 1. Распределение органических соединений в снежно-ледяном покрове припайного льда в море Дейвиса. 1 – АУВ, мкг/л*3; 2 – хлорофилл, мкг/л*20; 3 – $C_{орг}$, мкг/л/10; 4 – взвесь, мг/л.

В снеге, собранном на материке Антарктида в районе ледяного барьера в море Лазарева (перегрузка оборудования на ст. Новолазаревская), концентрации АУВ в составили всего 3-4, а в районе обсерватории Мирный – 4-12 мкг/л. Очевидно, из атмосферы со снегом поступает незначительное

количество АУВ, поэтому, несмотря на малую растворимость, АУВ содержатся в основном в растворенной форме. Метеорологические условия на Антарктическом ледовом щите таковы, что внутренние районы хорошо защищены от морских аэрозолей и континентальной пыли, образующейся при разрушении горных пород [1]. В спектре алканов снега доминировали биогенные соединения с максимумом при $n\text{-C}_{17}$. Роль терригенных гомологов в составе АУВ сведена к минимуму, так как на материке Антарктида высшие растения отсутствуют. Вариабельность величин АУВ в снежно-ледяном покрове в районе озер ст. Новолазаревская в 2001–2008 г.г., возможно связана с различной циркуляцией атмосферных потоков из оазиса Ширмахера. Из-за более низкой температуры воздуха в 2008 г. отсутствовали талые воды, которые ранее приносили взвесь в озеро, что способствовало повышению содержания взвеси и ОС во взвеси.

В 2008 г. максимальное увеличение концентраций произошло в снежно-ледяном покрове эпишельфового озера Степпед (район российской станции Прогресс и китайской станции Зонгшан), образованном благодаря таянию ледников и заплеску соленых вод во время шторма из залива Прюдс. Строение керна из озера Степпед свидетельствовало о нарастании льда сверху. Концентрации растворенных липидов в верхнем и нижнем слоях различались в 5.5, а АУВ в 3.9 раза. Состав ПАУ в верхнем слое льда указывал на влияние пирогенных соединений, так как отношение $\text{ФЛ/П}=0.74$ (ФЛ — флуорантен, П — пирен). В озере Степпед и в 2003 г. в подледной воде были обнаружены в большом количестве водоросли, вислоногие рачки, коловратки. Видимо с 2003 г. произошло эвтрофирование вод озера, так как вода в нем пахла сероводородом.

В районе озера Степпед увеличилось содержания УВ также в почве, мхах и лишайниках, водорослях. Антарктическая почва представляет собой выветренные породы. Ничтожное количество ОС, образующихся в результате жизнедеятельности мхов, лишайников и водорослей в условиях низких температур и малого количества влаги разлагается крайне медленно. Они составляют верхний “гумусированный” горизонт почв. По сравнению с данными 2003 г. содержание АУВ в почве, возросло в 2.4 раза. Концентрации ПАУ в исследованных объектах оказались также высокими: в почве — 250, во мху — 39.8, а в водорослях — 10.7 нг/г сухой массы. Распределение маркеров в составе ПАУ свидетельствует о влиянии антропогенных поступлений. Высокие концентрации ФЛ и П могут быть обусловлены поступлением с аэрозолями продуктов сгорания различных видов топлива. Согласно маркерам, наиболее загрязнен пирогенными и нефтяными ПАУ мох в районе озера Степпед ($\text{ФЛ/П}=0.27$, а $\text{Н/Ф}=1.8$).

Напротив, в районе ст. Новолазаревская концентрации ОС в почве уменьшились, по сравнению с 2001 г.: для района ДЭС — в 3.3 раза. В тоже время почва в этом районе, в отличие от других образцов, пахла нефтью, и концентрации АУВ в ней оставались достаточно высокими (9784 мкг/г).

Состав ПАУ в почве указывает максимальное содержание нефтяных и пирогенных УВ, так как отношение ФЛ/П имеет минимальную (0.1), а отношение Н/Ф — максимальную (1.12) величину. Для сравнения в почве ст. Мак-Мердо концентрации были выше: АУВ изменялась от < 30 до 29100 мкг/г сухой массы, а ПАУ — от 664 до 72267 нг/г сухой массы [3].

Таким образом, в отсутствии антропогенных источников антарктический снежный покров характеризуется низким содержанием ОС, как на припайных, так и озерных льдах. Полеты вертолетов и деятельность станций могут приводить к увеличению их концентраций. Поэтому снежный покров обладает свойствами, делающими его удобным индикатором состояния экосистемы.

При образовании антарктических льдов, наблюдается не только аккумуляция АУВ из воды, но и их биосинтез внутри льда. В связи с тем, что основное распределение организмов связано с поверхностью льда, то аккумуляция ОС происходит в барьерных зонах снег-лед и лед-вода, что приводит к увеличению здесь концентраций УВ, особенно во взвеси.

Данные по содержанию УВ свидетельствуют о том, что природные процессы могут формировать их уровни, сопоставимые с величиной ПДК для нефтяных УВ (50 мкг/л). В частности, в нижнем слое припайного льда в море Дейвиса содержание АУВ составило 68.5-78.2 мкг/л. Содержание АУВ во льду в районе колонии пингвинов возле острова Буромского (2001 г.) достигало 80 мкг/л, а в подледной воде на озере Хасуэлл (2003 г.) — 500 мкг/л. Эти величины концентраций, несмотря на то, что превышали ПДК для нефтяных УВ в 1.6 – 10 раз, связаны с жизнедеятельностью пингвинов, а не с поступлением нефтяных загрязняющих веществ. Поэтому использование величины ПДК для установления меры загрязненности водных объектов УВ вызывает большие сомнения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РАН, РФФИ (грант 08-05-00094а); Программы № 17 фундаментальных исследований Президиума РАН, гранта Президента РФ (НШ-2236.2006.5); проекта «Наночастицы во внутренних и внешних сферах Земли».

1. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
2. Немировская И.А. Органические соединения в снежно-ледяном покрове Восточной Антарктиды // Геохимия. 2006. № 8. С. 891—901.
3. Kim M., Kennicutt II M.C., Qian Y. Molecular and stable carbon isotopic characterization of PAH contaminants at McMurdo Station, Antarctica // Mar. Pollution Bull. 2006. V.52. P. 1585—1590.

Organic compounds data (including C_{org}, lipids, hydrocarbons, chlorophyll “a”, particulate matter) in snow, sea and lake ice and in sub ice water in coastal sea zone and in continental lakes of East Antarctic received in 2001, 2003 and

2008 years is considered. It was shown that the increase of HC concentrations in the surface water (up to 29 $\mu\text{g/l}$) take place in the frontal zone and by forming of young ices. Concentration of HC increases in snow with growth of concentration of aerosols in the atmosphere. Autochthonous processes even at low temperatures may form high concentration of HC in the bottom part of ices on border with sea water, especially in the particulate forms (up to 78.2 $\mu\text{g/l}$). There is a synchronous change of all studied connections in snow-ice cover.

В.Н. Орешкин

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

Прямой атомно-абсорбционный и атомно-флуоресцентный анализ морских и речных взвесей и концентратов

V.N. Oreshkin

(Institute of Basic Biological Problems, RAS, ifpb@issp.serpukhov.su)

Direct atomic absorption and atomic fluorescence analysis of sea and river suspended matter and concentrate

Определение фоновых ультрамалых количеств редких и рассеянных элементов в природных водах взвесах, донных осадках, биообъектах необходимо для решения научных и практических задач в области геохимии и геоэкологии моря. Для определения следов металлов в образцах часто применяют высокочувствительные методы электротермического атомно-абсорбционного (АА) и атомно-флуоресцентного (АФ) анализа, включая комбинированные варианты с предварительным концентрированием (химико-АА, АФ определение). В электротермические атомизаторы различных типов помещают обычно растворы. Твердые пробы (взвеси, донные осадки, биообъекты) переводят в раствор. Концентраты, например, после стадий сорбционного концентрирования элементов из морских и речных вод, также растворяют или элементы десорбируют. Таким образом, этап пробоподготовки является достаточно сложным и при определении следов элементов оказывает значительное влияние на качество результатов. На различных стадиях пробоподготовки велики риски загрязнений проб или потерь элементов (реагенты, посуда, инструменты, воздух лабораторного помещения).

В АА и АФ анализе успешно развивается и другое направление - прямое определение элементов в пробах без дополнительных стадий химической подготовки. В электротермические атомизаторы дозируют непосредственно твердые пробы, суспензии или матрицы-концентраты без подготовки или после смешивания с графитовым порошком. При определении растворенных форм ($\text{Эл}_{\text{раст.}}$) и общего содержания элементов ($\text{Эл}_{\text{раст.}} + \text{Эл}_{\text{взв.}}$) в морских и речных водах в электротермический тигельный атомизатор-

микроколонку перенесена стадия динамического сорбционного концентрирования и выделения взвеси, что упрощает пробоподготовку в комбинированных сорбционно-АА/АФ методах [1]. После концентрирования термообработке и атомизации подвергается твердый концентрат (ДЭТАТА-сорбент) или концентрат+взвесь.

Прямое электротермическое АА и АФ определение элементов в твердых пробах (взвеси, донные осадки, концентраты, биообъекты) осложняется значительными неселективными помехами и матричными эффектами в аналитической зоне атомизатора. Для уменьшения влияния состава проб используют различные подходы: термообработку (озоление) проб, испарение элементов в изотермически нагретую аналитическую зону атомизатора, разбавление проб графитом и модифицирование с помощью реагентов (что крайне нежелательно при определении следов элементов), фильтрование паров через графитовые фильтры, быстрый форсированный нагрев, фракционное испарение (селективное концентрирование) и другие. Эффективным приемом все чаще применяемым в последние годы является предварительное фракционное испарение твердой пробы с последующей независимой атомизацией конденсата (т.е. термомодифицированных компонентов пробы) на вспомогательной поверхности атомизатора. Такой подход был реализован при определении следов Ag, Bi, Cd, Pb, Hg, In Tl в морских и речных взвесах, донных осадках, планктоне, сорбентах-конcentратах в диапазоне содержаний $<1 \cdot 10^{-7}\%$ - $1 \cdot 10^{-4}\%$. Для фракционного испарения твердых проб (навески до 30-100 мг или части мембранного фильтра) использовали известную систему графитовый тигель (испаритель) - охлаждаемый электрод или стержень (приемники конденсата). Атомизацию термомодифицированных проб и конденсатов проводили в графитовых двух/трехкамерных тигельных и стержневых атомизаторах ("тигель-ячейка", "стержень-ячейка", "тигель-цилиндр-ячейка" и др.) с независимым нагревом зон испарения и атомизации [1,2]. Применение стадий фракционного испарения позволяет решить и другие проблемные вопросы анализа, в частности, уменьшить потери на стадии термообработки-озоления проб. Как известно, на необходимой стадии озоления (обычно 400-800⁰С) биогеохимических и биологических образцов возможны значительные потери летучих металлов - Ag, Bi, Cd, Pb, Tl, Hg и других (в основном в виде металлоорганических соединений и в составе аэрозоля). Существенные потери Ag, Cd, Pb, Tl (до 50% и более) отмечены на стадии озоления некоторых образцов морских взвесей даже при минимальных температурах 400-500⁰С [3] (табл.1). Как видно, данные полученные с использованием более трудоемких способов подготовки проб выше. Вместе с тем, в образцах взвеси и матрице взвесь+концентрат с высоким содержанием органического вещества часто возможно прямое АА, АФ определение следов элементов после стадии озоления с применением известных способов коррекции фона, но без дополнительных приемов

подавления помех (неселективное поглощение $<0,05-0,1$). Следовательно, может быть исключена стадия полной отгонки-конденсации элементов при нагревании образцов до $1500-2000^{\circ}\text{C}$. На этой высокотемпературной стадии значительны технические трудности (охлаждаемая зона конденсации расположена близко к испарителю) и, кроме того, не исключены диффузионно-конвективные потери элементов в системе тигель-стержень [3]. Задача упрощается при температурах тигля с пробой $\leq 1000^{\circ}\text{C}$. "Негативное" явление частичного фракционного испарения элементов на стадии озоления предложено использовать и сначала озолить образцы с высоким содержанием органического вещества в системе "тигель-стержень", а затем проводить одновременную атомизацию термомодифицированной пробы в тигле и микропробы-конденсата летучих компонентов на поверхности стержня-приемника [3].

Для анализа этих двух матриц предложен трехкамерный графитовый атомизатор "тигель-ячейка-стержень" с двумя зонами испарения (тигель, стержень) и общей аналитической зоной (ячейка). Все три зоны в атомизаторе имеют собственные держатели-электроконтакты и режим их нагрева регулируется независимо. Следовательно, на стадии атомизации достигается одновременное испарение элементов в предварительно нагретую общую изотермичную аналитическую зону в ячейке. Эксперименты показали эффективность предложенного подхода при определении элементов в пробах морской и речной взвеси и матрице концентрат-взвесь ($\text{Эл}_{\text{раств.}} + \text{Эл}_{\text{взв.}}$) [3]. Улучшены метрологические характеристики результатов определения летучих элементов в образцах с повышенным содержанием органического вещества. В таблице 2 приведены результаты контрольных определений элементов в образце взвеси Атлантического океана [3]. Использовали также сорбционно-АА метод с растворением взвеси и концентрированием элементов на ДЭТАТА-сорбенте. Полученные данные удовлетворительно согласуются, т.е. значимая систематическая погрешность отсутствует. В таблице приведены результаты прямого анализа с озолением и атомизацией взвесей в тигле без стадии конденсации. Повидимому, значительны потери Pb (и частично Cd) на стадии озоления пробы в тигле.

Следует отметить, что в разработанном варианте анализа упрощается выбор температуры озоления твердых образцов. Нет необходимости устанавливать минимальную температуру $400-500^{\circ}\text{C}$ (обычно рекомендуемую) или применять реагенты-модификаторы (для уменьшения потерь элементов). Возможно озоление при температурах $>500^{\circ}\text{C}-1000^{\circ}\text{C}$ с целью более полного термического разложения компонентов пробы и уменьшения помех на следующей стадии атомизации в трехкамерном атомизаторе "тигель-ячейка-стержень".

Таким образом, предложен вариант АА анализа твердых проб с применением низкотемпературной стадии фракционного испарения твердых взвесей и концентратов.

1. Орешкин В.Н., Цизин Г.И., Золотов Ю.А. Журн. аналит. химии. 2002. Т. 57. № 9. С. 923.
2. Орешкин В.Н., Таций Ю.Г., Внуковская Г.Л. Океанология. 2007. Т. 47. № 6. С. 947.
3. Орешкин В.Н., Цизин Г.И. Журн. аналит. химии. 2008. Т. 63. № 11. С. 1164.

Таблица 1. Некоторые результаты атомно-абсорбционного определения элементов в морских взвесьях с применением различных способов подготовки проб ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Элемент	Смешивание с графитовым порошком	Смешивание с графитовым порошком и прессование	С растворением пробы и концентрированием элементов [2].
Ag, $n \cdot 10^{-4}\%$	0,90	>2	3,3
Cd, $n \cdot 10^{-4}\%$	2,3	>3	4,2
Pb, $n \cdot 10^{-3}\%$	4,1	≥ 8	9,7
Tl, $n \cdot 10^{-4}\%$	1,1	>1	2,0

Примечание (табл. 1, 2): температура на стадии озоления - $450-500^{\circ}\text{C}$, на стадии атомизации - $1900-2300^{\circ}\text{C}$.

Таблица 2. Результаты контрольных определений элементов в морской взвеси ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Элемент	Введено элемента, $n \cdot 10^{-4}\%$	АА метод с конденсацией паров пробы на стадии озоления [3]	Сорбционно-АА метод [1]	Прямой АА метод без конденсации паров пробы на стадии озоления
Cd	0 0,5	$0,12 \pm 0,03$ $0,60 \pm 0,08$	$0,14 \pm 0,03$ $0,6 \pm 0,2$	0,10
Pb	0 5,0	8 ± 1 14 ± 2	7 ± 1 15 ± 3	≤ 9
Tl	0 0,5	$0,09 \pm 0,01$ $0,6 \pm 0,1$	$0,08 \pm 0,02$ $0,7 \pm 0,2$	0,031

A new variant of electrothermal direct atomic absorption method for determination of trace elements in sea- and river-suspended matter and concentrate has been suggested.

**В.В. Полькин¹, М.В. Панченко¹, С.А. Терпугова¹,
Л.П. Голобокова², Т.В. Ходжер², У.Г. Филиппова²,
В.П. Шевченко³, А.П. Лисицын³**

(¹Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН, г. Томск, e-mail: victor@iao.ru, swet@iao.ru, ²Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, lg@lin.irk.ru,

³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, vshevch@ocean.ru)

Сравнительные исследования микрофизических и химических характеристик приводного аэрозоля Белого, Карского и Каспийского морей

**V.V. Polkin¹, M.V. Panchenko¹, S.A. Terpugova¹,
L.P. Golobokova², T.V. Khodzher², U.G. Filippova²,
V.P. Shevchenko³, A.P. Lisitzin³**

(¹V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, Russian Academy of Sciences, Siberian Branch, Tomsk, ²Limnological Institute, Russian Academy of Sciences, Siberian Branch, Irkutsk, ³P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Comparative investigations of microphysical and chemical characteristics of near-water aerosol of the White, Kara and Caspian Seas

Важность исследований, выполняемых авторами, диктуется возрастающей значимостью атмосферного канала обмена и перераспределения аэрозольного вещества между морем и сушей [1]. Белое море практически полностью, а Каспийское полностью окружены сушей, что существенным образом усиливает влияние процессов на суше на аэрозольную обстановку в приводном слое. Карское и Белое моря, являясь частью Северного Ледовитого океана, считаются важным звеном в понимании современной глобальной климатической системы и ее вариаций [2–4].

Изучение пространственно-временной изменчивости параметров аэрозольных частиц приводного слоя морской атмосферы Белого моря проводилось на протяжении ряда лет. Исследования выполнялись в рамках проекта “Система Белого моря” [5] и проектов Международного полярного года “Исследование олового и ледового переноса и потоков вещества (включая экотоксиканты) в Арктике”, Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 17 “Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология” по проекту “Исследование свойств и закономерностей изменчивости атмосферного аэрозоля над океаном”.

Измерения микроструктуры, массовой и счетной концентрации, содержания микрокристаллического углерода и химического состава аэрозоля выполнялись в экспедициях на борту НИС «Профессор Штокман» (55, 64, 71, 80-е рейсы) в 2003–2006 гг. и НИС «Академик Мстислав

Келдыш» (53-й рейс) в 2007 г. Исследования в Карском море проводились на НИС «Академик Мстислав Келдыш» (54-й рейс) в сентябре–октябре 2007 г., в Каспийском море на НИС "Рифт" в 29-м рейсе осенью 2008 г. [6–8].

Исследование аэрозольных параметров проводилось вдоль маршрутов НИС с помощью автоматизированного мобильного аэрозольного комплекса (аэрозольная станция), в состав которого входили модифицированный нефелометр углового рассеяния типа ФАН, автоматизированный фотоэлектрический счетчик частиц (ФСЧ) АЗ-5 и аэталометр (фотометр поглощения). Дисперсный состав (гранулометрия) и счетная концентрации аэрозоля N_A (см⁻³) определялись с помощью автоматизированного ФСЧ в диапазоне размеров частиц от 0.4 до 10 мкм [9]. Нефелометр ФАН измерял коэффициент направленного аэрозольного рассеяния $\mu(45^\circ)$ (км⁻¹ · ср⁻¹) под углом рассеяния 45° на длине волны 0.52 мкм [10]. С помощью выражения из эмпирической модели атмосферных дымок ИФА РАН [11] определялись значения массовой концентрации субмикронного аэрозоля M_A (мкг · м⁻³). Аэталометр измерял массовую концентрацию микрокристаллического углерода M_{BC} (мкг · м⁻³) в атмосферном воздухе [12]. Весь процесс измерений автоматизирован. Было проведено около 1500 серий измерений параметров для Белого моря, около 1400 для Карского и более 500 серий для Каспийского. Химический ионный состав аэрозоля определялся по данным забора проб воздуха на аэрозольные фильтры. В лабораторных условиях определялись: H⁺, Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, NH₄⁺, Cl⁻, NO₃⁻, HCO₃⁻, SO₄²⁻. В акватории Белого моря было проведено 92 серии забора проб аэрозоля на фильтры аспиратора, Карского моря – 48, Каспийского – 13.

Табл. 1. Средние характеристики приводного аэрозоля.

Море	M_A , мкг · м ⁻³	M_{BC} , мкг · м ⁻³	N_A , см ⁻³
Белое	6.3 ± 4.5	0.31 ± 0.23	8.22 ± 6.90
Карское	2.6 ± 2.7	0.09 ± 0.21	5.36 ± 5.23
Каспийское	17.6 ± 21.3	0.41 ± 0.4	15.7 ± 14.5

Сравнивая аэрозольные характеристики (табл.1), можно отметить, что во всех районах Карского моря средние значения аэрозольных параметров ниже, чем в акватории Белого и Каспийского морей. По параметру M_A это различие составляет от 2 (п-ов Ямал, север Новой Земли) до 9 раз (залив Благополучия, Обская губа). По концентрации сажи M_{BC} от 3 (п-ов Ямал) до 17 раз (залив Благополучия). По общей концентрации аэрозольных частиц N_A различие данных не так контрастно. Для Карских Ворот, п-ва Ямал и севера Новой Земли значения N_A практически такие же, как в Белом море. Для Обской губы концентрация N_A меньше чем для Белого моря на порядок

величины. Для Каспийского моря средние параметры самые высокие, что объясняется местоположением – в глубине континента, и следовательно оно подвержено более мощному воздействию антропогенных и естественных источников аэрозоля.

Аппроксимация объемных распределений по размерам частиц проводилась в виде суммы двух логарифмически нормальных распределений. Результаты аппроксимации представлены в табл. 2.

Табл. 2. Средние характеристики дисперсного состава

Море	Субмикронная фракция			Грубодисперсная фракция		
	V_c , мкм ³ см ⁻³	σ_c	R_c , мкм	V_g , мкм ³ см ⁻³	σ_g	R_g , мкм
Белое	37.6	0.60	0.10	19.7	1.19	2.15
Карское	5.5	0.61	0.13	6.8	0.80	2.05
Каспийское	40.0	0.68	0.078	5.0	0.85	1.65
Каспий-мгла	80.0	0.60	0.09	7.2	0.94	1.8

Основные различия в распределениях наблюдаются в субмикронной области размеров для $R < 1$ мкм. Более высокие значения функции распределения в этой области объясняется тем, что Белое и Каспийское моря, в отличие от Карского, являются внутренними, и поэтому приводный аэрозоль подвержен влиянию континентальных источников, которые, в свою очередь, могут иметь как антропогенное, так и терригенное происхождение (в частности мгла обусловленная пылевыми выносами слабопоглощающего аэрозоля с восточного побережья, со стороны Прикаспийской низменности).

Сравнение ионного состава аэрозоля для разных морей показало, что средние значения концентраций практически всех ионов наибольшие в районе Белого моря. По ионам морского происхождения (Cl^- , Na^+ , Mg^{2+}) превышение здесь составляет от 1.4 до 1.7 раз. По «континентальным» ионам (Ca^{2+} , SO_4^{2-} , NO_3^- , NH_4^+) эти различия доходят до 2.3–3.7 раз. Исключением является K^+ , концентрация которого в 1.4 раза выше над Карским морем, чем над Белым. Для Каспийского моря концентрации ионов морского происхождения (Cl^- , Na^+ , Mg^{2+}) почти на порядок ниже, чем для Белого, а «континентальных» ионов Ca^{2+} , SO_4^{2-} , NH_4^+ близки. Самые высокие концентрации NO_3^- и HCO_3^- обнаружены в приводном аэрозоле Каспия.

Для оценки вклада континентальных и морских источников в формирование химического состава приводного аэрозоля была использована методика с использованием долевых факторов V_{cont} и V_{ocean} , представляющих долю массовой концентрации ионов континентального происхождения и долю массовой концентрации ионов, образовавшихся из морской воды, соответственно [13, 14].

В зависимости от комплекса гидрометеорологических условий V_{cont} варьировал в широком диапазоне ($\sim 0.1-1$), а средняя величина для Белого моря составляет 0.38 (соответственно $V_{ocean} = 0.62$). То есть, вклад континентальных источников существенный, хотя роль морских источников в среднем преобладает. Для центральных районов Карского моря среднее значение долевого фактора V_{cont} составило 0.3, а для районов прилежащих к континенту этот параметр может достигать значений 0.6–0.8. Самые высокие средние значения долевого фактора $V_{cont} = 0.69$ наблюдаются в Каспийском море.

Полученные многолетние данные о микрофизических характеристиках аэрозоля и его химическом составе убедительно свидетельствуют о том, что значительные участки акватории Белого моря подвержены антропогенному загрязнению через атмосферный канал и находятся под постоянной антропогенной нагрузкой. Это прибрежные районы Двинского залива и устья р. Северной Двины, Кандалакшского залива (ближе к г. Кандалакша), а также прибрежные районы Кольского п-ва. Заметному влиянию континентальных источников аэрозоля подвержены прибрежные районы Карского моря со стороны континента (п-ов Ямал) и Каспийского моря со стороны солончаков восточного побережья и выносов аридного аэрозоля со стороны пустыни Каракумы.

Относительно чистыми и мало подверженными аэрозольным выносам с континента можно считать центральные районы Белого и Карского морей.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 17 «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология», проект «Исследование свойств и закономерностей изменчивости атмосферного аэрозоля над океаном» и РФФИ (грант 07-05-00691).

1. Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А., Смирнов В.В., Серова В.В., Штайн Р. Аэрозоли Арктики – результаты десятилетних исследований // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 6–7. С. 551–576.
2. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
3. Lisitzin A.P. Sea-ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean: Recent and Past. Berlin, Heidelberg: Springer, 2002. 563 p.
4. Shevchenko V., Lisitzin A., Vinogradova A., Stein R. Heavy metals in aerosols of the seas of the Russian Arctic // The Science of the Total Environment. 2003. V. 306. P. 11–25.
5. Лисицын А.П. Новые возможности четырехмерной океанологии и мониторинга второго поколения – опыт двухлетних исследований на Белом море // Актуальные проблемы океанологии. Гл. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2003. С. 503–556.

6. Польшин В.В., Голобокова Л.П., Погодаева Т.В., Козлов В.С., Коробов В.Б., Лисицын А.П., Панченко М.В., Пескова М.А., Ходжер Т.В., Шевченко В.П. Состав аэрозолей приводного слоя атмосферы над Белым морем во второй половине августа 2003 и 2004 гг. // *Фундаментальные исследования океанов и морей* / Гл. ред. Н.П. Лаверов. Кн. 2. М.: Наука, 2006. С. 413–439.
7. Польшин В.В., Щелканов Н.Н., Голобокова Л.П., Панченко М.В. Сравнение методик оценки вклада континентальных и морских источников в ионный состав приводного аэрозоля Белого моря // *Оптика атмосферы и океана*. 2008. Т. 21. № 1. С. 23–26.
8. Польшин В.В., Панченко М.В., Грищенко И.В., Коробов В.Б., Лисицын А.П., Шевченко В.П. Исследования дисперсного состава приводного аэрозоля Белого моря в конце летнего сезона 2007 г. // *Оптика атмосферы и океана*. 2008. Т. 21. 2008. № 10. С. 836–840.
9. Шмаргунов В.П., Польшин В.В. Аэрозольный счетчик на базе АЗ-5. // *Приборы и техника эксперимента*. 2007. № 2. С. 165.
10. Шмаргунов В.П., Козлов В.С., Тумаков А.Г., Польшин В.В., Панченко М.В. Автоматизированный аэрозольный нефелометр на базе ФАН // *Приборы и техника эксперимента*. 2008. № 5. С. 165.
11. Горчаков Г.И., Емиленко А.С., Свириденков М.А. Однопараметрическая модель приземного аэрозоля // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1981. Т. 17. № 1. С. 39–49.
12. Hansen A.D.A., Rosen H., Novakov T. The aethalometer – an instrument for the real-time measurement of optical absorption by aerosol particles // *The Science of the Total Environment*. 1984. V. 36. N 1. P. 191–196.
13. Панченко М.В., Польшин В.В., Голобокова Л.П., Чубаров М.П., Нецветова О.Г., Домышева В.М. Влияние континента на дисперсный и химический состав приводного аэрозоля Атлантики // *Оптика атмосферы и океана*. 1997. Т. 10. № 7. С. 741–750.
14. Польшин В.В., Щелканов Н.Н., Голобокова Л.П., Панченко М.В. Сравнение методик оценки вклада континентальных и морских источников в ионный состав приводного аэрозоля Белого моря // *Оптика атмосферы и океана*. 2008. Т. 21. 2008. № 1. С. 23–26.

The results of investigations of microstructure, mass and number concentrations, content of black carbon and ion composition of soluble fraction of near-water aerosol obtained at White Sea in 2003–2007, Kara Sea in 2007 and Caspian Sea in 2008 are compared.

С.А. Сафарова

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

Аэропалинологические исследования над океанами

S.A. Safarova

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS)

Aeropalinalogical studies above oceans

В результате многочисленных океанографических экспедиций Института Океанологии Российской Академии наук был собран и обобщен обширный материал по изучению аэрозолей над океанами (Атлантическим, Индийским).

Изучение аэрозолей имеет значение как в выяснении вопросов загрязнения атмосферы в целом, так и для решения вопросов экологии окружающей среды, климатологии, выявления механизмов поставки осадочного материала в океан. Океанские аэрозоли, как показали проведенные исследования представлены многими компонентами: это и биогенный материал континентального и морского происхождения (пыльца, споры наземных растений растительные волокна диатомовые) продукты выветривания континентальных пород, продукты вулканического происхождения антропогенные частицы (летучий пепел, частицы сгорания) особенно часто вблизи континентов. Сборы проб аэрозолей проводились сетевым и фильтрационным методами в юго-западной и центральной частях Атлантического океана (во время перехода научного судна от мыса Горн до Пиренейского полуострова, максимальное содержание золы достигало до 173 гр.). Состав его анализировался разными методами. Проведенный гранулометрический анализ показал, что в пробах преобладает песчано-алевритовый материал, минеральный же анализ этих фракций зафиксировал наличие кварца. В большинстве проб его содержание составляло 45–60% (определение В.В. Серовой). Почти постоянно отмечалось присутствие гидроокислов железа, что очень типично для материалов пустынного генезиса. Судя по набору минералов в составе аэрозольной взвеси можно говорить о двух возможных ее источниках: в пробах северной части океана (пробы 29, 30, 31) превалирует влияние выноса с Африканского континента, а проба Южной части океана (проба 22), очевидно, имеет своим источником пустынные области Южной Америки. Наиболее четко связь с питающими провинциями северо-западной Африки показывают минералы индикаторы – доломит, каолинит и палыгорскит.

Остановимся более подробно на второй части аэрозольного осадка – биогенной, которая достигает в большей части образцов более 50%. Палинологический анализ этих проб показал, что значительную ее долю составляют пыльца и споры растений. По проведенным расчетам на 1 г золы приходится в среднем до 4000 пыльцевых и споровых

зерен. Качественный анализ взвеси с точки зрения пыльцевого материала полностью отражает растительные зоны соответствующих континентов. В пробах отмечены пыльца семейства Pinaceae, Betulaceae, много Gramineae представленных пылью древовидных форм, Artemisia, Ericaceae, Compositae (многочисленные виды Senecio, Statice (представители крупных кустарников), Chenopodiaceae, а также споры древовидных папоротников. При анализе образцов 20–23 (когда судно находилось в 300–500 км от берега) отмечено довольно большое количество взвеси до 35 гр. Источником материала здесь были главным образом центральные и Южные области Южной Америки. При ветрах юго-восточного направления со стороны океана количество взвеси резко падает, доля пыли в ней также сокращается (26–28 г). Расстояние от источников выноса – 4500–5000 км (образец 29). Примерно в районе экватора начинается зона пассатных ветров северного полушария. Здесь преобладают ветры северо-восточного направления, которые сохраняются до 35–36° с.ш. Сила ветра в период сбора проб аэрозолей колебалась в пределах 6–12 м/сек (пробы 30–32). В этом районе концентрация золовой взвеси была максимальной (около 61–173 г), расстояние от берега составляло от 700 км (проба 34) до 2000 км (проба 30). Основным источником в этих районах Атлантики является Западная Сахара. Хотя количество взвеси в этом районе было максимальным, но пыльцевой материал был минимальным. Это и понятно, так как растительный покров здесь беден, представлен лишь ксерофитными полукустарниками и кустарниками. Пыльцевой спектр в качественном отношении отражает в целом растительность этого региона – отмечены пыльца различных видов Gramineae, Artemisia, Compositae, Statice, Leguminosae, Liliaceae. В районе Канарских островов и о. Зеленого Мыса (образцы 33–35) концентрация пыли несколько увеличивается (до 920 пыльцевых зерен на грамм осадка). Это видимо происходит за счет более богатой островной флоры. В пыльцевом спектре появляется пыльца древесных, в частности характерная пыльца этого региона – Pinus kanariensis, а также Leguminosae, Euphorbiaceae (Euphorbia splendens, E. Grandicornis), Pholnix kanariensis, Iridaceae, Salix, Compositae, Ericaceae (Erica arborea) и др.

В результате проведенных анализов количественного и качественного состава аэрозолей, учета направления скорости ветров, характера растительности побережий, расчетов концентрации спор и пыли растений в общем составе золовой взвеси, выявлении путей миграции антропогенного материалов – индикаторов золового переноса, путей транспортировки биологической части взвеси установлено, что в распространении золовой взвеси над океанами существует климатическая и циркумконтинентальная зональность.

По Индийскому океану общие закономерности остаются те же, хотя имеются небольшие различия.

Using the results of the qualitative and quantitative analyses, data on wind direction, vegetation type on the nearby land, concentration of spores and pollen in aerosols, and type of anthropogenic components in samples, the routes of the aerosol transportation can be established. I conclude that the climatic and circumcontinental zonation regulate distribution of the eolian suspended material above the oceans. A similar pattern of the aerosols distribution is also characteristic for the Indian Ocean.

**Т.В. Ходжер, Н.А. Бондаренко, О.И. Белых,
Л.П. Голобокова, О.В. Артемьева, Н.Ф. Логачева,
И.В. Тихонова, И.А. Теркина, Т.Я. Косторнова,
В.В. Парфенова**

(Лимнологический институт СО РАН, Улан-Баторская, 3, Иркутск, 664033, Россия
khodzher@lin.irk.ru)

Химия льда и структура ледовых сообществ озера Байкал

**T.V. Khodzher, N.A. Bondarenko, O.I. Belykh,
L.P. Golobokova, O.V. Artemyeva, N.F. Logacheva,
I.A. Terkina, T.Ya. Kostornova, V.V. Parfenova**

(Limnological Institute SB RAS, 3, Ulan-Batorskaya, Irkutsk, 664033, Russia)

Chemistry of ice and structure of Lake Baikal ice communities

Активных исследований пресноводных ледовых организмов не проводилось, но сообщества морских льдов исследованы хорошо [1-2]. В пресных ледовых покровах, где жидкая фаза занимает большой объем, было обнаружено сообщество, включающее бактерии, водоросли, жгутиковые и инфузории [3]. Кроме сообществ, развивающихся в межкристаллической ледовой воде, обнаружены сообщества обрастаний нижней поверхности речного льда [4]. Для пресных вод известны работы по ледовым водорослям реки Белой и озера Кандры-Куль [5], реки Святой Лаврентий [6].

Химическая природа байкальского льда впервые была изучена К.К. Вотинцевым и А.И. Мещеряковой [7]. Определенной неожиданностью стало обнаружение в ледяном покрове ультрапресного озера Байкал криофильных сообществ [8-9]. Целью настоящей работы являлось выяснение особенностей структуры фото- и гетеротрофной составляющей сообществ байкальского льда и оценка влияния их жизнедеятельности на его химический состав.

Материалы и методы

Исследования проводили в ледовый период 2007-2008 гг. в Южном Байкале. Станции отбора проб располагались в прибрежье озера (в 50-ти и 290 м от берега) и в 4-х км от берега. Глубина на станциях в месте отбора проб была 1.4, 3.4 и 1400 м, соответственно. Колонки льда вырезали

большим пластом площадью около 0.25 м². В лаборатории в стерильных условиях керны разрезали послойно на образцы толщиной 10-15 см, предварительно сколов около 10 см льда с внешних краев. Проанализировано 8 кернов, отобранных в марте-апреле 2007 г. и 2008 г., в докладе представлен анализ 4-х типичных.

Образцы для исследования химического состава льда оттаивали в полипропиленовой посуде при комнатной температуре. В нефiltroванной талой воде при температуре 25 °С производили измерение величины pH. Оставшуюся талую воду фильтровали через ацетат целлюлозные фильтры с размером пор 0.45 мкм. В фильтрате измеряли электропроводность (ЕС), на атомно-адсорбционном спектрометре ААС-30 (Karl Zeiss) проводили определение катионов (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺). Анионы (HCO₃⁻, Cl⁻, SO₄²⁻) определяли на высокоэффективном хроматографе «Милихром А-02» (www.econova.ru). Состав соединений биогенных элементов (NO₃⁻, NH₄⁺, NO₂⁻, Si, PO₄³⁻) анализировали фотометрически. Правильность анализа контролировали путем расчета ошибки ионного баланса и ошибки сравнения рассчитанной и измеренной удельной электропроводности.

Пробы для оценки мелких организмов растапливали при комнатной температуре в темной посуде, затем фиксировали глутаральдегидом до 2% концентрации, фильтровали через поликарбонатные фильтры «Millipore». Для каждой пробы готовили четыре варианта образцов: 1) без окраски (для исследования цианобактерий); 2) окрашивали DAPI (бактерии), 3) окрашивали примулином (флагелляты); 4) для сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). Для учета автотрофного пикопланктона и бактерий расплав льда объемом 10-200 мл фильтровали через фильтры с диаметром пор 0.22 мкм; для флагеллят - 1 мкм. Фильтры исследовали при увеличении x1250 в микроскопе Axiovert 200 (Zeiss), снабженном ртутной лампой HBO 100W. Для СЭМ фильтры (0.45 мкм) с материалом дегидратировали в растворах этилового спирта возрастающей концентрации. Препараты высушивали при 40°C, напыляли золотом в приборе SCD-004 (Balzers) и исследовали в сканирующем электронном микроскопе Philips SEM 525 M.

Образцы для изучения видового состава и количественных характеристик водорослей фиксировали раствором Утермея. Расплав оттаивали и концентрировали методом седиментации, при обработке применяли традиционные методы [10]. Концентрат просматривали в камере Нажотта объемом 0.1 мл в световом микроскопе "Peraval" при увеличении микроскопа x720. Биомассу водорослей определяли с учётом индивидуальных объёмов их клеток [11].

Результаты

Талая вода кернов, как и вода Байкала, являлась в основном, гидрокарбонатно-кальциевой. Преобладающими ионами в ней были HCO₃⁻ и Ca²⁺, концентрации которых достигали 25-35%-экв и выше. Величина pH, как и минерализация, была наиболее высокой (5.8-6.7) во всех кернах,

отобранных в апреле, а низкой (5.4-5.9) – в марте в керне, отобранном на станции в 290 м от берега. В ледовой воде прибрежья в марте 2007 г., начиная со слоя 40-50 см, отмечено изменение класса вод на фоне снижения минерализации с гидрокарбонатного на нитратный с концентрацией этих ионов до 23-34%-экв. Минимальные концентрации биогенных элементов (нитратов и фосфатов) в ледяном покрове литоральной зоны отмечены в марте (слой 25-40 см). В апреле в этом же слое отмечено повышение концентраций фосфатов, аммония и нитритов. В глубоководной части озера в марте 2007 г. в верхнем слое (0-10 см) воды относились к сульфатному классу, в более глубоких слоях керна (10-40 см) – гидрокарбонатному, в слое 40-65 см – нитратному. В марте 2008 г. ледовая вода была в основном гидрокарбонатной, за исключением слоя 40-50 см, где на фоне минимальной минерализации воды (0.3 мг/л) класс вод изменился на сульфатный. Группа талых вод являлась смешанной натриево-кальциевой с большим долевым содержанием ионов калия, до 10%-экв. В марте 2008 г. содержание биогенных элементов в ледовой воде ниже, чем в 2007 г.

Бактериальное сообщество льда представлено преимущественно палочковидными и кокковидными клетками диаметром от 0.3 до 1.5 мкм, одиночными либо агрегированными в длинные тяжи и бесформенные агрегаты, а также найдены в составе пеллет ракообразных. В срединных слоях кернов обнаружены в большом количестве дрожжеподобные клетки и мицелий актиномицетов. В 2007 г. общая численность бактерий (ОЧБ) в ледовых кернах прибрежья варьировала от 63 до 220 тыс. кл/мл, наибольшая концентрация выявлена в нижних слоях. Максимальная биомасса (52.8 мг/м³) была на прибрежных станциях. В 2008 г. количественные показатели бактерий на прибрежных станциях были ниже, чем в предыдущем году, численность достигала 200 тыс. кл/мл, биомасса – 48 мг/м³. Во льду глубоководного участка озера концентрация бактерий в 2007 г. изменялась от 17 до 220 тыс. кл/мл. Наибольшая численность также отмечена в нижних слоях кернов: 212–220 тыс. кл/мл. Биомасса бактерий в ледовых кернах была высокой, до 53 мг/м³. В 2008 г. подобной картины в распределении бактерий в ледовых кернах глубоководной станции не обнаружено. ОЧБ была примерно одинаковой во всех слоях и составляла 142-168 тыс. кл/мл. Биомасса бактерий была ниже (максимальная 41 мг/м³), чем в 2007 г.

Автотрофный пикопланктон. Мельчайшие фототрофные организмы были представлены цианобактериями родов *Synechococcus* и *Cyanobium*, а также зелеными хлорококковыми водорослями. Среди первых отмечали палочковидные, эллипсоидные и кокковидные морфотипы размером 1.0-1.5 мкм, пиководоросли были сферической формы диаметром около 2 мкм. В большинстве проб доминировали колониальные цианобактерии и цианобактерии, выделенные из пеллет ракообразных. Разнообразие пикопланктонных цианобактерий (ПЦБ) во льду было ниже, чем в

планктоне озера Байкал. Клетки пикоцианобактерий в кернах были жизнеспособны, что отчетливо наблюдалось по флуоресценции пигментов, и делились. Культивирование подтвердило наличие жизнеспособных цианобактерий и водорослей во льду. В верхнем слое кернов наблюдали, в основном, разрушенные клетки. На прибрежных станциях, численность ПЦБ в 2007 г. варьировала от 0.7 тыс. до 43 тыс. кл/мл, максимум выявлен в середине кернов (25-37 и 24-39 см). В глубоководной части озера концентрация была ниже на порядок - 0.9-4.9 тыс. кл/мл. Наибольшее количество ПЦБ наблюдали в нижней части кернов (предпоследний исследуемый горизонт), здесь же выявлена и максимальная численность пиководорослей (1.2 тыс. кл/мл). В 2008 г. количество пикопланктонных цианобактерий и водорослей в кернах было ниже как на прибрежных, так на глубоководной станциях.

Ледовые водоросли. Состав и количественные характеристики микроводорослей в ледовых кернах менялись и по годам, и по акватории озера. Ледовые водоросли были представлены как планктонными формами, так и бентосными, значительные количества которых отмечены не только в кернах прибрежья. Основными обитателями льда в 2007 году были диатомовые планктонные водоросли: *Aulacoseira baicalensis*, *A. islandica*, *Synedra acus*. Во всех пробах, особенно в верхних слоях кернов, присутствовали разрушенные клетки водорослей, панцири диатомовых и динофитовых, а также чешуйки и шипы золотистых водорослей родов *Mallomonas* и *Synura*. В мартовских кернах максимальные концентрации водорослей в 2007 году отмечены на прибрежной станции, биомасса на этой станции была в 4 раза больше, чем на станции в 290 м от берега. Об интенсивном росте во льду прибрежной станции диатомовых и золотистых водорослей, имеющих кремнистые чешуйки, также свидетельствуют низкие концентрации кремния во всех фракциях ледовой воды. На глубоководной станции количество водорослей значительно ниже, чем в прибрежье. В апреле, когда лед уже имел рыхлую структуру и был пропитан водой, во льду прибрежья значительно сократилось количество *Synedra acus*, «выпавшей» в толщу воды, но увеличилось количество динофитовых. Общая численность водорослей осталась на том же уровне. В керне открытого озера присутствуют только диатомовые водоросли, наибольшая численность которых отмечена в приводной фракции. Общее количество водорослей снизилось в 2-3 раза. В марте 2008 году основным обитателем льда была планктонная диатомовая водоросль *Cyclotella minuta*. В апрельском керне отмечено значительное количество диатомовых *Synedra acus*, *Stephanodiscus meyeri*, *Asterionella formosa*, а также спор *A. islandica*.

Заключение

Полученные результаты показали, что ледовые водоросли – важные первичные продуценты не только в полярных океанах, но и в ультрапресном озере Байкал. Также как в морских и речных пресных льдах,

в ледовом покрове озера доминируют диатомовые водоросли. Обычные обитатели морских льдов и снежно-ледового покрова альпийских озер Европы динофлагелляты, представленные видами родов *Gymnodinium* и *Peridinium*, а также криптонады присутствовали и в байкальском льду. Ледовые бактерии и бесцветные жгутиковые обильны и в морских льдах, и во льду Байкала. Они реминерализуют органическое вещество, продуцируя материал для дальнейшей активной деятельности продуцентов.

Отмечено влияние ледовых обитателей на химический состав льда: максимальная численность водорослей наблюдалась в слоях с низкой минерализацией воды и минимальными величинами pH (5.4-5.9). В отдельных случаях наблюдалось изменение гидрокарбонатного класса ледовой воды на сульфатный или нитратный. В процессе жизнедеятельности ледовые низшие растения уменьшали на порядок (и более) концентрации фосфора и нитратов. Разрушение ледовых организмов способствовало повышению концентраций аммония и появлению нитритов.

1. Мельников И.А. Экосистема арктического дрейфующего льда // Биология Центрального Арктического бассейна. М.: Наука, 1980. С. 61–97.
2. Falk-Petersen S, Hop H., Budgell W.P. et al. Physical and ecological processes in the marginal ice zone of the northern Barents Sea during the summer melt period // J. of Marine Systems. 2000. V. 27. P.131-159.
3. Felip M., Sattler B., Psenner R., Catalan J. Highly active microbial communities in the ice and snow cover of high mountain lakes // Applied and environmental microbiology. 1995. V. 61, № 6. P. 2394-2401.
4. Юрьев Д.Н., Лебедев Ю.М. Развитие ледового перифитона р. Амур в связи со световым фактором // Ботанический журн. 1988. Т. 73, № 11. С. 1546-1551.
5. Шкундина Ф.Б. Подледные и ледовые сообщества водорослей // Гидробиол. журн. 1988. Т. 24, № 6. С. 15-18.
6. Frenette J-J., Thibeault P., Lapierre J-F., Hamilton P. Presense of algae in freshwater ice cover of fluvial Lac Saint-Pierre (St. Lawrence river, Canada) // J. Phycology. 2008. V. 44. P. 284-291.
7. Вотинцев К.К., Мещерякова А.И. Химический состав льда озера Байкал // ДАН СССР. 1961. Т.136, №5. С.1205-1208.
8. Оболкина Л.А., Бондаренко Н.А., Дорошенко Л.Ф. и др. О находке криофильного сообщества в озере Байкал // ДАН. 2000. Т. 371, № 6. С. 815-817.
9. Бордонский Г.С., Бондаренко Н.А., Оболкина Л.А., Тимошкин О.А. Ледовые сообщества Байкала // Природа. 2003. № 7. С. 22-24.
10. Киселёв И.А. Методы исследования планктона // Жизнь пресных вод. М.-Л., 1956. Т.4, ч. 1. С. 140-416.
11. Макарова И.В., Пичкилы Л.О. К некоторым вопросам методики вычисления биомассы фитопланктона // Ботанический журн. 1970. Т. 55, № 10. С. 1488-1494.

This work presents results on chemical analysis of Baikal ice description of the structure of heterotrophic and phototrophic elements of the lake ice organisms. Like in the case with marine and freshwater river ice, diatoms dominate in the ice cover of the ultrafresh Lake Baikal. Ice inhabitants affect the chemical nature of the ice which is expressed in the concentration decrease (more than one order lower) of silicon, phosphorus and nitrates. The destruction of ice organisms causes the rise in ammonium concentration and appearance of nitrites in the ice layer.

А.Е. Цыганкова

(Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, e-mail: ocean@ipoc.rsu.ru)

Оценка поступления обломочного материала при абразии берегов Белого моря в период 1988, 1999-2002 гг.

A.E. Tsygankova

The estimation of input of terrigenous material in consequences of coastal erosion of the White Sea during 1988, 1999-2002

В последнее десятилетие интенсивно ведутся исследования в области анализа динамики земной поверхности. Особенно перспективным научным направлением в этой области является создание информационных систем для выявления и прогноза изменений земной поверхности по данным дистанционного зондирования Земли.

Колебания климата ведут к появлению локальных и глобальных экологических изменений, которые необходимо анализировать и оценивать, а также прогнозировать их развитие с целью комплексного исследования изучаемой территории земной поверхности. В слабо освоенных арктических регионах, для которых характерна динамичность, пространственная неоднородность и большая площадь, применение традиционных методов слежения за их состоянием весьма затруднительно или невозможно совсем. Поэтому как альтернатива таким методам за последние десятилетия появились новые методы их анализа с применением математического моделирования, данных дистанционного зондирования Земли из космоса (ДЗЗ) и геоинформационных технологий [1].

Для побережья Белого моря одной из актуальных проблем является организация системы контроля за изменением береговой линии, особенно в условиях потепления климата.

Цель настоящей работы – применение новых информационных технологий и спутниковых снимков для оценки динамики береговых процессов Белого моря в современный период.

В качестве исходных используются данные дистанционного зондирования Земли из космоса (ДЗЗ), полученные из общедоступного некоммерческого архива в сети Internet на сайте <http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080>. В качестве исследуемого участка было выбрано восточное побережье Белого моря, отличающееся наибольшей скоростью абразии.

В результате предварительного анализа космоснимков выделены основные типы поверхностей в прибрежной зоне (водная поверхность, поверхность осушек, поверхность обнажений горных пород и поверхность суши, покрытая растительностью), которые достаточно чётко различаются в пространстве спектральных признаков, поскольку соответствующие им области не пересекаются.

Для обработки многоспектральных растровых изображений применили программу ENVI 4.4, в которой использовался наиболее широко применяемый метод – ISODATA (от Iterative Self-Organising Data Analysis Technique – итеративный самоорганизующийся способ анализа данных) [2]. Целью этого анализа является определение различных кластеров данных в n-мерном пространстве значений пикселей. После этого кластеры идентифицируются с определёнными классами.

С использованием классификации ISODATA были построены карты кластеров, в которых пиксели были разделены на 4 класса: 1 – обнажения пород, 2 – поверхность суши (покрытая растительностью), 3 – территория осушек, 4 – водная поверхность. Затем 1 и 2 классы объединены в объект «суша», а водная поверхность и осушки, которые косвенно учитывают приливно-отливные явления, характерные для Белого моря в объект «вода». Граница между этими объектами соответствует положению береговой линии в рассматриваемый период времени.

Полученные при классификации изображения с использованием встроенных в ArcGIS 9.2 оверлейных процедур был проведён анализ данных за периоды 1988 и 1999-2002 гг.: для выделенных участков абразии и аккумуляции рассчитаны площади, на отдельных участках оценены скорости отступления берегов.

По материалам космической съёмки за периоды 1988 г. и 1999-2002 гг. выполнена оценка скоростей абразии для Воронки, Мезенского залива и Горла Белого моря и сопоставление их со среднеголоценовым темпом разрушения берегов на данных участках (рис.). Отмечается [3], что Канинско-Конушинский участок берега является наиболее достоверным для оценки скоростей абразии, хотя их значения варьируют в широком диапазоне от 0.4 до 6.5 м/год. Расчётные оценки в целом сопоставимы, но примерно в 3 раза выше для района мыса Канин Нос, а также в 2-3 раза для мысов Воронов (Абрамовский берег), Вепревский, Зимнегорский и Керец (Зимний берег). Кроме этого, более чем в 2 раза расчётная скорость абразии выше для среднего подрайона, в котором в большей степени развиты

аккумулятивные процессы из-за значительного количества устьев малых рек, а также на участке Конушинского берега ближе к устью реки Мезень.

Такие различия, возможно, требуют специальной настройки алгоритмов распознавания для мысов и участков, близких к дельтам рек. Вместе с тем, в современный период климатические изменения (повышение температуры воздуха, сокращение продолжительности ледостава, частота сильных штормов летом) могут способствовать увеличению скоростей разрушения берегов, и этот вопрос требует тщательного анализа.

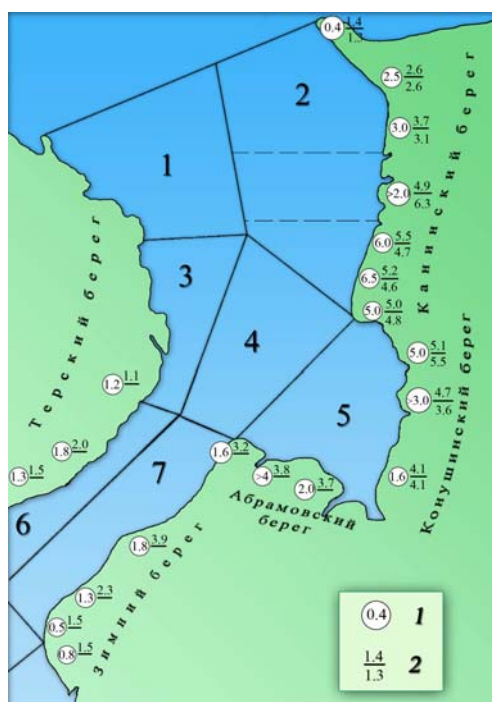


Рисунок - Схема оценки скоростей абразии берегов Белого моря
1- согласно [3]; 2 – расчёт по результатам автоматической (числитель) и ручной (знаменатель) векторизации

Анализ полученных скоростей абразии и их сравнение с литературными данными подтверждает ранее сформулированные выводы [3], о том, что интенсивнее всего разрушаются берега Канинско-Мезенского района, менее интенсивно – берега Горла. Различия в темпе абразии берегов разных районов определяются, прежде всего, различиями в геологическом строении берегов, т.е. устойчивостью рыхлых пород против абразии.

На основании скоростей разрушения берегов можно сделать грубую оценку общего объёма терригенного обломочного материала, который в современный период ежегодно поступает от абразии в прибрежную зону моря Канинско-Мезенского района.

Для расчёта использованы площади отступления берегов за соответствующий период: Канинский берег за 14 лет (1988-2002 гг.), Конушинский – за 11 лет (1988-1999 гг.) при соответствующей высоте клифа для каждого подрайона (рис.). С Канинско-Конушинского берега в береговую зону ежегодно поступает 57 млн. м³, или учитывая объёмный вес (2 г/м³), более 100 млн. т рыхлого материала (табл.).

Таблица - Поступление обломочного материала в Белое море при абразии

Район, источник	№ района	№ подрайона	Высота клифа, м	Скорость абразии, м/с			млн. т/год		
				1	2	3	1	2	3
Воронка:		1, 2, 3		<u>2.7</u> (0.4-6.5)	<u>4.2</u> (1.4-5.5)	<u>4.4</u> (1.3-6.3)	24	70.0	53.2
Канинский берег	2	1	60	2.0	2.6	2.3	24	37.0	26.8
		2	40	>2.0	4.9	6.3		28.0	20.8
		3	15	5.8	5.2	4.7		3.5	4.2
Мезенский залив:	5	4	15	<u>2.9</u> (1.6-4)	<u>4.1</u> (3.2-5.1)	<u>4.4</u> (3.6-5.5)	35.2	45.7	23.9
Конушинский берег				<u>3.2</u> (1.6-3)	<u>4.6</u> (4.1-5.1)	<u>4.4</u> (3.6-5.5)	28.0	45.7	23.9
Абрамовский берег				2.5 (1.6-4)	3.6 (3.2-3.8)		7.2		
Всего:							59.2	114	76

Рассчитано: 1 [3]; 2 - при автоматической классификации; 3 - при ручной оцифровке. В числителе 2.7 – среднее значение, в знаменателе (0.4-6.5) – размах значений (мин.-макс.).

По оценкам Медведева В.С. [3] с рассматриваемых участков в Белое море из-за разрушения берегов поступает около 60 млн. т твёрдого вещества в год при средней высоте клифа Канинско-Конушинского берега 20 м и Абрамовского берега – 12 м. При этих же высотах клифа наши расчёты показывают близкий результат 68 и 44 млн.т. соответственно при автоматической и ручной оцифровках. С учётом высоты берегов по участкам объёмы терригенного обломочного материала возрастают до 115 млн.т при автоматической векторизации и до 80 млн. т при ручной оцифровке. Такая разница объясняется различными погрешностями, которые возникают в обоих случаях, однако более точный результат получился при помощи ручной оцифровки. На сегодняшний момент у

алгоритмов неконтролируемой классификации точность хуже, чем у визуального дешифрирования, поскольку возможности опытного специалиста анализировать изображение пока еще превосходят возможности компьютерной техники. В качестве компромиссного варианта обычно используют контролируемую классификацию (классификацию с обучением), в которой роль дешифровщика сводится к созданию обучающих выборок (пользовательских эталонов). Однако спектральные свойства акваторий по сравнению с сушей гораздо меньше меняются в пространстве, то есть акватории более однородны. Поэтому субъективный фактор при создании обучающих выборок в ходе классификации с обучением вносит гораздо больше ошибок, чем статистические особенности классификации без обучения. Практика показывает, что для морских акваторий неконтролируемая классификация даёт результат наиболее близкий по качеству к ручной векторизации. Хотя ручная векторизация более трудоёмкая перспективным может быть подход, когда результат автоматической классификации будет корректироваться с учётом ручной. Здесь требуется поиск эффективных алгоритмов.

На основе полученных результатов можно сделать вывод, что использование геоинформационных технологий и данных дистанционного зондирования в исследовании пространственно-временной изменчивости береговых процессов Белого моря позволит уточнить объёмы материала, поступающие при абразии в соответствии с меняющимися климатическими и гидрологическими условиями.

1. Цыганкова О.В., Цыганкова А.Е. Новые подходы для изучения процессов абразии в Белом море // Материалы V Международной научно-практической конференции (7-10 сентября 2008, СОЛ «Лиманчик»). Ростов-н/Д. 2008. С. 491-495.
2. Замятин А.В. Анализ динамики земной поверхности по данным дистанционного зондирования Земли. М.: ФИЗМАТЛИТ. 2007. 176 с.
3. Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море: седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука. 1977. 235 с.

The method of application of satellite imagery to assess the dynamics of coastal processes in the modern period developed. The volume of terrigenous material entering to the coastal zone the White Sea in consequences of erosion estimated.

В.А. Чечко, В.Ю. Курченко

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград. E-mail: che-chko@mail.ru)

О количественной оценке твердого эолового материала, поступающего в береговую зону юго-восточной Балтики

V.A. Chechko, V.Yu. Kurchenko

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

On the quantitative evaluation of solid eolian material, entering the coastal zone of south-eastern Baltic

Взвешенные в воздухе частицы осаждаются под влиянием различных причин. В настоящем сообщении предпринята попытка дать количественную оценку твердому эоловому материалу, поступающему на водную поверхность в результате гравитационного оседания, вымывания дождями из атмосферы и выпадения со снегом. Работы проводились в 2008 г. в береговой зоне юго-восточной Балтики, включающей Куршский и Вислинский заливы.

Сбор и обработка эолового материала осуществлялись с помощью как известных, так и оригинальных методик. Твердый материал, поступающий на водную поверхность естественным путем в сухую погоду (гравитационное оседание) собирался с помощью оригинальной плавающей ловушки (патент 76818). После необходимой экспозиции, твердая фаза материала, собранного ловушкой, отделялась от жидкой фильтрованием через мембранные фильтры диаметром 47 мм с размером пор 0,45 мкм, с последующим его изучением.

Твердые аэрозольные частицы, выпадающие со снегом, собирались методом изучения снежного покрова, образующегося на льду заливов и прибрежном морском припае. Снежный покров, как известно, является надежной естественной ловушкой эолового материала. Отобранные пробы снега доставлялись в лабораторию, расплавлялись при комнатной температуре, после чего талая вода фильтровалась через мембранные фильтры с диаметром пор 0,45 мкм, ацетат целлюлозные и стекловолоконистые фильтры GF/F. Материал, выделенный на фильтрах, подвергался различным видам анализов.

Дождевая вода также как и снег, обладает хорошим очищающим свойством для атмосферы. Поэтому она, наряду со снегом, становится важным и необходимым объектом исследований при выяснении и оценке роли эолового материала в морском осадкообразовании. Сбор дождевой воды осуществлялся с помощью оригинальной мобильной установки, позволяющей без потерь накапливать дождевую воду от нескольких часов до нескольких суток. После необходимой экспозиции собранная дождевая вода из ловушки сливалась в пластиковые бутылки и доставлялась в

лабораторию, где производилась ее фильтрация и дальнейшее изучение аналогично изучению талой снежной воды.

Результаты натурных исследований эолового материала, полученные в 2008 г., позволяют заключить следующее. В результате естественного осаждения в сухую погоду на акваторию Вислинского залива оседает в среднем 43,6 мг/м²/сутки, на акваторию Куршского залива – 54,5 мг/м²/сутки. Зимой, в период ледостава (который в прибрежных лагунах и заливах юго-восточной Балтики сохраняется примерно два месяца) на поверхность Вислинского залива поступает в среднем 8,2 мг/м²/сутки, а Куршского – 5,6 мг/м²/сутки твердого эолового материала. С дождем вымывается из атмосферы на акваторию Вислинского в среднем 24,6 мг/м²/сутки твердого материала и 18,6 мг/м²/сутки на акваторию Куршского залива.

The results of the study of eolian material coming into the coastal zone of south-eastern Baltic Sea are presented. A quantitative estimate of solid material the water surface as a result of gravitational sedimentation, washout by rain from the atmosphere and falling snow are presented.

**В.П. Шевченко¹, В.В. Гордеев¹, Л.Л. Демина¹,
А.Н. Новигатский¹, С.А. Попова², А.В. Толстиков³,
А.С. Филиппов¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: vshevch@ocean.ru; ²Институт химической кинетики и горения СО РАН, г. Новосибирск; ³Институт водных проблем Севера Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск)

**Геохимия снежно-ледового покрова губы Чупа,
Кандалакшский залив Белого моря в конце зимы**

**V.P. Shevchenko¹, V.V. Gordeev¹, L.L. Demina¹,
A.N. Novigatsky¹, S.A. Popova², A.V. Tolstikov³, A.S. Filippov¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Institute of Chemical Kinetics and Combustion of Siberian Branch of RAS, Novosibirsk; ³Institute on Northern Water Problems of Karelian RC RAS, Petrozavodsk)

**Geochemistry of snow-ice cover of Chupa inlet, Kandalaksha
Bay of the White Sea at the end of winter**

Роль эолового и ледового переноса осадочного материала (включая загрязняющие вещества) в поставке вещества в Белое море ранее недооценивалась. В ходе проведения междисциплинарных исследований по проекту “Система Белого моря” в 2000–2009 гг. в море и в бассейне водосбора проводится изучение распределения и состава аэрозолей, снега,

льда, накопления эолового материала лишайниками, мхами, болотными отложениями [1–8]. Детальные исследования состава снега, льда и подледной воды в районе мыса Картеш, губа Чупа, Белое море были проведены в период с 26 марта по 8 апреля 2004 г. Результаты изучения углеводов в данной экспедиции были опубликованы ранее [6]. Положение станций показано на рисунке.

Снег отбирали в предварительно промытые бидистиллированной водой пластмассовые ведра. При отборе использовали одноразовые стерильные полиэтиленовые перчатки. Керны льда получали титановым буром с внутренним диаметром 140 мм. Керн льда был описан и разделен на слои, соответствующие структурным характеристикам льда. Пробы воды и растопленного снега и льда были профильтрованы через предварительно взвешенные ядерные фильтры диаметром 47 мм с порами 0,45 мкм и стекловолоконистые фильтры Whatman GF/F. Концентрации растворенных форм металлов (после фильтрации через ядерные фильтры) были определены методом атомно-абсорбционного анализа: Cr, Cd, Pb, Ni, Co, As, Hg в графитовой кювете на спектрометре Квант-Z.ЭТА, а Fe, Mn, Zn в пламени ацетилен-воздух на спектрометре Квант-2А. Методика определения неорганического (сажевого) углерода описана в работе [9].

Толщина снежного покрова на разрезе от кута губы Кривозерская до о. Кереть (рис.) варьировала от 7 до 23 см. Непосредственно в губе Кривозерская, около пристани биостанции ЗИН РАН “Картеш” (ст. 7, 6, 5), мы наблюдали самые высокие значения, поскольку, относительно закрытые участки, защищенные береговой линией, способствуют аккумуляции снега. В губе Кривозерской толщина льда была максимальной (50–100 см), а на остальной части разреза она была в пределах от 25 до 30 см. Губа Кривозерская распресняется вследствие стока вод из озера Кривое, а поскольку более пресная вода имеет температуру замерзания выше, чем соленая, то и толщина льда увеличивается в распресненных водах. Это предположение подтверждается данными по солености льда: наиболее пресный лед был зафиксирован на ст. 7, находящейся недалеко от места впадения пресного ручья. Ледовое поле по солености можно разделить на три части: первая – кровля, характеризуется повышенной соленостью, величины варьируют от 0,6 до 7,5‰, самые низкие величины свойственны распресненному льду ст. 6. Третья – подошва, характеризуется самым высоким содержанием солей (1–10‰), что вполне естественно, поскольку этот слой наиболее насыщен солевыми растворами, вследствие нарастания льда снизу. Соответственно, вторая часть является промежуточной, где соленость варьирует от 0,3 до 5,2‰. Такое распределение отражает естественный рост ледового поля. Высокие значения солености в кровле связаны с прогибанием молодого и, значит, тонкого, ледового ложа под воздействием, мощного снежного покрова. Это приводит к распространению морской воды на поверхности ледовых полей, далее,

подмокший снег смерзается в лед, образуя ледовую кровлю с повышенным значением солености.

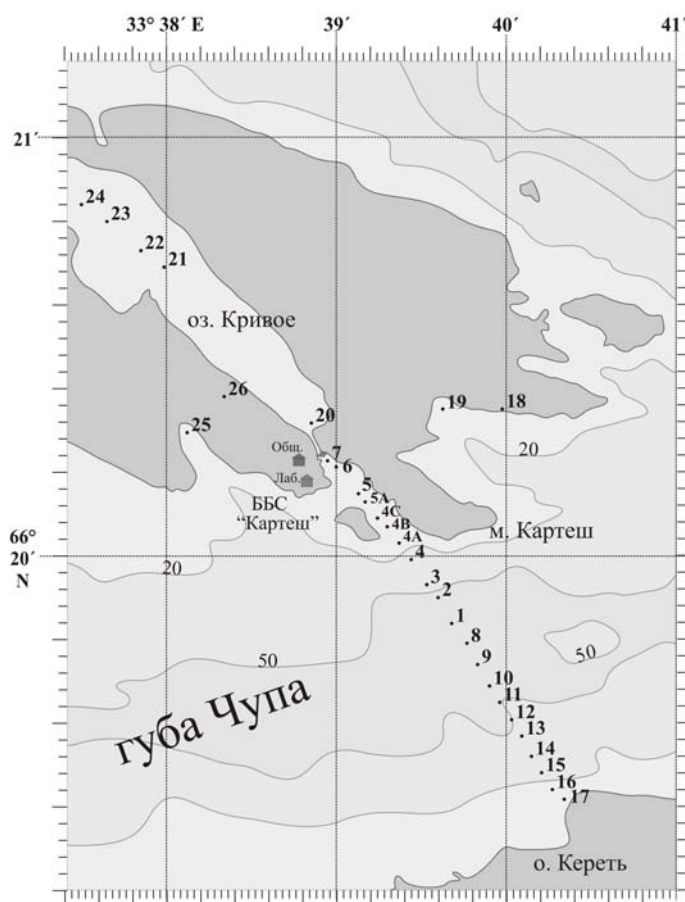


Рисунок. Схема расположения станций.

Концентрации нерастворимых частиц в поверхностном слое снежного покрова губы Чула близ мыса Картеш в середине марта 2001 г. варьировали от 0,5 до 1,6 мг/л, в среднем 0,72 мг/л, а в начале апреля 2002 г. – от 0,22 до 0,50 мг/л [3–5]. Концентрации нерастворимых частиц в снеге в конце марта – начале апреля 2004 г. варьировали от 0,33 до 2,63 мг/л, в среднем составляя 0,84 мг/л ($n = 16$ проб). Такие концентрации нерастворимых частиц характерны для фоновых районов. По результатам сканирующей электронной микроскопии видно, что в составе нерастворимых частиц, содержащихся в снежном покрове губы Чула, преобладают минеральные

частицы размером 1–5 мкм. Часто встречаются диатомеи. Отмечены агрегаты сажевых частиц и отдельные сферы сгорания. Концентрации неорганического (сажевого) углерода в свежевыпавшем снеге варьировали от 6,6 до 23,7 мкг/л (в среднем 15,1 мкг/л, $n = 4$ пробы), а в слежавшемся перекристаллизованном снеге достигали 101,4 мкг/л. Наблюдения, выполненные по периферии Северного Ледовитого океана показали, что концентрации сажевого углерода в снежном покрове варьируют от 1 до более чем 200 мкг/л (наиболее характерны значения 40–50 мкг/л) [10], а в Канадской Арктике в области круговорота Бофорта весной 1998 г. они варьировали от 1 до 7 мкг/л [11].

Концентрация растворенных форм большинства изученных нами микроэлементов (Cr, Mn, Co, Ni, Zn, Pb) в свежевыпавшем снеге на льду губы Чупа была того же порядка, что и в фоновых районах Арктики, но значительно ниже, чем на Кольском полуострове [12–14], а As и Cd в несколько раз выше, чем в фоновых районах. Средняя концентрация растворенной Hg в наших пробах (0,017 мкг/л) находится на уровне концентраций суммы растворенной и взвешенной форм ртути на баренцевоморском побережье Кольского полуострова [15], а концентрация растворенного Fe была ниже предела обнаружения (<10 мкг/л).

В верхних частях ледовых кернов концентрация нерастворимых частиц (криозолей) составляли 0,7–0,9 мг/л и увеличивались вниз по разрезу, достигая 13,4–26,3 мг/л в нижних 2 см кернов на границе лед–вода, где было отмечено весеннее цветение диатомовых водорослей.

Таким образом, эоловый перенос играет важную роль в поставке осадочного вещества (включая экотоксиканты) в снежно-ледовый покров губы Чупа, но исследуемый район всё-таки можно отнести к фоновым.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну, чл.-корр. РАН Н.Н. Филатову, В.Я. Бергеру, И.А. Немировской, М.А. Бизину, К.П. Куценогому, А.В. Митрохову, и всем, кто помогал в проведении исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 06-05-64815, 07-05-00691, 08-05-00860), гранта поддержки ведущих научных школ НШ-361.2008.5, Программ фундаментальных исследований Президиума РАН № 16, часть 2 и № 17 (проекты 4.4 и 6.4), проекта “Наночастицы во внешних и внутренних сферах Земли”, российско-германской Лаборатории им. О. Шмидта.

1. Лисицын А.П. Новые возможности четырехмерной океанологии и мониторинга второго поколения – опыт двухлетних исследований на Белом море // Актуальные проблемы океанологии. М.: Наука, 2003. С. 501–554.
2. Немировская И.А. Углеводороды Белого моря (пути поступления, формы миграции, генезис) // Геохимия. 2005. № 5. С. 542–554.
3. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.

4. Шевченко В.П., Ратькова Т.Н., Бояринов П.М. и др. Исследование взвеси, микроводорослей и потоков осадочного вещества в губе Чупа, Белое море в конце зимнего периода // Водные ресурсы Европейского Севера: итоги и перспективы исследований. Материалы юбилейной конференции, посвященной 15-летию Института водных проблем КарНЦ РАН. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 520–537.
5. Шевченко В.П., Лисицын А.П., Гордеев В.В. и др. Эоловый и ледовый перенос осадочного вещества (включая экотоксиканты) в Бассейне Белого моря // Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря. Материалы X Международной конференции. Архангельск: Изд-во СГМУ, 2007. С. 86–89.
6. Немировская И.А., Шевченко В.П., Новигатский А.Н., Филиппов А.С. Содержание и состав взвеси и органических соединений в снежно-ледовом покрове Белого моря // Арктика и Антарктика. М.: Наука, 2008. Вып. 6 (40). С. 108–122.
7. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Немировская И.А., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Новичкова Е.А., Политова Н.В., Филиппов А.С. Развитие четырехмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга морских экосистем (на примере Белого моря) // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. М.: Научный мир, 2009 (в печати).
8. Шевченко В.П., Виноградова А.А., Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Горюнова Н.В. Атмосферные аэрозоли как источник осадочного вещества и загрязнений в Северном Ледовитом океане // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: Современное состояние и история развития. М.: Изд-во Московского университета, 2009 (в печати).
9. Попова С.А., Макаров В.И., Башенхаева Н.В., Ходжер Т.В. Сравнение результатов измерения содержания углерода в атмосферных аэрозолях методами реакционной газовой хроматографии и сухого сжигания // Химия в интересах устойчивого развития. 2007. Т. 15. С. 97–103.
10. Clarke A.T., Noone K.J. Soot in the arctic snowpack: A cause for perturbations in radiative transfer // Atmospheric Environment. 1985. V. 19. P. 2045–2053.
11. Grenfell T.C., Light B., Sturm M. Spatial distribution and radiative effects of soot in the snow and ice during the SHEBA experiment // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107. № C10. Doi: 10.1029/2000JC000414.
12. Евсеев А.В., Красовская Т.М. Эколого-географические особенности природной среды районов Крайнего Севера России. Смоленск: Изд-во СГУ, 1996. 232 с.
13. Caritat P. de, Äyräs M., Niskavaara H. et al. Snow composition in eight catchments in the Central Barents Euro-Arctic region // Atmospheric Environment. 1998. V. 32. № 14/15. P. 2609–2626.
14. Гордеев В.В., Лисицын А.П. Тяжелые металлы в снежном и ледовом покрове Баренцева моря // Океанология. 2005. Т. 45. № 5. С. 777–784.

15. Голубева Н.И., Матишов Г.Г., Бурцева Л.В. Атмосферные потоки тяжелых металлов в Баренцево море в секторе Кольского полуострова // Фундаментальные исследования океанов и морей. Кн. 2. М.: Наука, 2006. С. 465–475.

Distribution of particulate matter, soot carbon and heavy metals were studied in snow-ice cover of the Chupa Inlet of Kandalaksha Bay, the White Sea, at the end of winter (March 26 – April 8, 2004). Aeolian transport plays an important role in delivery of pollutants to the studied area, but we could estimate state of environment of Chupa Inlet as background.

**В.П. Шевченко¹, А.П. Лисицын¹, Р.А. Алиев², В.В. Гордеев¹,
Н.В. Горюнова¹, Л.Л. Демина¹, Н.С. Замбер³,
О.Л. Кузнецов⁴, О.С. Покровский⁵, Д.А. Субетто⁶,
А.С. Филиппов¹, К.А. Щербаков¹, Д.П. Стародымова⁷**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: vshevch@ocean.ru, ²НИИ ядерной физики им. Д.В. Скобелыцина МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, ³Костомукшский государственный заповедник, г. Костомукша, ⁴Институт биологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, ⁵Отдел экспериментальной геохимии и биогеохимии, Лаборатория по изучению механизмов переноса в геологии, Университет Тулузы, Тулуза, Франция, ⁶РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург; ⁷МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва)

Значение исследований природных архивов Севера для геохимии современного осадконакопления в Северном Ледовитом океане и его морях

**V.P. Shevchenko¹, A.P. Lisitzin¹, R.A. Aliev³, V.V. Gordeev¹,
N.V. Goryunova¹, L.L. Demina¹, N.S. Zamber³,
O.L. Kuznetsov⁴, O.S. Pokrovsky⁵, D.A. Subetto⁶,
A.S. Filippov¹, K.A. Scherbakov¹, D.P. Starodymova⁷**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, ²Skobeltsyn Institute of Nuclear Physics, Moscow State University, Moscow, ³Kostomukhsky State Reserve, Kostomuksha, ⁴Institute of Biology of Karelian RC RAS, Petrozavodsk, ⁵Géochimie et Biogéochimie Expérimentale, LMTG, Université de Toulouse, CNRS-IRD-OMP, Toulouse, France, ⁶Herzen Russian State Pedagogical University, St.Petersburg, Russia; ⁷Moscow State University, Geological Department, Moscow)

Importance of natural archives of the North studies for the geochemistry of modern sedimentation in the Arctic Ocean and its seas

Введение. Арктика оказывает огромное влияние на природную среду Земли. Северный Ледовитый океан и его обширные мелководные

шельфовые моря являются важным звеном в понимании современной глобальной климатической системы и ее вариаций. Исследования последних 20 лет показали, что эоловый и ледовый механизмы переноса вещества играют важную роль в Арктике [1–4].

Материал, поступивший из атмосферы в Северный Ледовитый океан, его моря и на его водосбор, оседает на поверхность моря или накапливается в природных архивах – снеге, льдах, а также в лишайниках, мхах, отложениях болот (в первую очередь, верховых) и озер. Накопление многих химических элементов и соединений в природных архивах прилегающей к океану суши изучать легче, но они так же как и природная среда Северного Ледовитого океана хранят следы эоловой поставки вещества, поэтому могут быть использованы при изучении геохимии Арктики.

Материалы и методы. Исследования снега и льда выполнялись в центральной Арктике в рейсах немецкого научного ледокола “Полярштерн”, в Белом море в рейсе НЭС “Сергей Кравков” в апреле 2003 г., на мысе Картеш в марте–апреле 2001, 2002 и 2004 гг., в устьевой зоне Северной Двины и в прилегающих районах Архангельской области в феврале–марте 2003–2008 гг., в устьевой зоне р. Мезень в феврале 2006 г., в районе г. Костомукша в марте–апреле 2007 и 2009 гг., в ЮВ части моря Бофорта в декабре 2007 – январе 2008 г. [3–6]. На прилегающих к морям Северного Ледовитого океана (в первую очередь, к Белому морю) участках суши производится отбор проб лишайников, мхов для оценки степени загрязнения атмосферы. При изучении верховых торфяников (вертикальные разрезы) и озерных отложений удастся изучить изменения потока аэрозольных веществ и компонентов во времени – за последние десятилетия, а в некоторых случаях (бурение) и тысячи лет [7–10].

Скорости накопления торфа и донных осадков озер оцениваются с помощью изотопов ^{210}Pb и ^{137}Cs . Элементный анализ выполняется фотометрическим и атомно-абсорбционным методами, рентгено-флуоресцентным методом с применением синхротронного излучения, методами инструментального нейтронно-активационного анализа, масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой по методике, описанной в ряде работ [3, 10–15]. Правильность результатов контролируется с использованием международных и российских стандартов.

Результаты и их обсуждение. В бассейне водосбора Северного Ледовитого океана снежно-ледовый покров существует около полугода и более, и здесь идет накопление вещества, вымываемого снегом и поступившего в результате локального, регионального и глобального переноса аэрозолей. Например, содержание взвеси в поверхностном слое снежного покрова губы Чупа близ мыса Картеш (Белое море) в середине марта 2001 г. варьировало от 0.5 до 1.6 мг/л, в среднем 0.72 мг/л, а в начале апреля 2002 г. – от 0.22 до 0.50 мг/л, что соответствует фоновому уровню для Арктики [3, 5, 6]. По результатам сканирующей электронной

микроскопии видно, что в составе нерастворимых частиц, содержащихся в снежном покрове губы Чупа, преобладают минеральные частицы размером 1–5 мкм. Часто встречаются диатомеи. Отмечены отдельные сферы сгорания. Концентрация большинства изученных микроэлементов, например, никеля в свежевывавшем снеге на льду губы Чупа была того же порядка, что и в фоновых районах Арктики, но значительно ниже, чем на Кольском полуострове, а свинца и кадмия на один – два порядка выше [3]. Содержание взвеси в снежном покрове дельты р. Северная Двина в марте 2005 г. и феврале 2006 г. в большинстве случаев варьировало от 2 до 20 мг/л и резко возрастало близ теплоэлектростанций. Взвешенное вещество снега состоит по большей части из сажевых агрегатов и пепловых частиц [3].

Содержание тяжелых металлов в эпигейных лишайниках, собранных в фоновых областях Карелии и Архангельской области (о. Вайгач, о. Кумбыш и др.), относительно невысокое. Однако, на Кольском п-ве в Ловозерских тундрах лишайники значительно обогащены Cu, Ni, редкоземельными и некоторыми другими элементами в результате аэрозольной поставки загрязнителей от медно-никелевых металлургических комбинатов и горнодобывающей промышленности Кольского полуострова [16].

Авторами изучен состав проб торфа, отобранных на полуострове Киндо (Кандалакшский залив) экспедицией географического факультета МГУ (начальник экспедиции Ф.А. Романенко) в начале июня 2004 г. [17]. Наиболее детально изучен состав отложений скважин 4 (66°32.552' с.ш., 33°08.257' в.д., 27.5 м над уровнем моря) и 11 (66°32.717' с.ш., 33°06.333' в.д., 72 м над уровнем моря), отобранных в болотах озерного генезиса. Активность ^{137}Cs в поверхностном 5-см слое (моховая подушка, состоящая в основном из сфагновых мхов) скважины 11 составляет 36 Бк/кг. Это значение находится на фоновом уровне и значительно ниже активности этого техногенного радионуклида во мхах и почвах Европейской части России [18]. Активность ^{137}Cs быстро падает до величин менее 1 Бк/кг в слое торфа 0.30–0.35 м. Содержание Cu в верхней 25-см части торфяной залежи на месте скважин 4 и 11 варьирует от 9.1 до 80.2 мг/кг, Ni – от 5.4 до 32.2 мг/кг, т.е. в 4–5 раза, а в отдельных слоях и на порядок выше, чем в торфяниках Томской области [12], Южной Карелии [19, 20] и фоновых районов Финляндии [21]. В то же время, в окрестностях медно-никелевого комбината Харьявалта (Harjavalta) в Финляндии содержание Cu в торфе верхового болота в несколько раз выше (до 600 мг/кг [21]), чем в торфе болота на полуострове Киндо. Для Cd и Pb, опасных для окружающей среды, характерен дальний перенос с мельчайшими аэрозольными частицами. Содержание их в пробах торфа с п-ва Киндо в несколько раз ниже, чем в Томской области, поэтому в отношении этих элементов можно считать Карелию чистым фоновым районом. Содержание Cr в карельском торфянике примерно в 2 раза ниже, чем в Западной Сибири, Fe – примерно в 5 раз ниже, чем в торфяниках Томской области.

Нами изучен состав верхних слоев торфа Иласского верхового болота в 20 км к юго-востоку от Архангельска [22]. Моховая дернина, состоящая из живого сфагнового мха, имеет толщину 6 см и возраст её составляет примерно 5 лет. Средняя скорость накопления торфа, залегающего глубже по разрезу, определенная по изотопу ^{210}Pb , в последние 100 лет в среднем составляла 0.17 см/год, и возраст торфа на глубине 24 см немного превышает 100 лет. Активность ^{137}Cs и содержание большинства изученных химических элементов незначительно превышают фоновые для Арктики и Субарктики значения. Молодой торф в районе исследований значительно обогащен Zn, Sb, Se. Аналогичное обогащение слоев изученных болотных и озерных отложений, датированных XIX–XX веками, отмечено в большинстве пунктов Северной Европы и Сибири [7, 12, 20, 21], что является результатом дальнего атмосферного переноса этих элементов-токсикантов от антропогенных и природных источников. В верхних 15 см торфа наблюдается снижение содержания этих элементов, что связано со снижением антропогенной эмиссии многих загрязняющих веществ в последние 30–40 лет. Существенного загрязнения торфа Иласского тяжелыми металлами за счет Архангельской агломерации не выявлено.

В 2006–2009 гг. проводились исследования донных осадков озер Соловецких островов сотрудниками Института озероведения РАН, факультета географии Российского государственного педагогического университета им. А.И. Герцена, Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и Соловецкого государственного историко-архитектурного и природного музея-заповедника под руководством Д.А. Субетто [23]. По данным проведенного сравнительного анализа содержание тяжелых металлов в донных осадках озера Лесное (о. Большой Соловецкий) близки к значениям, характерным для озер фоновых районов Европейского Севера, что говорит о том, что антропогенное аэротехническое загрязнение практически не коснулось Соловков.

Таким образом, в ходе дальнейшего изучения источников, путей переноса, потоков и истории накопления осадочного вещества (включая экотоксиканты) в Арктике необходимо изучать эти процессы как в Северном Ледовитом океане, так и в его водосборном бассейне.

Благодарности. Авторы признательны В.Б. Коробову, В.Я. Бергеру, С.В. Тархову, Л.Э. Скибинскому, В.А. Боброву, К.Г. Конову, К.П. Куценогому, И.А. Немировской, Ф.А. Романенко и всем, кто помогал в проведении исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 07-05-00691, 08-05-00094; 08-05-00860), гранта поддержки ведущих научных школ НШ-361.2008.5, Программ фундаментальных исследований Президиума РАН № 16, часть 2 и № 17 (проект 17.1), проекта “Наночастицы во внешних и внутренних сферах Земли”, Лаборатории им. Отто Шмидта.

1. Lisitzin A.P. Sea-ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean: Recent and Past. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2002. 563 p.
2. Виноградова А.А. Антропогенный аэрозоль над морями Северного Ледовитого океана. Диссертация на соискание ученой степени докт. геогр. наук. М.: ИО РАН, 2004. 217 с.
3. Шевченко В. П., 2006. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука. 226 с.
4. Шевченко В.П., Виноградова А.А., Лисицын А.П. и др. Атмосферные аэрозоли как источник осадочного вещества и загрязнений в Северном Ледовитом океане // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: Современное состояние и история развития. М.: Изд-во Московского университета, 2009 (в печати).
5. Шевченко В.П., Лисицын А.П., Полякова Е.И. и др. Распределение и состав осадочного материала в снежном покрове дрейфующих льдов Арктики (пролив Фрама) // Доклады Академии наук. 2002. Т. 383. № 3. С. 385–389.
6. Шевченко В.П., Лисицын А.П., Штайн Р. (Stein R.) и др. Распределение и состав нерастворимых частиц в снеге Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. СПб.: ААНИИ, 2007. № 75. С. 106–118.
7. Shotyk W. Atmospheric deposition and mass balance of major and trace elements in two oceanic peat bog profiles, northern Scotland and the Shetland Islands // Chemical Geology. 1997. V. 138. P. 55–72.
8. 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.
9. Даувальтер В.А. Факторы формирования химического состава донных отложений озер. Мурманск: Изд-во МГТУ, 2002. 74 с.
10. Smol J.P. Pollution of Lakes and Rivers. A Paleoenvironmental Perspective. London: Arnold. 2002. 280 p.
11. Сапожников Ю.А., Алиев Р.А., Калмыков С.Н. Радиоактивность окружающей среды. М.: Бином, 2006. 286 с.
12. Гавшин В.М., Сухоруков Ф.В., Будашкина В.В. и др. Свидетельства фракционирования химических элементов в атмосфере Западной Сибири по данным исследования верхового торфяника // Геохимия. 2003. № 12. С. 1337–1344.
13. Pokrovsky O., Schott J., Dupré B. Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil porewaters of permafrost-dominated basic terrain in Central Siberia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. V. 70. P. 3239–3260.
14. Немировская И.А., Шевченко В.П., Новигатский А.Н., Филиппов А.С. Содержание и состав взвеси и органических соединений в снежно-ледяном покрове Белого моря // Арктика и Антарктика. М.: Наука, 2008. Вып. 6 (40). С. 108–122.

15. Баргалы Р. Биогеохимия наземных растений: Экофизиологический подход к биомониторингу и биовосстановлению. М.: ГЕОС, 2005. 456 с.
16. Shevchenko V.P., Pokrovsky O.S., Vasyukova E.V. et al. Multi-element composition of terricolous lichens in the Northwest European Russia // *Eos Trans. AGU*, 2008. 89(53), Fall Meet. Suppl. Abstract C11A-0492.
17. Шевченко В.П., Бобров В.А., Романенко Ф.А. и др. Геохимия озерно-болотных отложений полуострова Киндо, побережье Северной Карелии // *Геология морей и океанов. Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*. Т. III. М.: ГЕОС, 2007. С. 295–297.
18. Киселев Г.П., Крячюнас В.В., Киселева И.М. и др. Природная радиоактивность территории Европейского Севера и ее антропогенные изменения // *Геоэкология*. 2005. № 3. С. 205–218.
19. Кузнецов О.Л., Тойкка М.А., Максимов А.И. Содержание микроэлементов в торфяных залежах верховых болот Южной Карелии // *Структура растительности и ресурсы болот Карелии*. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1983. С. 160–171.
20. Максимов А.И. Содержание макро- и микроэлементов в торфяных залежах болотных экосистем вблизи месторождения Падма // *Экологические проблемы освоения месторождения Средняя Падма*. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 72–81.
21. Rausch N., Nieminen T., Ukonmaanaho L. et al. Comparison of atmospheric deposition of copper, nickel, cobalt, zinc, and cadmium recorded by Finnish peat cores with monitoring data and emission records // *Environ. Sci. Technol.* 2005. V. 39. P. 5989–5998.
22. Шевченко В.П., Алиев Р.А., Денисенков В.П. и др. Много-элементный состав и радиоактивность отложений Иласского болота (Архангельская область) // *Вестник Архангельского государственного технического университета. Серия «Прикладная геоэкология»*. 2008. Вып. 75. С. 67–84.
23. Андреева Н.Н., Шевченко В.П., Субетто Д.А. и др. Геохимические особенности донных отложений озера Лесное (Соловецкий архипелаг Белого моря) // *Геология и геоэкология: исследования молодых*. Материалы XIX конференции молодых ученых, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР профессора К.О. Кратца (г. Апатиты, 24–28 ноября 2008 г.). Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2008. С. 123–125.

It is shown that for understanding main features of the Arctic Ocean geochemistry, it is important to study accumulation of sedimentary matter (including ecotoxicants) in the natural archives on the surrounding land (snow, lichens, mosses, peat deposits, lake sediments).

О.П. Яковлева, Н.А. Скибицкая, В.А. Кузьмин

(Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, e-mail: yakovlevaop@mail.ru)

Карбонатное породообразующее вещество месторождений углеводородов и его наноразмерные структуры

O.P. Yakovleva, N.A. Skibitskaya, V.A. Kusmin

(Institute of problems of Oil and Gas, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Carbonate rockforming matter of hydrocarbon deposits and its nano-dimensional structures

В настоящем сообщении речь идет о проблеме формирования на наноуровне живым веществом рифового и других биогеоценозов биогенного карбонатного породообразующего вещества месторождений углеводородов, в частности Оренбургского и Карачаганакского нефтегазоконденсатных месторождений (НГКМ), сформированных в палеозое (пермь, карбон, девон) в древних органогенных (биогермной, рифогенной) постройках.

Породообразующие карбонаты, и в частности карбонат кальция, представляются уникальной группой минералов, которые широко участвуют в биологических, физических и химических процессах практически всего геологического времени. Усилению интереса к карбонатным продуктивным толщам в последнее время способствовала явная связь с ними различных полезных ископаемых. Они содержат порядка 50% мировых запасов нефти и 28% природного газа, с ними связаны месторождения фосфоритов, бокситов, полиметаллов и др.

К настоящему времени накоплен обширнейший фактический материал, касающийся строения и ресурсного потенциала карбонатных продуктивных толщ. Считается практически общепризнанным, что органогенные (рифогенные) постройки являются чисто минеральными образованиями (коллекторами, ловушками), сложенными изначально карбонатом кальция (арагонитом, кальцитом) и доломитом, имеющими определенное пустотное пространство (поры, каверны, трещины), в которые извне мигрируют и удерживаются при наличии покрышки углеводородные флюиды, другие виды полезных ископаемых. Наличие нефтегазопроизводящего органического вещества в собственно рифогенных (биогермных) постройках, если и признается, то в минимальных количествах, т.е. практически отрицается.

Однако, остается еще много вопросов, связанных с закономерностями изначального формирования фациально-генетических типов органогенных, и, в первую очередь, наиболее распространенных рифогенных построек в различные времена, в том числе и в настоящую эпоху, а также вопросов изначального состава и строения исходного карбонатного породообразующего вещества.

Проблемы нефтегазообразования в органогенных, в частности в рифогенных (биогермных) постройках, напрямую связаны с вопросами осадочного породо- и минералообразования, с вопросами мобилизации исходных органических и неорганических (минеральных) соединений, формированием в седиментогенезе и раннем диагенезе каркасных скелетных образований карбонат- и кремнийфиксирующих организмов и иловых осадков (иловых концентратов депрессионных фаций рифовых построек) вплоть до их преобразования в породообразующее вещество и далее в полезные ископаемые.

Объектами наших исследований в течение многих лет являются образцы карбонатных пород (керновый материал) названных месторождений и насыщающие их углеводородные и неуглеводородные компоненты. Результаты многолетних комплексных экспериментальных исследований карбонатных пород заставили нас по-новому, с учетом положений теории самоорганизации и последних достижений геологии, биологии, микробиологии, биохимии и других естественных наук, посмотреть на проблему формирования и эволюции в геологическом времени биогенного карбонатного породообразующего вещества залежей углеводородов.

Нами проведены многочисленные комплексные (петрофизические, микроскопические, геохимические и др.) исследования образцов карбонатных пород (карбонатного породообразующего вещества) из различных зон и различных стратиграфических горизонтов названных месторождений. Полученные нами данные свидетельствовали о том, что карбонатное вещество залежей углеводородов обладает рядом ранее не известных оригинальных свойств, свидетельствующих о том, что оно не является чистым карбонатом кальция.

Нами установлено, что породообразующее вещество в отдельных зонах залежей находится, в зависимости от геологического возраста и глубины залегания (для одновозрастных стратиграфических объектов), в различных фазовых состояниях (от коллоидного до кристаллического), но во всех случаях согласно исследованиям в электронном микроскопе высокого разрешения оно построено на основе глобулярных надмолекулярных структур.

Так, в растровом электронном микроскопе (РЭМ) «LEO SUPRA 50 VP» высокого разрешения было установлено, что карбонатное породообразующее вещество имеет для отдельных элементов глобулярные (иногда фибриллярные) надмолекулярные структуры.

На рис. 1 при увеличении 300 тыс. раз видны упорядоченные надмолекулярные (глобулярные) микроструктуры карбонатного зерна нанометрового размера, свидетельствующие о полимерном строении карбонатного породообразующего вещества. Подобные глобулярные нанометровые микроструктуры характерны, как известно, для органических блок-сополимеров и битумов.

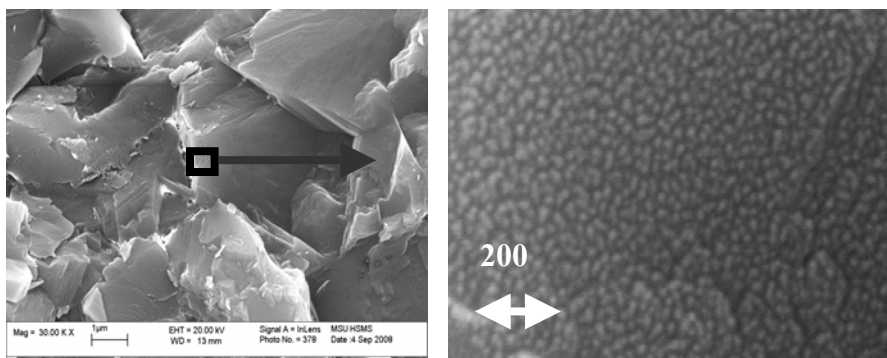


Рис. 1. Глобулярная структура карбонатного зерна: увеличение 300 тыс. раз. Масштаб 200 нм. ОНГКМ, известняк.

Кроме того, в результате изучения образцов пород в РЭМ «LEO SUPRA 50 VP» с энергодисперсионным анализатором элементного состава установлено значительные превышения содержаний углерода и кислорода, а также значительное уменьшение содержания кальция в кристаллах породы, которые имеют визуальную кристаллографическую форму кальцита (рис. 2).

Эти кристаллы содержат в основном Ca, C и O, и их можно было бы принять за чистый карбонат кальция - CaCO_3 , однако, в изучаемых образцах содержание углерода составляет 27-32% атомных, содержание кислорода достигает 63,55% атомных, а содержание Ca составляет в некоторых образцах менее 9% атомных.

Таким образом, полученные нами данные свидетельствуют не только о необычном полимерном строении карбонатного породообразующего вещества, аналогичном строению органических полимеров и битумов, но и, кроме того, содержащим больше углерода и кислорода и меньше Ca, чем в карбонате Ca. Из этих данных следует, что это полимерное вещество содержит в своем составе не только карбонат Ca, но и некоторую органическую составляющую.

Все вышеперечисленные и другие необычные, установленные нами экспериментально, свойства карбонатного породообразующего вещества рифогенных продуктивных построек могут быть обусловлены тем, что оно изначально является биогенным образованием, созданным живым веществом рифового биогеоценоза на наноуровне в процессе его роста и захоронения (в седиментогенезе и диагенезе). Нанообъектами при этом могли быть основные биологические, физические и химические системы – клетки, мембраны, домены, кластеры. В состав его наночастиц могут входить не только карбонат Ca, но и органическая составляющая, в которой изначально заложены все синтезированные живым веществом или

образованные на основе продуктов метаболизма, а также на основе соединений, образующихся в результате деструкции биополимеров, входящих в состав живого вещества, после его отмирания, - все основные структурные характеристики будущих углеводородов нефти алифатического, нафтенового и ароматического характера, а также различные органические (элементоорганические) соединения, содержащие кислород, серу, азот, фосфор, кремний, а также металлы и микроэлементы.

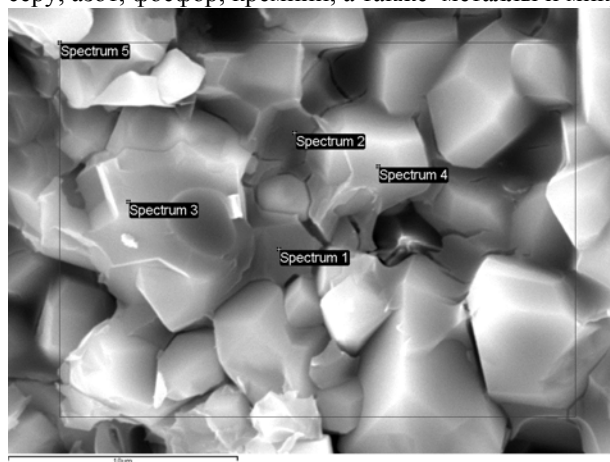


Рис. 2. Микростроение карбонатной минерально-органической матрицы и точки зондирования.

На основании результатов исследований мы пришли к выводу, что рифогенные продуктивные постройки являются не только гигантскими аккумуляторами (ловушками) углеводородов и других полезных ископаемых, как традиционно принято считать, но являются изначально и источниками их образования за счет высокого комплексного генерационного потенциала, заложенного в составе органической составляющей полимерного карбонатного породообразующего вещества (в его минерально-органической матрице). Мы называем этот природный геобиополимер минерально-органическим и ставим на определяющее место его органическую составляющую не потому, что она в количественном отношении превосходит минеральную, а потому что именно ей отводится главенствующая роль в формировании нефтегазоматеринского потенциала исходного породообразующего вещества.

Именно стадии седиментогенеза и раннего диагенеза, связанные с живым веществом рифового биогеоценоза, являются определяющими в формировании ресурсного потенциала рифогенных продуктивных толщ. Вместе с тем, эти стадии в силу их особенностей являются весьма сложными и мультидисциплинарными по сути. Во-первых, чрезвычайно

сложным является сейчас и мог таковым быть в древности состав рифовых биогеоценозов, а также их очень высокая продуктивность в зависимости от условий внешней среды. Во-вторых, хотя известны и практически сейчас общепризнанны, но весьма сложны и до конца не изучены механизмы биоминерализации скелетных образований всех карбонат- и кремнийфиксирующих организмов (в том числе, водорослей, бактерий, ядер кораллов и др.) в составе биогеоценозов. В-третьих, недостаточно изучены с химической точки зрения продукты жизнедеятельности всех морских организмов, в том числе и многочисленных микроорганизмов, входящих в состав породообразующих биогеоценозов, а также продукты, образующиеся после их отмирания, и, соответственно, состав тех химических концентратов, которые создаются *in situ* внутри каркасной рифовой постройки, захораниваются и затем цементируются живущими там бактериями-цементаторами, обладающими чрезвычайно высокими концентрационными свойствами.

Таким образом, рифогенное породообразующее вещество месторождений углеводородов является биогенным минералом весьма сложного строения - поликомпонентным минерально-органическим полимерным образованием (нанобиокомпозитом), имеющим для отдельных элементов наноразмерные глобулярные структуры. Упорядоченная минерально-органическая матрица породообразующего рифогенного полимера изначально формируется в фациях рифовой постройки за счет различных природных механизмов самоорганизации.

In sedimentogenesis and early diagenesis stage alive matter of reef and other biogeocenoses formes carbonate polymeric rockforming matter with nano-dimensional structures inside biogenic constructions.

**O.S. Pokrovsky¹, J. Viers¹, L.S. Shirokova^{2,1},
V.P. Shevchenko³, B. Dupré¹, A.S. Filippov³**

(¹Géochimie et Biogéochimie Expérimentale, LMTG, Université de Toulouse, CNRS-IRD-OMP, Toulouse, France, e-mail: oleg@lmtg.obs-mip.fr; ²Institute of Ecological Problems of the North, Russian Academy of Science, Arkhangelsk, Russia; ³Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, Russia)

Geochemistry of trace elements and dissolved organic carbon in Severnaya Dvina during different seasons

**О.С. Покровский¹, Ж. Вьер¹, Л.С. Широкова^{2,1},
В.П. Шевченко³, Б. Дюпре¹, А.С. Филиппов³**

(¹Отдел экспериментальной геохимии и биогеохимии, Лаборатория по изучению механизмов переноса в геологии, Университет Тулузы, Тулуза, Франция; ²Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск; ³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

Геохимия микроэлементов и растворенного органического углерода в р. Северная Двина (Белое море) в разные сезоны

Geochemistry of trace elements (TE) in boreal regions attracts large attention of researchers in view of on-going environmental changes that can affect both the fluxes of these elements to the ocean, their speciation and thus their bioavailability. High concentration of dissolved organic matter (DOM) and thus, organo-mineral colloidal status of most metals is the most important characteristic feature of European Russian Arctic zone biogeochemistry. Most trace elements in waters of boreal zone are transported via organic and organo-mineral colloids whose relative role changes during the year [1–3]. Except for a few studies of soil and river solute migration in Alaska [4] and occasional trace elements measurements in the Siberian Arctic [5–7], studies addressing colloidal vs. dissolved forms and transport of TE in organic-rich waters from pristine watersheds of the Arctic Ocean basin are scarce.

Specific feature of all boreal watersheds is an important flux of dissolved and particulate elements during relatively short high-level period of snowmelt in April to June. Concerning the boreal European Russian zone, all previous studies, similar to those of the Siberian Arctic and Canada dealt with analysis of samples collected during summer baseflow period [8]. Seasonally-resolved fluxes were assessed only for major elements in Karelia Region [9] and, with some smaller resolution, of the Mackenzie, Yukon, Kolyma, Lena, Yenisei and Ob rivers via the PARTNERS program in 2003–2004 [10]. However, the latter study dealt only with total dissolved (< 0.22 µm) and suspended fractions. At the same time, Swedish researchers devoted significant amount of efforts to understand the geochemistry of major and trace elements in small boreal catchments of the Baltic Sea basin, notably the Kalix river [1, 11]. It has been demonstrated that the main flux of usually insoluble elements occurs during the spring melt and that both

organic and organo-mineral colloids exert strong control on TE speciation in the river water.

The main difference with Kalix river system, having similar climate conditions, is much larger size of Severnaya Dvina river watershed (348,000 km² which is ~ 80% the territory of Sweden) and different lithological context: in case of Severnaya Dvina and Pinega watershed, the granitic till with spodosol soil profile is underlined, essentially by carbonate and partially by gypsum sedimentary rocks (Fig. 1). Another important difference of Severnaya Dvina River with well studied small Scandinavian and Karelian watersheds is the weaker influence of lakes on the former river's hydrology and chemical composition; however, the effect of bogs and mires is quite important for Severnaya Dvina basin.

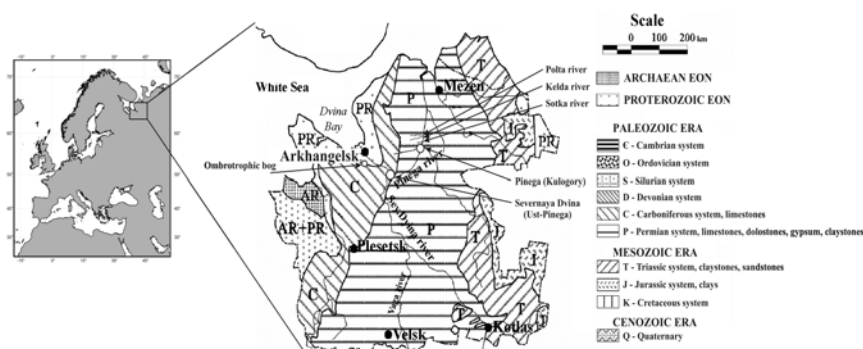


Fig. 1. Map of the studied area showing main lithological context and sampling locations in the Arkhangelsk region.

To summarize, except for the small river of the Baltic Sea basin and occasional measurements of total dissolved load of large arctic rivers, the seasonal flux and speciation of trace metals in rivers discharging to the Arctic ocean remain largely unknown. This study is aimed at extending this knowledge to the largest unregulated European river, Severnaya Dvina and its tributary (Pinega River).

The chemical status of major and trace elements (TE) and organic carbon (OC) has been studied in Severnaya Dvina and Pinega Rivers draining granitic moraine, carbonate and sedimentary deposits of the Arkhangelsk region (NW Russia). Sampling was performed during winter and summer baseflow seasons and during the spring flood (2007–2008) [12]. Altogether, 30 samples of Severnaya Dvina River in its mouth, 20 samples of Pinega River and its three tributaries, and a typical ombrotrophic bog feeding the large river in spring were sampled. Size separation procedure included on-site filtration through 5 µm, 0.22 µm, 100, 10 and 1 kDa and dialysis through 1 kDa and 10 kDa pore size membrane.

Organic carbon concentration in “truly” dissolved form (< 1 kDa) does not depend on rock lithology and season being in average equal to 5.0 ± 1.4 mg/L (Fig. 2). Our observations indicate the presence of two pools of organic matter: allochthonous large-size colloids formed by lixiviation from upper soil horizons and autochthonous (aquatic) small molecular-size substances, probably linked to bacterial and phytoplankton exudates. While the proportion of the formers is highly seasonally dependent, the contribution of the latter's remain relatively constant over the year. The total dissolved concentration of colloidal TE correlates with that of OC and Fe, being the highest during the spring flood and the lowest in winter time. There are two different patterns of TE colloidal status during different period of the year, depending on their association with organic or organo-mineral constituents of colloidal matter.

Trace and major elements concentration in the suspended matter of Severnaya Dvina River was measured during different seasons over 3 years of observation. Based on collected data, we evaluated, for the first time, the seasonal fluxes of all major and trace elements in the suspended ($> 0.22 \mu\text{m}$), total dissolved ($< 0.22 \mu\text{m}$) and colloidal (1 kDa – $0.22 \mu\text{m}$) forms. On the annual basis, there is a significant contribution ($\geq 30\%$) of conventionally dissolved ($< 0.22 \mu\text{m}$) forms into overall flux of usually low mobile elements such as divalent transition metals, Cd, Pb, V, Y, all REEs, Zr, Hf, Th. The spring flood occurring in May provides between 30 and 60% of total annual dissolved and suspended flux of many insoluble trace elements (Fe, Co, Ni, Cr, Y, all REEs, Cd, Pb, Zr, Hf, Th). We argue that the typical feature of many trace element fluxes in the Arctic rivers is high proportion of total dissolved ($< 0.22 \mu\text{m}$) compared to suspended pool due mostly to the high contribution of colloidal forms.

Acknowledgements. This work was supported by the French National Programme INSU (EC2CO, Environnement Côtier PNEC), by European Associated Laboratory “LEAGE”, and by Project 17.1 of the Program 17 of Fundamental Studies of Presidium of Russian Academy of Sciences and Grant of President of Russia NSh-361.2008.5. We thank all colleagues who helps us in the field, Academician A.P. Lisitzin for useful discussions, V.B. Korobov and N.N. Zavernina for supplementary hydrological data.

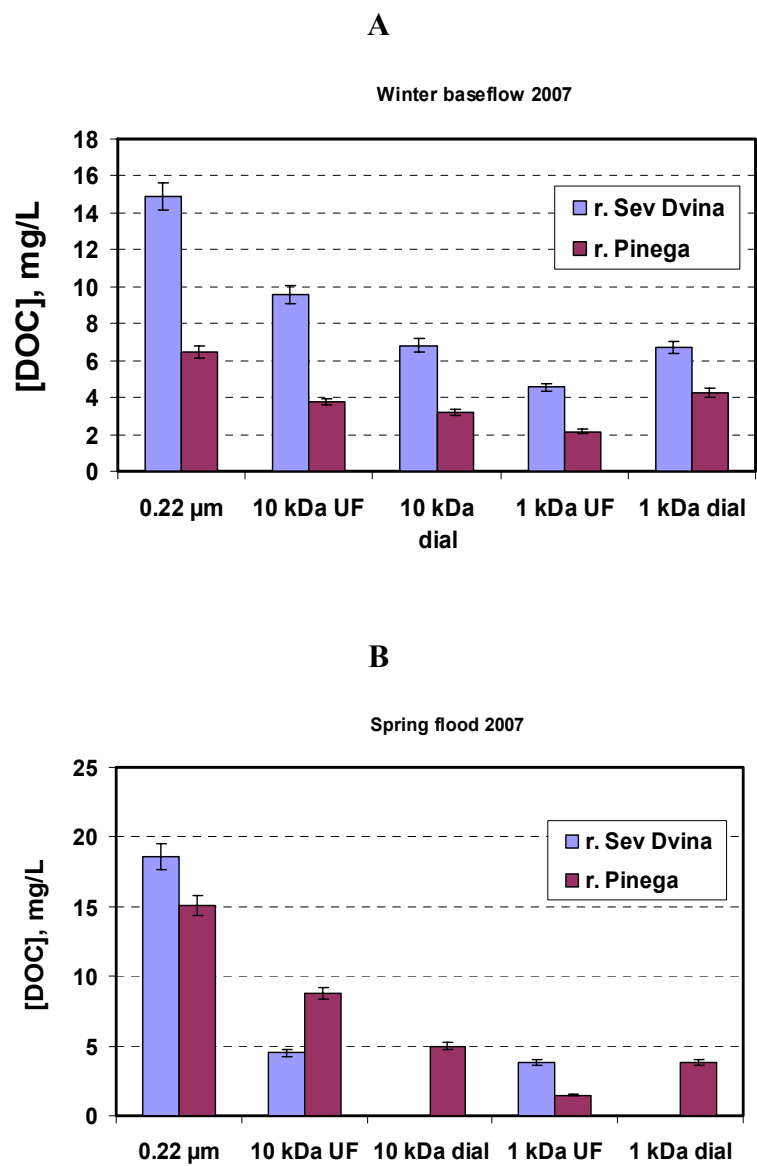


Fig. 2. DOC speciation during winter baseflow (A) and spring flood (B) as follows from results of UF and dialysis procedure.

1. Ingri J., Widerlund A., Land M. et al. Temporal variations in the fractionation of the rare earth elements in a boreal river, the role of colloidal particles // *Chemical Geology*. 2000. V. 166. P. 23–45.
2. Pokrovsky O. and Schott J. Iron colloids/organic matter associated transport of major and trace elements in small boreal rivers and their estuaries (NW Russia) // *Chemical Geology*. 2002. V. 190. P. 141–179.
3. Dahlgvist R., Andersson K., Ingri J. et al. Temporal variations of colloidal carrier phases and associated trace elements in a boreal river // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71. P. 5339–5354.
4. Rember R.D. and Trefry J.H. Increased concentrations of dissolved trace metals and organic carbon during snowmelt in rivers of the Alaskan Arctic // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. V. 68. P. 477–489.
5. Dai M. and Martin J. First data on trace metal level and behaviour in two major Arctic river-estuarine systems (Ob and Yenisey) and in the adjacent Kara Sea, Russia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 131. Nos. 3–4. P. 127–141.
6. Moran S.B. and Woods W.L. Cd, Cr, Cu, Ni and Pb in the water column and sediments of the Ob-Irtysh Rivers, Russia // *Mar. Poll. Bull.* 1997. V. 35. P. 270–279.
7. Pokrovsky O.S., Schott J. and Dupré B. Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil porewaters of permafrost-dominated basic terrain in Central Siberia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70. P. 3239–3260.
8. Pokrovsky O.S., Dupré B. and Schott J. Fe-Al-organic colloids control of trace elements in peat soil solutions // *Aquat. Geochem.* 2005. V. 11. P. 241–278.
9. Zakharova E.A., Pokrovsky O.S., Dupré B. et al. Chemical weathering of silicate rocks in Karelia region and Kola Peninsula, NW Russia: Assessing the effect of rock composition, wetlands and vegetation // *Chemical Geology*. 2007. V. 242. P. 255–277.
10. <http://ecosystems.mbl.edu/partners>
11. Ingri J., Malinovsky D., Rodushkin I. et al. Iron isotope fractionation in river colloidal matter // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 245. P. 792–798.
12. Pokrovsky O.S., Viers J., Shirokova L.S. et al. Trace element fluxes and colloidal speciation in large subarctic rivers during different seasons // *Chemical Geology*. 2009 (submitted).

Представлены результаты исследований геохимии микроэлементов и растворенного органического углерода в устьевой зоне р. Северная Двина и в нижнем течении ее правого притока – р. Пинега, выполненных в 2007–2008 гг. в разные сезоны (зимняя и летняя межень, весеннее половодье). Впервые представлены данные по фракционированию микроэлементов и органического углерода между коллоидной и истинно растворенной фазами.

СИСТЕМА БЕЛОГО МОРЯ, 4-D ИССЛЕДОВАНИЯ

Т.Н. Алексеева

(Институт океанологии им.П.П.Ширшова РАН, Москва, e-mail: tania@blackout.ru)

Фракционная структура поверхностного слоя донных осадков Белого моря

T.N. Alekseeva

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

Grain-size surface bottom sediments of the White Sea

Донные осадки Белого моря формируются, главным образом, вследствие переноса осадочного материала морскими водами, поступающими из Баренцева моря и за счет пресноводного речного стока (Северная Двина, Онега, Мезень, Кулой, Кемь, Выг). Поступающий в море седиментационный материал имеет преимущественно аллювиальное и абразионное происхождение [1].

Данная работа основывается на результатах гранулометрического анализа, позволяющего уточнить представление о составе и строении поверхностного (0-3см) слоя Белого моря. Осадки были получены в 49, 55, 71 и 80 рейсах НИС «Профессор Штокман» (38 станций) в разных частях акватории Белого моря на глубинах от 8 до 290 метров. Гранулометрический состав исследован в Аналитической лаборатории института океанологии по методике В.П. Петелина [2]. Выделение литологических типов осадков проводилось по классификации предложенной П.Л. Безруковым и А.П. Лисицыным.

Установлено, что распределение типов осадков тесно связано с гидродинамическим режимом Белого моря, в котором поверхностные течения из устьев рек направлены к выходам из заливов. Прижимаясь к берегам и огибая их, они образуют единый вдольбереговой поток, направленный против часовой стрелки [3]. Песчаные фракции тяготеют к прибрежной зоне, где наблюдаются относительно интенсивные течения. Пелитовые фракции приурочены к внутренней части моря, характеризующийся низкой гидродинамической активностью, и являющейся их естественной ловушкой. Алевритовые фракции распространяются от прибрежной полосы в сторону больших глубин, осаждаясь на склонах. Таким образом, наглядно выражена отчетливая концентрическая зональность распределения осадков.

Центральная часть моря (Центральная впадина) является самым обширным и глубоководным его районом. С ней связан большой по площади район глинистых (ст.4700, 4702, 4704) и алевритоглинистых илов (ст.4701), оконтуренных поясами более крупных осадков (ст.4725, 4726). Глинистые илы широко распространены в наиболее глубоководных частях и составляют 92.98-96.95%. Во впадине происходит медленное и постоянное перемешивание водных масс, образуется своя внутренняя

циркуляция. Областям этих циркуляций и соответствуют районы глинистых осадков, что объясняется накоплением большего количества тонкой взвеси в их центральных частях. Исключение составляют системы циклонических и антициклонических круговоротов, расположенных в центральной части моря. Циклонические круговороты поверхностных течений, сопровождаются высокой биопродуктивностью и в приуроченных к ним осадках наблюдается сдвиг гранулометрического спектра в сторону алевритовых фракций. В условиях антициклонических круговоротов, биопродуктивность вод низкая, здесь формируются осадки с четким преобладанием пелитовых фракций, как и в районах с наименьшими скоростями течений.

Поверхность Двинского залива вдоль берегового контура практически повсеместно покрыта слоем мелкозернистых песков (ст.4684, 4692) и песчаных алевритов (ст.4687). В поверхностном слое часто наблюдаются скопления раковин и их детрита. Пески (0.1-1мм) создают широкий фон на мелководье и в авандельте Северной Двины. Однако наряду с этим наблюдаются случаи пониженных содержаний песчаных фракций (ст.4685, 4686). Это явление характерно для осадков, связанных с выносом рек. В районах дельты Сев. Двины, наблюдается неравномерное распределение осадков, когда рядом располагаются и минимальные (1.47%) и максимальные (84.31%) значения содержаний песчаных фракций. Минимальное содержание относится к участкам дельты, где скорость течения может снижаться из-за локальных особенностей рельефа. Алевритовые осадки (ст.4685, 4693, 4727) располагаются дальше от берега в сторону больших глубин и осаждаются на склонах впадин. Неравномерность содержания характерна и для алевритовых фракций, имеются пятна осадков, где их содержание крайне высоко (53.74%). В районе дельты широко развиты типичные алевритовые осадки сложного состава, ст. 4693 (песок - 32.70%, алеврит - 47.30%, пелит - 20%). В осевой части впадины залива, распространены глинистые илы (ст.4697, 4699, 4728, 4729, 4919). Здесь однообразие осадков и большое содержание глинистых фракций (до 97.31%) является следствием ослабленного гидродинамического режима.

Акватория Онежского залива отличается мелководьем, многочисленными островами, сильными приливно-отливными течениями [3]. Рельеф дна сложный, представляет собой чередование изометричных котловин, разделенных поднятиями. На большей части поверхности дна наблюдаются процессы замедленного размыва, что определяет широкое развитие маломощных покровных плохо сортированных песчаных осадков с большим количеством в них переотложенных раковин и их детрита. Поверхность Онежского залива представлена мелко (ст.4709, 4712, 4713, 4715) и среднезернистыми (ст.4708) песками и песком с гравием (ст.4714). Количество песчаной фракции в осадках этого типа колеблется от 49.56 до 85.77%; гравия доходит до 27%.

В Кандалакшском заливе донный рельеф характеризуется резким чередованием относительно глубоководных котловин с порогами и поднятиями, а также большим количеством островов. По этой причине здесь наблюдается пестрота и изменчивость литологического состава поверхностных донных отложений от гальки и гравия (ст.4717) с песками (ст.4616, 4721, 4722) до тонких глинистых илов (ст.4718, 4719, 4723, 4724), обогащенных органикой. Характерной чертой осадкообразования в заливе является очаговость распределения фракций, что обусловлено сложным структурным рельефом и наличием ледниково-эрозионных форм [3].

Таким образом, мелкозернистые отсортированные пески встречаются на мелководных участках моря вблизи берегов, где наблюдаются интенсивные течения, связанные с общей циркуляцией вод Белого моря. В приустьевой части реки Сев. Двина преобладают песчаные поверхностные донные осадки, преимущественно аллювиально-морского генезиса. Вдоль берегов, мористее располагаются мелкозернистые алевритистые пески. Алевриты, как правило, накапливаются на склонах, исключение составляют приустьевые районы. В срединной части Белого моря, где гидродинамический режим ослаблен, преобладают осадки с большим содержанием пелитовых фракций. Во впадинах и глубоководных частях преобладают илы глинистые и алеврито-глинистые.

В процессе осадконакопления в Белом море прослеживаются два независимых направления. С одной стороны, распределение осадочного материала происходит по гидравлической крупности, а именно, наблюдается уменьшение размерности осадка с глубиной. С другой стороны на процессы механической дифференциации влияют такие природные факторы как гидродинамика, характер рельефа, влияние реки, ледовый разнос.

1. Павлидис Ю.А., Ионин С.А., Щербаков Ф.Ф., Дунаев Н.Н., Никифоров С.Л. //Арктический шельф. Познечетвертичная история как основа прогноза развития М.«ГЕОС», 1998
2. Петелин В.П. Новый метод водно-механического анализа морских осадков // Океанология. 1961. Т.1. Вып. С. 144-148.
3. Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене М.«Наука», 1977, 236.

There are two specific properties of sedimentation process in the White Sea: distribution of sediments depends on hydraulic coarseness; natural conditions like surface shape, river streamflow, ice rafting.

Р.А. Алиев¹, В.П. Шевченко², А.Н. Новигатский²

(¹НИИ Ядерной физики им. Д.В. Скобелева МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, ramiz.aliev@gmail.com, ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

Исследование процессов осадконакопления в Белом море с помощью радионуклидов ^{210}Pb и ^{137}Cs

R.A. Aliev¹, V.P. Shevchenko², A.N. Novigatsky²

(¹Skobel'syn Institute of Nuclear Physics, Moscow State University, Moscow, ²Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow)

Study of sedimentation processes in the White Sea using ^{210}Pb and ^{137}Cs radionuclides

Природные и техногенные радионуклиды широко применяются для исследования процессов седиментации. Возможность применения радионуклида в качестве трассера определяется его источником и функцией поступления, особенностями геохимического цикла и периодом полураспада ($T_{1/2}$). Для определения скоростей осадконакопления в морях и океанах применяют ^{10}Be , ^{230}Th , ^{231}Pa , ^{14}C . В озерах, а также шельфовых и внутренних морях, где скорости осадконакопления обычно велики, используют радионуклиды с относительно короткими периодами полураспада. Наибольшее распространение получил ^{210}Pb ($T_{1/2}=22$ г), продукт распада атмосферного радона, поступающий с выпадениями на поверхность Земли [1, 2]. В толще донных осадков активность ^{210}Pb постепенно снижается по мере радиоактивного распада до тех пор, пока не дойдет до значения, равновесного с ^{226}Ra . Таким образом, анализируя донные осадки послойно, можно определить возраст того или иного горизонта. Метод применим для молодых (до 100–150 лет) осадков, когда скорость осадконакопления достаточно велика (десятые доли мм/год и более) для того, чтобы стал возможным послойный анализ. При этом помимо ^{210}Pb определяют ^{226}Ra , для того чтобы вычесть долю ^{210}Pb , находящегося в равновесии с ^{226}Ra . Датирование по ^{210}Pb часто используют для реконструирования хронологии техногенного загрязнения водоемов в течение последнего столетия.

Существуют различные модели расчета возраста по ^{210}Pb [1, 2]. В настоящей работе использовали модель постоянной начальной активности, в которой предполагается постоянство скорости осадконакопления и начальной удельной активности ^{210}Pb в отлагающемся материале. Зависимость активности избыточного ^{210}Pb (A) от глубины z аппроксимируют экспоненциальной функцией и рассчитывают скорость осадконакопления r по закону радиоактивного распада:

$$A(z) = A_0 e^{-(\lambda/r)z},$$

где A_0 – активность избыточного ^{210}Pb в верхнем слое осадка.

Целью данной работы являлось изучение процессов современного осадконакопления в Белом море с помощью радионуклидов ^{137}Cs и ^{210}Pb . Исследования проводились в рамках проекта “Система Белого моря” (руководитель – академик А.П. Лисицын) [3, 4].

Пробы отбирали с помощью герметичной грунтовой трубки Неймисто, колонки донных осадков разрезали на слои толщиной 1–2 см. Радионуклидный анализ (^{137}Cs , ^{210}Pb , ^{226}Ra) был выполнен методом гамма-спектрометрии на установке с детектором из сверхчистого германия.

Распределение ^{137}Cs практически повсюду имеет четко выраженный максимум (рис. 1а), положение его различается в разных колонках, ввиду того, что в различных регионах преобладают различные источники поступления ^{137}Cs , характерным маркером может являться начало поступления техногенной радиоактивности (начало 1950-х гг.) [5]. Распределение ^{210}Pb близко к экспоненциальному, в верхних 3–4 см распределение часто равномерное, по-видимому, за счет перемешивания осадка (рис. 1б).

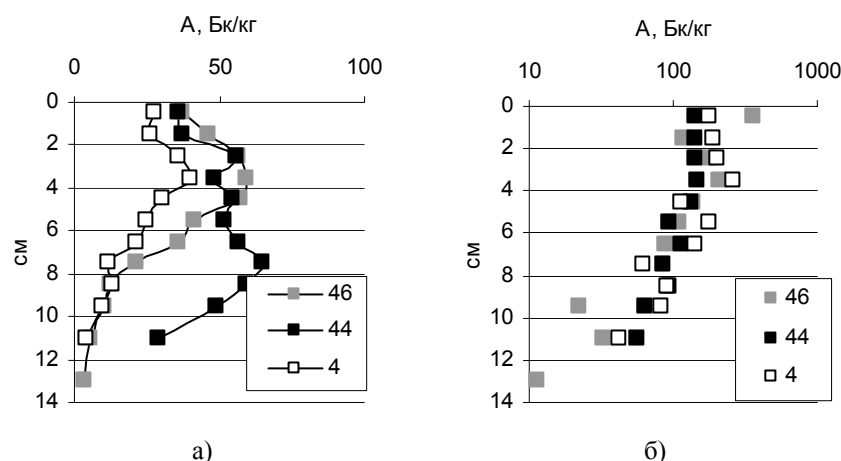


Рис. 1. Типичные вертикальные распределения ^{137}Cs (а) и избыточного ^{210}Pb (б) в донных отложениях Белого моря.

Полученные вертикальные распределения ^{210}Pb и ^{137}Cs позволяют рассчитать скорости осадконакопления. Они составили от 0,4 до 4,2 мм/год (см. табл. 1). В целом, вертикальное распределение ^{137}Cs находятся в соответствии с рассчитанными по ^{210}Pb скоростями седиментации [6].

Наибольшие значения скоростей осадконакопления получены для глубоководной части (ст. 4720) и вблизи устьев Северной Двины (ст. 78, 44) и Онеги (ст. 32). Схема, иллюстрирующая распределение скоростей седиментации в Белом море, приведена на рис. 2. На схеме приведены также точки из работы [6].

Таблица 1. Оценка скорости осадконакопления в Белом море

Стан- ция	Год отбора	Широта N	Долгота E	Глубина моря, м	Скорость осадкона- копления, мм/год
44	2008	64°58'	39°31'	54	2,6
46	2008	65°06'	39°17'	73	1,1
4	2008	65°10'	37°56'	88	1,7
4697	2001	65°17'	38°55'	96	0,40
4698	2001	65°25'	38°40'	107	0,79
4706	2001	65°05'	36°06'	66	0,85
4720	2001	65°57'	35°53'	290	2,2
32	2002	64°07'	37°35'	16	2,7*
78	2002	65°05'	39°44'	32	4,2*
4943	2003	65°50'	37°30'	116	0,69

*оценка проводилась по вертикальному распределению ^{137}Cs

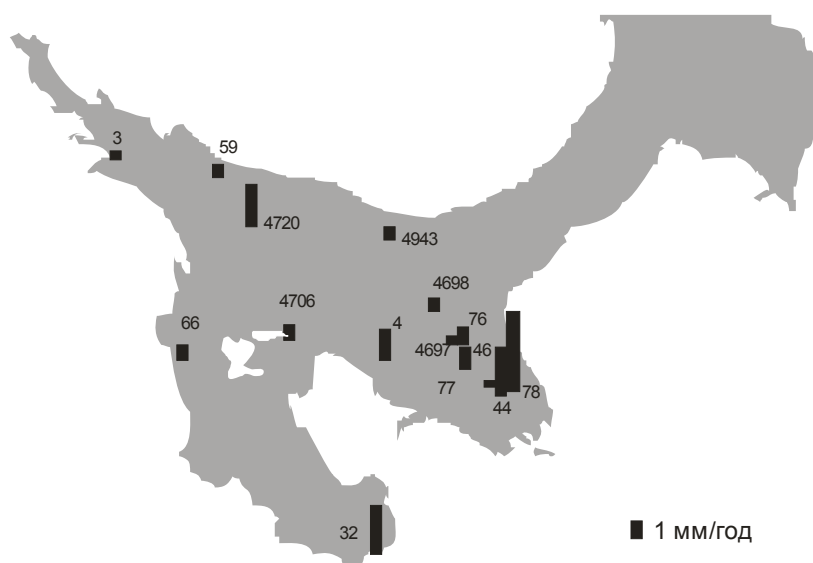


Рис. 2. Распределение скоростей седиментации в Белом море по результатам работы [6] и настоящего исследования.

Авторы благодарны академику А.П. Лисицыну за поддержку и ценные советы, экипажам НИС “Профессор Штокман”, “Эколог” и “Академик Мстислав Келдыш”, А.Е. Рыбалко, В.А. Чечко, А.С. Филиппову за помощь в экспедициях. Исследования были проведены при финансовой поддержке

Программы 17 Президиума РАН (проект 17.1), гранта НШ-361.2008.5 и Отделения наук о Земле РАН (проект “Наночастицы во внешних и внутренних сферах Земли”).

1. Купцов В.М. Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей. М.: Наука, 1986. 271 с.
2. Алиев Р.А. Природные радионуклиды в морских исследованиях // Океанология. 2005. Т. 45. № 5. С. 936–948.
3. Лисицын А.П. Новые возможности четырехмерной океанологии и мониторинга второго поколения – опыт двухлетних исследований на Белом море // Актуальные проблемы океанологии. Гл. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2003. С. 503–556.
4. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Немировская И.А., Ключиткин А.А., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Новичкова Е.А., Политова Н.В., Филиппов А.С. Развитие четырехмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга морских экосистем (на примере Белого моря) // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. М.: Научный мир, 2009 (в печати).
5. Алиев Р.А., Бобров В.А., Калмыков С.Н., Лисицын А.П., Мельгунов М.С., Новигатский А.Н., Травкина А.В., Шевченко В.П. Радиоактивность Белого моря // Радиохимия. 2006. Т. 48. Вып. 6. С. 557–562.
6. Aliev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov St.N., Melgunov M.S., Vlasova I.E., Shevchenko V.P., Novigatsky A.N., Lisitzin A.P. Natural and artificial radionuclides as a tool for studies of sedimentation in Arctic region // J. Radioanal. Nucl. Chem. 2007. V. 274. N. 2. P. 315–321.

Natural ^{210}Pb and artificial ^{137}Cs were applied for estimation of sedimentation rates for 10 cores collected in the White Sea. Vertical profiles of ^{137}Cs are presented. The agreement between sedimentation rates obtained from ^{210}Pb age-dating and ^{137}Cs vertical profiles was found. Sedimentation rates vary from 0.4 to 4.2 mm/year. The highest rate was observed near the Northern Dvina mouth.

Н.Н. Андреева¹, В.П. Шевченко², А.С. Филиппов²

(¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, andreeva-nnadejda@yandex.ru, ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

**Новые данные о составе донных осадков Онежского залива
Белого моря**

N.N. Andreeva¹, V.P. Shevchenko², A.S. Filippov²

(¹Moscow State University, Moscow, ²Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**New data on composition of bottom sediments of Onega Bay,
White Sea**

Введение. В 1960–1970 гг. был выполнен большой объем работ по изучению донных осадков Белого моря [1, 2], эти исследования были продолжены на новом уровне с 2000 г. в рамках проекта “Система Белого моря” (руководитель – академик А.П. Лисицын) [3]. Но до сих пор донные осадки Онежского залива изучены недостаточно. Онежский залив вытянут с юго-востока на северо-запад, длина его 185 км, ширина 50–100 км, глубины в большей части Онежского залива меньше 50 м, средняя же глубина около 20 м [1]. Целью работы является изучение состава и условий накопления современных отложений Онежского залива Белого моря.

Материалы и методы. Исследования были проведены в августе 2007 и июле 2008 гг. на НИС “Эколог”. В 2007 г. было отобрано 20 проб донных осадков, в 2008 г. – 22 пробы. Пробы с литорали Соловецких островов отобраны в ходе экспедиции 2006 г. (начальник экспедиции Д.А. Субетто). Пробы поверхностного слоя (0–3 см) донных отложений отбирались дночерпателем ДГ-0,0025 (СЕВМОРГЕО). Были проведены следующие виды исследований: макро-изучение осадков, изучение осадков в смир-слайдах, под биноклем, рентгеновская дифрактометрия, грануло-метрический анализ.

Результаты и их обсуждение. Результаты гранулометрического анализа представлены на треугольной диаграмме (Рис. 1). Границы песка, алерита и пелита взяты по классификации П.Л. Безрукова и А.П. Лисицына [4]. В Онежском заливе на значительной площади дна прослеживаются высокие содержания песчаных фракций в осадках (свыше 70%). Однако наряду с этим здесь имеются пятна пониженных содержаний песчаных фракций, вплоть до значений, меньших 10%. Последнее явление характерно для осадков, связанных с выносами рек (Онеги, Выга).

По результатам минералогического изучения крупноалевритовой фракции донных отложений во всем Онежском заливе была выделена лишь одна минералогическая провинция – эпидот-пироксен-гранат-амфиболовая.

Эпидот встречался во всех изученных пробах, его количество в среднем составляло 8–15%. Также в осадках повсеместно встречались пироксены (10–16%). Из типичных минералов метаморфических пород встречались

гранаты – альмандин (17–30%). Повышенные концентрации альмандина (30%) отмечены на литорали Соловецких островов, что связано, вероятно, с процессом минералогической сепарации. Из группы устойчивых минералов в осадках Онежского залива встречен циркон (до 2%). Группа рудных минералов представлена черными рудными минералами (ильменитом и магнетитом), их содержание в тяжелой подфракции 5–10%.

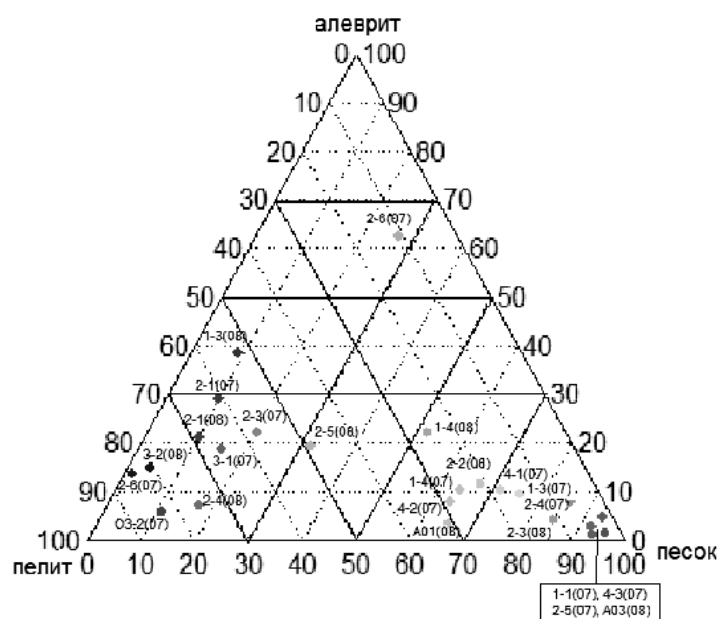


Рис. 1. Литологический треугольник для определения типа осадка

В легкой фракции преобладающим минералом является кварц (до 80%), часть которого обычно ожелезнена. Также были встречены полевые шпаты (15–20% в донных осадках, до 35% на литорали Соловецких островов), представленные ортоклазом, микроклином и плагиоклазами основного и среднего состава, и в некоторых образцах спикеры губок и различные виды диатомовых. Были выявлены в отдельных образцах обломки пород с карбонатами в составе, но определить породу точнее не представилось возможным, содержание карбонатных обломков в осадках составило 1–3%.

Формирование минералогической провинции осадков Онежского залива обусловлено поступлением терригенного материала с Балтийского щита и северной окраины Русской плиты и его последующей волновой переработкой и очень сильным смешением материала. По литературным данным минералогические комплексы кристаллических пород Балтийского щита и ледниковых отложений севера Русской плиты идентичны во

фракции 0,5–0,25 мм [1]. А так как осадкообразование в Белом море и в Онежском заливе в частности происходит в условиях полярного климата с почти полным отсутствием процессов химического выветривания, в залив поступает большинство минералов коренных пород независимо от их степени устойчивости. Т.о., количественные соотношения минералов в осадках Онежского залива близки к соотношениям в коренных породах.

Среди глинистых минералов ведущую роль (65–85%) играет биотитоподобная гидрослюда. Вторым по значению является магнезиально-железистый хлорит (9–22%). Суммарное содержание хлорита и гидрослюды составляет 88–93%, гидрослюда и хлорит имеют общее происхождение из архейско-протерозойского комплекса Балтийского щита. Иным соотношением глинистых минералов отличаются осадки, связанные с выносом реки Онеги, в них отмечено минимальное содержание гидрослюды (менее 55%), повышенное содержание каолинита (до 20%), в количестве до 10% присутствуют смектиты, представленные в основном смешанослойными образованиями. Каолинит и смектит, по-видимому, происходят из каолиновых глин палеозойского возраста и почв, развитых на водосборах р. Онеги. Следовательно, влияние выносов Онеги достоверно устанавливается во внутренней части Онежского залива, примыкающей непосредственно к устью реки. Т.о., в Онежском заливе можно выделить две ассоциации глинистых минералов: смектит-каолинит-хлорит-гидрослюдистую, связанную с выносами реки Онеги, и хлорит-гидрослюдистую, распространенную на остальной площади залива. Вторая ассоциация в общем совпадает с составом глин четвертичных отложений суши Карело-Кольского региона.

По результатам литологического изучения проб осадков в Онежском заливе было выделено 5 фаций (Рис. 2).

Фация открытого мелководья осевой части залива занимает наибольшую площадь в исследуемом районе. Она представлена комплексом мелкозернистых песков, отсортированных и алевритистых. Обломочный материал здесь перерабатывается благодаря волновой деятельности.

Фация прибрежного мелководья. Отложения прослеживаются полосами непосредственно вдоль берегов и представлены песками, глинистыми и алеврито-пелитовыми песками.

Фация литорали. Представлена в основном мелко-средне- и средне-мелкозернистыми песками. Крупность литорального материала служит показателем того, что фация образована приливно-отливным воздействием при некотором участии волновой деятельности.

Фация приустьевых районов. Комплекс отложений, развитых перед устьями рек (Выг, Кемь, Онега), отличается большей пестротой литологических типов осадков, нежели в других фациях. Здесь соседствуют различные по гранулометрии осадки: смешанные осадки, пелитовые илы, алеврито-пелитовые илы, пески, алеврито-пелитовые пески. Для данной

фации устанавливаются следующие важнейшие генетические признаки: во-первых, пространственная сопряженность с устьями рек, во-вторых, формирование осадков за счет материала, выносимого реками, в-третьих, совместное осаждение мелкопесчаного пелитового, алевроитового материала.

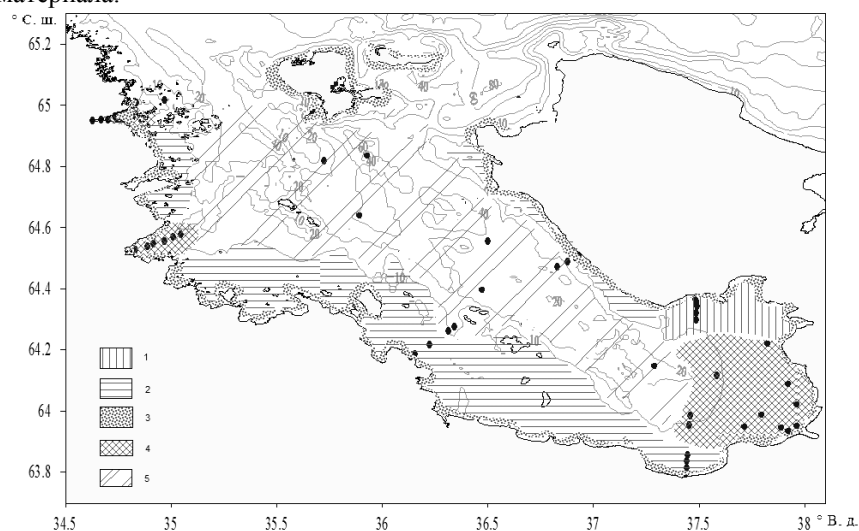


Рис. 2. Фациальная карта осадков Онежского залива Белого моря

Фации: 1 – пелитовых илов и песчано-алевритовыми пелитов прибрежного мелководья, находящаяся под влиянием речного стока, 2 – песков прибрежного мелководья, 3 – песков и гравийно-галечных отложений литорали, 4 – разнородных осадков приустьевых районов, 5 – разносортированных песков открытого мелководья осевой части залива. По данным авторов и литературным [5, 6].

Фация прибрежного мелководья, находящаяся под влиянием речного стока. Осадки представлены пелитовыми илами и песчано-алевритовыми пелитами.

Заключение. По результатам проведенных исследований в Онежском заливе выделяется одна минералогическая провинция – эпидот-пироксен-гранат-амфиболовая. Связано это с однородностью размываемого поступающего материала. Среди минералов легкой подфракции доминирует кварц (70–80%), полевые шпаты составляют около 20%. В отдельных пробах (менее 5%) были выявлены обломки карбонатных пород, но это локальные проявления.

Среди глинистых минералов главную роль играют биотитоподобная гидрослюда, магнезиально-железистый хлорит и каолинит при явном преобладании первой. Встречаются следы смешанослойных минералов. В

Онежском заливе можно выделить две ассоциации глинистых минералов: смектит-каолинит-хлорит-гидрослюдистую и хлорит-гидрослюдистую. Первая устанавливается во внутренней части Онежского залива, примыкающей непосредственно к устью реки Онеги. Вторая ассоциация устанавливается на остальной площади залива.

По результатам литологического изучения проб осадков в Онежском заливе было выделено 5 фаций: пелитовых илов и песчано-алевритовыми пелитов прибрежного мелководья, находящаяся под влиянием речного стока, песков прибрежного мелководья, песков и гравийно-галечных отложений литорали, разнородных осадков приустьевых районов, разноразсортированных песков открытого мелководья осевой части залива.

Благодарности. Авторы благодарят академика Лисицына А.П., чл-корр. РАН Долотова Ю.С., чл-корр РАН Филатова Н.Н. за поддержку, экипаж НИС «Эколог» и Субетто Д.А. за помощь в экспедициях, Сорокина В.М., Куприна П.Н., Лукшу В.Л., Ростовцеву Ю.В. за ценные советы и помощь в обработке материала. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 09-05-00658) и Программы 17 Президиума РАН (проект 17.1).

1. Невеский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
2. Спиридонов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В. и др. Геология Белого моря // Советская геология. 1980. № 4.
3. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Немировская И.А. и др. Развитие четырехмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга морских экосистем (на примере Белого моря) // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. М.: Научный мир, 2009 (в печати).
4. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов. Труды Ин-та Океанологии АН СССР. Т. 32, 1960.
5. Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П. и др. Комплексные исследования в Онежском заливе Белого моря и эстуарии реки Онега в летний период. Океанология, 2008. Т. 48. № 2. С. 276–289.
6. Кузьмина Т.Г., А.Ю. Леин, Лучшева Л.Н. и др. Химический состав поверхностного слоя донных осадков Белого моря. Литология и полезные ископаемые. 2009. № 2. С. 115–132.

Bottom sediments of the Onega Bay were studied in 2007–2008 in expeditions onboard the RV “Ekolog”. New data on grain-size distribution and mineralogy of upper layer of sediments are presented.

А.С. Балувев, Е.С. Пржиялговский, Е.Н. Терехов

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: baluev@ilran.ru)

Тектоника палеорифтовой системы Белого моря

A.S. Baluev, E.S. Przhiyalsky, E.N. Terekhov

(Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow)

Tectonics of the Paleorift System of the White Sea

Традиционно территория Беломорья рассматривалась как площадь развития континентального рифтогенеза в рифее, который предшествовал началу общего прогибания и формирования осадочного чехла Мезенской синеклизы. Субпараллельные палеорифтовые зоны северо-западного простирания, расположенные в северо-восточном сегменте Восточно-Европейской платформы (ВЕР) вдоль ее границы (рис. А), рассматриваются нами [1] как единый структурно-парагенетический ансамбль, сформировавшийся в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты в среднем-позднем рифее, и поэтому объединены в единую рифтовую систему Белого моря. Она заложилась во время распада (1300-1240 млн.лет назад) древнего суперконтинента Палеопангея при раздвиге, возникшем между континентальными плитами Балтикой и Лаврентией. Рифтинг при этом имел диффузный характер с последовательным возникновением субпараллельных рифтовых зон от внутренней к краевой части континентальной плиты. В результате на краю Балтики сформировался периконтинентальный осадочный бассейн пассивной окраины, представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон. Эти рифтовые структуры пережили активизацию в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда образовался современный бассейн Белого моря.

До последнего времени считалось, что в эту систему входят три палеорифта (с юго-запада на северо-восток): Онежско-Кандалакшский (Кандалакшско-Двинский), Керецко-Лешуконский и Баренцевоморский. Однако, новые данные, полученные при комплексных геолого-геофизических исследованиях акватории Белого моря, проведенных ОАО Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) в последние годы [2, 3], а также результаты наземных исследований территории Беломорья последних лет [4, 5, 6] значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры этого региона. Если раньше предполагалось, что глубина погружения кристаллического фундамента в Кандалакшском грабене достигала 3-3,5 км, то данные последних сейсмических исследований МОВ ОГТ в акватории Белого моря определяют эту глубину уже до 8 км, что вполне сопоставимо с современным Байкальским рифтом. То же касается и глубины залегания кристаллического фундамента в грабенах РСБМ в пределах Мезенской синеклизы, где эти глубины достигают 8-10 км и более [4]. На продолжении

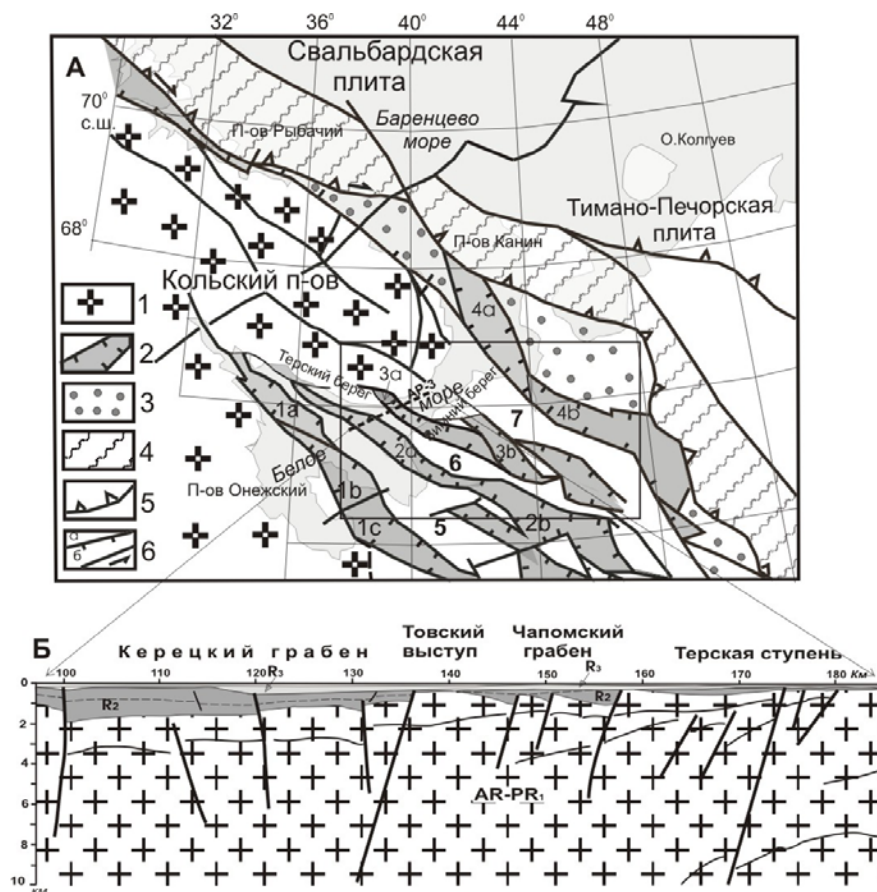


Рис. А. Схема тектоники Беломорского региона: 1 – Балтийский щит; 2 – рифейские палеорифты; 3 – Притиманский прогиб; 4 – Тимано-Варангерский пояс байкалит; 5 – конвергентный шов; 6 – сбросы (а) и сдвиги (б). Цифры на схеме: 1 – Онежско-Кандалакшский палеорифт: грабены 1а – Кандалакшский, 1б – Центральный, 1с – Онежский; 2 – Керецко-Пинежский палеорифт: грабены 2а – Керецкий, 2б – Пинежский, 3 – Чапомо-Лешуконский палеорифт: грабены 3а – Чапомский, 3б – Лешуконский; 4 – Мезенский палеорифт: грабены 4а – Понойская впадина, 4б – Усть-Мезенский грабен; выступы фундамента: 5 – Архангельский, 6 – Товский, 7 – Кулойский. Прямоугольником показан контур рис. 2.

Б. Фрагмент сейсмогеологического разреза верхней части земной коры вдоль опорного профиля МОВ ОГТ АР-3. Местоположение профиля см. на схеме тектоники.

Усть-Мезенской впадины в Воронке Белого моря сейсмическим профилированием выявлена Понойская впадина с глубиной погруженного фундамента более 8 км, которая по строению фундамента и осадочному выполнению больше напоминает перикратонный прогиб [2]. Как показали сейсмические исследования, палеорифтовые структуры северной части ВЕП обладают теми же особенностями, что и современные (кайнозойские) континентальные рифты – это наличие сегментов, каждый из которых представляет собой полуграбен с переменной полярностью, которые разделены межвпадинными перемычками, игравшими в свое время роль зон аккомодации.

Согласно этим же данным, небольшой по размерам (18-20 км) Чапомский грабен, расположенный на юго-восточном побережье Кольского полуострова является фрагментом северо-западного окончания Лешуконского палеорифта [5]. Профиль МОВ ОГТ АР-3, пересекающий бассейн Белого моря в северо-восточном направлении от северной оконечности Соловецких островов через пролив Горло (рис. Б), зафиксировал к ЮВ от грабена его продолжение, представляющее собой погружение фундамента более чем на 1,5 км с крутым северо-восточным бортом и пологим юго-западным, осложненным двумя наклонными блоками. С юго-запада Чапомский грабен ограничивает Товский выступ, отделяющий его от Керецкого грабена, а с северо-востока он ограничен Терской ступенью, переходящей севернее в Кулойский выступ (см. рис). Со стороны Зимнего берега Белого моря к зафиксированному сейсмическим профилем продолжению Чапомского грабена подходит хорошо выраженное в рельефе кристаллического фундамента западное ответвление Лешуконского грабена в виде довольно узкого, но протяженного желоба (Падунского грабена). Таким образом, согласно новым данным Чапомский грабен протягивается в юго-восточном направлении на расстояние около 200 км через пролив Горло до кулисообразного сочленения его с Лешуконским грабеном, являясь одним из сегментов палеорифтовой системы Белого моря. На Кольском полуострове, который является высоко поднятым блоком фундамента платформы, обнажается всего лишь его северо-западная оконечность и, вероятно, верхняя часть разреза грабенового выполнения. В связи с выше сказанным эту рифтовую структуру предлагается называть **Чапомо-Лешуконским палеорифтом**.

Кулисообразное расположение рифтогенных впадин Чапомо-Лешуконского палеорифта, сама форма собственно Лешуконской и Азопольской впадин близкая к пул-апарту (см. рис.), предполагает их заложение и развитие в режиме транстенсии с элементами правостороннего сдвига вдоль крутых северо-восточных бортов грабенов. Такой режим лучше всего согласуется с действием внешних сил, т.е. с пассивным рифтингом. Этот режим мог возникнуть при вращении древней континентальной плиты Балтика против часовой стрелки во время распада

суперконтинента Палеопангея на рубеже среднего и позднего рифея [1], когда северо-восточная (в современных румбах) пассивная окраина плиты испытывала косое растяжение.

Следует отметить, что по данным сейсмического профилирования терригенная толща, выполняющая грабены, местами значительно дислоцирована, формируя пологие складки, оси которых ориентированы преимущественно вдоль простирания грабенов, и иногда даже структуры надвигового характера, которые свидетельствуют о воздействии сжимающих напряжений со стороны, скорее всего, тиманид.

Как известно, формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива Белого моря наследует и возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания Онежско-Кандалакшского палеорифта в новейшее время. Сам палеорифт, в свою очередь, был заложен вдоль оси древнего Лапландско-Беломорского подвижного пояса.

Неотектоническая активизация территории Беломорья проявляется системой активизированных разрывных дислокаций, которые отчетливо выражены в рельефе дна бассейна Белого моря, в очертаниях береговых линий, а также в ландшафтных элементах сухопутной части территории. Нами установлено [6], что островная гряда архипелага Средние Луды, сложенной анортозитами Колвицкого массива, является межвпадинной перемычкой, разделяющей два молодых (современных) грабена: Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий и представляет собой зону аккомодации тектонических напряжений. В то же время она ограничивает распространение синрифтовых рифейских терригенных образований, выполняющих Кандалакшский грабен с запада. Здесь же отмечается тенденция пространственной приуроченности заложения и активизации главных рифтообразующих разломов вдоль линейной зоны эксгумации глубинных пород на поверхность. Значительную роль в современном структурообразовании играют здесь сдвиговые деформации, проявляясь вдоль рифтогенных структур, что характерно практически для всех рифтовых зон. Однако, в данном случае процессы формирования современных грабенов в Белом море вряд ли стоит относить к зрелому континентальному рифтингу, т.к. они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры.

Подводя итог, следует подчеркнуть, что палеорифтовая система Белого моря, простирающаяся вдоль края Восточно-Европейской платформы, согласно новым данным состоит из четырех субпараллельных рифтовых зон (ветвей): Онежско-Кандалакшской (Кандалакшско-Двинской), Керецко-Пинежской, Чапомо-Лешуконской и Понойско-Мезенской (Баренцево-морской), разделенных соответственно Архангельским, Товским и Кулойско-Мезенским выступами кристаллического фундамента. Работа

выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00812, программы ОНЗ РАН № 10 и НШ-651.2008.5.

1. Балувев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника, 2006, № 3, с. 23-38.
2. Журавлев В.А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22-26.
3. Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть, 2006, № 2, с. 26-28.
4. Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна. – СПб.: Наука, 2006. 319 с.
5. Балувев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С. Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // Доклады АН, 2009, т. 427, с 348-353.
6. Балувев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Новые данные по тектонике Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море) // Доклады АН, 2009, т. 425, с. 199-203.

According to the latest geological--geophysical research of the White Sea water area and adjacent land, the paleorift system of the White Sea extending along the border of the East-European Platform, consists of four subparallel rift zones: Onega--Kandalaksha, Kerets--Pinega, Chapoma--Leshukona, and Ponoï--Mesen. The island ridge of the Srednie Ludy archipelago is a bridge between depressions, which separates two recent grabens: the Kandalaksha, inheriting the ancient Riphean graben, and the Kolvitsa grabens.

Т.А. Белевич, Л.В. Ильяш

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, e-mail: 3438083@list.ru)

Динамики структуры фитопланктона Белого моря при органических и минеральных источниках азота

T.A. Belevich, L.V. Pyash

(Moscow State University)

Dynamic of structure of the White Sea phytoplankton on organic and inorganic nitrogen sources

В природных экосистемах обеспеченность фитопланктона минеральными и органическими ресурсами, а также световые условия меняются как во времени, так и в пространстве. В Белом море, как и в

других морях умеренных и высоких широт весеннее развитие фитопланктона ведет к практически полному исчерпанию нитратного азота в фотическом слое [1, 2]. Последующая деструкция биомассы, накопленной при весеннем «цветении», и выделение органического азота зоопланктоном ведет к увеличению концентрации органического азота и аммония. Соответственно, доля восстановленных форм азота в суммарном содержании растворенного азота увеличивается [1, 2]. При этом в поверхностном слое фитопланктон испытывает стресс фотоингибирования, на промежуточных глубинах фотической зоны освещенность близка к насыщающему фотосинтез уровню, на нижней границе фотической зоны освещенность лимитирует фотосинтез [3]. В летний период при низкой концентрации минеральных ресурсов в ряде случаев наблюдается интенсивное развитие фитопланктона, который представлен, как это показано для Белого моря [2], в основном миксотрофными водорослями. Увеличение биомассы фитопланктона при низкой обеспеченности нитратами связывают со способностью многих популяций водорослей использовать органические формы азота [2, 4]. Соответственно увеличение относительной доли органического азота в пуле растворенного азота может вести к изменению структуры фитопланктона. В настоящей работе представлены результаты сравнительного анализа динамики структуры фитопланктона Белого моря при обогащении добавками мочевины, глицина, нитратов или аммония при двух уровнях освещенности.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Эксперименты проводили на Беломорской биологической станции Московского государственного университета (Карельский берег Кандакшского залива Белого моря) в августе – сентябре 2005, 2006 и 2007 гг. В позднелетний период фитопланктон Белого моря лимитирован недостатком азота [1, 2].

Схема экспериментов. Фитопланктон, служивший исходным материалом для экспериментов, отбирали с помощью сети из планктонного газа № 78 в слое 2-5 м. Для устранения пресса выедания растительноядным зоопланктоном фитопланктон пропускали через планктонный газ № 40. В 1,5 литровые пластиковые ёмкости добавляли отфильтрованную морскую воду, концентрированный фитопланктон, а так же все биогенные элементы, за исключением азота, согласно прописи среды f/2 [5]. Азот вносили в виде мочевины, глицина, нитратов или аммония в концентрации 180 мкмоль азота/л. Соотношение содержания азота и фосфора в среде равнялось пяти, что, согласно общепринятым взглядам [6], обуславливает ограничение развития водорослей недостатком азота. В качестве контроля использовали фитопланктон без добавок азота. Экспериментальные ёмкости экспонировали *in situ* на плотиках на глубине 1 м. Полуденная освещенность на этой глубине (E_1) колебалась в пределах 25–1050 мкЕ/(м²с). Более низкую освещённость (E_2), составлявшую в среднем 51 %

от E₁, создавали путём экранирования склянок тканью средней плотности. В 2005 г. экспозицию проводили только при E₁. Все варианты эксперимента осуществляли в трёх повторностях. Раз в трое суток из каждой емкости отбирали пробы фитопланктона. Численность водорослей определяли методом прямого счета. Объемы клеток вычисляли методом геометрического подобия и пересчитывали в единицы углерода по аллометрическим уравнениям [7].

В качестве характеристики структуры сообществ рассматривали относительные вклады популяций водорослей в суммарную биомассу. Для статистической обработки использовали пакет анализа экологических данных PRIMER Version 5.2.4. [8]. Сходство экспериментальных сообществ по структуре оценивали с помощью индекса Брея-Кёртиса, затем проводили ординацию сообществ методом многомерного шкалирования (MDS). Достоверность влияния факторов (времени, добавок азота и освещенности) на структуру сообществ оценивали с помощью процедуры двухфакторного анализа матриц сходства (ANOSIM). Выделение дифференцирующих видов проводили с помощью процедуры SIMPER. Под дифференцирующими понимали виды, определяющие различие между группами проб [9].

При дальнейшем изложении сообщества, росшие с использованием разных источников азота, обозначены следующим образом: сообщество, ассимилирующее нитраты – N, глицин – G, мочевины – M, аммоний – A.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Фитопланктон, использовавшийся в качестве посевного материала для экспериментальных сообществ, по видовому составу, обилию и структуре различался в трех экспериментах. В 2005 г. в исходном фитопланктоне по численности и биомассе преобладали виды рода *Chaetoceros*. Доминирование *Chaetoceros* spp. в сообществе без добавок сохранялось до 9 сут роста. Учитывая определяющую роль *Chaetoceros* spp., совокупность экспериментальных сообществ в эксперименте 2005 г. далее названа фитоценом *Chaetoceros* spp. В 2006 г. в исходном фитопланктоне по численности преобладала водоросль *Skeletonema costatum*, которая уже с 3-их сут роста во всех сообществах заняла лидирующее положение и по биомассе. Поэтому совокупность экспериментальных сообществ в эксперименте 2006 г. далее названа фитоценом *S. costatum*. В 2007 г. в исходном фитопланктоне по численности и биомассе преобладала водоросль *Ditylum brightwellii*. Эта водоросль сохраняла доминирование во всех сообществах в течение всего эксперимента. Соответственно совокупность экспериментальных сообществ в эксперименте 2007 г. далее названа фитоценом *D. brightwellii*.

В фитоцено *Chaetoceros* spp. в течение первых 3-6-и сут происходила синхронная сукцессия, не зависящая от типа добавок. На 9-е сут сообщества с добавками начинают достоверно отличаться от контроля. Структура сообщества N изменилась сходным образом со структурой сообщества M, а

структура сообщества G - со структурой сообщества A (рис.). На 12-е сут отмечено существенное, высоко достоверное отличие контрольного сообщества от пар «N и M» и «G и A», которое сохраняется и на 15-18-е сут. Дифференцирующими видами были водоросли *Nitzschia* sp., *Licmophora oedipus*, *Melosira moniliformis* и мелкие пеннатные диатомеи. После 12-ых сут структурные изменения во времени не были выражены.

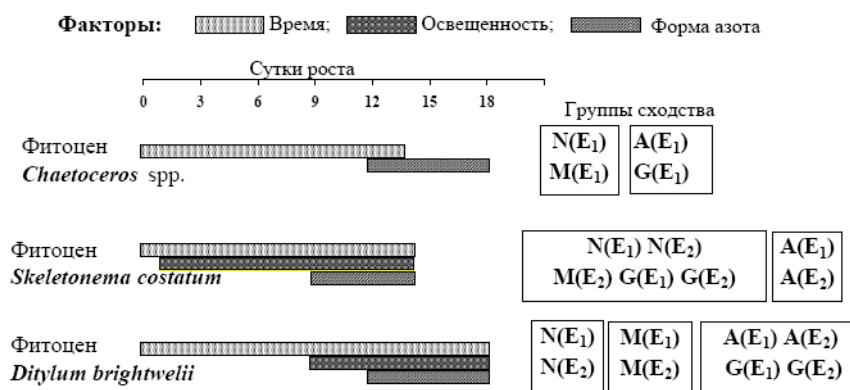


Рисунок. Схема динамики экспериментальных сообществ, росших с добавками нитратов (N), мочевины (M), глицина (G) и аммония (A) при освещенности E₁ и E₂, а также факторы, определяющие структуру сообществ и группы сходства сообществ.

В фитоценозе *S. costatum* синхронная сукцессия сообществ отмечалась по 6-е сут включительно. При этом фактор времени проявляется совместно с фактором освещенности, достоверное влияние которого отмечалось до конца эксперимента (рис.). С 9-е по 14-е сут по мере снижения биомассы *S. costatum* начинают проявляться различия в структуре сообществ, ассимилировавших разные субстраты. Структура всех сообществ с добавками достоверно отличается от контроля. Среди сообществ с добавками на 12–14-е сут выделяются две группы сообществ с достоверно различающимися структурами (рис.). В список дифференцирующих видов, т.е. видов, определявших различия структуры двух групп сообществ, входили водоросли: *Chaetoceros decipiens*, *C. compressus*, *Licmophora oedipus*, *Chaetoceros* sp. 1, *Chaetoceros* sp. 2. Таким образом, эффект добавки на поздних стадиях развития сообществ перекрывал эффект освещенности. Однако группа сообществ A(E₁) и A(E₂) оказалась довольно гетерогенной по структуре, и в ней эффект освещенности проявлялся в гораздо большей степени, чем в сообществах, ассимилировавших нитраты, глицин и мочевины при двух уровнях освещенности.

В фитоцено *D.brightwelii* синхронная сукцессия сообществ отмечалась по 9-е сут включительно. С 9-их по 12-е сут основным фактором, определяющим изменения структуры, становится освещенность (рис.), и сообщества, росшие при E_1 и E_2 (не зависимо от добавки), достоверно отличались друг от друга. На 15 – 18-е сут выделяются три группы сообществ с достоверно различающимися структурами. Таким образом, эффект добавки на поздних стадиях развития сообществ перекрывал эффект освещенности. Группа сообществ $A(E_2)$, $A(E_1)$, $G(E_1)$, $G(E_2)$ оказалась довольно гетерогенной по структуре, и в ней эффект освещенности проявляется в гораздо большей степени, чем в сообществах N и M при двух уровнях освещенности. В наибольшей степени различия в структуре сообществ A и G , росших при разных освещенностях, было обусловлено неодинаковой степенью снижения вклада *Ditylum brightwelii* в суммарную биомассу. Помимо этого различия в структуре сообществ, росших при разной освещенности, определялись лучшим ростом водорослей *Melosira moniliformis*, *Cylindrotheca closterium*, *Thalassiosira* sp. и *Navicula* sp.2 и их большим вкладом в суммарную биомассу в сообществах $A(E_1)$ и $G(E_1)$ по сравнению с этими показателями в сообществах $A(E_2)$ и $G(E_2)$. В период, когда основным фактором, определявшим изменения структуры, являлась освещенность (12–15-е сут), эти водоросли входили в список дифференцирующих видов по освещенности, т.е. видов, определявших различия структуры сообществ (не зависимо от добавки), росших при разной освещенности.

Сопоставление результатов трех экспериментов показывает, что к 14 – 18-ым суткам роста в трех исходных фитоценох сформировались сообщества с разной группировкой по сходству структуры (рис.). Это дает основание заключить, что структура сообществ фитопланктона, формирующихся после пульса азота, зависит от формы поступившего азота, освещенности, а также от исходной (до пульса азота) структуры сообщества.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 08-04-00932).

1. Максимова М.П. Гидрохимия Белого моря // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Белое море. 1991. Ч. 1. С. 8-193.
2. Ильях Л.В., Житина Л.С., Федоров В.Д. Фитопланктон Белого моря. М.: Янус-К, 2003. 168 с.
3. Falkowski P.G., Raven J.A. Aquatic photosynthesis. Malden: Blackwell Science, 1997. 375 p.
4. Antia N.J., Harrison J.P., Oliveira L. The role of dissolved organic nitrogen in phytoplankton nutrition, cell biology and ecology // Phycologia. 1991. V. 30. P. 1 – 89.
5. Guillard R. R. L., Ryther J. H. Studies on marine diatoms. I. *Cyclotella nana* Hustedt and *Detonula confervacea* (Cleve) Gran. // Can. J. Microbiol. 1962. № 8. P. 229 – 239.

6. Ryther J., Dunstan W.M. Nitrogen, phosphorus and eutrophication in the coastal marine environment // Science. 1971. V. 171. P. 1008 - 1013.
7. Menden-Deuer S., Lessard D.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton // Limnol. Oceanogr. 2000. V. 45. P. 569-579.
8. Clarke K R, Warwick R M. Change in Marine Communities: An Approach to Statistical Analysis and Interpretation. 1st edition: Plymouth Marine Laboratory, Plymouth, UK. 1994. 144 pp. 2nd edition: PRIMER-E, Plymouth, UK. 2001. 172 p.
9. Миркин Б.М., Розенберг Г.С., Наумова Л.Г. Словарь понятий и терминов современной фитоценологии. М: Наука, 1989. 223 с.

The response of phytoplankton structure to addition of different nitrogen sources (nitrate, urea, glycine and ammonium) were assayed in field experiments with the White Sea phytoplankton in August – September 2005, 2006 and 2007. Our results revealed that phytoplankton structure depended on nitrogen source, irradiance and initial (before nitrogen pulse) phytoplankton structure.

**А.И. Гусакова, А.Н. Новигатский, В.П. Шевченко,
А.А. Ключевиткин**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:
nastya_kusto@mail.ru; novigatsky@gmail.com)

**Распределение и состав взвешенного вещества в Белом
море, связь с поверхностным слоем донных осадков**

**A.I. Gusakova, A.N. Novigatsky, V.P. Shevchenko,
A.A. Klyuvitkin**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Distribution and composition of the suspended particulate
matter in the White Sea, association with the surface layer of
bottom deposits**

Формирование осадка в морском бассейне во многом зависит от вещественного состава и поведения взвешенного вещества в водной толще [1]. Настоящая работа посвящена литологическому изучению процесса осаждения взвешенного материала в водной толще к поверхностному слою донных осадков. Основой для работы послужили материалы экспедиций 53-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» и НИС «Эколог» в июне 2008 г. в Белое море.

Получение осадочного материала осуществлялось следующими методами: а) взвешенный материал из морской воды получали методом мембраной ультрафильтрации [2]; б) потоки вещества определяли с

помощью седиментационных ловушек установленных в придонном горизонте [2]; в) пробы поверхностного слоя донных осадков были собраны при помощи трубки Неймисто. Материал анализировался следующими методами: а) Электронная микроскопия JSM-U3 (ИО РАН); б) Рентгенофазовый анализ (ИО РАН); в) Гранулометрический анализ (ИО РАН); г) Выделение тяжелой и легкой фракций (МГУ).

В конце июня начале июля, во время начала летней межени содержания взвеси для Двинского залива, Бассейна, р-на Соловецких островов различны. Для лучшего понимания осадочного процесса нами были выделены три горизонта водной толщи – поверхностный (0-1 м), деятельный (1-20 м) и придонный. Наибольшие концентрации взвешенного вещества в Белом море характерны для поверхностного горизонта, а также эстуарных и дельтовых зон (в частности р. Северной Двины), где они достигают максимальных значений 5-6 мг/л. Здесь сказывается влияние Северной Двины, содержание взвеси в которой в нижнем течении варьирует от 4,33 до 10,73 мг/л. Однако, на барьере река-море при увеличении солености происходит резкое снижение содержания взвеси. В среднем, для поверхностного горизонта в районе Двинского залива характерны концентрации взвеси 2-3 мг/л. Для Бассейна – 0,5-1 мг/л, для района Соловецких островов – 0,6-0,7 мг/л. Такое низкое содержание взвеси свидетельствует о незначительной поставке терригенного материала и о низкой продуктивности фитопланктона во время летней межени. В деятельном горизонте концентрации достигают значений 0,6-0,7 мг/л для Бассейна, 0,8-1 мг/л для Двинского залива, при этом в дельтовой части более высокие концентрации – 3 мг/л, в районе Соловецких островов заметных изменений концентраций взвеси не происходит. Для придонного горизонта свойственно увеличение концентраций в районе Соловецких островов 0,8-1 мг/л, однако, для Бассейна и Двинского залива здесь присущи наименьшие концентрации взвеси 0,3-0,6 мг/л.

Электронная микроскопия показывает, что биогенный материал представлен: обломками раковин диатомовых водорослей (центрические и пинатные); своеобразные «свалки» обломков раковин диатомей; встречаются динофитовые, силикофлагелляты, споры диатомовых водорослей, а так же пыльца. Преобладание минеральной части становится ощутимым ниже деятельного слоя и в придонном горизонте (в соотношении 80:20%). Планктонные организмы, по большей части, плохой сохранности.

Минеральная составляющая представлена глинистыми ассоциациями и более крупными алевритовыми зёрнами (которые уступают по количеству глинистым). Присутствует несколько разновидностей минеральных зёрен: пластинчатой формы 2-5μ (глинистые минеральные ассоциации) и изометричной призматической 15-20μ. Так же наблюдаем агрегаты, состоящие из мелких глинистых частиц и обломков створок диатомовых.

Нами были выделены три района, где материал отличается по гранулометрическому и минеральному составу. Рассмотрим их по очереди, при этом попытаемся увидеть связь между материалом полученным седиментационными ловушками и поверхностным слоем донных осадков.

Северо-западная часть Двинского залива, на границе с Бассейном. Гранулометрический состав материала из седиментационных ловушек – тонкий, пелитовый (97%), оставшиеся 3% приходятся на алевритовую и мелко песчаную фракции. Соотношение минеральной и биогенной части 80% к 20%. Минеральные зерна двух типов: неправильной, пластинчатой (5-9μ), и призматической(40μ) формы. Найдены пеллеты размером 60-90μ. Биогенная составляющая представлена битыми створками диатомовых водорослей. Здесь встречаются: *Navicula cf. distaus* (80μ), *Thalassiosira sp.* (32μ), *Sheletonema costatum* (75-80μ), *Ebria tripartite* (44μ), споры диатомовых (7μ).

Преобладающей гранулометрической фракцией поверхностных донных осадков является пелит 93%, присутствует песок 5%, алеврит 2%. Основными осадкообразующими минералами в тяжелой подфракции являются зеленоцветные (до 60-70%): роговая обманка, пироксены, эпидот. Заметные количества имеют магнетит и кианит, в сумме до 20%. В легкой подфракции – кварц (85%) и полевой шпат (15%). Форма зерен полуокатанная (65-70%), плохоокатанная (30-35%). В отношении глинистых минералов преобладающий состав иллитовый (86%), гидрослюда и смектиты присутствуют в незначительных концентрациях в виде смешеннослойных образований. Хлорит 10%, каолинит 4%.

Схожий минеральный состав имеет материал седиментационных ловушек и поверхностный слой донных осадков. Здесь это указывает на непосредственную связь взвеси, поступающей в море из различных источников (коренные породы, обнажающиеся на Онежском полуострове, материал, выносимый Северной Двиной) с морскими осадками. Для данного района (северо-западная часть Двинского залива, на границе с Бассейном) мы просматриваем главную роль взвеси в формировании осадка.

Северо-восточная часть на границе Бассейна с Горлом. Преобладающая гранулометрическая фракция во взвеси седиментационных ловушек – пелит (62%), однако, ощутимо присутствие песчаной фракции (22%). В составе присутствует большое количество минеральных зерен (50-100μ, и более мелкие 5-7μ), битых створок диатомовых (7-9μ). На фоне довольно мелкого материала местами встречаются крупные раковины *Thalassiosira sp.* (102μ), *Dictyocha speculum*, *Ditylum brightwellii*, а так же крупные минеральные зерна.

Состав глинистых минералов, а так же тяжелой и легкой подфракции, накопившихся в ловушках и поверхностных донных осадках, схож. Так, минеральный состав осадочного материала в седиментационных ловушках

тяжелой подфракции представлен роговой обманкой, пироксенами, эпидотом, гранатом, ильменитом, магнетитом, сфеном. В легкой подфракции – кварцем и полевым шпатом. В основном, форма зерен полуокатана. Состав глинистых минералов определен как: алюминиево-железистая слюда (иллит) (74%), смектиты (монтмориллонит) (20%), хлорит (5%), каолинит (1%). Также присутствуют смешеннослойные минералы смектит-гидрослюда, с преобладанием смектита и гидрослюда-смектит, с преобладанием гидрослюда.

Гранулометрический состав поверхностных осадков на 96% состоит из песка, 3% пелита, 1% алеврита. Минералы тяжелой подфракции представлены: роговой обманкой, пироксенами, эпидотом, гранатом, ильменитом, магнетитом, сфеном, касситеритом. В легкой подфракции кварцем (80%) и калиевым полевым шпатом (20%). Форма зерен полуокатанная. Состав глинистых минералов: алюминиево-железистая слюда (иллит) (62-63%), смектиты (монтмориллонит), (18%), хлорит (11-12%), каолинит (7-8%). Присутствуют смешеннослойные смектит-гидрослюда, с преобладанием смектита.

Различия в гранулометрическом составе между взвешенным материалом водной толщи, материалом в седиментационных ловушках и поверхностным слоем донных осадков приводят нас к выводу о разрыве связи между материалом в водной толще и донными осадками. Следует учитывать аномально высокие значения потоков вещества в Горле Белого моря, которые могут достигать первые тысячи $\text{мг м}^{-2} \text{сут}^{-1}$. Морфологически Горло является самым узким и неглубоким участком, но именно здесь происходит основной водообмен Белого моря. Так, Баренцевоморские воды мощной струей заходят вдоль Терского берега в Бассейн, а Беломорские воды выходят из акватории в Воронку вдоль Зимнего берега. Таким образом, в самом узком участке мы наблюдаем наиболее интенсивную гидродинамику, этот район характеризуется высокими скоростями течений (до 50 см/сек) и интенсивным перемешиванием, что вызывает мощный нефелойдный слой с содержанием взвешенного вещества до 3 мг/л. Таким образом, в этом районе преобладают латеральные потоки, а донные осадки формируются при интенсивном вымывании тонких фракций (алеврит и пелит).

Северо-восточная часть Двинского залива на границе с Горлом. Преобладающей гранулометрической фракцией взвеси ловушечного материала является пелит (80%), остальное приходится на алеврит (17%) и песок (3%). В составе характерно преобладание минеральной части. Причем встречаются зерна различного размера и генезиса (от 2-5μ до 40-60μ). Здесь тонкого материала больше, чем крупного. Среди биогенной составляющей отмечаются: обломки створок диатомовых (в частности, *Thalassiosira* sp.), колонии *Thalassiothrix fraunt*, *Ditylum br.*, *Navicula cf. distaus*, спора чашевидной формы (64μ).

Материал, собранный в седиментационных ловушках и поверхностных донных осадках схож. Основными минералами тяжелой подфракции являются зеленоцветные (62%): роговая обманка, эпидот, пироксены, а также гранат, рудные, сфен. В легкой подфракции – кварц (85%), полевои шпат (10%), слюда (5%). Форма зерен полуокатана.

Состав глинистых минералов представлен железисто-алюминиевой слюдой (56%), хлоритом (18%), смектитом (монтмориллонитом) (14%), каолинитом (12%), а также смещеннослойными смектит-гидрослюда, с преобладанием смектита, гидрослюда-смектит, с преобладанием гидрослюды.

В гранулометрическом составе поверхностных донных осадков выделяются глины 75%, песок 23%, алеврит 2%. Минералы тяжелой подфракции представлены: пироксенами, роговой обманкой, эпидотом, гранатом, ильменитом, касситеритом, ставролитом, сфеном. В целом, преобладают зеленоцветные (67%). В легкой подфракции – кварц (80%), полевои шпат (20%). Форма зерен полуокатана. В составе глинистых преобладает слюда железисто-алюминиевая (73%), хлорит (10-11%), смектит (монтмориллонит) (9%), каолинит (7-8%). Смещеннослойные смектит-гидрослюда, с преобладанием смектита; гидрослюда-смектит, с преобладанием гидрослюды.

В данном районе велико влияние стока Северной Двины на формирование взвеси водной толщи и поверхностного слоя донных осадков. Известно, что в Двинском заливе придонная составляющая вертикального потока соответствует значению порядка $500 \text{ мг м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$ [3]. Для Двинского залива характерны высокие значения потоков, поскольку этот район подвержен сильному влиянию речного стока и активному выносу осадочного материала бассейна водосбора реки Северная Двина.

В заключении, можно сделать следующие выводы:

1. Средняя концентрация взвешенного вещества в поверхностных водах Белого моря в период летней межени составляет 1,1 мг/л, преобладающая гранулометрическая фракция – пелитовая, с незначительной примесью алеврита. Преобладающий вещественный состав – биогенный (морской планктон).
2. Гранулометрический состав материала из седиментационных ловушек и поверхностного слоя донных осадков практически схож, однако во всех донных осадках увеличивается доля песчаной фракции.
3. Минеральный состав материала из седиментационных ловушек и поверхностного слоя донных осадков практически одинаков. Для тяжелой подфракции характерно преобладание зеленоцветных минералов (до 70%). В составе глинистых минералов преобладает слюда (50-70%), в меньших количествах присутствуют смектиты, хлорит и каолинит.

Работа осуществлялась при поддержке РФФИ (гранты 09-05-10081, 09-05-00658, 07-05-00691 и 08-05-00860), Программы 17 фундаментальных

исследований Президиума РАН (проект 17.1) и гранта поддержки ведущих научных школ № НШ-361.2008.5.

1. Лисицын А.П. Атмосферная и водная взвесь как исходный материал для образования морских осадков//Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1955. Т. 13.
2. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Буренков В.И., Копелевич О.В., Васильев Л.Ю. Взвесь и гидрооптика Белого моря – новые закономерности количественного распределения и гранулометрии // Актуальные проблемы океанологии / Гл. ред. Н.П. Лавёров. М.: Наука, 2003. С. 556–607.
3. Новигатский А.Н., Шевченко В.П., Клювиткин А.А. Вертикальные потоки осадочного вещества в Белом море // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Материалы 5-го Всероссийского литологического совещания (Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.). Т. II. Екатеринбург ИГГ УрО РАН, 2008. С. 115–117.

The distribution of suspended matter' concentration and also the mineralogical and mechanical composition of a material in the sedimentary traps and of the surface layer of bottom deposits were studied.

Л.С. Житина, Л.В. Ильяш

(Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, e-mail: lgitina@mail.ru)

Обилие водорослей в прибрежных льдах Кандалакшского залива Белого моря

L.S. Zhitina, L.V. Ilyash

(Moscow State University, Moscow)

Abundance of sea ice algae in Kandalaksha Bay of the White Sea

Криофлора играет значимую роль в потоках углерода в арктических экосистемах, что обуславливает актуальность оценки её обилия и пространственного распределения. Работа посвящена оценке обилия криоводорослей и подледного фитопланктона в январе – апреле в трех районах Кандалакшского залива Белого моря.

Материал был собран около ББС МГУ, в Кандалакшской губе в 10 км от г. Кандалакша и в губе Чупа вблизи пос. Пулонга. Сроки исследования и число станций в каждом районе приведены в табл. 1.

Биомасса ледовых водорослей под 1 м² (B_n) изменялась в значительной степени как во времени, так и в пространстве (табл. 1). Средняя (по всем станциям каждого района) B_n в конце ледового сезона в проливе Великая Салма была на порядок меньше средней B_n в губе Чупа и Кандалакшской

губе. Более низкое обилие ледовых водорослей в проливе Великая Салма не может быть объяснено ни различиями в концентрации минерального фосфора, ни соленостью [1; 2]. Возможно, в этом районе более значителен пресс выедания, т.к. обилие ледовой фауны существенно выше такового в Кандалакшской губе и губе Чупа [Е.Г. Колосова, неопубликованные данные]. Более низкая биомасса в проливе Великая Салма характерна и для подледного фитопланктона, и для фитопланктона в летний период [3].

Коэффициент вариации V_n изменялся от 20% (Кандалакшская губа, 30.04.) до 107% (губа Чупа, март). Отмечено как возрастание, так и уменьшение V_n с увеличением расстояния от береговой линии, а также отсутствие выраженной зависимости между V_n и удаленностью от берега. Значительная пространственная вариабельность биомассы криоводорослей, как микромасштабная, так и мезомасштабная, характерна в целом для арктических льдов [4; 5].

Во всех трех районах средняя V_n возрастала по сезону. Исключение составляло снижение V_n в губе Чупа 9 апреля, когда в результате кратковременного потепления происходило таяние льда.

Наибольшее обилие водорослей было приурочено к разным слоям льда. В проливе Великая Салма, где керны льда делили на две части, в большинстве случаев (74% наблюдений) наибольшие значения биомассы регистрировались в нижнем слое льда. Вклад водорослей нижнего слоя в V_n изменялся от 27 до 91 %. Большее обилие водорослей в верхнем слое льда было характерно для прибрежной ст. 1 в течение всего сезона, за исключением февраля. В губе Чупа и в Кандалакшской губе керны делили на три части. Совокупно для этих двух районов из 23 наблюдений наибольшая биомасса водорослей чаще отмечалась в среднем (57% наблюдений) и верхнем (22% наблюдений) слоях льда, а в нижнем слое наблюдалась только в 13% случаев. Выявлено также равное обилие водорослей в верхнем и нижнем слоях (4% наблюдений), а также в среднем и нижнем слоях (4% наблюдений). Случаи меньшей биомассы водорослей в нижнем слое льда отмечались на разных станциях и в течение всего периода наблюдений. В Кандалакшской губе вклад в V_n водорослей нижнего слоя льда изменялся в пределах 1 – 95%, среднего – 3 – 75%, верхнего – 2 – 71%. В губе Чупа вклад в V_n водорослей нижнего слоя варьировал в пределах 6 – 33%, среднего – 1 – 86%, верхнего – 6 – 69%. Приуроченность наибольшего обилия ледовых водорослей к разным слоям льда отмечалась и в других районах Белого моря [6; 7]. Рост водорослей в нижнем слое льда обеспечивается биогенными элементами, поступающими из подледного слоя воды, тогда как в среднем слое рост водорослей идет за счет регенерированных ресурсов [8]. Более высокое обилие водорослей в среднем слое льда свидетельствует о значимости процессов минерализации в прибрежных льдах Белого моря.

Таблица 1. Интегральная биомасса (мг·С/м²) водорослей и коэффициент вариации (CV) во льдах Кандалакшского залива.

Пролив Великая Салма					
№ ст.\ дата	21.01.97	7.02.97	17.03.97	13.04.97	21.04.97
1	0,01	0,11	1,15	1,44	1,81
3	0,14	0,40	2,18	2,92	7,55
5	0,07	1,56	3,34	1,09	2,86
6	-	1,08	0,51	1,26	4,17
Среднее	0,07	0,78	1,79	1,68	4,10
CV, %	88	84	69	50	61
Кандалакшская губа					
№ ст.\ дата	5.02.02	3.03.02	1.04.02	30.04.02	
1	0,41	0,31	2,60	108,17	
2	0,13	0,84	1,56	72,16	
3	0,60	1,53	2,34	86,54	
Среднее	0,38	0,89	2,17	88,96	
CV, %	62	68	25	20	
Губа Чупа					
№ ст.\ дата	7.02.03	14.03.03	9.04.03	21.04.03	
1	2,28	1,26	143,52	55,61	
2	1,31	2,95	88,36	33,96	
3	1,89	6,82	74,82	41,63	
4	0,55	42,39	28,35	34,90	
5	1,06	80,75	28,92	29,65	
6	3,21	41,50	24,20	12,87	
Среднее	1,72	29,28	64,70	34,77	
CV, %	55	107	73	40	

Полученные нами величины биомассы криофлоры могут быть занижены из-за недоучета мелких водорослей. В верхних слоях льда значительную часть биомассы могут составлять мелкие жгутиковые водоросли [9], а в нижних слоях - пиководоросли [10]. Даже рассматривая полученные величины биомассы в качестве нижних оценок, следует заключить, что наибольшее обилие ледовых водорослей в трех исследованных районах меньше такового, отмеченного в губе Чупа в апреле 2002 г. [9].

Величины B_n ледовых водорослей были выше интегральной биомассы фитопланктона под 1 м², которая варьировала от 0,005 до 2,93 мг С/м². Исключение составляет наблюдение в губе Чупа 21 апреля, когда биомасса планктонных водорослей достигла 386 мг С/м².

1. Мельников И.А., Корнеева Г.А., Житина Л.С., Шанин С.С. Динамика эколого-биохимических характеристик морского льда в прибрежной зоне

- Белого моря // Известия АН. Серия биол. 2003. № 2. С. 206-213.
2. Мельников И.А., Дикарев С.Н., Егоров В.Г., Колосова Е.Г., Житина Л.С. Структура прибрежной экосистемы льда в зоне взаимодействия река-море // Океанология. 2005. Т. 45, № 4. С. 542-550.
3. Ильяш Л.В., Житина Л.С., Федоров В.Д. Фитопланктон Белого моря. М.: Янус-К, 2003. 168 с.
4. Cota G.F., Smith R.E.H. Ecology of bottom ice algae. II. Dynamics, distributions and productivity // J. Mar. Sys. 1991. V. 2. P. 279-295.
5. Gradinger R. Vertical fine structure of the biomass and composition of algae communities in Arctic pack // Mar. Biol. 1999. V. 133. P. 745-754.
6. Кособокова К.Н., Пантюлин А.Н., Рахор А., Ратькова Т.Н., Шевченко В.П., Агатова А.И., Лапина Н.М., Белов А.А. Комплексные океанографические исследования в Белом море в апреле 2003 г. // Океанология. 2004. Т. 44, № 2. С. 313-320.
7. Ratkova T.N., Wassmann P. Sea ice algae in the White and Barents Seas: composition and origin // Polar Res. 2005. V. 24 (1-2). P. 95-110.
8. Cota G.F., Horne E.P.W. Physical control of Arctic algal production // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1989. V. 52. P. III-121.
9. Сажин А.Ф., Ратькова Т.Н., Кособокова К.Н. Население прибрежного льда Белого моря в ранне-весенний период // Океанология. 2005. Т. 44, № 1. С. 92-100.
10. Robineau B., Legendre L., Therriault J.-C., Fortier L., Rosenberg G., Demers S. Ultra-algae (<5 μm) in the ice, at the ice-water interface and in the under-ice water column (southeastern Hudson Bay, Canada) // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1994. V. 115. P. 169-180.

The mean values of integrated biomass of ice algae (Bi) in three regions of the Kandalaksha Bay of the White Sea varied from 0,07 to 88,96 mg C/m² (CV = 20 - 107%) in January – April. Biomass of under ice phytoplankton varied from 0,005 to 2,93 mg C/m². Vertical distribution of algae in ice column also varied scientifically.

Н.Н. Завернина

(ГУ «Архангельский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды с региональными функциями», Архангельск, e-mail: nina_zavernina@bk.ru)

Оценка климатических факторов, влияющих на загрязнение Белого моря.

N.N. Zavernina

(State Institution Arkhangelsk Regional Center for Hydrometeorology and Environmental Monitoring, Arkhangelsk)

Valuation of climatic factors that influence on the White Sea environment

Выполнена оценка климатических факторов, влияющих на экологическую ситуацию Белого моря. Выделены районы акватории моря, которые подвержены отрицательному воздействию климатических условий. Результаты расчетов показали, что Белое море можно разделить на западную и восточную части (наименее и наиболее подверженных, соответственно). Также в вершинах всех заливов отмечается отрицательное влияние метеорологических условий по отношению к остальной акватории заливов.

Белое море представляет собой сложный природный объект [Лисицын, 2003]. На экосистему Белого моря влияет большое количество различных факторов – климатические, океанологические, гидрохимические, геологические, социально-экономические и экологические. По оценке экспертов [Завернина, 2008] климатические факторы являются одними из наиболее значимых. К основным из них следует отнести термический режим, ветер, туманы и опасные метеорологические явления. Задачей этой статьи является проведение районирования акватории и выявление районов моря, на которые наиболее негативно влияют климатические факторы.

Белое море находится на севере Европейской части России. Акватория моря многофункциональна. Белое море используют для транспортировки углеводородов, добычи морепродуктов, оно является коридором к морским портам (Архангельска, Северодвинска, Онеги, Кандалакши) и т.д. Вследствие этого море экологически уязвимо.

Районирование акваторий по климатическим условиям имеет длинную историю. Поскольку быденная жизнь людей во многом определяется погодными условиями, наблюдения за состоянием атмосферы стали вестись, как только появились инструменты, позволяющие измерять температуру, ветер. Постепенно была создана сеть метеорологических станций, позволившая накопить длительные ряды наблюдений практически на всей поверхности Земли. Обобщение результатов наблюдений дало возможность исследовать пространственные закономерности распределения элементов метеорологического режима, построить климатические карты и разработать теорию климатических поясов и зон.

Как отмечено выше, для проведения районирования было выбрано 4 фактора: термический режим, ветер, туман и опасные метеорологические явления.

Термический режим. Годовой ход температуры воздуха – результат действия основных факторов формирования климата – в разных районах моря отражает особенности климатообразующих процессов в них. Высокие температуры воздуха влияют на испаряемость загрязняющих веществ (нефтепродукты). Экстремально высокие и низкие температуры – на видовое разнообразие зоопланктона, промысловой рыбы, млекопитающих.

Ветер. Повторяемость различных направлений ветра и его скорости определяется сезонным состоянием поля атмосферного давления. От ветровой циркуляции зависит интенсивность переноса загрязняющих веществ в воздухе и опосредованно, через вызываемые ветром дрейфовые течения, в водной среде. Роль ветра в распространении загрязняющих веществ неоднозначна. С одной стороны, ветром загрязняющие вещества переносятся на значительные расстояния от источников выбросов, увеличивая площадь загрязнения территории. Но, с другой стороны, распределение ингредиентов-загрязнителей по большему объему воздушной массы уменьшает их концентрацию и тем самым снижает уровень негативного воздействия на людей, растительный и животный мир.

Туман. Туманы на Белом море – явление нередкое. Частота их возникновения зависит от атмосферной циркуляции и особенностей подстилающей поверхности (наличие льда, холодных и теплых течений).

Туманы на содержание примесей в воздухе влияют сложным образом: капли тумана поглощают примесь, причем не только вблизи подстилающей поверхности, но и из вышележащих, наиболее загрязненных слоев воздуха. Вследствие этого концентрация примесей сильно возрастает в слое тумана и уменьшается над ним. При этом растворение сернистого газа в каплях тумана приводит к образованию более токсичной серной кислоты. Так как в тумане возрастает весовая концентрация сернистого газа, то при его окислении серной кислоты может образоваться в 1,5 раза больше.

Опасные метеорологические явления. К опасным метеорологическим явлениям относятся такие явления, которые по своей интенсивности, району распространения и продолжительности наносят ущерб производственной деятельности и населению, вызывают стихийные бедствия и экологические катастрофы. По оценкам ООН, ущерб, наносимый мировой экономике неблагоприятными условиями погоды (и изменениями климата), составляет 70% от ущерба, который регистрируется после воздействия катастроф и стихийных бедствий [Бедрицкий и др., 2003].

Стихийные явления определяются не только экстремально высокими значениями метеорологических характеристик, но и временем их действия. Эти явления, помимо перечисленных выше элементов метеорологического режима, также могут вызываться: метелями, обильными осадками,

сложными отложениями и другими метеорологическими явлениями, а также их сочетаниями. Опасные метеорологические явления представляют собой источники потенциальных ущербов.

При решении поставленной задачи была использована методология балльных классификаций, основанная на суммарной оценке баллов с учетом весовых коэффициентов факторов [Коробов, 2008]. При этом вектор балльных оценок направлен в сторону максимума: чем больше негативное влияние на экологическую ситуацию оказывает фактор, тем выше балл. Следовательно, чем выше сумма баллов, тем хуже ситуация.

Балльные оценки получены путем построения числовых шкал в диапазоне от 0 до 9 баллов. Степень вклада каждого фактора определялась экспертным путем.

Для нахождения соответствующих весовых коэффициентов использовался наиболее распространенный и популярный метод – метод анализа иерархий [Саати, Кернс].

Вся акватория моря была разделена на 88 квадратов. Для каждого квадрата были рассчитаны баллы показателей факторов, умноженные на соответствующие весовые коэффициенты. Суммарные оценки для каждого квадрата нанесены на карту и представлены в виде изолиний (см. рисунок).

Из рисунка хорошо видно, что по влиянию климатических условий на экологическую ситуацию море делится на две части: западную и восточную. Западная часть моря, в которую входят Кандалакшский, Онежский заливы и западная часть Бассейна наименее подвержены негативному воздействию атмосферных процессов. В восточную часть входят Двинский и Мезенский заливы, восточная часть Бассейна, Горло и северная часть моря и она соответственно в большей степени подвержена.

В восточной части и в Мезенском заливе наибольшее отрицательное влияние оказывают термический режим и опасные метеорологические явления, в северной части – ветер, туман и опасные метеорологические явления, в Двинском заливе наибольшее влияние имеет термический режим. В Кандалакшском заливе влияние ветра, тумана и опасных метеорологических явлений менее существенно.

При анализе распределения суммарных балльных оценок по акватории моря обращает на себя внимание еще одно обстоятельство: в вершинах заливов наблюдается увеличение суммы баллов, т.е. условия становятся менее благоприятными по отношению с открытыми частями заливов. Причинами такого увеличения, главным образом, являются более высокие температуры воздуха над этими участками акватории.

При расчетах использовались данные прибрежных метеорологических станций Белого моря Архангельского ЦГМС-Р.

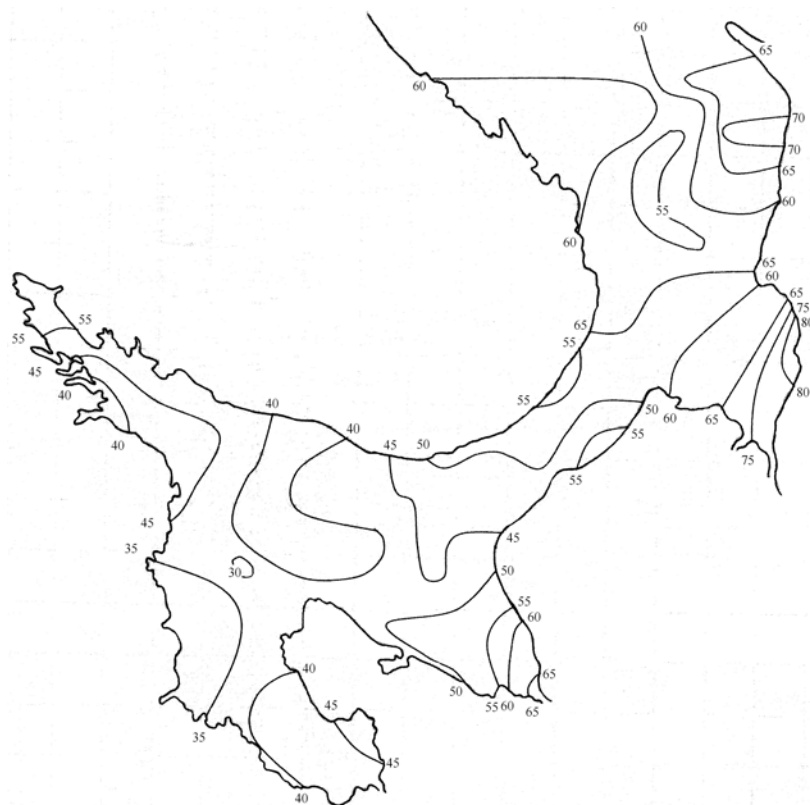


Рис. Распределение суммарных балльных оценок климатических факторов по акватории Белого моря

1. Бедрицкий А.И., Коршунов А.А., Хандожко Л.А., Шаймарданов М.З. Климатическая система и обеспечение гидрометеорологической безопасности жизнедеятельности России. // Всемирная конференция по изменению климата. Тезисы докладов. Москва, 29 сентября – 3 октября 2003 года. – М.: 2003, с. 88-90.
2. Завернина Н.Н. Приоритетность влияющих факторов при географо-экологическом районировании акватории Белого моря // Экологические проблемы. Взгляд в будущее: сборник трудов V Международной научно-практической конференции. – Ростов-на-Дону, 2008. – стр. 211-215.
3. Коробов В.Б. Экспертные методы в географии и геоэкологии: монография В.Б. Коробов. – Архангельск: Поморский университет, 2008. – 236 с.
4. Лисицын А.П. Новые возможности четырехмерной океанологии и мониторинга второго поколения – опыт двухлетних исследований на Белом море. // В книге: «Актуальные проблемы океанологии». – М: Наука, 2003. – 635 стр. 503-556.

5. Саати Т., Кернс К. Аналитическое планирование. – М.: Радио и связь, 1991, 224 с.

The climatic factors that influence on the White Sea environment were estimated. Different sea areas subjected to negative climatic impact were defined. According to computation results the White Sea was divided into west and east parts (the most and the less subjected to). Relative to the whole bay territory there is negative meteorologic influence in all bay heights.

Г.П. Киселев, С.Б. Зыков

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

**Взаимодействие континентальных вод с морской водой
Белого моря по уран-изотопным данным**

G.P.Kiselev, S.B.Zhykov

**Interaction of continental waters with the White Sea water on
uranium-isotope data**

Исследован уран-изотопный состав вод Белого моря. Для центральной части моря изотопный состав урана в морской воде соответствует мировому океану. В прибрежных частях моря установлены воды с избытком урана-234, характерные для подземных вод месторождений урана, железа, апатитов, йода, алмазов, расположенных на водосборной площади Белого моря. Области с существенным избытком урана-234 в морской воде представляют интерес с позиции естественного загрязнения морской воды подземными потоками, содержащими микрокомпоненты рудных месторождений. Нами предполагается, что в данных областях должна изменяться биологическая составляющая моря.

Концентрация урана в морской воде впервые определена еще в 1933 году Гернером и Карлик. В работе [1] Д.С. Николаевым и др. приведены средние данные о концентрации урана в Тихом и Атлантическом океанах - с поверхности и до глубины 3000 м, которая составляет от 2.2 до $2.8 \cdot 10^{-6}$ г/л. При этом указывается, что в морской воде уран изменяется в широком диапазоне (от $0.6 \cdot 10^{-6}$ до $3.2 \cdot 10^{-6}$ г/л) и зависит от количества привносимого урана с континента реками. Аналогичные данные приведены в монографии В.П. Шведова и С.А. Патины [2] и работах [3, 4]. Показательным влиянием сточных вод с континента на морскую воду является зависимость концентрации урана воды от ее солености для Балтийского моря. При солености морской воды до 10 промилле концентрация урана может изменяться от $0.6 \cdot 10^{-6}$ до $5.8 \cdot 10^{-6}$ г/л. Высокие и низкие значения обусловлены речным стоком и абразией береговой линии морскими

волнами с последующим растворением минерального состава горных пород. С увеличением солёности Балтийского моря от 10 до 35 промилле, что наблюдается при удалении от заливов к открытому морю, концентрация урана изменяется от $0.6 \cdot 10^{-6}$ до $1.8 \cdot 10^{-6}$ г/л. О формировании концентрации урана в воде Мирового океана подробно изложено в работе Г.Н. Батурина и др. [5]. В Черном море она близка к средней величине для Мирового океана, но при этом существует уменьшение концентрации с глубиной. Это явление объясняется Г.Н. Батуриным концентрированием урана на поверхности в результате испарения и седиментацией из морской воды у дна [6].

Совокупность данных по урану в мировом океане и открытых морях показывает интервал его изменения от $0.7 \cdot 10^{-6}$ до $5.8 \cdot 10^{-6}$ г/л. Отношение четных изотопов урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) для океанов первоначально изучалось Э.Д. Гольбергом и М. Коиде [7, 8], где показано, что в связи с высокой растворимостью урана и длительным нахождением его в морской воде открытых морей и мирового океана оно не изменяется и равно 1.14 ± 0.014 . В то же время работами Адомса, Сигимира и Мияке [9, 10] показано отношение четных изотопов урана для северо-западной части Тихого океана равно 1.09 ± 0.05 , то есть близкое к значениям, приведенным выше.

В работах В.В. Чердынцева и др. показаны аналогичные данные по изотопам урана в юго-восточной части Тихого океана (1.167 ± 0.007). Приведенные величины указывают на постоянный избыток урана-234 в Мировом океане в пределах от 10 до 17 %, объяснить который возможно с позиции времени пребывания урана в океане, определенного в работах [5, 6], Эдвардса, Чена и Вассербурга [11] в 500000 лет, то есть, в два периода полураспада урана-234 (245000 лет), и привносом урана в океан с континента поверхностным стоком со средним избытком урана-234 - до 50 %.

Нами изучается изотопный состав урана морских, прибрежно-морских и континентальных поверхностных и подземных вод на водосборном бассейне Белого моря с целью определения взаимодействия морских и континентальных вод. При этом показано распределение неравновесного урана в Белом море на поверхности и в придонных водах. Изотопный состав урана в водах Белого моря определен по 130 пробам, отобранным в различных его частях и на разных глубинах - от поверхности до 100 м., а так же по более 40 пробам в прибрежных зонах и дельтах рек. Пробы воды отбирались в объеме 20 л, из которой радиохимическим способом выделялся уран, а его изотопный состав определялся на альфа-спектрометре с полупроводниковым детектором с разрешением не хуже 30 кэВ. По результатам измерений для каждой пробы воды вычислялись изотопные отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (γ). Относительная погрешность определения указанного отношения составила от 0.5 до 3 %. Изотопные отношения (γ) в Белом море изменяются для глубинных вод от 1.08 ± 0.01 до 1.25 ± 0.01 и для поверхностных вод от 1.09 ± 0.01 до 1.33 ± 0.01 , В прибрежных зонах уран-изотопное отношение существенно выше.

Ранее, нами было показано, что для Баренцева моря характерны значения изотопных отношений близкие к мировому океану – от 1.12 до 1.14. Такие же значение уран-изотопного отношения имеют поверхностные и глубинные воды центральной части Горла Белого моря. В глубинных водах в районе Соловецких островов установлен избыток урана-234. Для поверхностных вод Бассейна Белого моря характерны линзы также с избытком урана-234. Существенные избытки урана-234, обусловленные на наш взгляд линзами континентальных вод, проникающими в море двумя путями. Первый путь - это речной сток, второй - проникновение подземных вод в морскую воду. На рисунке 1 приведено пространственное распределение избытка урана-234 в поверхностных водах Белого моря.

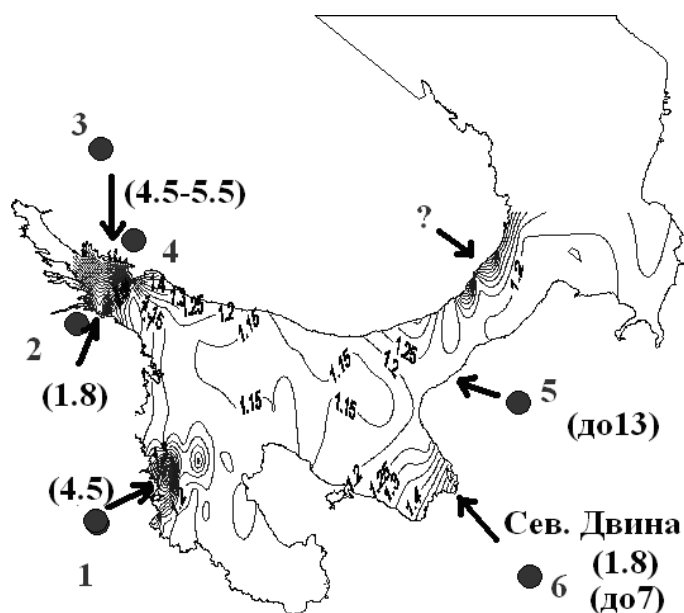


Рисунок. Пути разгрузки в Белое море подземных вод, связанных с месторождениями полезных ископаемых. Месторождения: 1 – Летнеозерское – ураноносные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты, 2 – Чкаловское – слюдистые пегматиты, 3 – Кировское рудное поле апатит-нефелиновых сиенитов, 4 –Полиметаллическое месторождение, 5 – Золотицкое алмазоносное рудное поле, 6 – Иод-бромистое месторождение Северодвинской впадины; в скобках - максимальный избыток урана в подземных водах месторождений; изолинии - избыток урана в поверхностных водах; стрелки - направление разгрузки подземных вод.

В прибрежных зонах обнаружены аномальные избытки урана-234, в частности в Кандалакшской губе, Двинском заливе, в устье р.Поной и устье р.Кемь, которые достигают величины по активности - 2.2. По сравнению с поверхностными водами (1.2-1.3) эти избытки урана-234 являются аномальными. Их природа обусловлена подтоком подземных вод, связанных с месторождениями урана, апатитов, железа, йода, алмазов в морскую среду, что показано на рисунке 1. Причем, смешение потоков подземных и морских вод и состояние изотопного состава урана в области смешения будет определяться формулой изотопного разбавления [12, 13, 14, 15]:

$$\frac{Q_2}{Q_1} = \frac{C_1 * (\gamma_1 - \gamma_s)}{C_2 * (\gamma_s - \gamma_2)}$$

где: Q_1 - дебит подземного стока в море, Q_2 - дебит потока морских вод в области смешения, C_1 - концентрация урана в первом потоке, C_2 - концентрация урана во втором потоке, γ_1 - отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в первом потоке, γ_2 - отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ во втором потоке, γ_s - отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в суммарном потоке; отношение γ_s - измеренное значение избытка урана в морской воде в точке, где необходимо определить вклад подземных вод.

Области с избытком урана-234 в морской воде представляют интерес с позиции загрязнения морской воды подземными потоками, содержащими микрокомпоненты рудных месторождений. Нами предполагается, что в данных областях должно существенно изменяться биологическая составляющая моря.

1. Николаев Д.С., Ефимова Е.И., Дрожжин В.М. Средние данные по распределению урана, иония радия и тория в водах Тихого, Атлантического океанов и их морей // Изотопные исследования природных вод. М.: Наука, 1979. С.157-172.
2. Шведов В.П., Патин С.А. Радиоактивность океанов и морей. М.: Атомиздат, 1968. 287 с.
3. Агамиров С.Ш. Геохимический баланс радиоактивных элементов в бассейне Черного моря // Геохимия. 1963. № 6. С.612-618.
4. Chen J.H., Edvards R.I. and Wasserburg G.J. ^{238}U - ^{234}U and ^{232}Th in seawater // Earth Planet. Sci. Lett. 80. 1986. P. 241-251.
5. Батурин Г.Н, Коченов А.В. Миграция урана в реках и время его пребывания в водах Мирового океана, морей и озер // Геохимия. 1969. № 6. С. 510-517.
6. Батурин Г.Н., Коченов А.В, Ковалева С.А. Некоторые особенности распределения урана в водах Черного моря // ДАН СССР. 1966. № 3. С. 698-700.
7. Koide M., Golberg E. Uranium-234/Uranium-238 ration in sea water // Progr. Oceanography. 1965. v. 3. P. 173.

8. Гольберг Э.Д., Коиде М. Вопросы геохимии и геохронологии океана / Под ред. В.М. Вдовенко. М.: Мир, 1965. С.130-141.
9. Nieir K., Adams J. U^{234}/U^{238} ration in sea water // Progr. Oceanography. 1965. V. 3 P. 173.
10. Miyke Y., Sugimura J, Uchida T. Ratio U^{234}/U^{238} and the uranium concentration in sea water in western north Pacific // J.Geophys. Res. 1966. V. 71. P. 3083.
11. Edvards R.L., Chen J.H., Wasserburg G.J. ^{238}U - ^{230}Th - ^{232}Th sistematics and the precise measurement of time over the past 500000 years // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 81. . P. 465-475.
12. Osmond G.K, Rudell H.S., Kaufman M.I. Uranium disequilibrium in ground water% an isotope dilution approach in hydrologic investigations // Science. 1968. V. 162. P. 334.
13. Чалов П.И., Тузова Т.В., Тихонов А.И. О моделировании гидрогеологических процессов с помощью неравновесного урана и исходных предпосылках использования этого индикатора // Изотопные исследования природных вод. М., 1979. С.143-151.
14. Филлимонов В.А. Изотопное отношение урана в подземных водах геосинклинальных и платформенных районов. // Изотопные исследования природных вод. М., 1979. С. 152-156.
15. Купцов В.М. Применение метода неравновесного урана для определения доли поверхностного стока в шахтные водопритоки // Изотопные исследования природных вод. М., 1979. С. 210-213.

In clause distribution of nonequilibrium uranium in the White Sea on a surface and in benthonic waters is considered. Area it is a lot of uranium-234 in sea water are of interest from a position of pollution of sea water the underground streams containing microcomponents of ore deposits.

Н.М. Кокрятская, О.Ю. Морева, С.А. Забелина

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

Биогеохимические исследования малых озер таёжной зоны Архангельской области (водосборный бассейн Белого моря)

N.M. Kokryatskaya, O.Y. Moreva, S.A. Zabelina

(Institute of ecological problems in the North Ural Branch RAS, Arkhangelsk)

Biogeochemical researches of small lakes of a taiga biome of the Arkhangelsk region (catchment area of the White Sea)

Проблема экологического состояния водных экосистем Европейского Севера России в условиях возрастающего антропогенного воздействия

обостряется из-за их повышенной уязвимости и ограниченных способностей к самоочищению. Динамика газового режима в озерах во многом зависит от характера и направленности микробиологических процессов, как в водной толще, так и в донных отложениях. Органическое вещество, образованное в процессе фотосинтеза и попадающее в водоем с водосборной территории, не полностью подвергается аэробным деструкционным процессам в толще воды. Вследствие небольшой глубины водоемов оно быстро оседает на дно, где подвергается анаэробной деструкции, в которой принимают участие анаэробные микроорганизмы - сульфатредуцирующие и метаногенные бактерии. Развитие анаэробных условий с временным наличием в воде свободного сероводорода приводит к перестройке и уничтожению аэробных экосистем, а также к возникновению очагов денитрификации и синтеза H_2S и восстановленных соединений других элементов. Эти явления достаточно распространены и могут возникать как естественным путем, так и под влиянием деятельности человека (прежде всего из-за эвтрофикации). Таким образом, изучение микробиологических и геохимических аспектов процесса сульфатредукции является чрезвычайно актуальным в оценке экологического риска для экосистем водоемов.

Основной целью работы было проведение комплексных гидрологических, гидрохимических и микробиологических исследований, направленных на количественную оценку масштабов сульфатредукции в малых озерах Архангельской области в разные сезоны.

Исследовалась вода озер Святое и Белое, расположенных в среднетаежной географической зоне в юго-западной части Архангельской области в районе Геобиосферного стационара УрО РАН «Ротковец» и относятся к водосборному бассейну Белого моря. Морфометрические характеристики озер приведены в таблице.

Исследования проводились в марте и июле 2007 и 2008 годов. Отбор проб воды выполнялся с борта лодки батометром Нискина. Гидролого-гидрохимические наблюдения проводились на горизонтах: у поверхности, у дна (на расстоянии от него 0,5 м), интегральные пробы по всему водному столбу, при наличии термоклина – отдельно в слоях эпи- и гипolimниона. В комплекс наблюдений входили: измерения содержания растворенного кислорода O_2 , мг/л (с помощью переносного оксиметра и модифицированным методом Винклера [1]), электропроводности (с помощью переносного кондуктометра HI 8733), температуры воды T_w °C, pH (с помощью переносного pH-метра HI 8314). В лабораторных условиях на берегу были измерены: концентрации кремния (Si), фосфатов (PO_4), нитритов (NO_2), аммонийного азота (NH_4), нитратов (NO_3), сульфидов ($HS^- + S^{2-}$), мкг/л и сульфатов (SO_4), мг/л [2].

Воды озёр Святое и Белое относятся к среднеминерализованным (116 – 299 мкСМ/см), гидрокарбонатного класса кальциевой группы. На глубоководных участках озера Святое отмечено увеличение величины

минерализации в придонных горизонтах воды, наиболее ярко выраженное в зимний период, когда она возрастает по сравнению с поверхностными водами в 1,4 – 2,3 раза. Средние величины pH озер варьировали в пределах 6,3 – 7,5, причем минимальные значения были отмечены для придонных горизонтов.

Таблица 1. Морфометрические характеристики исследуемых озер

Озеро	Характеристики					
	Длина, км	Наибольшая ширина, км	Средняя глубина, м	Наибольшая глубина, м	Площадь зеркала, км ²	Объем, км ³
Святое	4.30	0.93	3.6	16.0	2.11	0.007490
Белое	1.30	0.22	2.0	3.7	0.165	0.000337

Во время летней межени 2007 и 2008 годов для глубоководной станции озера Святое отмечено падение температуры в придонном горизонте по сравнению с поверхностью на 10-13 °С. На мелководной станции этого озера также в придонном слое отмечено резкое падение температуры с градиентом 6,6 °С/м. В оз. Белое температура по столбу воды летом практически не меняется. В период зимней межени в глубоководной области оз. Святое основной перепад температуры наблюдался в верхнем 3-4 метровом слое воды; на мелководных станциях температура от нижней кромки льда до дна увеличивалась практически линейно.

Кислородный режим исследуемых озер в основном благоприятен для функционирования гидробионтов. Однако в период зимней и летней стагнации на глубоководной станции оз. Святое наблюдается четко выраженный придонный анаэробный слой – содержание растворенного кислорода уменьшалось по вертикали от 8,90/8,79 до 0,79/1,92 мг/л в июле 2007/2008 годов и от 8,15/8,41 до 4,03/0,09 мг в зимнюю межень. Для мелководных участков водоемов в период летней межени вследствие активного перемешивания вод содержание растворенного кислорода выровнено и изменяется незначительно. В подледный период содержание растворенного кислорода в озере Белое в целом существенно ниже по сравнению с оз. Святое. Для мелководья обоих озер отмечено развитие гипоксии в придонных горизонтах. Так, для оз. Святого содержание растворенного кислорода уменьшается от 4,93 до 0,06 мг/л (от 35 до 0,5 %), для оз. Белого от 2,55 до 0,13 мг/л (от 18 до 1,0 %).

Выполненные исследования выявили концентрирование биогенных элементов в придонных горизонтах исследованных озер, обусловленное процессами минерализации органического вещества в ходе седиментации и диагенетического преобразования осадков. В содержании биогенных элементов на всех станциях отчетливо прослеживаются сезонные

изменения. Так, отмечена тенденция их накопления в подледный период и снижение во время вегетации. Причем, если летом в составе неорганического азота доминировал аммонийный (87,5 % от суммы форм), то зимой – нитратный (84,9 %), т.е. летом вследствие высокого содержания органического вещества в озерах преобладают процессы его аммонификации, зимой же, наоборот, наиболее активно протекает нитрификация.

Изучение продукционно-деструкционных процессов, выполненное в августе 2006 [3] и в июле 2008 годов, показало, что в период обследования данные озера характеризовались преобладанием процессов продукции ОВ над его деструкцией, что характерно для озер, способных к быстрому накоплению органического вещества и, соответственно, более уязвимых к процессам эвтрофирования.

Концентрация сульфата в природной воде лежит в широких пределах. В водах пресных озер содержание сульфатов колеблется от 5-10 до 60 мг/дм³. Обогащение водоема сульфатами происходит в основном за счет поверхностного стока и глубинных вод. Главным источником сульфатов в поверхностных водах являются процессы химического выветривания и растворения серосодержащих минералов, в основном гипса, а также окисления сульфидов и серы. Значительные количества сульфатов поступают также в водоемы в процессе отмирания организмов, окисления наземных и водных веществ растительного и животного происхождения и с подземным стоком, и в результате антропогенного воздействия. Наиболее высокое содержание сульфатов было обнаружено в озере Белое, где их концентрация составила 10,9-15,3 мг/л в воде и 170,3-715,5 мг/дм³ в иловой воде, отжатой из донных осадков. В озере Святом их содержание составляло 5,5–6,3 мг/л в воде и 19,8-47,9 мг/дм³ в осадках.

Проведенные исследования показали, что в воде обоих озер присутствует растворенный в воде сероводород. В силу высоких значений pH (6,4 – 7,2) сероводород находится в диссоциированной форме в виде гидросульфид-иона HS⁻. Как было отмечено выше, лишь в придонных слоях воды глубоководных станций содержание кислорода существенно (не менее чем на порядок) уменьшалось по сравнению с поверхностью. Однако, растворенный сероводород фиксировался не только в придонных слоях воды, но и по всей водной толще. Для озера Святое в летний период выявлено наличие двух максимумов в вертикальном распределении сульфидов, что позволяет предположить существование двух источников его поступления в водоем. С одной стороны, это продуцирование сероводорода сульфатредуцирующими бактериями в теплых обогащенных органикой поверхностных слоях воды. Локальные анаэробные условия, благоприятные для протекания в кислородных водах процесса бактериальной сульфатредукции, создаются в микронизах свежего, только что отмершего органического детрита взвеси. После открытия толерантных к кислороду видов сульфатредуцирующих

бактерий [4] присутствие кислорода в окружающей среде не может считаться препятствием для бактериальной сульфатредукции. Вторым источником сероводорода в водной толще озера является поступление его из донных отложений.

Наиболее высокие значения (146 – 210 мкг/л) в содержании сульфидной серы отмечены для озера Белого в период зимней межени, притом, что летом уровень их содержания не отличался от данных для других станций (порядка 10 мкг/л). Хотя максимально высокие концентрации сероводорода были приурочены к придонным горизонтам, абсолютно все отобранные зимой пробы воды этого озера имели выраженный запах сероводорода. Специфический запах имели и донные осадки этого водоема, причем, не только зимой, но и летом, когда они покрыты тонкой окисленной пленкой, препятствующей выходу ядовитого газа в водную среду.

Выполненные микробиологические исследования показали, что в придонной воде обоих озер зафиксирован процесс сульфатредукции, но его интенсивность была на несколько порядков величин ниже, чем в поверхностном слое донных осадков. В оз. Святом сульфатредуцирующие бактерии (СРБ) распределены равномерно по глубине донных осадков, на глубоководной станции их концентрация составила 1000 кл/мл, на мелководной – 10000 кл/мл.

В оз. Белое выявлено максимальное содержание сульфатредуцирующих бактерий – 100000 кл/мл в поверхностном слое донных осадков, по мере углубления в толщу осадков (на 30 см) количество их снижается до 100 кл/мл. Максимальные скорости сульфатредукции в оз. Белом также приурочены к поверхностному слою. Учитывая, что в озере Белом содержание сульфатов в наддонной и иловой воде (донных осадках) довольно значительно, т.е. не является фактором, лимитирующим сульфатредукцию, активность этого процесса определяется здесь потоком из водной толщи доступного органического вещества. Однако для объяснения столь резкого снижения с глубиной интенсивности сульфатредукции при наличии большого количества сульфатов и органического вещества требуются дальнейшие биогеохимические исследования донных осадков. Можно предварительно сделать лишь некоторые предположения. Так, известно, что интенсивность сульфатредукции определяется не только концентрацией органического вещества, но и его структурой. Сульфатредуцирующие бактерии не могут непосредственно метаболизировать сложные органические субстраты, им необходимы соединения с относительно низким молекулярным весом. Массовое развитие макрофитов, характерное для оз. Белое, при отмирании является источником более устойчивых для биодеструкции органических соединений (лигнин, растительные смолы) и требует более длительного времени для разложения до легкоусвояемого субстрата. Кроме того, в донных отложениях оз. Белое быстро создаются восстановительные

условия, аэробная деструкция ОВ не происходит, и с увеличением глубины количество легкодоступной для СРБ органики резко снижается.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 08-05-98810).

1. Методика выполнения измерений содержаний растворенного кислорода в пробах природных и очищенных сточных вод йодометрическим методом. ПНД Ф 14.1:2.101-97. М.: Изд-во Гос. Комитета Росс. Фед. по охране окружающей среды, 1997. 13 с.
2. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбо-хозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана. – М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.
3. Широкова Л.С., Воробьева Т.Я., Забелина С.А., Морева О.Ю., Климов С.И. Характеристика продукционно-деструкционных процессов малых озер Архангельской области // Современные проблемы науки и образования, 2008. № 5. С. 75-79.
4. Сypionka H., Widdel F., Phennig N. Survival of sulfate-reducing bacteria after oxygen stress, and growth in sulfate-free oxygen-sulfide gradient // Microbiol. Ecol., 1985. V.31. P.39-45.

The complex of hydrochemical and microbiological researches of two small lakes (catchment area of the White Sea) is performed. It is shown that the basic process of anaerobic mineralisation of organic substance is bacterial sulfur reduction, up to appearance of free hydrogen sulphide in water.

Колька В.В., Корсакова О.П.

(Геологический институт Кольского НЦ РАН, e-mail kolka@geoksc.apatity.ru; korsak@geoksc.apatity.ru)

Относительное перемещение береговой линии Белого моря и возраст археологических объектов – каменных лабиринтов Кольского региона

Kolka V.V., Korsakova O.P.

(Geological institute of Kola Science Centre RAS)

Relative White Sea level change and age of archeological objects (stone labyrinths) of Kola Region

В Кольском регионе известно двенадцать каменных лабиринтов. На Кандалакшском и Терском берегах Белого моря их пять: Кандалакшский расположенный на мысе Питкульский Наволок на абсолютной высоте 3.4 м н.у.м., Умбинские (большой и малый, находящиеся рядом) – на мысе

Аннинский Крест, в 90 м к западу от тони Ударник, на высоте 6.6 м н.у.м и два Понойских лабиринта.

Каменные лабиринты представляют собой загадочные сооружения, которые достаточно широко встречаются на севере Европы, где их обычно называют «троянскими городами». Их связывают с обрядовыми или культовыми традициями. В основном каменные лабиринты представлены в Скандинавии и на северо-западе России.

Изучение этих объектов на побережьях Белого и Баренцева морей отечественными археологами Н.Н. Гуриной, И.М. Мулло, а также на территории Швеции, Норвегии, Финляндии Д. Крафтом, Г. Керном, Б.Ольсеном и другими исследователями показало, что «троянские города» за очень редким исключением были построены в непосредственной близости от древней береговой линии (линии наивысшего прилива) и морем никогда не заливались. Некоторые из лабиринтов расположены рядом с другими археологическими объектами (первобытными стоянками, доисторическими захоронениями). Эти объекты связывались с так называемой "культурой арктического неолита", который относится примерно к временному интервалу V - I тысячелетия до нашей эры. Это позволило Н.Н. Гуриной и другим сопоставить возраст лабиринтов, известных в Кольском регионе и расположенных близко к стоянкам, именно с эпохой неолита. Впоследствии этот возраст был экстраполирован на все имеющиеся в регионе лабиринты. Благодаря работам археологов, возраст Кольских лабиринтов уже традиционно определяется вторым тысячелетием до нашей эры, т.е. оценивается в 3000-4000 лет.

Достаточно достоверно установлено, что каменные лабиринты, построенные на морском побережье, морем никогда не заливались. Исходя из этого, можно определить возраст данных археологических объектов, связав их с положением уровня моря в то или иное время.

Современное пространственное положение каменных лабиринтов, известных в регионе, является результатом совместного влияния главным образом гляциоэвстатического перемещения уровня моря, гляциоизостатических и собственно тектонических движений земной коры. Установлено, что в беломорской депрессии при ее дегляциации существовали приледниковые озера, в которых до аллерёда (примерно до 11000 ^{14}C лет) отлагались осадки соответствующей фации. В это время уровень океана находился на более низком положении, чем поверхность современного дна в районе Горла Белого моря, т.е. беломорская депрессия была отделена от океана мостом суши. Следует заметить, что этот сухопутный мост мог использоваться древними людьми в качестве миграционных путей.

К концу аллерёда отмечалось значительное эвстатическое поднятие уровня океана, которое уже опережало поднятие континента. В беломорскую депрессию стали поступать морские воды. В течение примерно одной тысячи лет (во временном интервале 11 000 - 10 000 ^{14}C лет) уровень моря повышался и к началу

голоцена в беломорской депрессии уже установился морской режим. С этого времени эвстатическое поднятие уровня моря стало отставать от гляциоизостатического поднятия суши. В конце среднего и в позднем голоцене, с которыми геохронологически связывают каменные лабиринты, на Кольском полуострове имела место морская регрессия, поэтому каменные лабиринты, однажды построенные на берегу, уже никогда не заливались морем. Исходя из предложенной методики, возраст каменных лабиринтов может совпадать с возрастом береговой линии моря на соответствующей высоте или быть моложе.

Предлагаемая методика определения возраста каменных лабиринтов.

Суть предлагаемого подхода сводится к определению временного интервала, когда береговая линия моря находилась на тех абсолютных отметках, на которых в настоящее время расположены каменные лабиринты. Это время показывает максимально возможный возраст лабиринтов, находящихся в пределах береговой зоны.

На ограниченных по площади и протяженности участках берега в непосредственной близости от лабиринтов исследовались донные отложения в озерных котловинах, расположенных на разных гипсометрических уровнях - от современной береговой линии до верхней морской границы. При регрессии моря для каждого участка условия седиментации последовательно изменялись и формировались соответствующие осадки, которые зафиксированы в разрезах современных озерных котловин побережья. В морских условиях седиментации в прибрежье накапливались в основном морские алевриты, пески. При смене морских условий на пресноводные - это были в основном морские минеральные и пресноводные органические осадки; а в условиях уже пресноводной седиментации - это гиттия.

Положение древнего берега в разрезах отложений соответствует положению отложений переходной зоны от морских осадков к пресноводным. Для её определения в каждой озерной котловине детально анализировался керн донных осадков и с помощью диатомового анализа выявлялись и затем радиоуглеродным методом датировались отложения переходной зоны от морских осадков к континентальным, а также устанавливалась абсолютная высота порога стока из озера. При наличии этой переходной зоны высотная отметка порога стока и соответствует положению береговой линии в начальный этап изоляции озера от моря. На основе сведений о характере переходных зон, возрасте осадков этих зон и высотных позициях порогов стока из разных озерных котловин строились графики изменения положения береговой линии моря во времени.

В целом, при изучении отложений из нескольких десятков озер, расположенных на побережье Белого моря, была установлена седиментационная последовательность осадков, которая представлена пятью фацialsными их разновидностями. Это: - фацис приледникового

озера (I); - фация транзитной зоны, переходной от пресноводных условий седиментации к морским (II); фация морских осадков (III); фация транзитной зоны переходной уже от морских условий седиментации к озерным (IV); фация пресноводного озера (V).

Как отмечалось, для датирования каменных лабиринтов значимым является изучение последовательности осадков, представленных фациями, которые соответствуют морским условиям седиментации (III), переходным от морских к пресноводным (IV) и собственно пресноводным озерным условиям (V). Исходя из анализа такой последовательности, положение береговой линии моря соответствует порогу стока, изолирующему пресноводный бассейн от моря - так называемому изоляционному контакту, т.е. транзитной зоне море-озеро (фация IV).

После литолого-стратиграфической и палеонтологической (диатомовый анализ) идентификации порога стока проводилось радиоуглеродное датирование самой нижней части озерных отложений (фация V) и тем самым устанавливалось время, когда на соответствующих абсолютных отметках произошла смена морских условий седиментации озерными. Полученный радиоуглеродный возраст и показывает возраст береговой линии моря на конкретной абсолютной высоте. В дополнение к этому, для определения положения береговой линии проводилось геоморфологическое профилирование и устанавливалось высотное положение береговых образований (террас и береговых валов).

Полученные литолого-стратиграфические и геоморфологические данные использовались для модельных построений, результатом которых явились кривые относительного перемещения уровня моря для разных районов, в том числе и для тех, где вблизи каменных лабиринтов не оказалось озерных котловин с необходимой последовательностью отложений, подходящих для изучения. Кривые перемещения относительного уровня моря позволяют определить положение береговой линии в конкретном районе побережья в любое время в пределах позднеледникового и голоцена.

Возраст Кандалакшского лабиринта.

Кандалакшский лабиринт расположен на абсолютных отметках 3.4 м над уровнем моря. Для определения возраста Кандалакшского лабиринта были использованы данные по изучению перемещения береговой линии моря в позднем голоцене двух близко расположенных участков в районе города Кандалакши и поселка Лесозаводский.

Озерная котловина в районе города Кандалакши. Абсолютная отметка порога стока 9 м н.у.м. В разрезе снизу вверх здесь вскрыты осадки фаций III, IV, V. Правильность выделения всех фаций была подтверждена диатомовым анализом. Для интервала, отнесенного к изоляционному - предизоляционному времени, т.е. ко времени, когда котловина еще не полностью изолировалась от моря, была получена радиоуглеродная датировка 2560 ± 130 ^{14}C лет.

Озерная котловина в районе поселка Лесозаводский. Абсолютная отметка порога стока 7.6 м н.у.м. В разрезе донных отложений этой озерной котловины вскрыты осадки тех же фаций, что и в котловине озера, расположенного в районе г. Кандалакша. По данным диатомового анализа установлено, что полученная радиоуглеродная датировка 2060 ± 70 ^{14}C лет относится ко времени, когда данная котловина еще не полностью изолировалась от моря.

Для построения графика относительного перемещения береговой линии моря, полученные радиоуглеродные возраста были калиброваны в календарные при помощи пакета программ OxCal 4.0. Для простоты подсчета был определен и средний калиброванный возраст для каждого стандартного отклонения.

По данным изучения относительного перемещения береговой линии моря установлено, что в позднем голоцене в районе кутовой части Кандалакшского залива поднятие территории было равномерным. Это позволило определить его среднегодовую скорость, которая составила 0,34 - 0,37 см/год для календарного возраста с разным стандартным отклонением. Имея среднегодовое значение поднятия, был определен календарный возраст береговой линии на тех отметках, где расположен Кандалакшский лабиринт. Этот возраст составил 918-1000 календарных лет.

Таким образом, можно сделать вывод, что возраст Кандалакшского лабиринта не древнее начала второго тысячелетия нашей эры.

Возраст Умбинских лабиринтов.

Описанная методика была также использована для оценки возраста двух, расположенных рядом Умбинских лабиринтов, находящихся на абсолютной высоте 6,6 м н.у.м. Были изучены отложения в озерной котловине, расположенной близко к большому Умбинскому лабиринту. Высота порога стока этого озера - 12 м н.у.м., а установленный возраст изоляции озерной котловины от моря составил 3300 ± 70 C^{14} лет. Среднегодовое поднятие территории, на которой расположен большой Умбинский лабиринт, вычисленное для календарного возраста, составило 0,34 см/год. Таким образом, календарный возраст береговой линии моря на отметке 6,6 м н.у.м., соответствующей положению этого лабиринта, рассчитанный с учетом указанной выше скорости регрессии моря, или скорости поднятия суши, в данном районе побережья составляет 1941 календарный год. Это может означать, что Умбинские лабиринты были построены не раньше начала первого тысячелетия нашей эры.

Особенностью большого Умбинского лабиринта является то, что он первоначально был выложен на голой скале, а ко времени его обнаружения Н.Н. Гуриной между его камнями образовалась почва мощностью приблизительно в 30 см, возраст которой составляет более 1000 лет.

В любом случае большой Умбинский лабиринт, а возможно и расположенный рядом с ним малый, имеют более древний возраст, чем Кандалакшский. Все датированные геологическими методами лабиринты,

расположенные на беломорском побережье Кольского полуострова, значительно моложе, чем предполагается на основании археологических данных, о которых говорилось выше.

Выводы.

Методы геологического и геоморфологического изучения перемещения береговой линии моря в позднем голоцене в комплексе с традиционными методами археологии могут быть использованы для определения возраста археологических памятников, известных на побережье Кольского полуострова. Исследования, проведенные в двух районах побережья — Кандалакшском и Умбинском, показали, что, связав положение береговой линии моря с положением каменных лабиринтов, устанавливается максимально возможный возраст этих археологических объектов, поскольку известно, что они никогда не заливались морем. Так возраст Кандалакшского лабиринта не может быть больше 918-1000 календарных лет, а Умбинского - 1941 календарного года (по предварительным данным). Возраст Понойских лабиринтов, расположенных на довольно значительном удалении от современного берега, предлагаемыми геологическими методами пока не изучен.

Благодарности. Работа выполнена в Геологическом институте КНЦ РАН при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект РФФИ –р_север -08-05-98825).

The stone labyrinths were constructed directly at the shoreline. That is why the age of the labyrinth might be concluded from the dating of the relative sea level (RSL) at that time.

М.Д. Кравчишина

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

Гранулометрический состав взвешенных веществ в маргинальном фильтре р. Северной Двины

M.D. Kravchishina

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

Grain size distribution of suspended particulate matter in the marginal filter of the Northern Dvina River

Впервые на борту судна сразу после отбора пробы изучено количественное распределение и гранулометрический состав водной взвеси в области маргинального фильтра (МФ) р. Северной Двины в период летней межени 2001–2007 гг. по данным счетчика Коултера модели Zbi. Работы проводились в рамках программы “Исследование системы Белого моря” под руководством академика А.П. Лисицына.

Материал для исследования собран в ходе комплексных экспедиций ИО РАН в Белом море, проводившихся летом на НИС “Профессор Штокман” (49, 55, 64, 71 и 80 рейсы) и НИС “Иван Петров” (57 рейс). Одной из задач этих экспедиций было специальное исследование МФ р. Северной Двины, где по ходу судна ведром были отобраны пробы воды с поверхности в интервале солености от 0 до более 20 епс. На океанографических станциях отбор проб проводился батометром Нискина по результатам зондирования оптическим (“Дельфин”, ПУМ) и гидрологическим (IDRONAUT) зондом.

Диапазон частиц, исследованный на счетчике Коултера, составлял 1.8–20.7 мкм. В этом диапазоне измерено 10 фракций, которые объединены согласно классификации [1] в три: среднепелитовая (1.8–5.6 мкм), крупнопелитовая (5.6–10.5 мкм) и мелкоалевритовая (10.5–20,7 мкм). Всего с помощью счетчика изучены 44 пробы взвеси и впервые получены данные о реальном, а не искажающем действительность стандартном “лабораторном” гранулометрическом составе.

Мощные фильтрационные системы – маргинальные фильтры (МФ) – возникают при смешении речных вод с морскими на границе река–море. Они включают несколько ступеней со своими особыми принципами фильтрации, которые разделены барьерными зонами [3, 4]. В период летней межени (август 2001–2005 гг.) в зоне смешения речных и морских вод в устье р. Северной Двины количественное содержание взвеси, ее гранулометрический и вещественный состав (соотношение терригенной и биогенной частей по Si и Al) сорбционные свойства (по площади поверхности) тесно связаны и закономерно меняются по мере увеличения солености. Все эти показатели процессов, происходящих в МФ, по величине их вклада могут быть разделены по мере роста солености поверхностных вод на три последовательные ступени: 1) гравитационную (осаждение крупных фракций речной взвеси и потому обогащение тонким пелитом), 2) коагуляционную (коагуляция и флокуляция коллоидов речной воды под влиянием электролита с образованием свежих сорбентов, процессы сорбции и десорбции) и, наконец, после просветления воды – 3) биологическая с решающим вкладом фито- и зоопланктона.

Выявлены основные закономерности в преобразовании гранулометрических спектров при последовательном переходе от одной ступени МФ к другой. Установлены границы этих ступеней на основе данных комплексного изучения дисперсности взвеси. Главным фактором, контролирующим процессы трансформации гранулометрического и вещественного состава взвеси, является соленость воды. По многочисленным прямым определениям в области МФ установлена обратная зависимость между содержанием пелитовой фракции и соленостью. Подробное исследование биологической ступени фильтра показало, что основная область массового развития фитопланктона находится на внешней границе МФ, а именно в водах с соленостью примерно 23–24 епс.

Объемные концентрации взвеси в рукавах и протоках дельты р. Северной Двины достигали наиболее высоких для всей акватории Белого моря значений: 4–6 мм³/л (3–6 мг/л), что в 3–4 раза выше, чем в Двинском заливе и восточной части моря. На устьевом взморье концентрации колебались от 1 до 5 мм³/л. Эти колебания зависят от объема речного стока, фазы прилива и солености вод, а также связаны с процессами трансформации взвеси на коагуляционной и биологической ступенях МФ.

Исследование внешней части МФ р. Северной Двины позволило выявить скачкообразное увеличение объемной концентрации мористее дельты за пределами солевого барьера (сорбционного этапа маргинального фильтра), при солености воды 23–24 епс.

Разнообразие гранулометрического состава взвеси Белого моря (морской) обусловлено, прежде всего, различным соотношением вкладов частиц фитопланктона и терригенного материала. Коэффициент парной корреляции между фракциями взвеси и соленостью воды увеличивался с ростом дисперсности взвеси. Прямая связь обнаружена для мелкоалевритовой фракции с коэффициентом корреляции 0.6, а обратная – для крупно- –0.8 и среднепелитовой –0.9 фракций. Линейная зависимость с максимальным коэффициентом аппроксимации выявлена для частиц диаметром 3–4 мкм. С удалением от устья реки в море и, соответственно, с увеличением солености содержание мелкоалевритовой фракции увеличивалось (за счет клеток фитопланктона), а пелитовой (преимущественно это минеральные частицы), наоборот, уменьшалось.

В области МФ р. Северной Двины основное механическое осаждение взвеси начиналось уже при незначительном повышении солености до 0.8 епс. На первой (гравитационной) ступени МФ наиболее интенсивно осаждались частицы песчано-алевритовой размерности – это, как правило, угловато-окатанные минеральные зерна и агрегаты пелитовых частиц, которые образуют многочисленные отмели и острова в дельте.

Границы коагуляционной ступени условно выделены нами в пределах изохалин от 2 до 15 епс, что в значительной мере определяется влиянием приливных явлений. Содержание средне- и крупнопелитовой фракции в пределах коагуляционной ступени может выравниваться (47.2 и 46.4% соответственно), а затем тонкодисперсные частицы начинают преобладать над более грубыми. В гранулометрическом спектре речной взвеси наблюдалась одна мода – в области среднепелитовой фракции (рис. 1а). Здесь взвешенное вещество обладало развитой поверхностью, и, можно предполагать, имело высокую физико-химическую активность. Именно на второй ступени МФ установлено резкое возрастание численности бактериопланктона [2].

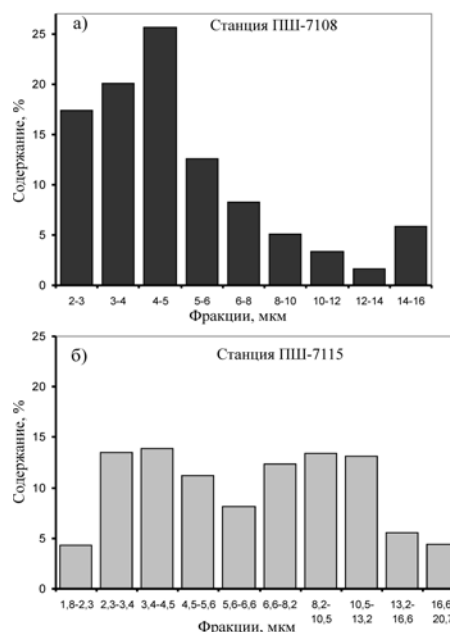


Рис. 1. Гистограммы гранулометрического состава взвеси МФ р. Северной Двины по данным счетчика Коултера: (а) коллоидная ступень, соленость 10 епс; (б) биологическая ступень, соленость 20 епс.

Мористее (на биологической ступени МФ) при солености воды более 15 епс для гранулометрического спектра характерны уже две моды: первая наследуется от гранулометрического состава речной взвеси, а вторая – возникает в районе 10 мкм за счет клеток микроводорослей и их детрита (рис. 1б), то есть имеет биогенную природу.

На биологической ступени взвешенное вещество МФ все более приближается по гранулометрическому составу к морской взвеси: содержание мелкоалевритовой фракции возрастает в нем примерно в 3 раза (за счет биогенных частиц и флоккуляции), а среднепелитовой (в основном терригенной), наоборот, сокращается в 2 раза (при солености вод 26 епс).

Таким образом, при солености около 15 епс заканчивается вторая ступень МФ, связанная с флоккуляцией коллоидов и образованием “эстуарного снега”, и начинается новая – биогенная (третья), где ведущую роль играет фитопланктон. Частицы взвеси укрупняются, а вода при этом заметно просветляется. Фитопланктон переводит растворенные формы элементов, оставшихся после прохождения второй (сорбционной) ступени фильтра, во взвесь. Потребление питательных солей, как и физиологические свойства клеточных мембран, зависит от интенсивности света. При сочетании достаточного количества биогенных элементов, содержащихся в речной воде, и хорошей освещенности (после просветления на первой и второй ступенях МФ) возникают условия для интенсивного развития микроводорослей (морского фитопланктона). Ввиду этого, с повышением солености вод, то есть вклада морской компоненты, возрастает содержание крупнопелитовой и особенно мелкоалевритовой фракции, которая в поверхностных водах представлена преимущественно клетками морского фитопланктона и биогенным детритом.

Изучено содержание взвешенных форм некоторых литогенных элементов и $C_{\text{орг}}$ в МФ р. Северной Двины как индикаторов вещественно-генетического состава и их связь с гранулометрией взвеси.

Содержание Al – элемента-индикатора терригенного вещества – во взвеси в августе (3.57%) примерно в два раза меньше, чем в июне (5.99%) и ниже, чем в половодье (7%). Рост содержания Al во взвеси МФ происходил экспоненциально с увеличением содержания терригенной пелитовой фракции (2–10 мкм): $y=0.38e^{0.03x}$, при $R^2=0.69$, $n=19$. В то же время связь Si и P с пелитовой фракцией нами не обнаружена. Между содержанием Al и Si в речной взвеси в начале летней межени (в июне) в области МФ обнаружена прямая линейная зависимость, в отличие от периода половодья, когда была выявлена обратная линейная зависимость между этими элементами. На основе этой зависимости ($R^2=0.74$ для 19 проб) в июне четко выделились два генетических типа взвеси: 1) собственно речная взвесь дельты и кута Двинского залива, где главным источником является терригенный снос и 2) взвесь смешенного типа, которая состоит из тонкого терригенного вещества, фитопланктона и биогенного детрита.

Содержание терригенной взвеси, полученное расчетным путем по Al, колебалось от 20.2 до 91.5%. В период летней межени во внешней части МФ оно составляло менее 50%. Кварцевая составляющая выводится из взвеси, оседая в рукавах дельты. В море поступает в основном глинистое вещество, которое взаимодействует во внешней части фильтра с кремнистым фитопланктоном. Вклад биогенного вещества регулируется здесь светом, то есть прозрачностью вод, толщиной деятельного слоя.

Таким образом, положение МФ р. Северной Двины ограничено изохалинами 1 и 24 епс. Границы между ступенями фильтра условны, а их положение в пространстве меняется в зависимости от сезона. На биологической ступени выявлена особенно четкая дифференциация взвеси по гранулометрическому составу в зависимости от солености вод, что связано с развитием диатомового фитопланктона. Резкие изменения в концентрации и дисперсности взвеси и в июне и в августе отмечались в разные годы при одних и тех же соленостях (около 24 епс), то есть на одинаковом расстоянии от дельты. Это, так называемая, биологическая пробка. В половодье внешняя граница МФ смещается на север.

В ходе работы МФ происходит общее снижение содержания взвеси приблизительно в 10 раз (с ростом солености от 0 до 25 епс), изменение ее вещественного и гранулометрического состава: вклада терригенного и биогенного материала, геохимических форм элементов и др. В конечном счете, речное вещество до фильтра и после фильтра по всем показателям резко различается. Эти процессы имеют не только фундаментальное значение для литолого-геохимических исследований, но и прикладное – для взвешенных форм загрязнений, то есть, важны для экологии.

Исследования поддержаны Отделением наук о Земле РАН (проект № 2), грантами Президента РФ № НШ-361.2008.5 и № МК-1747.2008.5 и грантом РФФИ № 08-05-00094.

1. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в Дальневосточных морях. Тр. Ин-та океанологии. Т. XXXII. М.: АН СССР, 1960. С. 3–14.
2. Кравчишина М.Д., Мицкевич И.Н., Веслополова Е.Ф. и др. Взаимосвязь взвеси и микроорганизмов в водах Белого моря // Океанология. 2008. Т. 48. № 6. С. 900–917.
3. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
4. Лисицын А.П. Маргинальные фильтры и биофильтры Мирового океана // Океанология на старте XXI века. М.: Наука, 2008. С. 159–224.

For the first time on board a vessel immediately after sampling (without sample preparation) was examine the quantitative distribution and grain-size distribution of suspended particulate matter (SPM) in the area of the Northern Dvina River marginal filter by Coulter Counter. The processes, transforming grain-size spectra of SPM in the mixing zone of river-sea water in the river mouth (area of a marginal filter (MF)) are discussed in the article. The main regularities in the transformation of grain-size spectra consistent with transition from one stage of MF to another. The borders of these steps are established on the basis of multidisciplinary research of SPM dispersion. The main factor that controls the transformation of grain-size and material composition of SPM is salinity. Based on the many direct investigations in the marginal filter was determined the relationship between the content of pelitic fraction and salinity. Investigation of the biological stage of the MF showed that the main area of mass development of phytoplankton is at the outer edge of marginal filter, where the salinity reaches 23–24 psu. We studied the content of the some suspended forms of lithogenic elements and C_{org} as real indicators of the SPM genetic composition and their dependence on grain size of suspended particles.

О.Л. Кузнецов¹, Т.К. Юрковская²

(¹Институт биологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: kuznetsov@krc.karelia.ru,

²Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург, e-mail: yurkovskaya@hotmail.ru)

Болотные экосистемы бассейна Белого моря

O.L. Kuznetsov¹, T.K. Yurkovskaya²

(¹Institute of Biology Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, ²Botanical Institute, Russian Academy of Sciences, St.Petersburg)

Mire ecosystems of the White Sea basin

Водосборный бассейн Белого моря занимает обширную территорию на Европейском Севере России в пределах тундровой и таежной зон и двух физико-географических стран: Фенноскандии и Восточно-Европейской равнины, которые значительно различаются по геологии, геоморфологии, климату и ландшафтной структуре. Это обуславливает различную степень заболоченности и специфический набор типов болотных массивов.

Формирование ландшафтов и растительного покрова в бассейне Белого моря тесно связаны с четвертичными оледенениями, после отступления последнего из них, Валдайского, покрывавшего значительную западную часть водосбора, началась послеледниковая история этой территории [1].

Комплекс геолого-геоморфологических и климатических условий бореальной и тундровой зон способствует активному развитию процессов заболачивания и аккумуляции торфа. В настоящее время болота и заболоченные земли занимают около трети территории водосбора Белого моря (около 15 млн. га), из них более 70 % приходится на болота с торфяной залежью более 30 см. Структура рельефа, гидрографическая сеть и состав четвертичных отложений обуславливают характер и степень заболоченности территории. Она колеблется от 10-20 % в денудационно-тектонических, водно-ледниковых и карстовых ландшафтах со значительно расчлененным рельефом до 70-80 % - на озерных, морских и моренных равнинах. Размеры и морфология болотных массивов и их систем обусловлены в первую очередь рельефом и характеристиками котловин, в которых они развиваются.

Болота в бассейне Белого моря изучены неравномерно. Наиболее детально исследованы болота Карелии в течение 60-летней деятельности лаборатории болотных экосистем Института биологии Карельского НЦ РАН[1-3]. На остальной территории их изучение проводилось менее последовательно, однако также имеются обширные материалы по их природе и свойствам [4, 5].

Образование отдельных болот в различных частях региона началось, согласно радиоуглеродным датировкам придонных слоев торфа, не ранее 11 тыс. л.н. (калиброванный возраст) после значительного потепления климата в начале пребореального периода [1, 3]. В это время началось

зарастание части многочисленных обмелевших послеледниковых водоемов, о чем свидетельствуют придонные слои травяных, травяно-гипновых и гипновых торфов, иногда подстилаемых тонким слоем сапропеля. Происходило также заболачивание неглубоких котловин, начинавшееся с травяных или березово-травяных сообществ. Интенсивность процессов заболачивания и торфонакопления значительно возросла в начале бореального периода и неоднократно менялась в течение голоцена.

Болота очень разнообразны по составу растительного покрова, а также возрасту, мощности и стратиграфии торфяных залежей. Следует отметить, что термин «болото» чаще всего употребляется в широком, не ранжированном смысле и включает объекты разного уровня организации: от болотного участка до обширной и сложной болотной системы, площади их также различаются очень сильно (от долей до тысяч гектаров).

Основной единицей классификации и характеристики болотного фонда в русском болотоведении являются болотные массивы, рассматриваемые как устойчивые сложные саморазвивающиеся системы, занимающие отдельные котловины [4-6]. Классификации болотных массивов, использующиеся в России и других странах, базируются как на признаках их растительного покрова, так и условий залегания в рельефе, особенностей водного питания, стратиграфии и свойствах торфяных залежей.

В данной работе используется ботанико-географическая классификация типов болотных массивов, разработанная Т.К. Юрковской [4] для европейской части России. Данная классификация является четырехступенчатой, она включает 28 типов болотных массивов, объединенных в 9 подгрупп, 11 групп и 5 классов. Большинство из выделенных типов массивов (20) из всех 5 классов встречаются на водосборе Белого моря, что свидетельствует о высоком разнообразии болот в этом регионе. В растительном покрове болот, как и других экосистем, хорошо выражена широтная и меридиональная дифференциация, что и положено в основу вышеуказанной классификации болотных массивов. Известно, что в каждой ботанико-географической зоне и подзоне встречаются болотные массивы нескольких типов, их соотношение и приуроченность к элементам ландшафтов обуславливаются геолого-геоморфологическими и гидрологическими условиями территории [5, 7].

Следует отметить, что на рассматриваемой территории отдельные болотные массивы, начинавшие формироваться в изолированных депрессиях, в процессе своего развития и разрастания в стороны слились друг с другом в сложные системы, на многих из них трудно выделить отдельные массивы, иногда это позволяют сделать стратиграфические профили. Наибольшая слитность болотных систем наблюдается на Прибеломорской низменности, где только долины рек и уступы террас делят части этих систем. Площади болотных массивов и систем сильно варьируют. Так, в денудационно-тектоническом грядовом ландшафте

болото площадью в 20-30 га часто представляет собой сложную систему, а на озерной равнине простой болотный массив может занимать несколько тысяч га. Ниже приводится краткая характеристика основных типов болотных массивов на водосборе Белого моря.

Небольшая территория на севере бассейна Белого моря (на востоке Кольского полуострова и в западной части полуострова Канин) относится к южной тундре и лесотундре. Заболоченность этих районов высокая (30-50 %), здесь преобладают *плоскобугристые северовосточноевропейские южнотундровые* и *крупнобугристые североевропейские лесотундровые болота*, южная граница которых тесно связана с границей распространения островной вечной мерзлоты. Четкое разделение этих двух типов не всегда возможно, их часто рассматривают как один тип. Они имеют хорошо расчлененный микрорельеф, на повышениях (буграх высотой от 0,7 до 4-5 метров и диаметром от нескольких до десятков метров) торфообразовательный процесс прекратился или замедлен, сейчас происходит их активное разрушение. Растительный покров бугров образован кустистыми лишайниками, эрикоидными кустарничками (вороника, багульник, голубика, брусника), карликовой березкой и некоторыми видами психрофильных зеленых мхов. Мощность торфяной залежи под буграми достигает иногда 3-4 метров, в них всегда имеется мерзлое ядро с глубины 30-50 см от поверхности. В обширных мочажинах и топях между мерзлыми буграми развиты минеротрофные травяно-моховые сообщества с травяным ярусом из пушиц, осок, а моховой покров образован сфагновыми или гипновыми мхами. Мерзлоты под мочажинами нет, мощность торфа достигает 1-2 метров. Бугристые болота часто имеют большие площади (до нескольких тысяч га), они приурочены к различным элементам ландшафтов. Наряду с бугристыми болотами, в тундровой зоне и лесотундре встречаются небольшие массивы *евтрофно-мезотрофных травяно-осоковых приморских и мезотрофных осоково-пушицево-гипновых* болот. В подзоне лесотундры на востоке Кольского полуострова в бассейне реки Поной, а также в южной части полуострова Канин, наряду с крупнобугристыми, широко распространены болотные массивы лесотундрового *аана типа*, и образуют здесь вместе с бугристыми, обширные системы.

Почти весь бассейн Белого моря находится в Североевропейской таежной провинции, при этом около 40 % территории приходится на северотаежную подзону, ландшафты и растительный покров которой очень неоднороден, что оказало влияние и на степень заболоченности и спектр типов болотных массивов территории. Здесь представлено несколько типов болотных массивов травяно-сфагново-гипнового класса (*аана* болота), сфагнового класса: *верховые (олиготрофные)* и *переходные (мезотрофные)* болота; а также встречаются *низинные (евтрофные)* и *переходные травяные и травяно-гипновые и лесные болота*.

В болотных районированиях [2,5] выделяется провинция *южноприбеломорских верховых деградированных (дистрофных) болот*, начинающаяся около с. Гридино в Кемском районе Карелии и заканчивающаяся восточнее устья Мезени, в Архангельской области. Заболоченность Прибеломорской низменности составляет 60-80%. Они как бы оконтуривают субокеаническую часть бассейна. Для этих болот характерны вересково-воронично-лишайниковые сообщества на грядах, черные деградированные мочажины с покровом из печеночных мхов и водорослей, а также вторичные озерки глубиной до 2 метров. На грядах, в черных мочажинах и озерах торфонакопление сейчас практически не идет. Такие обширные болота приурочены к верхним террасам Белого моря и имеют возраст от 7 до 10 тыс. лет. Их торфяные залежи достигают мощности 5-7 м, они сложены в основном сфагновыми верховыми торфами.

На остальной части бассейна Белого моря как в северотаежной подзоне, так и в северной части среднетаежной подзоны, широко распространены болотные массивы травяно-сфагново-гипнового класса (*аапа болота*). Аапа болота, развивающиеся в проточных котловинах и логах с водоупорными грунтами, получают, наряду с атмосферным, водно-минеральное питание, как с окружающих суходолов, так и иногда из тектонических разломов. Это обуславливает вогнутую форму их поверхности и периферически-олиготрофный ход развития [6, 8]. В зависимости от минерализации грунтовых вод, поступающих на аапа болота, они находятся на разных фазах развития: от мезоолиготрофной до евтрофной [8]. Динамический ряд болотных участков от центра к окрайке на аапа болотах выглядит следующим образом: в центре сильно обводненные грядово-мочажинные и грядово-озерковые комплексы с сильно обводненными травянымит, иногда травяно-моховыми мочажинами, которые сменяются полосой травяно-сфагновых сообществ, а окрайки заняты древесно-кустарничково-сфагновыми мезоолиготрофными или олиготрофными сообществами. Такая структура аапа болот позволяет хорошо их выделять и картировать по материалам аэро- и космических съемок. Болота аапа типа имеют торфяные залежи низинного или переходного типа различной мощности (до 6-7 м), в большинстве залежей преобладают осоковый, осоково-гипновый и некоторые травяные виды торфа. Современный облик аапа болота начали приобретать в последние 2-3 тысячелетия, когда после похолодания и увеличения увлажнения климата, когда на месте нерасчлещенных травяных сообществ начали формироваться грядово-мочажинные комплексы.

В пределах бассейна Белого моря широко распространены и *сфагновые верховые болота*, а в среднетаежной подзоне они являются господствующими. Большинство верховых болот в пределах восточной Фенноскандии, а также на севере Архангельской области имеют эксцентрическую слабо выпуклую поверхность (до 1-3 метров) и уклон в сторону водоприемника. Верховые сфагновые болота на Беломорском

бассейне по особенностям состава и структуры растительного покрова делятся на несколько типов [4]. На территории Мурманской области и Карелии представлены северо- и среднекарельские грядово-мочажинные, а также сосново-пушицево-кустарничково-сфагновые верховые болота, относящиеся к подгруппе северозападноевропейских, а в Архангельской области - печорско-онежские грядово-мочажинные и сосново-пушицево-кустарничково-сфагновые, образующие подгруппу северо-восточно-европейских верховых болот. На всех северо-и среднетаежных верховых болотах доминантом на грядах является *Sphagnum fuscum*. В южнотаетной подзоне в Вологодской области (к югу от р. Сухона) распространены восточноевропейские верховые болота с доминированием *Sphagnum magellanicum*, для которых характерно более сильное облесение сосной. Отдельные крупные грядово-мочажинные массивы являются здесь резковыпуклыми, они имеют превышения центра над окрайками на 6-8 метров и радиально-расходящийся тип водных потоков.

1. Елина Г. А., Лукашов А. Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен восточной Фенноскандии (палерастительность и палеогеография). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 242 с.
2. Елина Г.А., Кузнецов О.Л., Максимов А.И. Структурно-функциональная организация и динамика болотных экосистем Карелии. Л.: Наука, 1984. 128 с.
3. Елина Г.А., Кузнецов О.Л. История и современное состояние исследований болот Карелии (55 лет лаборатории болотных экосистем) // Болотные экосистемы севера Европы: разнообразие, динамика, углеродный баланс, ресурсы и охрана. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 11-34.
4. Юрковская Т.К. География и картография растительности болот европейской части России и сопредельных территорий. С.-Пб.: БИН РАН, 1992. 256 с.
5. Кац Н. Я. Болота земного шара. М.: Недра, 1971. 295 с.
6. Галкина Е. А. Болотные ландшафты Карелии и принципы их классификации // Торфяные болота Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1959. С.3-48.
7. Юрковская Т.К. Закономерности распространения болот в России // Ботан. журн., 2006. Т. 91, N 12. С. 1777-1786.
8. Кузнецов О.Л. О развитии аапа болот северной Карелии // Болота Европейского Севера СССР. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1980. С. 92-113.

One third of the White Sea basin is paludified. Here there are mire massifs of different types: palsa, aapa, rest bogs, grass-Sphagnum and herb fens, forested mesotrophic and eutrophic mires. A lot of mire massifs got joined into big mire systems. The formation of mires in the region dates back to 10-11 thousand years ago. Now they have peat deposits which are 6-7 metres deep in some places.

**А.В. Маслов¹, В.Н. Подковыров², Д.В. Гражданкин³,
Ю.Л. Ронкин¹**

(¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, e-mail: maslov@igg.uran.ru, ronkin@r66.ru, ²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, e-mail: vpodk@mail.ru, ³Институт нефтегазовой геологии и геохимии СО РАН, Новосибирск, e-mail: f6oeoua@mac.com)

**Геохимический облик тонкозернистых терригенных пород
восточной питающей провинции Белого моря**

**A.V. Maslov¹, V.N. Podkovyrov², D.V. Grazhdankin³,
Yu.L. Ronkin¹**

(¹Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, Ekaterinburg, ²Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St. Petersburg, ³Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk)

**Geochemical aspects of fine-grained aluminosiliciclastic rocks in
the eastern distributive province of the White Sea**

Особенности формирования донных осадков Белого моря в последнее время привлекают все большее внимание исследователей (Стрекопытов и др., 2005; Розанов и др., 2006; Кузьмина и др., 2009). Этому в существенной мере способствовала постановка под руководством академика А.П. Лисицына специальных мультидисциплинарных исследований в рамках проекта «Система Белого моря».

Можно предполагать, что состав и геохимические особенности донных осадков Белого моря контролируются несколькими питающими провинциями, наиболее крупными из которых являются Кольско-Карельский геоблок и Беломорско-Кулойское плато.

Примерно 85 % Кольско-Карельского геоблока (территория Карелии и Кольского п-ва) представлены породами архейского возраста – тоналит-трондьемитовыми гнейсами, гранитами, мигматитами и гранулитами, толеитовыми и феррометабазальтами, метадацитами, металипаритами, конгломератами, а также габбро-анортозитами и щелочными гранитами. Породы нижнепротерозойского возраста слагают около 10 % площади геоблока. Это образования кор выветривания, разнообразные терригенные и карбонатные отложения, с которыми ассоциируют метапироксениты, гранофиры и габброиды. На долю рифейских осадочных и магматических комплексов приходится не более 5 % (Докембрийская ..., 1988; Общая ..., 2002; Ранний ..., 2005; Слабунов и др., 2006). Интегрированной прецизионной геохимической информации для данной питающей провинции пока недостаточно, тогда как для Беломорско-Кулойского плато ситуация несколько иная.

Беломорско-Кулойское плато, расположенное между рр. Сев. Двина и Мезень и граничащее на западе с Горлом Белого моря, сложено

преимущественно туфогенно-терригенными прибрежно-морскими, флювиально-морскими и аллювиальными образованиями поздневендско-кембрийского возраста (Станковский и др., 1981; Верхний ..., 1985; Гражданкин, 2003; Гражданкин, Краюшкин, 2007). Максимальная мощность их достигает 1000 м. На дневную поверхность верхневендские отложения выходят в береговых обрывах Белого моря и вдоль рек, прорезающих глубокие долины на Беломорско-Кулойском плато. По данным (Гражданкин, 2003; Grazhdankin, 2004), верхневендские образования расчленяются здесь на лямицкую, верховскую, зимнегорскую и ергинскую свиты. Лямицкая свита образует регрессивно построенный макроциклит (мощность 160 м), состоящий из тонкослоистых шоколадно-коричневых аргиллитов с прослоями вулканических пеплов, алевролитов, а также песчаников. Верховская свита, как и лямицкая, представляет собой регрессивно построенный макроциклит (мощность 130 м). В ее основании, так же как и в основании вышележащей лямицкой свиты, выделяется пачка тонкослоистых аргиллитов шоколадно-коричневой окраски с прослоями вулканических пеплов. U-Pb возраст цирконов из этих пеплов составляет 558 ± 1 млн лет (Гражданкин, 2003; Martin et al., 2000). Зимнегорская свита, объединяющая в основном алевролиты с подчиненными им прослоями и пакетами аргиллитов и песчаников, ограничена снизу и сверху поверхностями размыва и также представляет собой регрессивно построенный макроциклит (мощность 180 м). U-Pb возраст цирконов из прослоя пеплов, залегающего в 2 м выше подошвы зимнегорской свиты составляет $555,3 \pm 0,3$ млн лет (Гражданкин, 2003; Martin et al., 2000). Ергинская свита (до 200 м) характеризуется, как и подстилающие ее образования, регрессивным строением. В нижней ее части преобладают пачки аргиллитов, чередующиеся с интервалами переслаивания алевролитов и аргиллитов и пакетами песчаников (все эти образования выполняют крупную врезанную долину), а в верхней доминируют песчаники, алевролиты и аргиллиты с линзовидными пачками аргиллитов и пакетами косослоистых песчаников, сменяющиеся красно- и пестроцветными средне- и крупнозернистыми песчаниками с пакетами и пачками переслаивания пестроцветных алевролитов и аргиллитов. Отложения ергинской свиты перекрываются терригенными породами падунской свиты кембрия (Гражданкин, Краюшкин, 2007).

Материалом для исследования геохимических особенностей терригенных пород верхнего венда Беломорско-Кулойского плато послужили более 150 образцов аргиллитов, отобранных А.В. Сочавой, Д.В. Борхвардтом и М.Б. Гниловской из керна скважин 1000 Тучкино и 770 Чидвия, пробуренных в 1980-х гг. экспедицией 17 ПГО «Невскгеология». Кроме того, образцы аргиллитов и глин отобраны нами из естественных обнажений и керна картировочных скважин, вскрывших отложения верхнего венда на Онежском п-ове и в береговых обрывах Зимних гор.

Содержания элементов-примесей (14 РЗЭ, Li, Be, Sc, Ti, Cr, Ni, V, Co, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, Tl, Pb, Th и U) в указанных образцах определены методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН (аналитики О.П. Лепихина и О.Ю. Попова). Статистические данные по указанным элементам приведены ниже.

Таблица. Медианные, среднеарифметические, минимальные и максимальные содержания элементов-примесей в аргиллитах верхнего венда

Элемент /отношение	Мд	СрАр	СО	Мин	Макс
Sc	17,5	15,8	3,7	6,1	26,6
V	124,5	122,8	17,9	88,7	190,5
Cr	78,9	63,3	30,2	36,0	146,1
Co	18,8	17,6	5,1	8,9	30,6
Ni	40,9	6,6	13,8	35,2	66,9
Y	29,6	24,8	8,4	6,8	41,6
La	45,6	33,6	13,4	7,3	57,8
Ce	95,2	86,0	18,4	49,8	122,7
Nd	37,5	30,0	11,1	7,1	51,0
Sm	6,7	5,6	2,0	1,4	9,8
Eu	1,3	1,1	0,4	0,3	2,1
Gd	5,7	5,2	1,7	1,5	8,7
Yb	2,9	2,5	0,7	0,9	4,0
Lu	0,4	0,4	0,1	0,1	0,7
Hf	4,8	4,9	1,4	3,0	9,5
Th	13,9	9,9	4,7	2,9	20,0
U	1,8	1,8	3,0	0,8	17,2
Co/Hf	3,9	3,2	1,2	1,2	6,8
Ce/Cr	1,2	1,2	0,4	0,6	2,0
Cr/V	0,6	0,5	0,2	0,3	1,1
La/Th	3,5	3,3	0,8	2,1	6,1
Cr/Th	6,3	6,3	5,7	3,9	27,1
Gd _N /Yb _N	1,7	1,6	0,3	1,1	2,5
Eu/Eu*	0,6	0,6	0,0	0,6	0,8
La _N /Yb _N	10,0	9,4	1,9	5,5	12,7
#La _N /Yb _N	9,5	9,6	0,7	8,5	10,5

Примечания. Мд – медиана, СрАр – среднее арифметическое, СО – стандартное отклонение, Мин – минимум, Макс – максимум. Все значения там, где не указано особо, даны для верхневендских образований.
- данные для аргиллитов падунской свиты кембрия.

Сопоставление содержаний и соотношений элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах (ТПП) верхнего венда с модельными геохимическими объектами (РААС, средний архейский аргиллит, архейские и протерозойские ТТГ-ассоциации, граниты и базальты) (рисунок) позволило установить следующее. По соотношению Ni и Cr верхневендские аргиллиты весьма близки к среднему постархейскому глинистому сланцу (РААС). Отношения Co/Hf и Ce/Cr в них также в целом сопоставимы с РААС, хотя в ряде образцов значения последнего параметра приближаются

к тем, что характерны, по представлениям (Condie, 1993), для архейских ТТГ-ассоциаций. Значения Cr/V и La/Th в рассматриваемых нами образованиях варьируют, соответственно, от 0,2 до 1,3 и от 2 до 4,6, что делает возможным сопоставление их с такими модельными геохимическими объектами как AR и PR ТТГ-ассоциации, AR и PR гранитоиды и PAAS.

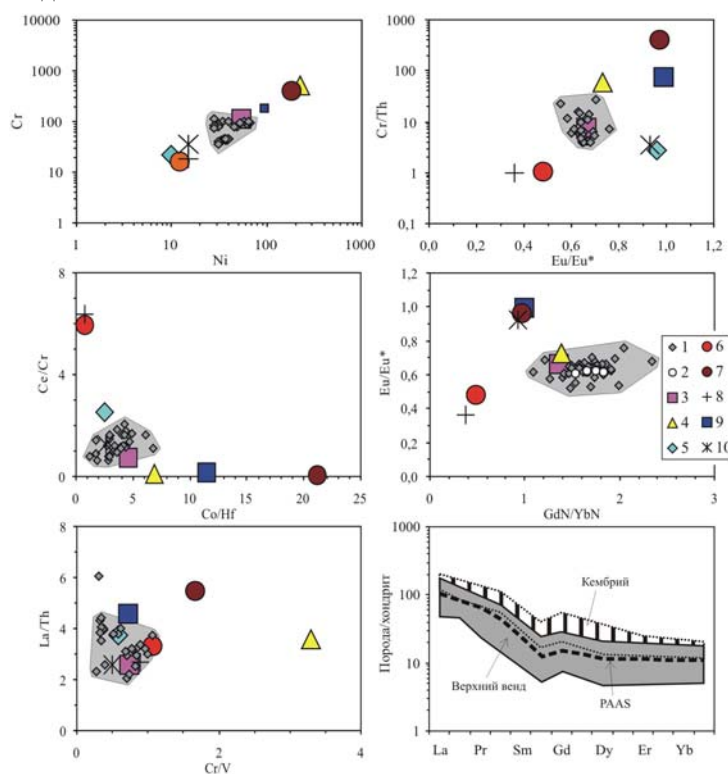


Рис. Положение поля составов верхневендских аргиллитов на различных геохимических диаграммах (1 – аргиллиты V_2 ; 2 – аргиллиты падунской свиты; 3 – PAAS; 4 – AR аргиллит; 5 – породы AR ТТГ-ассоциация; 6 – AR гранитоиды; 7 – AR_2 базальты; 8 – PR гранитоиды; 9 – PR_1 базальты; 10 – породы PR ТТГ-ассоциация).

На диаграмме $\text{Eu/Eu}^* - \text{Cr/Th}$ фигуративные точки составов верхневендских ТТГ образуют, как и в большинстве других рассмотренных выше случаев, компактное поле, тяготеющее к точке PAAS. Достаточно обособлены верхневендские аргиллиты и на диаграмме $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N - \text{Eu/Eu}^*$. Подавляющая часть их точек расположена здесь между значениями Gd_N/Yb_N 1 и 2 и в интервале 0,5–0,7 (для Eu/Eu^*), что также характерно для

РААС и среднего архейского аргилита, но не типично для остальных из рассматриваемых нами модельных геохимических объектов. Показательно, что точки составов кембрийских аргиллитов на данной диаграмме локализованы внутри поля верхневендских ТТП.

Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в аргиллитах верхнего венда и кембрия также достаточно близки, хотя их визуальное рассмотрение дает, как будто бы, основание считать, что ТТП падунской свиты несколько более деплетированы РЗЭ. Вместе с тем медианные значения Gd_N/Yb_N с учетом значений стандартных отклонений статистически не отличаются (соответственно, $1,67 \pm 0,26$ и $1,70 \pm 0,36$). Медианные значения La_N/Yb_N в ТТП верхнего венда и кембрия Беломорско-Кулойского плато также статистически не различаются ($10,01 \pm 1,89$ и $9,52 \pm 0,74$; для РААС рассматриваемый параметр равен 9,2). Таким образом, геохимический облик ТТП Беломорско-Кулойского плато определяется свойствами им содержаниями Cr и Ni и значениями отношений Cr/Th, Co/Hf и Ce/Cr.

Для 10 образцов ТТП верхневендской последовательности и 2 образцов алевроаргиллитов падунской свиты выполнен расчет значений Nd модельного возраста (T_{DM}) (Маслов и др., 2008). Указанная совокупность образцов характеризует разрез скв. 770 Чидвия и ряд естественных обнажений, в том числе Зимние Горы. Установлено, что Nd модельный возраст аргиллитов нижней части лямницкой свиты составляет 1,53 млрд лет. Величина T_{DM} в ТТП верховской свиты примерно на 200 млн лет больше и равна 1,73–1,71 млрд лет. Примерно такие же значения T_{DM} характерны для аргиллитов ергинской свиты, тогда как глинистые породы зимнегорской свиты имеют Nd модельный возраст 1,57–1,53 млрд лет. Для ТТП падунской свиты величина T_{DM} равна 1,66–1,64 млрд лет. Эти данные также могут быть использованы для реконструкции основных источников поступления терригенного материала в Белое море.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 06-05-64223 и 09-05-00279).

Upper Vendian and Lower Cambrian deposits constitute a part of the eastern distributive province of the White Sea. Geochemical characteristics of the shales are determined by the content of Cr (80.0 ± 30.2 g/t) and Ni (41.0 ± 13.8 g/t) and the ratios of Cr/Th ($\sim 6.3 \pm 5.7$), Co/Hf ($\sim 3.9 \pm 1.2$) and Ce/Cr ($\sim 1.2 \pm 0.4$). The Nd model age of the shales is 1.73–1.53 Ma. These data can be used in analyses of modern deposition in the White Sea.

И.А. Немировская

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

Основные закономерности трансформации органических соединений в геохимических барьерных зонах Белого моря

I.A. Nemirovskay

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

Main regularity of transformation of hydrocarbons in geochemical barrier regions of the White Sea

Обобщены данные по распределению органических соединений (ОС) – C_{org} , липидов и углеводов (алифатических – АУВ и полициклических ароматических – ПАУ) в геохимических барьерных зонах Белого моря: вода-атмосфера, снег-лед, лед-вода, вода-взвесь, река-море. Согласно концепции В.И. Вернадского большая часть биогеохимической активности океана сосредоточена в пограничных зонах между океаном и сушей, океаном и атмосферой, водой и дном, а за их пределами основная масса вод океана (около 2/3 его объема) в биогеохимическом отношении инертна, бедна жизнью и активными поверхностями раздела [1].

Показано, что в пограничной зоне снег-лед концентрации и состав ОС зависят от загрязненности атмосферы, которая возрастает зимой. Поэтому в устье Северной Двины в черте г. Архангельска (рис. 1, ст. 1) концентрирование УВ происходит в снеге и в верхнем слое льдов во взвешенной форме, где степень концентрирования АУВ во взвеси снега, по сравнению с растворенной формой, достигала 28, так как основной их источник – аэрозоли. В устье р. Пинега с более чистой атмосферой увеличение концентраций происходило в нижних частях льда (рис. 1, ст. 4), а в губе Чупа (относительно чистый район) – на границе лед-вода. Из-за разницы температур между льдом и водой в этой пограничной зоне происходит развитие диатомовых водорослей, которые способствуют концентрированию ОС в биогенной взвеси. В дальнейшем при нарастании на нижней поверхности льда водорослей содержание АУВ обычно увеличивается [3]. Необходимо отметить, что концентрации ОС в снежно-ледяном покрове Белого моря оказались значительно выше, чем в районах СЛО, удаленных от антропогенных источников. В частности, при среднем содержании АУВ в снеге на льду р. Северной Двины 174 мкг/л (в среднем 5.13% от C_{org}) их доля в составе C_{org} в 6 раз выше, по сравнению с фоновыми районами — 0.87% (СЛО, поднятие Менделеева) [3].

Другой геохимический барьер, где резко изменяется содержание и состав ОС – граница река-море (маргинальный фильтр [2]). Было установлено, что во время летней межени (при отливе) в области р. Северная Двина – Белое море в поверхностных водах распределение УВ соответствует основным зонам маргинального фильтра арктических рек.

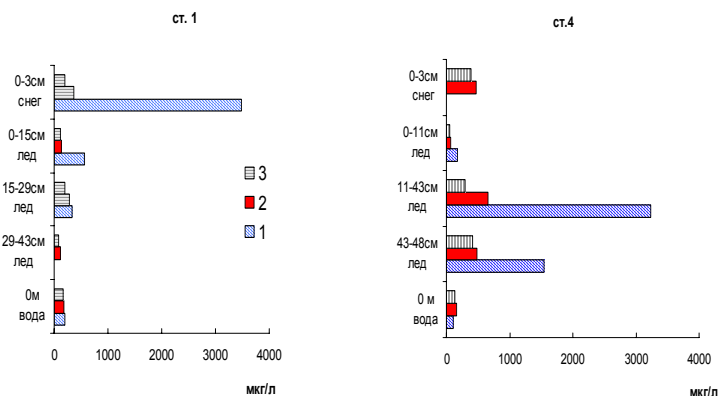


Рис. 1. Изменение концентраций ОС (1- $C_{орг}$ /2, 2 –липиды, 3 –АУВ) на геохимическом барьере снег-лед и лед-вода (март, 2007 г.)

В первой – гравитационной зоне ($S=0.01-0.10\%$) уменьшалось содержание как растворенных, так и взвешенных УВ. Во второй – физико-химической зоне ($S=0.1-5.0\%$), при флокуляции и коагуляции, растворенные УВ переходили во взвешенную форму, содержание которой резко возрастало. В третьей – внешней биологической зоне ($S=5-17\%$) наблюдалось увеличение концентраций биогенных УВ: в алкановой фракции увеличивалась доля легких гомологов, а в составе ПАУ – фенантрена. Во время прилива увеличивалась разница в концентрациях АУВ между речными и морскими водами (их «потери» на границе река-море достигли 63%). Содержание АУВ контролировалось изменением взвеси (рис. 2): $r(\text{взвесь-АУВ})=0.78$. Отсутствие корреляции в распределении углеводородных компонентов в поверхностных и придонных водах указывает на ограниченное смешивание речных вод с морскими.

Во время паводка содержание УВ в водах маргинального фильтра Северной Двины значительно превышало их концентрации по сравнению с летней меженью. Концентрации АУВ_в изменялись в интервале 192–565, АУВ_р – 12.3–153 мкг/л. В этот период в речную воду переходит накопленное в снеге и льдах большое количество ОС природного и антропогенного происхождения. Несмотря на то, что УВ содержались преимущественно во взвеси, их распределение не зависит от общего количества взвешенного материала: $r(\text{вз-лип})=-0.06$, $r(\text{вз-АУВ})=-0.11$.

В сепарационных взвесьях содержание ОС варьировало в наиболее широком интервале: для липидов — от 3.51 до 98.7, АУВ — от 2.64 до 45.7 мг/г, ПАУ — от 0.18 до 5.14 мкг/г. В устьевой области р. Северной Двины в фильтрационной и сепарационной взвесьях доминировали терригенные минеральные частицы, обедненные ОВ [4]. Видимо, поэтому в августе 2006 г.

так же, как в августе 2003 г., в сепарационной взвеси в районе п. Архангельск концентрации АУВ оказались ниже, чем в открытых районах моря. В сестоне содержание $C_{орг}$ выше, а АУВ и ПАУ сопоставимо с их содержанием в сепарационных взвесях.

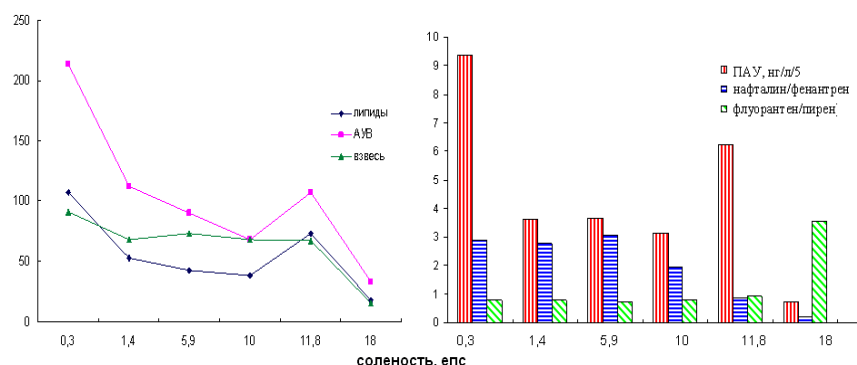


Рис. 2. Распределение ОС и взвеси в поверхностных водах в зависимости от солености различных веществ на геохимическом барьере р. Северная Двина — Двинский залив во время прилива

Наиболее низкие концентрации для АУВ (2.3 — 2.5 мкг/мг сухой массы) установлены в Бассейне. Если среднее содержание АУВ в воде Белого моря - 20 мкг/л, а ПАУ - 18 нг/л [4], то в сестоне происходит концентрирование АУВ в 115 — 1220, а ПАУ — в 150 — 1490 раз.

Поступление большого количества взвеси во время паводка приводит к увеличению концентраций ОС в поверхностном слое донных осадков. Интенсивность паводка способствует увеличению их содержания и изменению состава. Концентрации ОС в 2005 г. во время паводка оказались значительно выше по сравнению с паводком 2006 г.: для $C_{орг}$ в 1.7 раз (0.015 — 3.31%, средняя 1.02, $\sigma=2.98\%$), а АУВ — в 3.2 раза (12.9 — 531 мкг/г, средняя 336, $\sigma=436$ мкг/г). В мае 2005 г. при большем паводке в составе алканов преобладали нефтяные, а в мае 2006 г. — терригенные УВ. В зонах с повышенной седиментацией происходит погребение донных осадков слоем поступающих новых, в которых ОС более трансформировано и относительно более чистое.

Наиболее высокое содержание АУВ в мае 2006 г. (> 200 мкг/г) определено в районе потенциального поступления нефтяных УВ — слив ЦКБ (35.9% от $C_{орг}$), Чижовский рейд, порт Экономия. Пониженное содержание АУВ в составе $C_{орг}$ приурочено к осадкам в районе о. Кумбыш — 0.42% и при впадении р. Лая — 0.81%, а также на станции в р. Пинега — 0.60%. При увеличении в воде концентраций АУВ, даже за счет пассивной сорбции взвесью возрастало их содержание в песчаных отложениях. В

результате степень антропогенной загрязненности грубодисперсных осадков оказалась выше, чем илистых. Концентрации ПАУ, в отличие от АУВ, в осадках, отобранных в 2006 (средняя – 565.8, интервал 3.8–2410.3 =635 нг/г), оказались выше, чем в 2005 г. (средняя 56.8, интервал 3.4 – 216, =57.6 нг/г). Обусловлено это, скорей всего, разным генезисом этих углеводородных классов. Нефтяные утечки (аварии, судоходство и т.д.) приводят в большей степени к увеличению концентраций АУВ, по сравнению с ПАУ, которые поступают в морскую среду в основном с аэрозольными выпадениями из атмосферы [5], так как образуются при пиролизе органического сырья. Поэтому на содержание и состав ПАУ в донных осадках интенсивность паводка сказывается в меньшей степени.

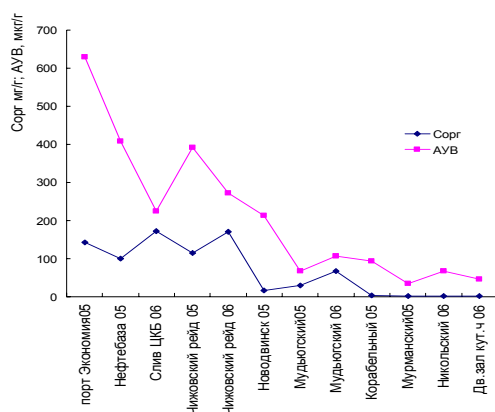


Рис. 3. Распределение $C_{орг}$ и АУВ в донных осадках в на разрезе устье Северной Двины — Двинский залив во время паводка.

Таким образом, снежный покров обладает свойствами, делающими его удобным индикатором состояния экосистемы, так как выступает в качестве «планшета», который сорбирует «свежее» загрязнение не только атмосферных осадков и атмосферного воздуха, но и загрязнений, поступающих из воды. Лед, как насос, концентрирует ОС соединения из снега и воды. Поэтому увеличение их концентраций происходит в граничных зонах снег—лед и лед—вода.

Состав УВ во взвеси и донных осадках в области река—море претерпевает закономерные изменения за счет трансформации и выпадения как антропогенных, так и природных соединений, в основном высокомолекулярных. Градиент концентраций АУВ в этих областях в значительной степени определяется величиной речного стока, соленостью морских, гидрологическими особенностями эстуарных зон.

Уменьшение суммарной концентрации ПАУ происходит в большей степени за счет пирогенных полиаренов. Несмотря на большое значение

гравитационной зоны маргинального фильтра, не менее значимой во время паводка оказалась коагуляционная, физико-химическая часть. В этой области при смешении речных и морских вод вместе с высокомолекулярными АУВ происходит выпадение наиболее канцерогенных пирогенных полиаренов, в частности бенз(а)пирена. Следовательно, область река—море служит фильтром, препятствующим поступлению в море антропогенных соединений.

Существенные различия в составе УВ в фильтрационной, сепарационной взвесьях и донных осадках, несмотря на то, что крупная взвесь считается основным поставщиком УВ на дно в прибрежных районах и эстуарных зонах [3, 5], связаны с тем, что по мере осаждения лабильное ОВ биогенной и антропогенной взвеси растворяется. При этом скорость выхода разных компонентов различается, т.е. идет сепарация исходного вещества по глубине. В результате автохтонные и низкомолекулярные нефтяные УВ, практически, не достигают дна.

Работа выполнена при финансовой поддержке, РФФИ (грант 08-05-00094а); Программы № 17 фундаментальных исследований Президиума РАН, гранта Президента РФ (НШ-2236.2006.5); проекта «Наночастицы во внутренних и внешних сферах Земли».

1. Вернадский В.И., 1980. Проблемы биогеохимии. М.: Наука, 1980. 256 с. (Тр. Биогеохим. Лаб. Т.16).
2. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т.34. № 5. С. 735 — 747.
3. Немировская И.А. Углеводороды в океане (снег — лед — вода — взвесь — донные осадки). М.: Науч. мир, 2004. 328 с.
4. Немировская И.А. Углеводороды в воде взвесьях, сестоне и донных осадках Белого моря в конце летнего периода // Водные ресурсы, 2009. Т. 36. № 1. С.68-79
5. Saliot A., Goutx M., Fefrier A. et al. Organic sedimentation in the water column in the Arabian Sea; relationship between the lipid composition of small and large-size, surface and deep particle // Mar. Chem. 1982. V. 11. № 3. P. 257 — 278.
6. Tolosa I., Mora S., Sheikholeslami M.R. et al. Aliphatic and Aromatic Hydrocarbons in coastal Caspian Sea sediments // Mar. Pol. Bul. 2004. V. 48. № 1. P. 44 — 60.

The data on distribution of organic compounds – C_{org}, lipids and hydrocarbons (aliphatic and polycyclic aromatic hydrocarbons) in geochemical barrier zones of the White Sea (a water – atmosphere, snow – ice, ice – water, water – suspended matter, river – sea) were studied.

А.Н. Новигатский¹, М.А. Смирнова², В.П. Шевченко¹

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, novigatsky@gmail.com;

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва)

**Литология поверхностного слоя донных осадков в
Двинском заливе, Белое море**

A.N. Novigatsky¹, M.A. Smirnova², V.P. Shevchenko¹

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

**The lithology of the surface bottom sediment in the Dvinsky
Bay, the White Sea**

В рамках проекта «Система Белого моря» (руководитель академик РАН А.П. Лисицын) продолжают работы по детализации предыдущих исследований в Белом море [1; 2; 3; 6; 8]. Настоящая работа посвящена литологии поверхностных донных осадков и оценке влияния речных вод на современное осадконакопление в Двинском заливе.

Основой для работы послужили материалы экспедиции на НИС «Эколог» в июне 2008 г. Пробы поверхностного слоя донных осадков были собраны при помощи трубки Неймисто. Материал анализировался следующими методами: а) Описание smear-слайдов (МГУ); б) Рентгенофазовый анализ [5] (ИО РАН); в) Гранулометрический анализ [7] (ИО РАН); г) Выделение тяжелой и легкой подфракции [7] (МГУ).

Гранулометрический состав отложений по мере удаления от устья реки Сев. Двины становится от песчанистого более пелитовым, что связано с изменением гидродинамического режима и отдалением от основного источника крупных фракций.

Легкая и тяжелая фракции выделялись из мелкозернистой фракции песка поверхностного слоя донных осадков последовательно на разрезе от устья Сев. Двины до центральной части Двинского залива. Основным минералом легкой фракции является кварц, за исключением станций в центральной части Двинского залива. Максимальное количество кварца мы наблюдаем в устье реки Сев. Двина, которая является главным поставщиком терригенного материала. Далее по мере удаления от устья идет уменьшение количества кварца (до 3%) и увеличение обломков пород до 87%, которые являются, скорее всего, следствием ледового разноса и продуктами размыва моренных отложений. Количество полевых шпатов колеблется от 5 до 17%, в незначительном количестве присутствуют слюда и кальцит.

Содержание роговой обманки варьирует от 15 до 30%. Повышенные концентрации этого минерала характерно для больших глубин, так как роговая обманка является одним из легко транспортируемых минералов. В прибрежной зоне, концентрация роговой обманки снижается до 15–17%. Количество пироксенов варьируется от 5 до 15%. Основным источником

пироксенов являются породы основного, ультраосновного и среднего состава, которые встречаются среди пород гранито-гнейсового комплекса Балтийского щита. Эпидот весьма равномерно распределен по разрезу (10-15%). Такое распространение эпидота связано с его распространением в коренных кристаллических породах и рыхлых отложений ледникового генезиса, которые служат источником поступления терригенного материала в Белое море. Минерал метаморфических пород – гранат, встречается в больших количествах, скорее всего это связано с процессом сепарации, это подтверждается тем, что осадки, содержащие гранат (15 – 20%), отличаются довольно хорошей сортировкой. Так же содержание черных рудных минералов – магнетит и ильменит, варьируется в пределах 20%. Колебание содержания этих минералов характеризуется в основном гидродинамическим режимом в области осадконакопления.

Главным минералом тонкопелитовой фракции является гидрослюда, ее значения варьирует от 55 до 72%. Далее, по содержанию, преобладает монтмориллонит – 17-28%, хлорит и каолинит имеют подчиненное значение. Глинистые минералы, поступают в Белое море с речным стоком и за счет абразии ледниковых отложений. Особенность моря состоит в том, что для него существенное значение имеет второй источник питания [2; 3].

Основной компонент фракции ледниковых отложений - гидрослюда. Это означает, что абрадируемые ледниковые отложения могут рассматриваться как дополнительный источник гидрослюдистых минералов, обогащающий морские илы. Наряду с гидрослюдой ледниковые отложения иногда поставляют много хлорита; монтмориллонит же для них, как правило, мало характерен. Немалое количество монтмориллонита говорит о влиянии речного стока, которое спадает по мере удаления от устья, но при этом можно заметить значительное количество гидрослюды, что говорит о дифференциации отложений. Обильное количество гидрослюды вдоль Летнего берега (70%), говорит о размыве древних коренных пород.

Для выделения литологических типов использовалась классификация пород смешанного гранулометрического состава [7]:

- Песок алевритистый. Данный литологический тип соответствует устьевой части Сев. Двины. Характеризуется содержанием песка >70%, алеврита 10-30%, пелита <10%. Материал хорошо сортирован $S_o=0,4$. Основными минералами легкой фракции является кварц – 50-60% и ПШ – 20-30%. Основными минералами тяжелой фракции являются роговая обманка – 21%, гранат – 15%, эпидот – 10% и пироксен – 7%.

На удалении от устья происходит уменьшение крупной фракции. Материал хорошо сортирован $S_o=0,7$. Основными минералами легкой фракции являются кварц – 50-60% и ПШ – 20-30%, лишь в грубопесчаной фракции выделяются обломки пород – 15%. Основными минералами тяжелой фракции является роговая обманка – 29%, гранат – 10%, эпидот – 13% и пироксен – 10%.

- Пелитовый песчано-алевритистый ил. Данный литологический тип присутствует вдоль Летнего берега и приустьевой части Двинского залива. Характеризуется содержанием песка 10-25%, алеврита 10-40%, пелита 80-50%. На всех станциях в песчаных фракциях преобладающими являются обломки пород, в алевритистых – кварц и ПШ. По рентгено-структурным данным преобладающим глинистым минералом является гидрослюда и монтмориллонит. В приустьевой части Двинского залива около 50% приходится на гидрослуду и около 25% на монтмориллонит. Вдоль Летнего берега количество гидрослуды увеличивается до 80%, а количество монтмориллонита уменьшается в среднем до 7%.

- Пелито-алевритистый ил. Данный литологический тип присутствует в центральной части Двинского залива и вдоль Зимнего берега. Характеризуется содержанием песка <10%, алеврита 10-30%, пелита >70%. В песчаной фракции преобладающими являются обломки пород, в алевритовой – кварц, в пелитовой – гидрослуда.

- Пелитовый ил. Данный литологический тип присутствует только в центральной части Двинского залива. Характеризуется содержанием песка <10%, алеврита <10%, глины >70%. В глинистой фракции преобладающей является гидрослуда.

Осадки Двинского залива можно разделить на две основные фации:

- Фация пелитовых илов открытой части залива за пределами авандельты. Располагается на глубинах более 30 м и представлена глинистым илом с различной примесью алевритового и более крупнозернистого материала. Осадки сформировались в спокойной гидродинамической обстановке ниже глубины волнового воздействия. Присутствие более грубого материала можно объяснить влиянием ледового разноса. Материал в основном хорошо сортирован. Минералогически осадочный материал близок к составу аллювия Сев. Двины [4].

- Фация песков авандельты. Фация расположена во внутренней части залива в пределах авандельты Сев. Двины на глубине до 20 м и представлена алевритистым песком. Осадок сформировался при высокой гидродинамической активности за счет терригенного материала, выносимого рекой. Материал хорошо сортирован – $S_o=0,4$. По минеральному составу отложения характеризуются максимальной близостью к минеральному составу речного аллювия Сев. Двины.

Приведенные выше исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. По гранулометрическому составу современные осадки открытой части залива за пределами авандельты (ниже глубины волнового воздействия) отличаются высоким содержанием пелитовой фракции. Присутствие в них песчаных и гравийных частиц связано с ледовым разносом и размывом моренных отложений.

2. Осадкообразующие компоненты обломочной фракции осадков включают кварц, полевые шпаты, обломки преимущественно магматических и метаморфических пород, слюды. Среди акцессорных минералов преобладают роговая обманка, эпидот, пироксены, гранат, циркон, турмалин, апатит, зерна метаморфических пород. Подобный состав осадков отражает состав пород водосборных областей р. Сев.Двина, среди которых широким распространением пользуются четвертичные морены, слагаемые материалом Кольского п-ова (древние метаморфические и магматические породы), слабо преобразованного процессами химического выветривания в условиях арктического климата.

3. Глинистый материал представлен преимущественно гидрослюдой (иллитом), в виде примеси присутствуют смектиты, хлорит, каолинит, смешанослойные образования. Они являются, с одной стороны, продуктом размыва материнских пород, с другой, связаны с процессами почвообразования в пределах умеренной лесной зоны.

4. Площадное распространение изученных осадков Двинского залива тесно связано с фациальной зональностью, отражающей смену песчаной авандельтовой фации Сев. Двины на преимущественно глинистые фации открытой части Двинского залива.

Авторы признательны экипажу НИС “Эколог”, а также всем участникам экспедиции за помощь, академику А.П. Лисицыну, чл.-корр. РАН Н.Н. Филатову, чл.-корр. РАН Ю.С. Долотову, В.Н. Коваленко, О.Ю. Корнееву, А.Е. Рыбалко, О.В. Копелевичу за поддержку, С.В. Вазюле за предоставление спутниковых данных.

Работа осуществлялась при поддержке РФФИ (гранты 09-05-10081, 09-05-00658, 07-05-00691 и 08-05-00860), Программы 17 фундаментальных исследований Президиума РАН (проект 17.1) и гранта поддержки ведущих научных школ № НШ-361.2008.5.

1. Васильев В.П., Глаголева З.А., Новиков З.Т. Особенности формирования минерального состава донных осадков Белого моря // Океанология. 1979. Т. 19. №5. С. 845–853.
2. Калинин В.В., Медведев В.С., Невесский Е.Н. Осадки и фации Белого моря // Литодинамика, литология и геоморфология шельфа. М.: Наука. 1976. С. 111–130.
3. Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука. 1977. С. 6–18.
4. Новигатский А.Н., Козина Н.В., Шевченко В.П., Филиппов А.С. Литология аллювиальных отложений Северной Двины (Настоящий сборник).
5. Плюснина И.И. Физико-химические методы изучения вещества осадочных пород. М.: Изд. Московского университета. 1997. 146 с.
6. Рыбалко А.Е., Назарова О.В., Никитин М.А., Лисицын А.П., Шевченко

- В.П., Журавлев В.А. Новые данные о геологии четвертичного покрова в Белом море (Настоящий сборник).
7. Фролов В.Т. Литология. Кн. 2: Учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1993. 224 с.
8. Щербаков Ф.А. Белое море // Геоэкология шельфа и берегов морей России. М.: Ноосфера. 2001. С. 58–69.

Expedition to the White Sea with lithology researches was carried out on 19–30 of June, 2008 on board of the R/V "Ekolog". The lithology types and facies of modern bottom sediments in the Dvinsky Bay are presented.

А.Н. Новигатский¹, Н.В. Козина², В.П. Шевченко¹, А.С. Филиппов¹

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, novigatsky@gmail.com;

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва)

Литология аллювиальных отложений Северной Двины

A.N. Novigatsky¹, N.V. Kozina², V.P. Shevchenko¹, A.S.

Filippov¹

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

The lithology of alluvial deposits of Northern Dvina

Речное русло представляет собой нижнюю часть речной долины, по которой постоянно движутся воды. Части речной долины заполняемые водой только во время половодий называют поймами. Древние поймы, обычно приподнятые над уровнем реки, называют террасами – они морфологические и литологические свидетели развития потоков прошлого. Осадочный материал террас – это остатки вещества древних потоков. Они при реконструкциях часто сопоставляются с другими остатками древних потоков, сохранившимися в разрезах донных осадков озер, болот и торфяников, с данными дендрохронологии. Это в целом позволяет восстановить динамические и литолого-геохимические условия в водосборах прошлого в целом. К сожалению, значительно реже эти данные сопоставляются с опорными разрезами морских, а сейчас и океанских отложений, что позволило бы наиболее полно реконструировать работу системы река-море в изменяющихся условиях среды и климата прошлого.

В рамках проекта «Система Белого моря» (руководитель – академик РАН Лисицын А.П.) мы продолжаем изучать литологию водосбора р. Северной Двины, дополняя работы по минералогии Белого моря [1; 2; 3; 4; 5].

Основой для работы послужили материалы экспедиций на НИС «Айсберг-2» в мае 2005 г. и на НИС «Эколог» в июне 2008 г. Пробы

аллювия рек Северной Двины и Пинеги (приток Северной Двины) были собраны при помощи дночерпателя Океан-0,25. Материал анализировался следующими методами: а) Описание сфер-слайдов (МГУ); б) Рентгенофазовый анализ [6] (ИО РАН); в) Гранулометрический анализ [7] (ИО РАН); г) Выделение тяжелой и легкой подфракции [7] (МГУ).

На основе гранулометрического анализа и описания осадков под бинокляром нами были выделены следующие литотипы осадков на разрезе устья р. Пинега – авандельта р. Северной Двины:

- Пески речные, содержание песчаной фракции 100%. К этому типу относятся образцы, расположенные в устье р. Пинега, они представлены средне-, крупнозернистой песчаной фракцией. Коэффициент сортировки равен 1,47; коэффициент асимметрии – 1,01; медиальный диаметр – 0,54. Далее, образцы отобранные в русле р. Северная Двина, выше места впадения р. Пинега в Северную Двину. Они представлены крупнозернистой песчаной фракцией. Коэффициент сортировки равен 1,81; коэффициент асимметрии – 1,09; медиальный диаметр – 0,71. Так же к этому типу относятся образцы расположенные в русле р. Северная Двина, выше г. Новодвинска и ниже г. Архангельска. В данном образце преобладает среднезернистая песчаная фракция. Коэффициент сортировки равен 1,67; коэффициент асимметрии – 1,05; медиальный диаметр – 0,39.

- Пески морские, содержание песчаной фракции в которых больше 84%. Образцы отобраны в северной части авандельты р. Северная Двина и южной оконечности о. Мудьюг. Они представлены мелко-, среднезернистой песчаной фракцией с незначительной примесью алеврита и пелита.

- Алевритовый песок. Этот тип приурочен к морской части севернее авандельты р. Северная Двина. Коэффициент сортировки равен 1,67; коэффициент асимметрии – 0,76; медиальный диаметр – 0,123.

- Смешанный осадок. Этот тип характерен для мористой части Двинского залива, представлен глинисто-алевритово-песчаным осадком. Коэффициент сортировки равен 2,27; коэффициент асимметрии – 1,15; медиальный диаметр – 0,123.

- Алевритовые илы. Этот тип характерен для боковых приток рукавов дельты р. Северная Двина.

- Пелитовые илы, русловые. Этот тип приурочен к руслу р. Северная Двина между г. Архангельск и г. Новодвинск. Для них характерен коэффициент сортировки 1,68; коэффициент асимметрии – 1,25; медиальный диаметр – 0,0045.

- Пелитовые илы, морские. Эти типы характерны для юго-западной оконечности о. Мудьюг и центральной части Двинского залива.

Гранулометрическая дифференциация материала. Изученный материал показывает, что в русле р. Северная Двина преобладает песчаная размерность и составляет почти 100%. Далее в боковой притоки дельты р. Северная Двина количество песчаной фракции уменьшается до 10-16%, а

количество пелита возрастает до 68-77%. Это связано, скорее всего, с тем, что в этой притоке уменьшается скорость течения. В устье р. Северная Двина количество пелитового материала повышается до 89%. Далее в переходной зоне уменьшается количество пелитового материала и резко возрастает содержание песчаного материала до 85%. Это связано с механической дифференциацией взвешенного материала при подпруживании речных вод морскими. В морской части преобладает пелитовый материал в размере от 76 до 83%. Исключение составляют редкие образцы, в которых количество песчаного материала составляет порядка 45-47%. Такое соотношение материала связано с морфологическими особенностями дна, соответственно, на поднятиях присутствует более грубый материал из-за активного вымывания более тонких фракций, при интенсивных приливно-отливных течениях.

Минеральная дифференциация. Изученный материал показывает на различия минерального состава речных и морских образцов. Для начала рассмотрим различия в составе легких минералов речных и морских образцов. Концентрация кальцита тяготеет к речным отложениям. В морских отложениях их количество значительно уменьшается. Интересно ведут себя минеральные зерна полевого шпата. По мере приближения к устью реки их концентрация уменьшается от 18% до 2%. В морской части происходит увеличение до 24% в центральной части Двинского залива. Слюда накапливается в морских отложениях. Кварц распространен относительно равномерно по всей изученной территории.

Далее хотелось бы проследить различия минералов тяжелой фракции в речных и морских образцах. В речных образцах количество роговой обманки значительно ниже чем в морских образцах. В речных образцах ее содержание колеблется от 11% до 19%. В морских образцах ее количество составляет 30-34%. Это связано с тем, что роговая обманка является активно мигрирующим минералом. Наглядно видно, что на выходе из реки, а так же в морских отложениях повышается содержание биотита и сульфидных корок. Количество граната в речных отложениях значительно выше чем в морских. Такое распределение граната связано с тем, что он является довольно тяжелым и быстро осаждается на дно. В морских отложениях появляются минеральные зерна сфена, тогда как в речных они отсутствуют. Приближаясь к центральной части залива появляется турмалин, до этого он отсутствует. Концентрация остальных минералов распределена относительно равномерно.

Для глинистых минералов хорошо видно, что в морских образцах концентрация смектитов ниже чем в речных (за исключением рукава дельты р. Северная Двина, куда поступает материал за счет правой притоки р. Юрас). Содержание гидрослюда в морских образцах выше чем в речных. Концентрация хлорита и каолинита изменяется не значительно.

Глинистые компоненты поступают в Двинский залив с речным стоком и

за счет абразии ледниковых отложений. Глинистый материал Северной Двины получается за счет размыва кор выветривания, торфяников, морен. Важнейший фактор, контролирующий накопление глинистых минералов в осадках является гидродинамический режим.

Анализ современных русловых отложений р. Северная Двина и осадков Двинского залива показал следующее:

1. В главном русле Северная Двина выше дельты развиты пески средне-крупнозернистые с примесью гравийного материала. В северной дельтовой протоке залегают илистые осадки с содержанием пелитовой фракции от 68 до 77%, алевроита от 12 до 18% и песчаной фракции от 9 до 17%.

Состав обломочного материала русловых фаций характеризуются преобладанием следующих тяжелых минералов: граната (21-31%); роговой обманки (15-24%); пироксенов (9-19%); эпидота (9-18%); магнетита (10-18%). В легкой фракции доминирует кварц в размере 55-87%; полевошпат (5-21%); кальцит (2-16%); обломки пород (3-14%). Главным глинистым минералом р. Северная Двина является гидрослюда, смектиты, хлорит и каолинит.

2. В Двинском заливе осадки отличаются исключительно терригенным составом. При движении от авандельты в сторону его открытой части происходит увеличение содержания тонкозернистых фракций и уменьшение песчаных фракций. В минеральном составе обломочного и глинистого материала морских осадков отмечаются те же минеральные виды, к которым присоединяются ильменит, турмалин, сфен, исчезают карбонаты.

3. Структура и состав речных и морских осадков свидетельствуют о том, что осадки Двинского залива формируются под определяющим влиянием речных наносов, количество которых оценивается величиной около 6 млн. т в год. Ориентировочные подсчеты дают величину прихода терригенного материала около 200 т на км² площади залива, что на порядок больше, чем для остальных частей Белого моря. При этом наблюдается дифференциация осадочного материала в системе река-море, выражающаяся в изменении структурных особенностей, литотипов отложений и изменении количественных соотношений осадкообразующих и акцессорных минералов. Все это отражает изменение гидродинамической обстановки (речная флювиальная – волновая – морская флювиальная), рельефа дна и гидрохимических параметров водной массы.

4. Формирование минералогического и гранулометрического состава осадков внутренней части Двинского залива зависит главным образом от поступления терригенного материала в бассейн. Источниками питания терригенного материала являются продукты ледниковой переработки кристаллических пород Балтийского щита, отложившиеся после таяния ледникового покрова, а также ледниковые отложения севера Русской плиты. Кроме того, такому распределению минералов способствует широко

развитые здесь приливно-отливные течения и волнения. Определенную роль играет также разнос терригенного материала льдами в период таяния ледового покрова.

Авторы признательны экипажам НИС “Эколог” и НИС «Айсберг-2», а также всем участникам экспедиции за помощь, академику А.П. Лисицыну, чл.-корр. РАН Н.Н. Филатову, чл.-корр. РАН Ю.С. Долотову, А.Ю. Богунову, В.Н. Коваленко, О.Ю. Корнееву, А.Е. Рыбалко.

Работа осуществлялась при поддержке РФФИ (гранты 09-05-10081, 09-05-00658, 07-05-00691 и 08-05-00860), Программы 17 фундаментальных исследований Президиума РАН (проект 17.1) и гранта поддержки ведущих научных школ № НШ-361.2008.5.

1. Легкова В.Г. К стратиграфии четвертичных отложений бассейна р. Сев. Двины. – Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. Вып. 42. №3. Л.: 1961. 124 с.
2. Медведев В.С., Невеский Е.Н. Основные этапы осадкообразования в Белом море в верхнечетвертичное время. – В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М.: Наука. 1971. 248 с.
3. Медведев В.С., Невеский Е.Н. О развитии осадкообразования в позднее-последледниковое время на Белом море// Новые исследования береговых процессов. М.: Наука. 1971. 246 с.
4. Невеский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука. 1977. 224 с.
5. Невеский Е.Н., Щербаков Ф.А. Особенности литологии и распределения осадков в авандельте Сев.Двины. – В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны моря и др. крупных водоемов. М.: Наука. 1971. 288 с.
6. Плюснина И.И. Физико-химические методы изучения вещества осадочных пород. М.: Изд. Московского университета. 1997. 146 с.
7. Фролов В.Т. Литология. Кн. 2: Учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1993. 224 с.

The alluvial deposits of Northern Dvina River collected in 2005 and 2008 were studied. The lithotypes were selected, the granulometric and mineralogical differentiation of sediment matter is good traced.

И.Г. Радченко, Л.В. Ильяш

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, e-mail:
IraRadchenko@yandex.ru)

Вариабельность обилия и видового состава позднелетнего фитопланктона Двинского залива Белого моря

I.G. Radchenko, L.V. Ilyash

(Moscow State University)

Variability of abundance and species composition of the late summer phytoplankton in the Dvinsky Bay of the White Sea

Двинский залив является наиболее продуктивным районом Белого моря [1]. В залив впадает самая крупная река беломорского бассейна – Северная Двина, годовой сток которой составляет в среднем 110 км³ [2]. Стоковое течение Северной Двины прижимается к Зимнему берегу и значительно опресняет поверхностную водную массу [3]. По ходу стокового течения происходит смешение речных и морских вод, соленость поверхностного слоя возрастает, отмечаются высокие градиенты в пространственном распределении биогенных элементов [4]. Пространственный градиент абиотических условий обуславливает изменение обилия и структуры сообщества планктонных водорослей. Сведения о фитопланктоне в районе, подверженном воздействию вод Северной Двины, немногочисленны и охватывают позднезимний [5] и летний [6] периоды. Пространственные съемки по акватории Двинского залива ранее были проведены в период с июня до конца августа [1]. В настоящей работе представлены результаты исследования видового состава, обилия, и структуры фитопланктона в Двинском заливе в конце августа – начале сентября.

Материалом для работы послужили пробы фитопланктона, отобранные на 4 станциях по ходу стокового течения (СТ) Северной Двины (МФ-1 – МФ-4) и на 8 станциях в мористой части Двинского залива (ст. 4936 – 4945) в период с 31 августа по 3 сентября 2007 г. в ходе 53 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (таблица). Пробы воды (объем 0,5 - 4,6 л) отбирали с поверхностного горизонта, концентрировали методом обратной фильтрации (диаметр пор 2 мкм) и фиксировали раствором Люголя. Фитопланктон подсчитывали под микроскопом в камере типа Нажотта. Объемы клеток определяли методом геометрического подобия [7] с последующим переводом в единицы углерода по аллометрическим зависимостям [8].

В фитопланктоне исследованного района идентифицировано 156 видов и вариететов, из которых 48 - диатомовые, 43 - зеленые водоросли, 34 – динофлагелляты, 23 – цианобактерии, 4 – неидентифицированные мелкие жгутиковые и по одному виду золотистых (*Dinobryon* sp.), диктиоховых (*Dictyocha speculum*), харовых (*Staurastrum paradoxum*) и желтозеленых (*Tribonema minus*).

Таблица. Координаты станций, соленость (**S**), дата отбора проб, число видов, суммарная численность (**N**) и суммарная биомасса (**B**) фитопланктона, а также первые по обилию виды водорослей с их вкладом в **B**. Условные обозначения: Cf - *Ceratium fusus*, Din - *Dinophysis norvegica*, Pp - *Protoperidinium pyriforme* subsp. *breve*, Dbr - *Ditylum brightwellii*, **Gs** - *Goniaulax spinifera*, **Cos** - *Coscinodiscus* sp., **Ss** - *Skeletonema* cf. *subsalsum*, **Ais** - *Aulacoseira islandica*, **Ait** - *Aulacoseira italica*.

станция	Координаты	S , ‰	Дата (2007 г.)	Число видов	N , млн. кл./м ³	B , мг С/м ³	Первые по обилию виды и их вклад в B (%)
	с.ш., в.д.						
4936	65°10.315' 37°57.405'	25,8	31.08	29	18	10	Cf (18), Din (14)
4937	65°00.01' 38°38.00'	25,9	01.09	30	16	12	Cf (36), Din (12)
4938	65°19.40' 38°38.10'	25,9	01.09	25	14	19	Cf (30), Din (17), Pp (17)
4941	65°30.24' 39°15.88'	25,7	02.09	37	72	90	Dbr (34), Gs (26)
4942	65°15.60' 38°49.85'	25,7	02.09	46	67	94	Dbr (74)
4943	65°08.73' 39°16.92'	24,8	03.09	35	15	10	Din (31), Cf (27)
4944	65°00.12' 39°22.28'	25,5	03.09	32	36	68	Dbr (65), Cf (18)
4945	64°58.25' 40°00.45'	22,8	03.09	26	17	10	Din (27), Cf (21)
Средние значения				33	32	39	
Коэффициент вариации, CV (%)				21	76	97	
МФ-1	64°56.081' 40°06.780'	11,6	03.09	32	325	10	Cos (20), Ss (17), Din (16)
МФ-2	64°53.714' 40°11.467'	5,9	03.09	35	766	15	Ais (23), Ais (26)
МФ-3	64°48.866' 40°20.245'	1,6	03.09	52	1407	27	Ait (33), Ais (18)
МФ-4	64°46.146' 40°28.070'	0,33	03.09	58	2397	44	Ait (34), Ais (14)
Средние значения				44	1224	24	
Коэффициент вариации, CV (%)				29	74	63	

Зеленые и цианобактерии были представлены только пресноводными формами, динофлагелляты – только морскими, а диатомовые – как пресноводными, так и морскими формами.

Видовой состав и обилие фитопланктона существенно различались по акватории залива (таблица). Наибольшим видовым богатством характеризовались воды СТ. Число видов в пробах (*n*) в среднем составляло 44, при этом с увеличением солености (*S*) от 0,28 ‰ до 11,6 ‰ *n* снижалось с 58 до 32. На мористой акватории залива видовое разнообразие было меньше, в среднем - 33. Самые низкие (25 видов) и самые высокие значения (46 видов) *n* отмечены в центре залива на ст. 4938 и 4942, соответственно.

Суммарная численность (*N*) и суммарная биомасса (*B*) варьировали в большей степени, чем видовое богатство. Наиболее высокие значения *N* наблюдались в водах СТ, тогда как наибольшие значения *B* отмечались в мористой части залива, что обусловлено различной структурой фитопланктона в данных районах (таблица). Средняя *N* в водах СТ составляла 1224 млн кл/м³ и была более чем на порядок выше таковой на остальной акватории залива (32 млн кл/м³). Средняя биомасса в водах СТ достигала всего 24 мг С/м³ и была меньше в 1,6 раза средней биомассы в мористой части залива (39 мг С/м³).

В водах СТ по биомассе преобладали пресноводные диатомеи, составляя 90% (ст. МФ-3) - 37% (ст. МФ-1) от *B*. Такие диатомеи как *Aulacoseira italica* и *A. islandica* давали наибольший вклад в *B* (таблица). По мере увеличения *S* биомасса пресноводных диатомовых водорослей уменьшалась. В результате снижения обилия пресноводных и увеличения обилия морских диатомей величины биомассы пресноводных и морских диатомей на ст. МФ-1 были практически равными и составили, соответственно 37% и 34% от *B*. В число доминирующих форм на ст. МФ-1 входили как пресноводная (*Skeletonema* cf. *subsalsum*), так и морская (*Coscinodiscus* sp.) диатомовые водоросли. Вклад цианобактерий и зеленых водорослей в суммарную биомассу составлял 4-8,7% и 4,7-8,5%, соответственно. С увеличением *S* биомасса пресноводных диатомей снизилась на 90%, биомасса зеленых - на 88%, а биомасса цианобактерий – на 82%. Биомасса всех групп пресноводного фитопланктона снижалась в большей степени, чем их видовое богатство. Биомасса морских водорослей (диатомей и динофлагеллят) возрастала с увеличением *S*.

В мористой части залива наибольший вклад в *B* давали водоросли *Ditylum brightwellii*, *Dinophysis norvegica*, *Ceratium fusus*, *Protoperidinium pyriforme* subsp. *breve* и *Goniaulax spinifera*. Эти виды присутствовали на всех станциях мористой акватории, но их вклад в *B* в различных районах отличался (таблица). Диатомея *D. brightwellii* доминировала только в северной части и в центре Двинского залива, ближе к Зимнему берегу. Динофитовые водоросли *D. norvegica* и *C. fusus* преобладали в юго-восточной части и в центре залива ближе к Летнему берегу. Наибольшие *N*

и **B** отмечены ближе к устью залива на ст. 4941 и ст. 4942. Следует отметить, что на ст. 4938, расположенной вблизи ст. 4942, значения **N** и **B** были меньше в 4,9 раза.

Полученные оценки биомассы фитопланктона в Двинском заливе аналогичны величинам, наблюдавшимся в этом районе Белого моря в конце августа 2004 г. [9] и примерно в полтора раза выше величин, отмечавшихся во второй декаде августа 1989 г. [1]. Состав доминирующих видов в 2007 и 2004 гг. совпадал, тогда как в 1989 г. в фитопланктоне преобладали *Thalassionema nitzschioides* и виды рода *Chaetoceros*.

В эстуариях обилие фитопланктона максимально при сезонных пиках фитопланктона в реке [10]. Такая динамика, по-видимому, характерна и для эстуария Северной Двины. Так в конце зимнего периода фитопланктон подледного слоя в юго-восточной части Двинского залива (соответствующей исследованному нами району) был представлен лишь единичными клетками исключительно пресноводных диатомовых и зеленых водорослей [5]. В подледном фитопланктоне эстуария цианобактерии отмечены не были, тогда как в период наших исследований цианобактерии были представлены довольно разнообразно (23 вида). В августе в период высокого обилия цианобактерий в речных водах эта группа давала основной вклад в численность фитопланктона на десяти станциях разреза от г. Северодвинск в юго-западной части Двинского залива [6].

Авторы благодарны экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш», а также Е.В. Запаре и В.П. Шевченко за сбор материала. Мы признательны академику А.П. Лисицыну за поддержку наших исследований.

1. Ильяш Л.В., Житина Л.С., Федоров В.Д. Фитопланктон Белого моря. – М.: «Янус-К», 2003.- 168 с.
2. Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S., Sidorova M.N., 1996. A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // Amer. J. Sci. V. 296. P. 664 – 691.
3. Солянкин Е.В., Зозуля С.А., Кровнин А.С., Масленников В.В., 1994. Термохалинная структура и динамика вод Белого моря летом 1991 г. // Комплексные исследования экосистемы Белого моря: Сборник научных трудов. М.: ВНИРО. С. 8-25.
4. Ефимова Л.Е., Цыцарин А.Г., 2002. Пространственно-временное распределение биогенных элементов в зоне смешения речных и морских вод Двинского залива Белого моря (на примере устьевой области Северной Двины и верхней части залива) // Исследование океанов и морей. СПб: Гидрометеиздат. Вып. 208. С. 199 – 216.
5. Шевченко В.П., Филиппов А.С., Богунов А.Ю., Гоголицын В.А., Лещев А.В., Толстиков А.В., 2007. Геохимические исследования взвеси в маргинальном фильтре реки Северная Двина в конце зимнего периода // Вестник АГТУ. № 70. С. 164-176.

6. Македонская И.Ю., 2005. О состоянии фитопланктонного сообщества в юго-западной части Двинского залива Белого моря в августе 2003 г. // Материалы отчетной сессии Северного отделения ПИНРО по итогам научно-исследовательских работ 2003–2004 гг. Архангельск: Изд-во АГТУ. С. 32–42.
7. Hillebrand H., Dürselen C.-D., Kirschtel D., Pollingher U., Zohary T., 1999. Biovolume calculation for pelagic and benthic microalgae // J. Phycol. V. 35. P. 403–424.
8. Menden-Deuer S., Lessard E.J., 2000. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protest plankton // Limnol. Oceanogr. V. 45, № 3. P. 569–579.
9. Радченко И.Г., Ильяш Л.В. Вариабельность видового состава и обилия фитопланктона Белого моря в поздне-летний период // Геология морей и океанов: Материалы XII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2007. С. 276–278.
10. Filardo, M.J., Dunstan, W.M., 1985. Hydrodynamic control of phytoplankton in low salinity waters of the James River estuary, Virginia, U.S.A. // Estuarine, Coastal Shelf Sci. V. 21. P. 653–667.

Phytoplankton were studied in the Dvinsky Bay of the White Sea in the late summer 2007. The algae abundance came to $14 \cdot 10^6$ - $2397 \cdot 10^6$ cells/m³, and $10 \cdot 10$ - $94 \cdot 10$ mg C/m³. *Ceratium fusus*, *Dinophysis norvegica* and *Ditylum brightwellii* dominated on biomass in the Dvinsky Bay, *Coscinodiscus* sp., *Aulacoseira islandica*, *Aulacoseira italica* – in the outlet of S. Dvina.

Т.Ю. Репкина, Л.В. Ремизова, В.Н. Морозов

(МГУ Географический ф-т, Москва, e-mail: t-repkina@yandex.ru)

Размыв берегов Унской Губы (Летний Берег Белого моря) – природные и антропогенные факторы

T.Yu. Repkina, L.V. Remizova, V.N. Morozov

(MSU, Faculty of Geography, Moscow)

Coastal erosion of Unskaya Guba (The Summer-Season Coast of the White Sea) - its natural and human aspects

Унская губа – широкий, мелководный залив эстуарного типа, вытянутый с ЮЗ на СВ на 30 км. От Двинской губы она отчленена косами-барами шириной на западе до 5, а на востоке до 2,5 км. Косы разделяет узкий, ориентированный на ССЗ прямолинейный пролив - «горло». У мористого края он поворачивает на СВ и открывается в Двинскую губу раструбом, расширяющимся к входным мысам Яреньгский (на западе) и Красногорский (на востоке) Рог до 5 км. Мысы окаймлены обширными осушками. Вход в

губу закрыт развернутой на СВ проливной дельтой с глубинами 3-5 м, ограниченной с севера субширотной подводной косой (глубины 1-2 м). В «горле» губы отмечены протяженные участки размыва берегов; на востоке, в п. Пертоминск, на береговые процессы влияют техногенные объекты.

Берега Унской губы были исследованы в июле 2009 г. (маршрутные наблюдения, гранулометрический анализ отложений пляжей и осушек и донных осадков, эхолотирование дна губы). Динамика берегов оценена по результатам дешифрирования космических снимков (КС) Landsat съемки 1987 (разрешение 30 м), 2001 и 2006-2008 (разрешение 15 м) гг.

Благодаря конфигурации и мелководности губы (преобладающие глубины до 2 м) ее берега почти повсеместно защищены от воздействия сильных штормов. Однако, волнение СВ и В румбов может проходить в губу, трансформируясь над проливной дельтой. Ветры Ю румбов не вызывают значительного волнения, однако, по сообщениям местных жителей, на востоке губы с ними связаны высокие нагоны, в периоды неустойчивого припая (в теплые зимы последних лет это практически вся зима) сопровождающиеся образованием навалов льда высотой до 3 м, что заметно усиливает разрушение берега. По данным 1945-79 гг. [1] С и СВ ветры преобладают в весенне-летний период; осенью и зимой господствуют Ю и ЮЗ ветры, но сильные шторма (скорость ветра более 20 м/с) и в это время связаны с СВ ветрами. В 2005-08 гг. по данным ГМС «Унский Маяк» (м. Яренгский Рог) [2] циркуляция была иной. В безледный (май-декабрь) и ледовый (январь-апрель) периоды преобладали ветра ЮЮЗ–Ю румбов, в безледный период 2006 и 2008 гг. часто дули ветры от С, СВ и В, в 2008 г. также от СЗ. С ветрами преобладающих направлений была связана и наибольшая вероятность возникновения сильных штормов.

Приливы в губе неправильные полусуточные с амплитудой 0,6-1,0 м. Воздействие на берега приливно-отливных течений, скорости которых, судя по эрозионным окнам в каналах стока, достигают существенных величин, значимо там, где стрежень течения вплотную подходит к берегу (м. Заячий, п. Пертоминск). На большей же части губы берега защищены обширными осушками и мелководьями, и приливно-отливные течения могут эродировать береговые уступы лишь при нагонных подъемах уровня.

В питании береговой зоны участвует материал, поступающий: 1) от размыва голоценовых и современных террас, сложенных, в основном, песками, а на восточном берегу также осташковских валунных суглинков [3]; 2) с подводного берегового склона (ПБС) – крупность от мелкого песка до гальки. Значимые для питания береговой зоны водотоки отсутствуют.

На **западном** берегу горла губы, на значительном протяжении открытом СВ волнению, в динамике берегов велика роль как продольного, так и поперечного перемещения наносов. На глубинах до 5 м здесь развиты 4-5 субпараллельных берегу подводных вала высотой 0,3-0,4 м, сложенные мелкозернистыми песками. Ширина зоны валов на севере 500 м, а на юге, у

м. Заячий, где к берегу подходит крупный канал стока, - 300 м. Берег активно перестраивается, что хорошо видно при сопоставлении разновременных КС. С севера на юг выделяется 4 различных по строению и динамике участка берега. 1) На протяжении 2 км от м. Яреньгский Рог берег аккумулятивный. В его питании, судя по наличию на низкой (2 м) голоценовой и современной террасах, пляже (шириной 50-60 м), осушке (ширина до 90 м) и прибрежном мелководье субпараллельных береговой линии песчаных валов, доминирует поперечное перемещение наносов. Уже в 1 км к югу от мыса развивается направленный к югу вдольбереговой поток наносов. За 2001-08 гг. некоторые косы-бары и косы (длина 300-700, ширина до 100 м), сложенные мелким песком с обломками раковин мидий, вышли из под уровня среднего прилива. Учитывая отсутствие других источников питания, можно полагать, что весь объем материала, обеспечивший их рос (примерно $5000 \text{ м}^3/\text{год}$) поступил с ПБС. 2) Участок преимущественного размыва берега образует открытую к СВ дугу длиной 6 км, ограниченную мысами с весьма динамичными аккумулятивными формами. Преобладающая ширина пляжей здесь 4-10 м. На севере дуги размыву подвергается низкая (2,0 м) терраса, бровка которой отступила за 1987-2008 гг. на 80-100 м. В результате лагуны, ранее отгороженные широким валом, были частично спущены, а в береговую зону поступало около $4900 \text{ м}^3/\text{год}$ песка. Летом 2009 г. осушка была завалена тяжелым, не всплывающим в прилив плавником, видимо вымытым из тела террасы; отмечен запах сероводорода. На пляже и в теле частично сохранившегося вала наблюдались уступы размыва, а на всех элементах берега от верхней части осушки до зоны дефляции - заметное укрупнение материала. Южнее на протяжении 2,3 км размывается уступ террасы высотой 5-6 м, сложенный среднезернистыми песками с гравием и редкой галькой. На уступе наблюдалось обрушение блоков грунта, осыпи, в прибровочной части - невысокие (до 1 м) дюны, а на осушке - гравийно-галечная отмостка. По КС 1987-2008 гг. берег отступил на 30-40 м, что сопоставимо с ошибкой измерения, поэтому оценка объема материала, поступившего с участка - $6700 \text{ м}^3/\text{год}$, возможно, завышена. Южнее, где размыву подвержены террасы высотой 1,5-3 м, берег отступил на 50 м, а в береговую зону поступало $1200 \text{ м}^3/\text{год}$ средне- и мелкозернистого песка. Материал, от размыва берегов, вместе с донным, привнесенным поперечными потоками, частично аккумулируется на осушке и прибрежном мелководье. За 1987-2009 гг. некоторые косы-бары вышли из под уровня среднего прилива. У дистальных концов этих форм, примыкающих под острым углом к берегу, ширина пляжа увеличивается до 30-35 м. Объем аккумуляции - $1300 \text{ м}^3/\text{год}$. На южном фланге дуги происходит частичная разгрузка вдольберегового потока наносов. Ширина пляжа здесь возрастает до 30 м, в тылу пляжа формируется современная терраса, а положение береговой линии в 1987-2009 гг. стабильно. 3) От резкого поворота берега к ЮВ до северной

оконечности м. Заячий преобладает вдольбереговое перемещение наносов, а береговые формы активно перестраиваются. В 1987-2001 гг. коса ЮВ направления выросла в длину на 250 м и причленилась дистальным концом к берегу, отделив от акватории губы лагуну. Аккумуляция ($1300 \text{ м}^3/\text{год}$) сопровождалась размывом ($600 \text{ м}^3/\text{год}$) корневой части косы. В 2001-09 гг. размыв в корневой части ($1500 \text{ м}^3/\text{год}$), был заметно больше аккумуляции в дистальной ($700 \text{ м}^3/\text{год}$). Ширина косы уменьшилась до 40 м, а в ее корневой части образовался промой. Средние за период объемы абразии и аккумуляции – 900 и $1100 \text{ м}^3/\text{год}$ соответственно. 4) М. Заячий представляет собой аккумулятивный выступ, сформированный низкими (до 3 м) песчаными террасами. К берегу здесь подходит осевой канал стока с глубинами до 20 м и высокими скоростями приливно-отливных течений. Ширина пляжей здесь узкие (до 10 м), гранулометрический состав наносов указывает на высокую гидродинамическую активность среды. В многолетнем плане берег относительно стабилен. На южной оконечности мыса, открытой волнению Ю румбов, при полевых наблюдениях отмечен размыв берега, однако темпы его отступления меньше величины, фиксируемой по имеющимся КС ($1,5 \text{ м/год}$).

Таким образом, от м. Яреньгский Рог до м. Заячий в береговую зону ежегодно поступает от размыва берегов – 13700 м^3 , а с ПБС (по заведомо заниженным, вероятно, в несколько раз, оценкам) – 5000 м^3 ; на осушках, пляжах и косах аккумулируется более 7400 м^3 (оценка, также, скорее всего, занижена) преимущественно песчаного материала. Наносы перемещаются вдольбереговым потоком к ЮЮВ, где, перехватываются приливно-отливными течениями, стрежень которых подходит к м. Заячий.

На **восточном** берегу пролива, защищенном от СВ ветров мысом Красногорский Рог, и открытом волнению от Ю румбов, вдольбереговой поток наносов, меньшей по сравнению с западным берегом мощности, также направлен внутрь губы. Формы поперечного перемещения материала не развиты. Мелководная (до 2 м) часть ПБС представлена уплотненным глинистым бенчем, слабо перекрытым разнозернистыми песками с гравием и галькой плохой окатанности. Здесь выделяется 3 береговых участка. 1) На севере основным источником питания береговой зоны является сложенный валунными суглинками уступ холма, образующего м. Красногорский Рог. На уступе развиты оползни, ежегодно активизирующиеся при весеннем снеготаянии. Поступающий с уступа материал перекрывает летом узкие (ширина 5-7 м) пляжи, а осушка представлена глинистым бенчем с галечно-валунной отмосткой. Смещение береговой линии за 1987-2008 гг. меньше ошибки измерения по КС, поэтому объем поступившего на берег материала оценен по размерам и встречаемости оползневых тел – $7200 \text{ м}^3/\text{год}$. В морене этого возраста 30% составляют пески [3], а значит, в поток наносов поступает $2200 \text{ м}^3/\text{год}$ песчаного материала. Его разгрузка начинается севернее п. Пертоминск, при повороте берега к ЮЗ, где сформировались

современная терраса, пляж (15-20 м) и осушка (150-200 м), ограниченная нарастающей к северу подводной косой. Ориентировка косы обусловлена частичной блокировкой потока наносов приливно-отливным течением (канал стока проходит в 60 м от берега). В 1987-2008 гг. севернее косы берег здесь нарастал, а южнее был стабилен, а коса вышла из под уровня среднего прилива. Расход на аккумуляцию - $1200 \text{ м}^3/\text{год}$. **2)** В п. Пертоминск и к югу от него на динамику берега влияет построенный в 1941 г. деревянный причал длиной 100 м (его голова выдвинута в стрежневой канал стока), перпендикулярный береговой линии. На протяжении 200 м севернее причала наблюдается нарастание береговой линии, связанное с заполнением образованного причалом входящего угла, а южнее – размыв берега. Темпы смещения берега за 68 лет оценивались по положению относительно причала геоморфологических реперов – бровок голоценовой (высотой 2,5 м) и современной террас и основания пляжа. Выдвижение берега составило около 1 м/год, а объем техногенно обусловленной аккумуляции – около $200 \text{ м}^3/\text{год}$; размыв непосредственно к югу от причала – 0,1 м/год. По КС 1987-2008 гг. объем аккумуляции оценивается в $400 \text{ м}^3/\text{год}$. Таким образом, различные методы оценки показывают, что постройка причала привела к изъятию из вдольберегового потока не слишком большого объема наносов. Однако это спровоцировало усиление размыва на протяжении почти 2 км береговой линии. В п. Пертоминск темпы отступления берега (террас высотой 2,5 и 4 м, сложенных разнотерными песками с включением гальки, гравия и мелких валунов) составили по разновременным КС и рассказам местных жителей 1-1,5 м/год. Максимальные скорости отмечены на юге поселка, где размыв берега сопровождается и усиливается оползанием песчаного грунта по плотным суглинкам, залегающим в основании разреза террасы высотой 4 м. Здесь сформировалась циркообразная ниша глубиной 40 и длиной 150 м. Подошва уступа террасы сильно обводнена. По узкому (4-5 м) пляжу стекают ручьи, обнажающие суглинистый цоколь. Существенный размыв (до 1 м/год) претерпела также коса высотой 1,5 м, корневая часть которой причленяется к берегу на юге поселка. У дистального края косы отмечено нарастание берега в результате частичной разгрузки вдольберегового потока наносов. Объем материала, поступившего от размыва берега (от причала до разгрузки потока) - $2700 \text{ м}^3/\text{год}$, на аккумуляцию расходуется $300 \text{ м}^3/\text{год}$. Большая часть материала выносится, вероятно, приливно-отливными течениями. **3)** Далее к югу, до м. Сосновый, господствуют обстановки размыва. Береговые уступы высотой от 2 до 15 м сложены песчано-глинистыми отложениями голоценовых террас, а на некоторых участках - валунными суглинками. Практически повсеместно на пляжах и осушках отмечены выходы плотных суглинков и глин. Разгрузка потока происходит на дистальной оконечности м. Сосновый, где с 1987 по 2009 г. берег выдвинулся к югу на 50 м. Объем песчаного материала, поступившего от размыва берегов, как и объем

аккумуляции в зоне разгрузки потока – около $1000 \text{ м}^3/\text{год}$.

Таким образом, положение участков размыва на берегах горла Унской губы и темпы разрушения берега предопределены распределением потоков волновой энергии, наличием или отсутствием подачи донного материала поперечными потоками, высокими нагонами и конфигурацией стрежней приливно-отливных течений, перехватывающих наносы. На восточном берегу размыв усугубляется наличием в разрезе береговых уступов суглинков, как полностью слагающих уступы, так и подстилающих голоценовые пески. Воздействие причала в п. Пертоминск сказывается на участке в 200 м севернее (аккумуляция) и 2 км южнее (размыв) постройки. При этом сооружение причала не изменило, а лишь усилило естественные тенденции развития берега.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 09-05-00664-а и 09-05-00034-а.

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море / Л.: Гидрометеоиздат, 1991. - 240 с.
2. www.rp5.ru - Архив данных по ГМС России за 2005-2009 гг.
3. Государственная Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Листы Q-37-XXVII-XXVIII, Q-37-XXXIII-XXXIV. /М.: ВСЕГЕИ, 1989. - 111 с.

The analyses of field data and satellite images Landsat 1987-2008 were conducted for this study of coastal dynamics at the coast of Unskaya Guba. The results indicate that the erosion occurred due to wave processes in spite of the sheltered position of the coast. The erosion at the settlement Petrominsk and to the South of it is greater due to obstruction created by the local boat marina.

Ф.А. Романенко, Л.Е. Ефимова, Т.Ю. Репкина

(МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет; faromanenko@mail.ru)

Динамика ледового покрова на приливных осушках Белого моря

F.A. Romanenko, L.E. Efimova, T.Yu. Repkina

The dynamic of ice in the White Sea tidal-flats

Высокие приливы и отливы Белого моря, мощные течения, многочисленные каменистые отмели и острова обуславливают значительную динамичность ледового покрова и отсутствие сплошных ледяных полей на большей части акватории. У берегов лёд находится в постоянном движении, непрерывно взаимодействуя с поверхностями приливных осушек (литоралью). Вопрос о динамике побережий Белого моря в зимнее время тесно связан с одной из ключевых проблем

палеогеографии – проблемой ледового разноса материала и принципиальной возможности этого агента формировать мощные толщи валунно-суглинистых осадков Севера (диамиктона).

В декабре-феврале 2000-2009 гг. Беломорская экспедиция кафедры геоморфологии и палеогеографии Географического факультета МГУ в различных районах побережья (рис.1) проводила картографирование ледового покрова, профилирование береговой зоны, в ледяных кернах морских и речных льдов, образцах снега определяла химический состав и содержание рыхлого материала.

В Ругозёрской губе ширина полосы приливной осушки колеблется от 10-15 м до 1 км в кутовых частях заливов и бухт и не превышает 4-6 м - у подножья скалистых уступов. На ней лежат многочисленные валуны. Вдоль побережья тянется узкая полоса подошвы припая, отделенная от его подвижной части приливной трещиной. Часто нагонный ветер при высоких приливах взламывает припай и наваливает образовавшиеся обломки на подошву и неподвижную часть припая. Больше всего выброшенных льдин на мысах, в краевых частях бухт, где особенно сильно влияние штормов. Здесь формируются ледяные навалы шириной до 2 – 2.5 м, высотой до 2 – 2.5 м, длиной – 20 – 25 м, образованные льдинами до 1-1.5 м в поперечнике и толщиной до 30-35 см. В вершинах губ штормы не вызывают заметных изменений ледовой обстановки.

В холодные зимы (2001-02, 2002-03, 2003-04, 2005-06) припай занимает практически всю прибрежную акваторию. Так как он устанавливается раньше, в более спокойных гидродинамических условиях и поэтому имеет большую мощность, то количество и разнообразие ледовых образований (торосы, ледяные гребни, ледяные шатры) значительно меньше, чем в тёплые. Холодные малоснежные зимы способствуют интенсификации промерзания и подтягивания воды к его фронту снизу, что на мелководье способствует насыщению льда донными илами и взвешенными наносами.

Мелкобитый лед и паковые ледяные поля в открытом море при похолоданиях цементируются снежурой, молодиком и ниласом, а во время оттепелей превращаются в своеобразные острова среди ледяной каши. Стационарные полыньи над морскими порогами также сокращаются при понижениях температуры и существенно вырастают при оттепелях.

В тёплые зимы (1999-2000, 2000-01, 2006-09) стабильный припай формируется только в кутовых частях бухт, заливов и губ. Его мощность меньше, больше пластичность, отсутствует торошение, распространены наслоения. Лед подвижнее, что и обуславливает большее разнообразие ледовых образований. И если количество ледяных шатров практически не меняется год от года, т.к. крупные валуны не перемещаются, то ширина припая и распространение различных форм льда (блинчатый лёд, нилас, шуга, снежура, мелко-крупнобитый лёд и др.) значительно изменяются.



Рис.1. Расположение районов полевых работ (показаны прямоугольниками)

При наличии крупных валунов на литорали, высокой активности нагонных явлений и волнения формируются «ледяные шатры» [2] - изометричные нагромождения битого льда над валунами и вокруг них, скреплённые постоянно нагнетаемой в трещины и замерзающей приливной водой [3]. Это самое характерное для литорали Кандалакшского и Онежского заливов ледяное образование. Во время прилива подвижный припай всплывает, а валуны, располагающиеся на осушке, частично или полностью затапливаются водой. В отлив уровень моря падает, подвижный припай «садится» на валуны и на его поверхности непосредственно над ними возникает система звездообразных трещин. Дальнейшая осадка льда приводит к отгибанию или отколу ледяных фрагментов. Если во время отливного цикла температура понижается или стабильно низкая, на обнажающемся в центре шатра валуне формируется ледяная «шляпа». Скопления ледяных шатров приурочены к валунному поясу на внешней части приливной осушки. Они также могут образовываться и в зоне сублиторали при наличии плавучего припая и крупных валунов, на коргах. Если валуны, над которыми происходит раскол льдин припая, располагаются близко друг к другу, то образующиеся шатры срастаются.

По морфологии и механизму образования ледовые шатры можно разделить на два типа. Шатры 1 типа, образующиеся надламыванием льдин

над валунами в отлив и наплывом их друг на друга в прилив, распространены значительно шире. Для шатров 2 типа характерны более округлая в плане форма, столообразное повышение в центре и меньшее количество ломаного льда вокруг. Ледяные натёки свидетельствуют о поступлении морской воды снизу, т.к. приливная волна создает избыточное давление воды под припаем. Поступая через приливные трещины, она затапливает близлежащие понижения на льду, а часть избыточного давления снимается нагнетанием воды в трещины ледяных шатров. Она поднимается по ним и замерзает, вынося на поверхность припая обрывки водорослей, моллюсков, донный грунт, иногда – мелкие валуны [4]. Через трещины происходит морозное парение, на холодных льдинах пар замерзает и цементирует их, также способствуя росту шатра.

На процесс формирования шатров влияют геоморфологическое строение литорали, размер и положение валуна на осушке, уровень воды, мощность льда, характеристики погоды (температура, скорость и направление ветра, количество и характер осадков) и волнения. Облик шатров наиболее интенсивно перестраивается в средней части литорали, а у её мористого края он относительно стабилен. Самой активной фазой перестройки шатра является период 2,5-3 ч до малой воды, когда происходит формирование структуры выжатых из полыньи льдин на припая, т.е. собственно ледяного шатра. При этом его рост на мористом краю припая происходит лишь тогда, когда мощность льда достигает определенного значения и он начинает ломаться. Образование шатров замедлено при температурах выше -5° , т.к. попадающие на поверхность припая новые льды не успевают примерзнуть и при повышении уровня их смывает в полынью. Тонкий мягкий лёд обтекает валуны, деформируясь пластично.

Сочетающие в себе элементы ледяного шатра и ледяного навала гряды длиной до 200-300 м, шириной до 50-70 м и высотой до 4-6 м характерны, в частности, для литорали у Лямецкого берега и Колежемской губы. Они образованы скоплениями битых льдин на ледяной платформе высотой до 0,5-1,0 м, скрепленных выжатой и замёрзшей водой. У основания ледяной платформы в прилив плещется открытая вода, а в отлив обнажается грунт. У чётко выраженной бровки осушки протяжённость гряд достигает 1-2 км.

Примерзающая ко дну и поэтому неподвижная прибрежная полоса припая в прилив регулярно заливается морской водой, которая, замерзая, формирует, по классификации Н.И. Евгенова, наслоенный лёд. При высоких температурах замерзание замедляется и полоса наслоенного льда покрывается снежно-водно-ледяной «няшей» глубиной иногда до 0,5 м.

К полосе ледяных шатров примыкают сравнительно ровные ледяные поля, осложнённые единичными торосами или ропаками. В Мезенском заливе, где зимой высота приливов до 7-9 м, стабильного припая, за исключением узкой вдольбереговой полосы, не образуется вовсе. В ходе отливов поля уносятся в море, в прилив - возвращаются. Во время движения

они нагромождают вдоль края подошвы припая валы ледяных обломков высотой до 3-4 м. Отдельные торосы и льдины при отливе садятся на отмели, образуя стамухи до 7-8 м в поперечнике. Попадая во время нагонов на подошву припая или его неподвижную часть и окатываясь водой, они превращаются в округлые «тумбы» высотой 1-1.5 м.

В акватории Ругозёрской губы загрязненность припая в целом невелика и очень неравномерна по латерали и разрезу ледовой толщи. На прямолинейных участках берега фоновая мутность льда - 10-25 мг/л, а в мелководных губах, где преобладают более тонкие и легко взмучиваемые осадки, увеличивается до 100-200 мг/л. Лед содержит пыль, глину, песок, средние (35x15 см) валуны, практически повсеместно - фукусы, существенно реже – баянусы и раковины моллюсков. Чередуются слои с различной мутностью, а иногда и с разным составом включений. Наиболее загрязнены (1000-4000 мг/л) нижние горизонты. Максимальное значение мутности (41711, 19 мг/л) отмечено в пробе с отчетливыми признаками контактного захвата, содержащей материал от алевроита до гальки, а также вмёрзшие фукусы. Другая загрязнённая проба (1625,23 мг/л) отобрана из нижних горизонтов льда в прикромочной части неподвижного припая, где, судя по его равномерному обогащению тонкозернистым материалом, преобладал бесконтактный захват взвеси. Среднее количество материала колеблется от 300 до 1000 кг на 1 км берега (0,3-1 т/км).

Лёд восточной части Онежского залива содержит материал в основном песчано-алеврито-пелитовой размерности (3,12 тонн/км), источником которого является дно (сочетание контактного и бесконтактного захвата). Поступление материала за счёт эолового переноса сравнительно невелико, т.к. большая его часть остаётся непосредственно под береговым уступом.

В Мезенском заливе постоянное волочение припая по осушке приводит к значительному обогащению его подошвы донным материалом, количество которого закономерно увеличивается вниз по профилю от 0,6 до 49 г/л. Заметных колебаний химического состава (основных катионов и анионов) по вертикали не отмечается. Немного увеличивается содержание кремния (до 1,1 мг/л), а фосфор имеет максимум в средней части (36 мг/л).

У интенсивно поднимающихся берегов Кандалакшского залива одним из важных факторов, воздействующих на припай, оказывается морфоструктурный план. Элементы блоковой структуры суши контролируются системой субвертикальных разломов преимущественно северо-западного и субширотного (запад-северо-западного) простирания. Они активны и в настоящее время, что обуславливает формирование крутых скальных уступов, сбросов, «каменных хаосов», грабенообразных понижений. Различия в темпах поднятия блоков проявляются в изменении ширины неподвижного припая и количества ледяных шатров – оба параметра меньше у блоков, испытывающих более активное поднятие.

При подтоке воды по разломам и тектоническим трещинам,

рассекающим скальные уступы, образуются ледопады высотой до 10-15 м и шириной до 50-60 м. У подножья уступов практически отсутствует подвижный припай, а появление разводий (полыней) может быть обусловлено как таянием льда, примыкающего к хорошо поглощающей тепло тёмной поверхности скал, так и подтоком более тёплых вод.

Таким образом, ледяной покров приливных осушек Белого моря обладает сложным строением, очень динамичен, а его характер определяется в основном рельефом береговой зоны и погодными условиями конкретного года.

Работы поддерживаются РФФИ (проект № 08-05-00932).

1. Альбом ледовых образований. Под ред. В.Ю.Визе. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1939. 76 с.
2. Лаппо С.Д. Океанографический справочник арктических морей СССР (общая логия). Л.-М.: Изд-во Главсевморпути, 1940. 184 с.
3. Romanenko F.A., Yermolov A.A., Yefimova L.E., Archipov V.V., Ogorodov S.A. The peculiarity of fast dynamics in the White sea tidal-flats// Berichte zur Polar- und Meeresforschung. № 482. Bremerhaven. 2004. Pp.214-215
4. Чувардинский В.Г. Геолого-геоморфологическая деятельность припайных льдов (по исследованиям в Белом море)//Геоморфология. № 3. 1985. Стр.70-77.

In the report the results of the investigations of the spreading, the dynamics and the inner construction of the fast shore ices on the White Sea tidal-flats are presented. The mechanism of the “ice tent” forming, the weather conditions during the years 2008-2009 and the dependence of the inner fast shore ice construction on its forming conditions are analyzed.

Н.А. Рубцова, А.Ф. Троянская, Е.А. Вахрамеева

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

Экстрагируемый органически связанный хлор (ЭОХ) в донных осадках многорукавного устья Северной Двины

N.A. Rubtsova, A.F. Troyanskaya, E.A. Vahrameeva

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

Extractable organic chlorine (EOCl) in sediments of the multiarm North Dvina estuary

Хлорорганические соединения (ХОС) широко распространены в окружающей среде в результате их широкомасштабного производства и

применения, а также образования в технологических процессах и в хозяйственной деятельности человека. К приоритетным источникам загрязнения ХОС устья Северной Двины относятся производство бленной целлюлозы хлорсодержащими реагентами, а также последствия применения в прошлом пентахлорфенолята натрия (ПХФН) для антисептирования пиломатериалов [1]. Для оценки общего содержания ХОС в объектах окружающей среды и мониторинга применяется суммарный параметр ЭОХ (экстрагируемый органически связанный хлор), отражающий содержание низкомолекулярных высоколипофильных ХОС ($\log K_{ow} > 3$) потенциально опасных для окружающей среды, способных к переносу и накоплению [2]. В водной среде ЭОХ находится в сорбированном состоянии на частицах органического вещества и способен переноситься на далекие расстояния. Так, в осадочном веществе Кандалакшского залива Белого моря, отобранного с помощью седиментационной ловушки, экспонированной на глубине 236 м, в 10 м от дна, в 49-ом рейсе НИС «Академик Штокман», содержание ЭОХ составляло от 1,9 до 8,7 мкг С1/г сухого вещества [3]. При изучении распределения ЭОХ в осадочном веществе Балтийского моря недалеко от целлюлозного завода наибольшее количество ЭОХ (73,2 %) найдено во фракции взвеси с размером частиц 2-6 мкм, занимающим 46,2 % общей массы [4].

Настоящие исследования направлены на изучение особенностей формирования уровня ЭОХ в поверхностных донных осадках приливного устья Северной Двины под влиянием вышеуказанных специфических источников в условиях урбанизированных территорий. Пробы донных осадков были отобраны в конце летней межени в 2005 году у левого и правого берегов основного русла реки и далее в Никольском и Корабельном рукавах, протоках Маймакса и Кузнечиха вплоть до Двинского залива Белого моря. Осадки представлены преимущественно илистым песком с довольно высокой примесью алеврита. Содержание органического углерода варьировало от 0,42 до 4,26 % при средних значениях 2,28 и 2,40 % в целом для левого и правого берегов. ЭОХ определяли на АОХ-анализаторе (Германия) в соответствии со стандартом DIN 38414, ч. 14. Нижняя граница обнаружения 0,1 мкгС1/г в.с. вещества.

Экстрагируемый органически связанный хлор в донных осадках левого берега основного русла реки варьировал в диапазоне концентраций от 0,5 до 5,4 мкг С1/г. Выявлена закономерность распределения $C_{орг}$ и ЭОХ в осадках под влиянием сброса стоков производства бленной целлюлозы с градиентом концентраций вниз по течению реки на расстоянии 8,5 км от выпуска и максимальным значением этих величин (17,97 % и 9,9 мкг С1/г, соответственно) на расстоянии 0,5 км (рис. 1). Сточные воды производства бленной целлюлозы играют доминирующую роль в формировании уровня ЭОХ в донных осадках приустьевом участке, где установлен высокий коэффициент корреляции между ЭОХ и $C_{орг}$ ($r = 0,80$, $n = 16$).

Далее, в Никольском рукаве (до Пудожемского устья) уровень ЭОХ в осадках более низкий – от 0,2 до 1,3 мкг С1/г с минимальной концентрацией на уровне фона (0,2 мкг С1/г) в верхнем течении. Можно предполагать, что формирование уровня ЭОХ выше фонового в осадках на участках мало приточного Никольского рукава происходит преимущественно в результате проникновения морских вод, сопровождающихся осаждением фракций ЭОХ с песчаными и алевритовыми частицами взвеси. Выявлена положительная корреляция между ЭОХ и алевритовой фракцией донных осадков. В Пудожемском устье по мере приближения к морскому краю наблюдали формирование повышенного уровня ЭОХ (от 0,7 до 1,5 мкг С1/г) и отношения ЭОХ/С_{орг} (от 45 до 112 мкг С1/г С_{орг}).

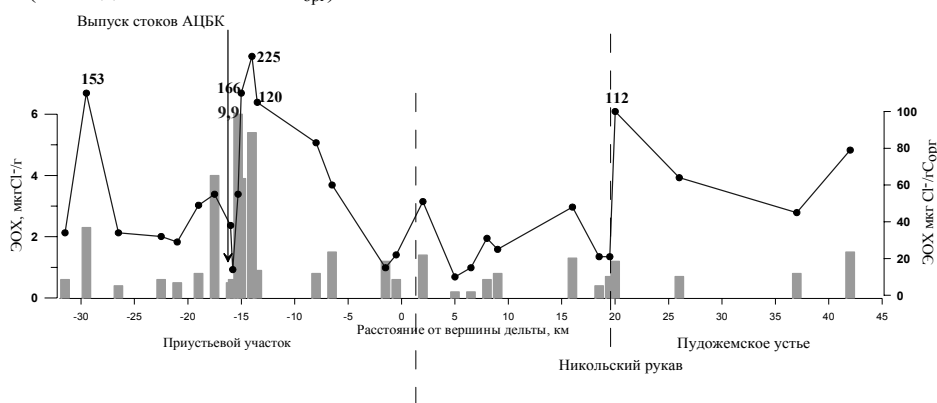


Рис. 1. Распределение ЭОХ и ЭОХ/С_{орг} в донных осадках левого берега приустьевой участка и Никольского рукава

По правому берегу основного русла реки в черте Архангельска уровень ЭОХ варьирует в более узком диапазоне значений от 0,7 до 3,7 мкг С1/г с мозаичным распределением, обусловленным многообразием источников, отличающихся по составу ЭОХ (рис. 2). Наибольшие концентрации найдены возле территорий лесозаводов, загрязненных остаточными количествами ПХФН.

В донных осадках протоки Кузнечихи с высокой антропогенной нагрузкой уровень ЭОХ составлял от 0,2 до 1,0 мкг С1/г с максимальным значением 2,1 мкг С1/г в устье техногенного канала Хаторица, транспортирующего очищенные муниципальные стоки.

Повышенные концентрации ЭОХ найдены в устье протоки Кузнечихи, где в результате резкого изменения скорости течения создаются условия для более эффективного осаждения ЭОХ.

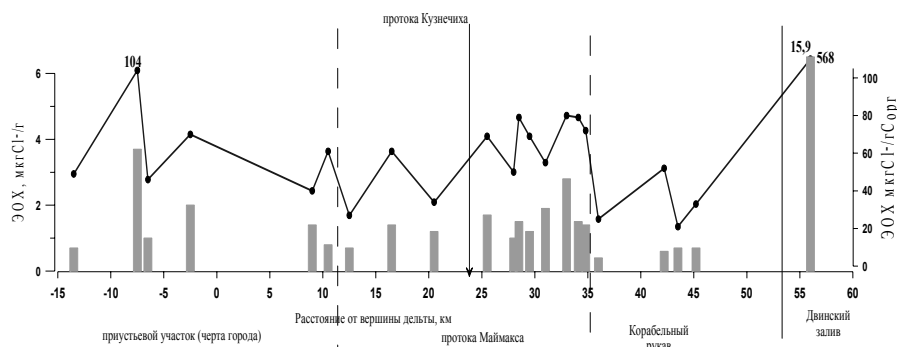


Рис. 2. Распределение ЭОХ и ЭОХ/С_{орг} в донных осадках правого берега приустьевое участка, протоки Маймаксы и Корабельного рукава

После впадения Кузнечихи в Маймаксу в зоне смешения речных и морских вод уровень ЭОХ в осадках был довольно высокий, составляя от 0,4 до 2,8 мкг Cl⁻/г, и отличался более однородным составом при положительной корреляции между ЭОХ с органическим веществом осадка ($r = 0,84$, $n = 9$). Более высокий уровень ЭОХ (1,5 и 2,8 мкг Cl⁻/г) выявлен в черном волокнистом иле на участке возле д. Лапоминка, что предполагает существование локального геохимического барьера.

В Корабельном рукаве вблизи морской границы дельты наблюдали заметное снижение ЭОХ (от 0,4 до 0,7 мкг Cl⁻/г). Далее локальный геохимический барьер выявлен в Двинском заливе в районе устойчивого осолонения не только придонных, но и поверхностных речных вод, где в осадках, отобранных на глубине 10 м у приемного буя, определены самые высокие значения содержания ЭОХ (15,9 мкг Cl⁻/г) и отношения ЭОХ/С_{орг} (568 мкг Cl⁻/г С_{орг}), превышающие соответствующие значения на участке максимального накопления в зоне выпуска стоков производства беленой целлюлозы (9,9 мкг Cl⁻/г и 225 мкг Cl⁻/г С_{орг}).

1. Троянская А.Ф., Миняев А.П. Состояние проблемы СОЗ в Архангельской области // Матер. Всеросс. конф. по проблеме стойких органических загрязнителей. Москва, 2003. С. 150-154.
2. Poykio R. et al. EOX concentrations in sediments in the par of the Bothnia bay affected by effluents from the pulp and paper mills at Kemi, Northern Finland // Environ. Monit. Assess, 2008. № 139. P. 183-194.
3. Троянская А.Ф., Вахрамеева Е.А. Хлорорганические соединения в осадочном веществе Кандалакшского залива Белого моря // Взаимодействие суша-океан в Российской Арктике (ЛОИРА): Матер. межд. совещания. Москва, 2004. С. 143-145.
4. Wulff et al. A mass-balance model of chlorinated organic matter for the Baltic Sea // AMBIO, 1993. V. 22. № 1. P. 27-31.

Data are given on the quantitative content and the peculiarities of the spatial distribution of EOCl based on dried weight and EOCl based on organic carbon in the sediments under the impact of the specific sources of contamination in the condition of the urbanized territories on the sites of the tidal estuary of the North Dvina including the main course, delta arms and channels.

**А.Е. Рыбалко¹, О.В. Назарова¹, М.А. Никитин¹,
А.П. Лисицын², В.П. Шевченко², В.А. Журавлев³**

(¹ФГУНПП «Севморгео», e-mail rybalko@sevmorgeo.com, ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, ³Мурманская арктическая геологоразведочная экспедиция, e-mail: vitalyzh@mage.ru)

Новые данные о геологии четвертичного покрова в Белом море

**A.E. Rybalko¹, O.V. Nasarova¹, M.A. Nikitin¹, A.P. Lisitzin²,
V.P. Shevchenko², V.A. Zhuravlev³**

(¹State company «Sevmorgeo», ²Institute of Oceanology RAS; ³Maritime Arctic Geological expedition)

New dates about quaternary cover in the White Sea

Основной этап изучения четвертичного покрова Белого моря приходится на 60-е годы прошлого столетия, когда были выполнены литостратиграфические исследования ИО РАН под руководством Е.Н. Невесского и Ф.А. Щербакова, проведены опытно-методические и производственные геологосъемочные работы ВСЕГЕИ совместно с МГУ и Новодвинской экспедиции управления «Архангельскгеология». Новый этап исследований четвертичного покрова связан с началом текущего столетия. В этот период в Белом море стали проводиться исследования ИО РАН под руководством акад. А.П. Лисицына по созданию 4-D модели седиментогенеза [1], геофизические работы МАГЭ по созданию новой редакции листов карты масштаба 1:1000000 R-36 – R-38, а также государственный мониторинг геологической среды (ФГУНПП «Севморгео»), включавший высокочастотное акустическое профилирование. В результате были получены новые данные как по структуре четвертичного покрова в целом, так и детальные данные по истории развития беломорской впадины в позднем неоплейстоцене – голоцене.

Наиболее важным результатом сейсмоакустического профилирования, выполненного МАГЭ, является расчленение единой толщи ледникового комплекса и устойчивое фиксирование на записях довалдайских отложений. На сейсмограммах отчетливо выделяются межледниковые отложения и ледниковые образования среднеплейстоценового (?) оледенения. Так, в

Кандалакшском заливе, юго-западнее п-ова Турий, в глубоком врезе в породах рифея прослеживаются корни древнего ледника в виде тилла напора. Верхняя часть его срезана последующим ледниковым потоком. Древний ледник двигался в юго-восточном направлении в виде двух языков. Вблизи Терского берега среднеплейстоценовый ледник оставил маргинальные гряды, хорошо выраженные в донном рельефе (рис.1). Данные сеймоакустического профилирования подтвердили также широкое распространение микулинских отложений, которые широко известны в юго-восточной части Кольского полуострова и предполагались ранее на прилегающей части беломорского шельфа по данным палинологического анализа [2]. К указанным образованиям толща «горизонтальнослоистых» осадков, выделяемая ниже подошвы «верхней» морены, которые обычно располагаются в глубоких эрозионных врезе, но часто выходят за их пределы. Это указывает на то, что в восточной части моря экзарационная деятельность валдайского ледника была существенно снижена.

Особый интерес представляет выявление широкого распространения гравитационных процессов вдоль юго-западного борта глубоководной впадины во внешней части Кандалакшского залива и Центрального бассейна. Гигантские оползни представляют собой генерацию нескольких более мелких тел, общая мощность которых нередко превышает 100 м. Формирование их происходило, вероятно, на протяжении всего неоплейстоцена и голоцена и было связано с неотектоническими процессами, которые собственно сформировали и морфологию описываемой впадины, которую из-за крутизны бортов многие исследователи относили к современным грабенообразным структурам. Это подтверждается как данными о приуроченности землетрясений к бортам впадин, так и многочисленными сейсмодислокациями, обнаруженными в последние годы на прилегающих берегах Карелии и Кольского полуострова.

Наиболее четко проявлена на сейсмограммах морена последнего (валдайского, осташковского) оледенения, которая подразделяется на два генетических типа: донную и краевую. Донная морена формирует облегающий чехол мощностью до первых десятков метров. В центральной части моря были установлены обширные зоны, где морена отсутствует. Краевая морена представлена серией валов, расположенных как по периферии Центральной впадины, так и в Двинском заливе. В первом случае они являются боковыми моренами и их происхождение связано с выпаивающей деятельностью ледникового языка, распространяющегося по желобу Кандалакшского залива. Более мощные гряды протягиваются вдоль северного борта, где они продолжают серию краевых образований, протягивающихся от Ловозерских тундр в центре Кольского полуострова на юг, до устья реки Оленицы. В Двинском заливе ледниковые гряды имеют локальное распространение. Возможно, они обрамляют границы ледникового языка с востока, т.е. замыкание этого языка происходило

недалеко от Зимнего берега Архангельской области. Сами гряды имеют высоту до 20–40 м и симметричны. Это совпадает с ранее высказанным нами мнением, что ледниковые потоки осташковского времени упирались в Зимние горы и не распространялись в Горло Белого моря [3]. Осевые части и мористые, более пологие склоны, этих гряд по данным высокочастотного профилирования практически лишены покрова более молодых осадков и характеризуются мелкогрядовым рельефом. Мощность ледниковых отложений в грядах может превышать 100 м. Поверхностные осадки представлены, по данным ГСШ, песчано-галечным перлювием, развитым до глубин 80–100 м. Положение этих гряд существенно влияет на формирование позднеплейстоценовых-голоценовых отложений. На сейсмограммах отчетливо видно появление мощных толщ надледниковых осадков с бережной стороны. Мощность их может достигать 10–20 м при среднем ее значении для северной части Белого моря – 5–7 м. В этом проявляется своеобразный «плотинный» эффект моренных гряд для осадочных масс, поступающих со стороны Кольского полуострова, что было отмечено еще Н.А. Девдариани в 1961 г.

Новые данные были получены и по голоценовым осадкам Белого моря. Сейсмоакустическое профилирование подтвердило факт ограниченного распространения их на дне беломорской впадины, где они занимают не более 40–50% современной поверхности морского дна. Эти осадки в значительной мере отсутствуют на прибрежных мелководьях до глубин 50–60 м, а также, частично, на склонах Центрального желоба. Высокочастотное профилирование показало, что на даже на глубинах 100–150 м на северных склонах глубоководной впадины поверхность дна имеет мелкогрядовый «эрозионный» характер, а на донной поверхности вскрываются слоистые ледниково-морские осадки. Обширные абразионные поверхности доголоценовых осадков существуют в Горле и в Мезенском заливе, где они занимают до 90% морского дна. В данном случае это связано с активным развитием придонных течений, что и подтверждается данными гидролокационных съемок, показавших широкое развитие транзитных форм аккумуляции современных песков в виде песчаных волн и гряд.

По геофизическим данным было выделено поперечное поднятие, разделяющее глубоководную впадину Кандалакшского грабена и внешнюю часть Двинского залива. Материалы гранулометрического анализа поверхностных осадков подтверждают эти данные, свидетельствуя о наличии двух изолированных зон накопления нефелоидных осадков алевропелитового состава, северо-западная из которых связана с седиментацией в глубоководной впадине, а юго-восточная, возможно, контролируется выносами Северной Двины. Наличие такой зоны северо-восточного простираения, вероятно, можно связать с тектонической глубинной зоной, разделяющей эти две части Белое море. Таким образом, многие элементы структуры четвертичных и голоценовых осадков связаны

со структурными элементами более древнего коренного субстрата. Особенно это проявляется в зонах развития кристаллического субстрата, где блоковое строение коренных пород является определяющим фактором для положения локальных бассейнов седиментации (относительно опущенные участки кровли коренных пород) и широких абразионных поверхностей, связанных с зонами относительного поднятия. Чередование зон накопления голоценовых илов и неоплейстоценовых глинистых осадков с маломощным покровом перлювия приводит к мозаичности распределения верхнего слоя донных осадков. Батиметрический контроль не является абсолютным. Местами отчетливо проявляется увеличение мощностей голоценовых морских осадков с образованием выпуклых форм рельефа, что, вероятно, связано деятельностью придонных течений. С другой стороны, на глубинах порядка 130 м формируются ложбины эрозионного характера с относительной глубиной более 10 м. Здесь осадочный покров практически уничтожен до кровли морены.

Непосредственное изучение литостратиграфических особенностей четвертичных отложений производилось по кернам, отобранным с помощью трубок ТБГ длиной до 6 м. Всего за период с 2002 по 2008 год было отобрано более 25 кернов длиной до 4,5 м. Важным методическим приемом при этом являлось соединение собственно керна больших трубок с тонкими кернами трубок Ниемисто, что позволило получить данные также и по самому верхнему слою донных отложений (50–100 см). Выполненные литологические (гранулометрические, минералогические, геохимические) и биостратиграфические анализы, а также определения абсолютного возраста позволили детально изучить все горизонты от ледниковых отложений до морских нефелоидов. Особый интерес представляет отобранная в 2006 году трубка 6052 южнее Анзерского острова, которая вскрыла несколько горизонтов от раннего до среднего голоцена с послойным расположением малакофауны. Выполненные биостратиграфические исследования, а также сопоставление полученных данных с ранее проведенными исследованиями ВСЕГЕИ, включавшими изотопные исследования раковин моллюсков позволили установить, что в этом районе в период с пребореала по атлантический период существовал очень теплый морской бассейн с температурами на 2–3° превышавшими современные, что и привело к расцвету малакофауны.

Проведенные геохимические исследования поверхностных осадков позволяют сделать вывод, что в экологическом плане Белое море в целом относится к одному из наиболее ненарушенных водоемов. Реальные следы антропогенного загрязнения были установлены только в кутовой части Кандалакшского залива. Особый интерес с этой точки зрения представляет сравнение данных по придельтовой части Двинского залива в сравнении с материалами по геохимии донных осадков и вод устьевой части Северной Двины. Если последние существенно загрязнены как тяжелыми металлами,

так и нефтепродуктами, то собственно морские отложения содержат эти компоненты только в фоновых концентрациях. По-нашему мнению это еще раз подчеркивает эффективную деятельность маргинального фильтра в устьевой части реки.

Таким образом, комплексное использование сейсмоакустической аппаратуры нового поколения, а также данных современного изучения грунтовых трубок позволило существенно расширить представления о строении четвертичного покрова в Белом море, включая довалдайские образования, уточнить палеогеографические аспекты смены ледниково-морского морским режимом в пребореал-бореальное время, получить представление о широком распространении эрозионно-абразионных процессов на его дне и факторах, контролирующих накопление голоценовых осадков, а также оценить геоэкологическое состояние донных отложений.

1. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Немировская И.А. и др. Развитие четырехмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга морских экосистем (на примере Белого моря) // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. М.: Научный мир, 2009 (в печати).
2. Калугина Л.В., Рыбалко А.Е., Спиридонова Е.А. и др. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений северной части Белого моря // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных морей. М.: Наука, 1979. С. 56–64.
3. Рыбалко А.Е. Последнее шельфовое оледенение: литологические и палеогеографические аспекты // Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере. Тезисы докладов международного рабочего совещания. 4–6 декабря 2006 г. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2006. С. 81.

The report covers results of studying of quaternary deposits of the White Sea executed at researches IO RAS under direction of acad. A.P.Lisitsyn on creation 4-D models of sedimentogenesis, seismoacoustic profiling of MAGE, and also federal monitoring of the geological environment of the White Sea (State Company “Sevmorgeo”). Obtained geophysical data have allowed to divide for the first time a section prevalday deposits and to reveal a wide propagation of Eemian deposits in east part of the sea. Contours of distribution of glacial languages during of deglaciation of Scandinavian glacier have been essentially specified. Studying of cores has allowed to lead detailed biostratigraphical researches, and also to execute a several datings of absolute age and more precisely to recreate a picture of development limnoglacial - marineglacial - marine basins in White Sea hollow. Geochemical studying of cores and bottom sediments has allowed to come to a conclusion about rather weak influence of anthropogenous processes on the geological environment of the White Sea.

А.В. Савенко, М.Н. Кожин

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

Трансформация стока биогенных элементов в устьевых областях малых водотоков южного побережья Кольского полуострова

A.V. Savenko, M.N. Kozhin

(Moscow M.V. Lomonosov State University)

Transformation of biogenic elements runoff in the mouth areas of small water-currents of southern coast of the Kola Peninsula

При проникновении материкового стока в океан происходит трансформация его химического состава, вызванная высокими градиентами физических, химических и биологических характеристик в устьевых областях рек, представляющих собой эффективный геохимический барьер на пути миграции взвешенных и растворенных компонентов. Сильной трансформации в зоне смешения речных и морских вод подвергается сток биогенных элементов, перераспределение растворенных и взвешенных форм которых осуществляется в основном за счет биологических процессов при второстепенной роли процессов сорбции–десорбции и соосаждения [1, 2]. Направленность изменения концентраций растворенных форм биогенных элементов под влиянием биологических процессов определяется результирующим эффектом протекания процессов биологической ассимиляции и регенерации, соотношение интенсивности которых зависит от многих факторов – климатических условий, типа растительных сообществ, мутности, наличия приливов и характера перемешивания вод [3]. В большинстве случаев биологическая продуктивность водоемов контролируется содержанием растворенного минерального фосфора. В северных морях большой вклад в биопродуктивность вносят диатомовые водоросли, для которых необходимым элементом питания является растворенный кремний.

В настоящей работе представлены результаты изучения трансформации стока растворенных форм минерального фосфора и кремния в устьевых областях трех водотоков Беломорского побережья Кольского полуострова: ручья в Долгой губе Порьей губы, а также рек Индеры и Чаваньги, данные о гидрохимическом режиме которых отсутствуют.

Наблюдения проводились в период летне-осенней межени 2008 г.: в устье ручья в Долгой губе Порьей губы – 9 июля, в устьях р. Индеры и Чаваньги – 10 и 15 сентября в фазу прилива. Пробы воды отбирались из поверхностного горизонта по разрезам вдоль зоны смешения речных и морских вод, состоящим для каждого водотока из 8 станций (рис. 1).

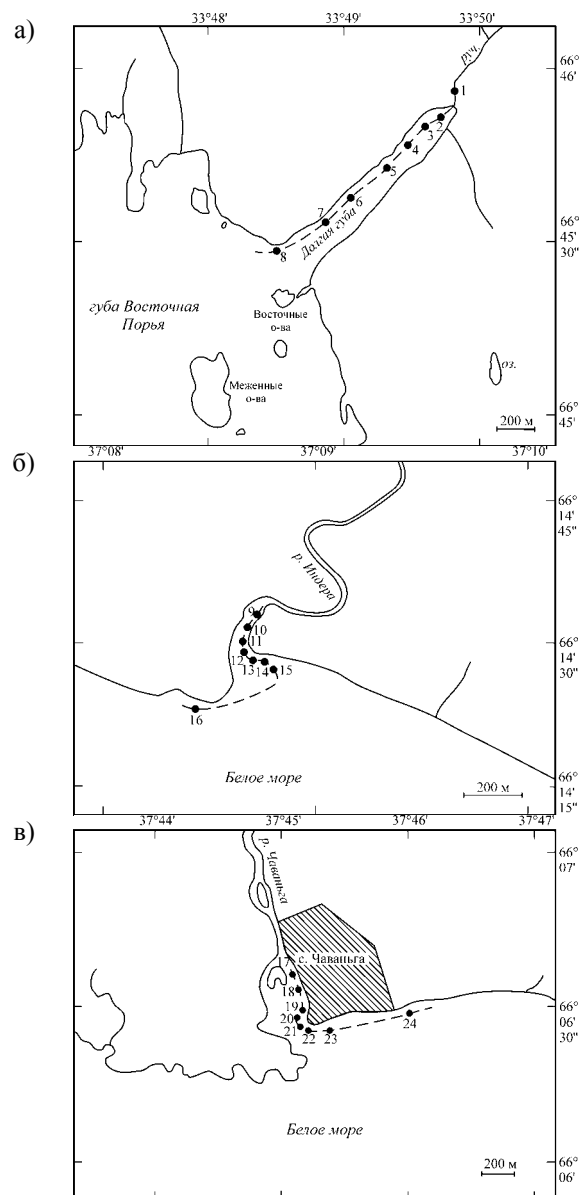


Рис. 1. Расположение станций отбора проб воды в устьевых областях ручья в Долгой губе Порей губы (а), р. Индере (б) и р. Чаваньги (в)

Сразу же после отбора пробы воды фильтровались через плотный бумажный фильтр и консервировались добавлением небольшого количества хлороформа (2 мл на 200 мл пробы). Концентрации биогенных элементов определялись колориметрическими методами, содержание хлоридов – объемным меркуриметрическим методом с весовым разбавлением высокоминерализованных проб. Относительная погрешность измерений не превышала $\pm 3\%$.

Содержание хлоридов во время гидролого-гидрохимических съемок всех водотоков монотонно увеличивалось по направлению к морю. Поскольку работы в устьевых областях Индеры и Чаваньги проводились в фазу прилива, осолоненные воды проникали в русла этих рек на расстояние около 300 м от устьевого створа.

Распределение растворенных форм минерального фосфора и кремния в устьевых областях изученных водотоков было неконсервативным, причем более сильно неконсервативность проявлялась для фосфатов (рис. 2). Наиболее вероятной причиной удаления биогенных элементов из раствора в зоне смешения речных и морских вод является их потребление гидробионтами (преимущественно водорослями и фотосинтезирующими водными растениями), косвенным подтверждением чему служит близость формы зависимостей концентраций обоих элементов, обладающих разными химическими свойствами, от содержания хлоридов.

Максимальные величины потерь минерального фосфора, установленные по наибольшему отклонению фактических данных от расчетной линии консервативного смешения, в устьях ручья в Долгой губе Порьей губы и р. Индеры наблюдались при содержании хлоридов ~ 5 г/л и составляли соответственно 1.0 и 1.4 мкг Р/л, или 21 и 25% от концентрации фосфатов в речных водах. В устье р. Чаваньги удаление минерального фосфора из раствора было наиболее интенсивным и достигало 1.4 мкг Р/л (46% от концентрации в речной водной массе) при содержании хлоридов 1.5–2.0 г/л. Максимальное удаление кремния отмечалось для всех водотоков в интервале хлорности от 3 до 5 г/л и составляло соответственно 0.61, 0.31 и 0.18 мг/л (14, 10 и 11% от его содержания в речном стоке) для устьев ручья в Долгой губе Порьей губы и рек Индеры и Чаваньги.

Общий уровень концентраций биогенных элементов в исследуемом районе был довольно низким: концентрации растворенного минерального фосфора в водах ручья в Долгой губе Порьей губы и рек Индеры и Чаваньги составляли 4.6, 5.7 и 3.0 мкг Р/л, уменьшаясь до 2.1 мкг Р/л на морской границе зоны смешения. Содержание кремния в соответствующих водотоках было равным 4.27, 3.09 и 1.66 мг/л, в морской водной массе – снижалось до 0.50 мг/л. Обращают на себя внимание одинаковые концентрации биогенных элементов на морской границе устьевых областей всех трех водотоков, что указывает на единство процессов трансформации стока биогенных элементов на Кольском побережье Белого моря.

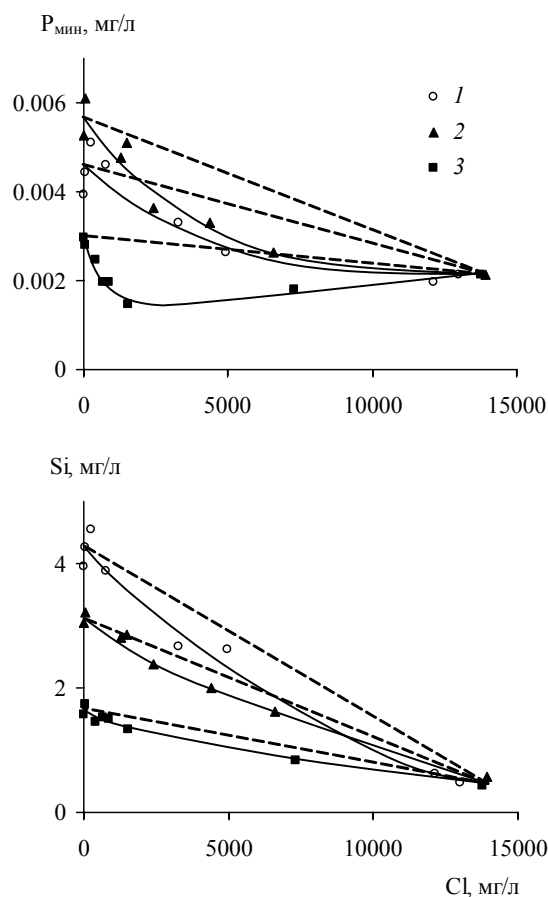


Рис. 2. Зависимости концентраций растворенного минерального фосфора и кремния от содержания хлоридов в устьевых областях ручья в Долгой губе Порьей губы (1), р. Индеры (2) и р. Чаваньги (3). Пунктиром обозначены расчетные линии консервативного смешения

Полученные данные хорошо согласуются с результатами ранее проведенных гидрохимических исследований в устьевых областях малых рек Кандалакшского залива. Так, во время гидролого-гидрохимических съемок эстуариев Нивы, Колвицы и Княжой, выполненных 19–21 июня 2000 г., было установлено неконсервативное поведение растворенного минерального фосфора и кремния [4]. Удаление основного количества минерального фосфора происходило при содержании хлоридов 3.5 г/л и для всех устьевых областей было равным 3.0 мкг Р/л, или 36% от концентрации

фосфатов в речных водах (8.3 мкг Р/л). Максимальное удаление кремния наблюдалось при содержании хлоридов около 9 г/л и составляло соответственно 0.08, 0.50 и 0.30 мг/л для устьев Нивы, Колвицы и Княжой, или 8, 22 и 17% от концентраций кремния в устьевых створах этих рек (1.00, 2.25 и 1.72 мг/л). Неконсервативное распределение растворенных фосфатов в устье Нивы отмечалось также в [5]. Вместе с тем, в отдельных случаях неконсервативность распределения растворенных форм биогенных элементов в устьях малых водотоков Кандалакшского залива может не проявляться. Об этом свидетельствуют исследования [6, 7] в устьевых областях р. Черной и нескольких ручьев в июле–августе 1990–1992 гг., в ходе которых было установлено консервативное поведение кремния и слабая пространственная изменчивость содержания фосфатов.

Таким образом, сопоставление имеющихся данных позволяет утверждать, что в вегетационный период на Кольском побережье Белого моря происходит удаление до 21–46% растворенных фосфатов и до 10–22% кремния материкового стока, обусловленное предположительно их биологическим потреблением.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 09–05–00692).

1. Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.
2. Савенко В.С., Савенко А.В. Геохимия фосфора в глобальном гидрологическом цикле. М.: ГЕОС, 2007. 248 с.
3. Boynton W.R., Kemp W.M., Keefe P.W. A comparative analysis of nutrients and other factors influencing estuarine phytoplankton production // *Estuarine Comparison*. L.: Acad. Press, 1982. P. 23–45.
4. Савенко А.В. Гидрохимическая структура устьевых областей малых рек, впадающих в Кандалакшский залив Белого моря // *Океанология*. 2001. Т. 41. № 6. С. 835–843.
5. Захарова Е.А. Основные закономерности глобального стока фосфора // Дисс. ... канд. геогр. наук. М.: Геогр. ф-т МГУ, 1995. 203 с.
6. Захарова Е.А., Савенко В.С. Биогенные элементы в эстуариях малых рек Кандалакшского залива Белого моря // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 1993. № 6. С. 64–67.
7. Пантюлин А.Н. и др. Гидрологические и гидрохимические особенности малых эстуариев Кандалакшского залива Белого моря // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 1994. № 5. С. 86–96.

The transformation of biogenic elements runoff in the mouth areas of small water-currents of southern coast of the Kola Peninsula was studied. It was established that during vegetative period removes up to 21–46% of dissolved phosphates and up to 10–22% of silicon of the continental runoff at the Kola coast of the White Sea, caused presumably their biological consumption.

**А.Ф. Сажин¹, С.А. Мошаров¹, Н.Д. Романова¹,
И.В. Мошарова²**

(¹Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, asazhin@com2com.ru, ²МГУ им. М.В.Ломоносова, Биологический факультет)

**Первичная и бактериальная продукция во льду и воде
Белого моря в ранне-весенний период**

**A.F. Sazhin¹, S.A. Mosharov¹, N.D. Romanova¹,
I.V. Mosharova²**

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

**Primary and bacterial production in ice and water of the White
Sea in early spring**

28 марта – 3 апреля 2009 г. на 4 станциях в районе Беломорской Биологической станции Зоологического Института РАН (Губа Чупа, Кандалакшский залив) кольцевым буром были отобраны колонки льда, батометром Нискина - пробы воды. Полученные пробы были использованы для учета численности и биомассы бактерий, водорослей, определения численности сапрофитных, углеводородокисляющих и других физиологических групп микроорганизмов, определения концентрации хлорофилла «а», постановки экспериментов по определению *in situ* первичной (радиоуглеродным методом) и бактериальной (прямым методом с использованием антибиотиков) продукции в разных слоях льда [1] и воды. Подводную освещенность измеряли в диапазоне ФАР.

В районе работ толщина снежного покрова составляла 10-20 см. Толщина льда менялась от 52 до 60 см на разных станциях. Верхняя половина льда (снежного генезиса) была серого цвета, матовая, однородная по высоте керна. Нижняя половина керна (водного генезиса) – также однородная, прозрачная. Нижняя поверхность льда была ровной с хорошо выраженными вертикальными звездчатыми образованиями и без видимых признаков развития диатомовых водорослей (прозрачная).

Средняя численность бактерий во льду составляла 31-70 тыс. кл/мл. На более близких к берегу станциях численность микроорганизмов в нижних 3-х см льда была почти в два раза выше, чем в других слоях керна (60-113 тыс. кл/мл). На мористых станциях бактерии были распределены во льду равномерно. Тем не менее, активность роста микроорганизмов в нижней части льда на самой удаленной от берега станции была больше, чем в вышележащих слоях керна ($P/B = 1.09 \text{ сут}^{-1}$). На прибрежной станции активность роста бактериальных клеток в нижнем слое ($P/B = 0.49 \text{ сут}^{-1}$) была самой низкой и в данном керна, и по сравнению со значениями, полученными для льда вообще. Бактериальная продукция во льду варьировала от 1.52 до 4.35 мгС/м³ в сутки, со средними значениями для

керна 2.42 и 3.18 мгС/м³ на станциях, где были поставлены соответствующие эксперименты.

Средняя численность бактерий в верхних 10 м воды варьировала от 73 до 123 тыс. кл/мл. Пик численности бактерий приходился на тонкий (до 5 см) подледный слой (120-241 тыс.кл/мл). На более близких к берегу станциях высокие показатели обилия наблюдали и чуть глубже, на горизонте 0.5 м. На станциях в средней части губы Чупа существовал еще один пик обилия бактерий на горизонте 4 м (104-150 тыс.кл/мл). Здесь же мы получили максимальное значение биомассы бактерий (4.1 мгС/м³). Бактериальная продукция в воде варьировала от 0.12 до 13.52 мгС/м³ в сутки, со средними значениями для столба воды 0-10 м 2.55 и 2.25 мгС/м³ на станциях, где проводили данные эксперименты. В средней части губы Чупа максимальных значений активность роста бактерий ($P/B = 3.36 \text{ сут}^{-1}$) и их продукция (13.8 мгС/м³ в сутки) достигали на горизонте 4 м, где наблюдали второй пик численности бактерий. На ближайшей к берегу станции максимальная активность роста микроорганизмов ($P/B = 1.79 \text{ сут}^{-1}$) наблюдалась на горизонте 10 м, хотя и на горизонте 0.5 м, характеризующимся пиком обилия бактерий, активность роста клеток была также достаточно высока ($P/B = 1.4 \text{ сут}^{-1}$), а продукция достигала максимальных значений (9.64 мгС/м³ в сутки).

Наиболее высокая численность сапрофитных микроорганизмов была характерна для нижней поверхности льда. В среднем для 4 станций она составляла 45 тыс. кл/мл. В подледной воде численность бактерий этой группы в период исследований оказалась в среднем на два порядка меньше, чем во льду. Максимальное обилие сапрофитных бактерий отмечено в верхнем (0.5 м) подледном слое воды (1.6 тыс. кл/мл) и снижалось по мере нарастания глубины. На нижней поверхности всех исследованных ледяных кернов были обнаружены также углеводородокисляющие микроорганизмы. Их средняя численность была максимальной на ближней к берегу станции (6 тыс. кл/мл). По направлению к центральной части губы Чупа численность углеводородокисляющих бактерий снижалась до минимальных величин (0.06 тыс. кл/мл). В подледной воде бактерии этой группы были обнаружены на ближней к берегу станции в верхних горизонтах. Численность их была невелика и в среднем составила 0.03 тыс. кл/мл.

В период исследований концентрация хлорофилла «а» во льду варьировала в пределах 0.07-13.3 мг/м³, а в верхнем 10-м слое воды - от 0.013 до 0.073 мг/м³. Средняя концентрация хлорофилла «а» в водной толще на самой близкой к берегу станции была в 1.5 раза ниже, чем на более отдаленных от берега точках. В то же время, средняя концентрация хлорофилла «а» во льду у берега была в 8 раз выше, чем на более мористых станциях. Вертикальное распределение хлорофилла «а» во льду характеризовалось максимумами его концентрации в нижних слоях и минимумами в средней части керна. Тем не менее, на одной из станций

обнаружено достаточно равномерное распределение хлорофилла «а» по всему льду. Концентрация хлорофилла «а» в нижних слоях ледового керна превышала концентрацию этого пигмента в подледной воде в 8-194 раза.

Первичная продукция фитопланктона в подледной воде была на очень низком уровне ($0.04-0.28 \text{ мгС/м}^3$ в сутки). Наибольшие величины были свойственны самым верхним слоям. Собственно во льду фотосинтетическая активность водорослей была значительно выше, варьируя в пределах $0.44-41.1 \text{ мгС/м}^3$ в сутки. Максимальная величина первичной продукции была обнаружена в верхнем слое льда.

Исходя из известной формулы $D_b = P_b(1-K_2)/K_2$, где D_b – бактериальная деструкция или потребности бактерий в углероде, а K_2 – коэффициент использования на рост ассимилированной пищи, то есть, по существу, эффективность бактериального роста, мы можем оценить величину углерода, необходимую микроорганизмам для жизнедеятельности. При $K_2 = 0.27$ (воды полярного бассейна) $D_b = 2.7 P_b$ и, соответственно, максимальная величина D_b по нашим данным составляет 11.8 мгС/м^3 в сутки для льда и 36.5 мгС/м^3 в сутки для воды. Напомним, что максимальный уровень первичной продукции во льду составляет 0.28 мгС/м^3 в сутки, а в воде – 41.1 мгС/м^3 в сутки. То есть, в период наших исследований преобладание продукционных процессов над деструкционными наблюдалось только во льду.

Экспериментально полученные в ранне-весенний период величины уровня первичной и бактериальной продукции в воде Белого моря показывают, что синтезируемое водорослями органическое вещество не покрывает потребности бактерий в углероде и полностью используется при гетеротрофных процессах в пелагических сообществах этого водоема. Во льду ситуация обратная. Даже в конце биологической зимы, при отсутствии признаков таяния льда и начала «цветения» диатомовых водорослей на его нижней поверхности [2], величина создаваемого ледовыми водорослями органического вещества в 3.5 раза превышает потребности в углероде микроорганизмов, обитающих во льду. Таким образом, инструментально подтверждено, что продукционный период в Белом море начинается именно в ледовых сообществах и задолго до явных признаков наступающей весны.

1. Mock T. In situ primary production in young Antarctic sea ice // *Hydrobiologia*. 2002. V 470. P. 127-132.
2. Сажин А.Ф., Ратькова Т.Н., Кособокова К.Н. Население прибрежного льда Белого моря в ранне-весенний период // *Океанология*. 2004. Т. 44. № 1. С. 92–100.

Quantative characteristics of microbial community, primary and bacterial production were measured in the ice and upper 10 meters of sub-ice water in the White Sea in the period of early spring. The rate of primary production in the ice

altered from 0.44 to 41.1 mgC m⁻³ d⁻¹, while bacterial production varied from 1.52 to 4.35 mgC m⁻³ d⁻¹. The same parameters in sub-ice water were 0.04-0.28 and 0.12-13.8 mgC m⁻³ d⁻¹ respectively.

А.Н. Серебряный¹, В.Т. Пака², А.О. Корж²

(¹ФГУП «Акустический институт имени акад. Н.Н. Андреева», Москва, serebryany@akin.ru, ²Атлантическое отделение Института океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Калининград)

Исследования с помощью ADCP течений и внутренних волн в Белом море

A.N. Serebryany¹, V.T. Paka², A.O. Korzh²

(¹Andreyev Acoustics Institute, Moscow, ²Atlantic Branch of Shirshov Institute of Oceanology< Russian Academy of Sciences, Moscow)

Currents and Internal Waves Studies in the White Sea Using ADCP

Во время 80-ого рейса НИС «Профессор Штокман» в августе 2006 г. с помощью ADCP был собран большой объем нового материала о течениях и внутренних волнах в Белом море. Измерения проводились с помощью буксируемого ADCP “Rio Grande 600 kHz” на галсах охвативших обширную акваторию моря при скорости хода судна около 3 м/с. Особенностью применявшегося ADCP была возможность менять горизонт нахождения прибора, тем самым, расширяя возможности его применения. В штатном режиме “Rio Grande 600 kHz” может давать информацию о течениях от поверхности до глубин не более 64 м, и не всегда, что зависит от рассеивающих свойств среды. Применявшееся заглубление прибора позволяло достаточно уверенно работать до глубин 80 м.

Исследования внутренних волн. Внутренние волны – очень распространенное явление в естественных стратифицированных водоемах, таких как моря и озера, однако в Белом море исследованы мало. По-видимому, специальные измерения внутренних волн, проведенные в 80-м рейсе НИС «Профессор Штокман», были первыми целенаправленными измерениями внутренних волн на Белом море. Информация о внутренних волнах во время рейса получена на суточной станции в Двинском заливе (14-15 августа) на основании измерений 10-метровым распределенным датчиком температуры (РДТ) с борта судна, а также одновременной непрерывной записью ADCP “Rio Grande 600 kHz” и серией ежечасных зондирований CTD зондом; на многочисленных разрезах, сделанных с помощью ADCP по акватории Белого моря в течение всего рейса. Из-за дискретности съема информации с ADCP, составлявшей 10-15 с, при работах на переходах данные доплеровского профилографа были

ограничены регистрацией внутренних волн длиной нескольких сотен метров и более.

Рассмотрим данные, полученные на суточной станции 14-15 августа ст.6042, когда судно при тихой погоде стояло на якоре в Двинском заливе.

Структура вод в районе станции с наблюдавшейся температурной инверсией (между горизонтами 18-25 м), по-видимому, типична для этого района моря, где происходят процессы взаимного проникновения и перемешивания морских и речных вод. РДТ был помещен на глубину в пределах горизонтов 20-30 м и находился там во время всего суточного цикла измерений. Запись РДТ, приведенная на рис. 1 показывает вертикальные смещения термоклина во времени. Мы можем отметить почти постоянное присутствие короткопериодных внутренних волн небольших высот (1-2 м) и длинные колебания – полусуточного периода (два периода). Происхождение последних связано с полусуточной периодичностью поверхностного прилива – источника генерирующего внутренние приливные волны. Высоты полусуточных внутренних волн по данным РДТ около 6-8 м. На рассчитанном амплитудном спектре внутренних волн выделяются два явных пика, соответствующих периодам волн 7 и 12 мин.

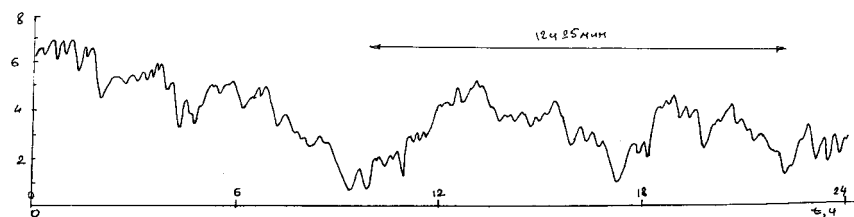


Рис. 1. Запись внутренних волн, сделанная на суточной станции (РДТ).

Картины обратного рассеяния акустического сигнала при наличии в толще воды достаточного количества звукорассеивающих слоев несут в себе много информации о внутренних волнах. В частности, по ним можно определять не только наличие внутренних волн, но и их параметры, такие как высота, периоды волн (при измерениях в точке), длины волн (при буксировке) и др. На рис. 2. приведен фрагмент записи обратного рассеяния сигнала, полученной на суточной станции. Хорошо просматриваются короткопериодные внутренние волны с высотами 1.5-2 м, в отдельных случаях достигающих значения 3 м. Благодаря большому количеству звукорассеивающих прослоек, хорошо видно, что амплитуда внутренних волн достигает своего максимума у горизонтов 25-30 м, т.е. почти в середине водной толщи. Заметны также и длиннопериодные тренды в смещениях звукорассеивающих слоев. Однако, следует осторожно относиться к информации о длиннопериодных вертикальных смещениях,

основываясь на данных ADCP. В период кардинальной смены освещенности моря (переход ночь-день и обратно) звукорассеивающие слои совершают вертикальные миграции. В конце приведенного фрагмента записи ADCP, хорошо видно внезапное заглубление звукорассеивающих слоев, которое было вызвано рассветом над морем.

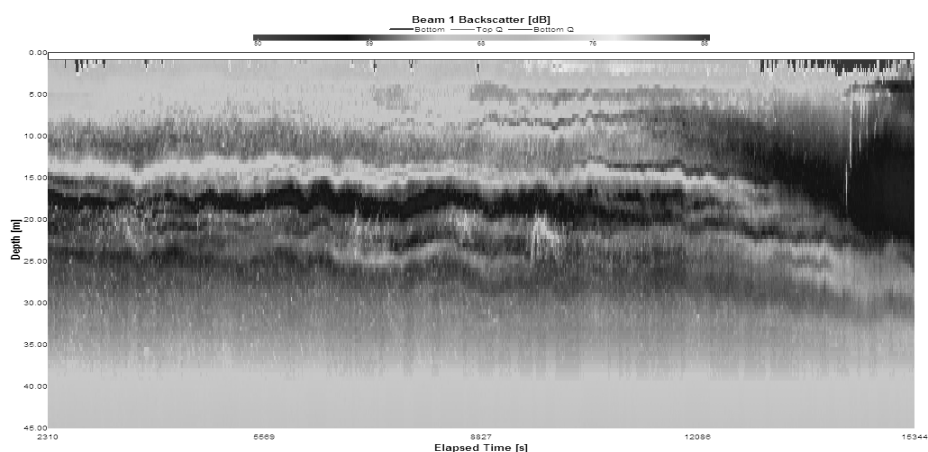


Рис. 2. Фрагмент картины объемного обратного рассеяния акустического сигнала, полученный на суточной станции.

Измерения ADCP на разрезе в Горле Белого моря. 19 августа были проведены измерения на разрезе через Горло Белого моря от м. Вепринского до м. Никодимского длиной 55 км (рис. 3 и 4). Видна явно

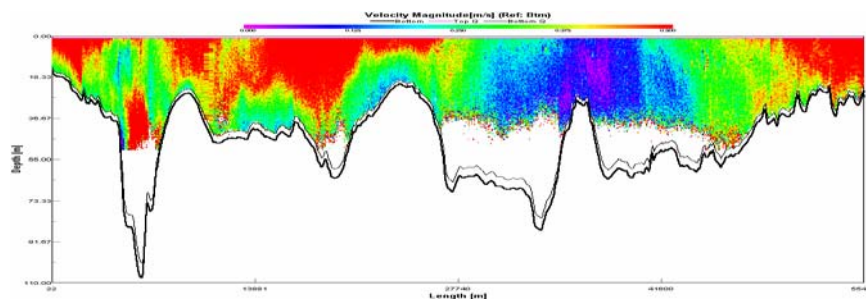


Рис. 3. Рельеф дна Горла Белого моря и распределение интенсивности течений по глубине, прописанные ADCP на разрезе.

выраженная смена направления течения на разрезе от северо-восточной направленности на юго-западную. На половине разреза были

зарегистрирован режим течений, характерный для отлива, а на остальной части при проходе к Терскому берегу регистрировался приливный режим течений. Наблюдавшаяся средняя скорость течения составляла около 0.5 м/с

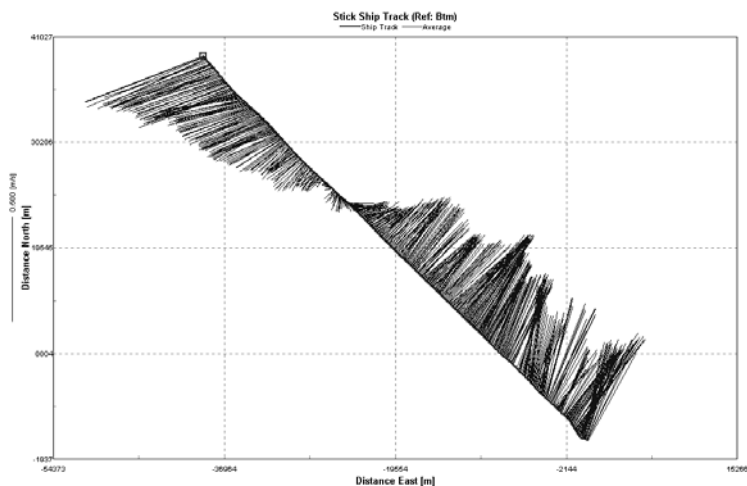


Рис. 4. Траектория разреза через Горло Белого моря и осредненные (по глубине) данные по зарегистрированным течениям на разрезе.

в отлив, и достигла такой же величины при наступлении прилива. Соответственно вблизи момента малой воды наблюдалось ослабление течений.

Восточная часть разреза очень неоднородна по глубине: можно насчитать четыре впадины (три из них глубиной до 65 м и одна – до 110 м) и три узких возвышения до горизонта 25 м (шириной 2-7 км). Отметим зону смены отливного течения на прилив, находящуюся в точке 34.5 км разреза. Она очень узкая и выглядит вертикальной стенкой, по крайней мере, в верхней области водяного столба. Данные по распределению течений по глубине представлены на рис.3. Характерной особенностью здесь оказывается спадание скорости течения с глубиной в обоих фазах прилива. Следует отметить два исключения от вышеупомянутых закономерностей. В части разреза, относящейся к переходу к фазе прилива отмечалось обратная закономерность: сильное придонное течение на глубине 45 м до 0.5-0.6 м/с при характерных значениях 0.3 м/с в вышележащей толще. Второе, исключение, наиболее впечатляющее, относится к области течения над глубокой ложбиной (промоиной) глубиной около 110 м и заслуживает особого рассмотрения.

Внутренний гидравлический прыжок над ложбиной. Над ложбиной течение существенным образом меняет свой характер, максимум скорости

течения перемещается с поверхности в глубину ниже 45 м. При этом формируется струя сильного течения, занимающая область по вертикали от глубины 20 м до глубин более 50 м (границы нашего наблюдения - 50 м). Поперечный размер ядра струи, где скорости течения превышают 0,5 м/с - 1,5 км при поперечном размере ложбины на горизонте ядра струи - 3,3 км. Важная особенность области над ложбиной состоит в присутствии достаточно сильного вертикального переноса вод вверх (вертикальные скорости направленные вверх достигают величин 0,02-0,04 м/с, такие величины нигде больше в разрезе не встречаются). Наличие вертикальной компоненты скорости течения свидетельствует о внутриволновом характере движения. Таким образом, над ложбиной обнаружено узкое струйное течение, «занырнувшее» вниз и формирующее восходящий поток. Явным образом природа этого образования связана с внутренним гидравлическим прыжком у южного края ложбины, образованным потоком, втекающим в нее стратифицированной жидкости.

Над ложбиной было обнаружено облако повышенного рассеяния звука (рис. 4), которое простирается от предельных глубин, которые может видеть ADCP до поверхности моря, при этом заметно смещение оси облака к правому краю ложбины, т.е. к области восходящих потоков. Таким образом, в ложбине наблюдаются как аномальные характеристики потока течений, так и аномально сильное рассеяние звука. Происхождение облака повышенного рассеяния по нашему мнению связано с потоком взвешенных частиц, поднимаемых гидравлическим прыжком с илистого дна ложбины.

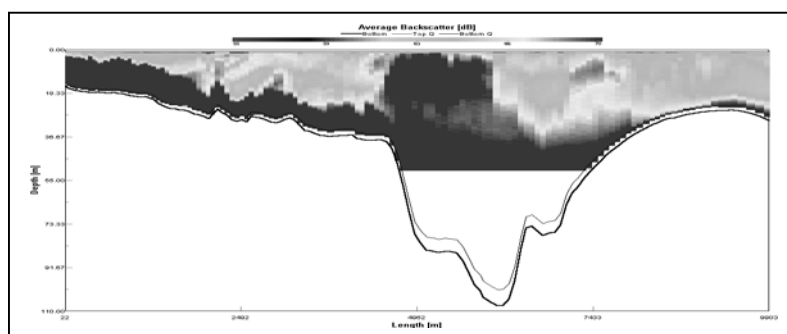


Рис. 5. Распределение коэффициента объемного обратного рассеяния над ложбиной.

Таким образом, с помощью ADCP была подробно исследована пространственно-временная изменчивость течений и их глубинная структура на разрезах в различных районах Белого моря, а также получены важные данные о поле внутренних волн. Работа была выполнена при частичной поддержке грантом РФФИ (проект № 08-02-00952).

Space-time variability of currents and internal waves in the White Sea was studied by using ADCP during cruise of “Professor Shtokman” in August 2006. The intense internal hydraulic jump of resuspending sediments above narrow trough in the Gorlo Strait was observed.

Е.Н. Терехов, А.С. Балувев, Д.С. Зыков

Геологический институт РАН, Москва, e-mail tereh@ilran.ru

Геологическая интерпретация границы Белого и Баренцева морей

E.N. Terekhov, A.S. Baluev, D.S. Zykov

Geological interpretation of the boundary between White and Barents Sea

Общепризнано, что географическая граница между Белым и Баренцевым морями проходит по мысу Святой Нос. Расположенная к востоку от этого мыса часть Белого моря имеет собственное название: Воронка Белого моря. Её ограничения: п-ов Канин – Кольский п-ов и Мезенский берег и по площади она лишь немного уступает внутренней части моря. Но геологическое и тектоническое её строение более сложное, так как в этом районе происходит стык большого количества региональных тектонических структур. Прежде всего, это зона сочленения Балтийского щита и Тимано-Печорской плиты к которой приурочена Кольская моноклинал. Большую часть площади воронки Белого моря занимает Мезенский палеорифт, его соотношения с Кольской моноклиналью и системой палеорифтов Белого моря остаются весьма дискуссионными. Северо-западной границей данной структуры является разломная зона СВ простирания. На суше эти разломы известны как Хибино-Контозерская зона, а к северу-востоку она протягивается как зона пропагации Восточно-Баренцевского трога. К этой зоне приурочены разнообразные интрузии, в том числе и щелочные, которые достоверно выделяются на суше и предполагаются по геофизическим данным в акватории. Пожалуй, наиболее известной структурой этого региона является разлом Карпинского. В современной топографии это крутой обрыв вдоль северного берега Кольского полуострова. Существуют данные, что разлом Карпинского был заложен в палеопротерозое и он до сих играет большую роль в качестве краевой части щита.

Полуостров Святой Нос выделяется на северо-восточном берегу Кольского полуострова благодаря своей ориентировке на ССЗ, составляя с ориентировкой основной части берега угол 30-40 град. В современной тектонике полуостров Святой Нос представляет из себя горст,

ограниченный крутыми разломами. Западный разлом, формирующий залив Святого Носа хорошо выражен в береговой зоне из-за наличия мощной зоны брекчирования. На суше, к юго-востоку по простирацию этого разлома выделяется система зияющих трещин, частично заполненных водой. Разлом, ограничивающий восточный берег полуострова, при своем входе в материковую часть представлен мощной зоной (ширина до 1 км) брекчирования, окварцевания и ожелезнения. Сравнительный анализ зон дробления указывает на то, что восточное ограничение Святого Носа является более древним и настоящее время представлено более глубинными разностями пород, чем западное. В настоящее время западный разлом более активен, с ним связаны проявления сейсмичности и к нему приурочены оползни, которые, по всей видимости, являются сейсмодислокациями. К западу от п-ва Святой Нос расположен одноименный залив, его продолжение в сушу выражено широкой долиной р. Бухтовка. Поперек этой долины расположены мощные конечные гряды горных ледников, вероятно спускавшихся с материка в СЗ направлении. На полуострове Святой Нос признаков этих ледников нет, а конечные гряды в долине непосредственно переходят в каньоны полуострова, где они маркируют современные трещины отрыва. Большая часть полуострова Святой Нос представляет из себя древнюю поверхность выравнивания, которая присыпана тонким слоем донной морены, вероятно более древнего - площадного ледника. Помимо гранито-гнейсов, которые широко представлены в коренных обнажениях этого района, в морене встречаются многочисленные обломки рифейских алевролитов. На наш взгляд, этот факт очень важен для объяснения характера современных неотектонических движений. Коренные алевролит-аргиллитовые породы рифейского возраста встречаются к западу от гряды – продолжения полуострова Святой Нос и приурочены к депрессии. Коренные рифейские отложения опущены по сравнению с поверхностью выравнивания, где встречаются их обломки на глубину около 150 м. Залив Святого Носа в современном рельефе представляет из себя ассиметричный грабен с крутым северо-восточным крылом и пологим юго-западным. Опускание этого грабена вероятно прошло уже после последнего площадного оледенения (10-6 тыс лет назад) и вероятно связано с формированием котловины воронки Белого моря. Современный грабен в общих чертах наследует и рифейский прогиб, который контролировал рифейское осадконакопление. Грабен Святого Носа в современной динамике и в рифейском наполнении является копией грабена Ивановской губы. Последний расположен в 50 км к западу. В отличие от всех других фиордов и заливов Кольского полуострова простираение Ивановской губы не перпендикулярно контуру полуострова, а почти параллельно ему. Для этой структуры также характерна ассиметрия: крутой ограничитель с севера-востока и пологий юго-западный берег. Подобная ассиметрия, характерная для большинства современных

континентальных рифтовых зон, указывает на то, что важнейшим фактором существования этого фиорда является наличие полого современного разлома, наклоненного в сторону моря. Ивановская губа разделена по простиранию тремя морскими порогами на участки с различной соленостью морской воды, поэтому она особенно интересна для биологов. Среди последних, распространено мнение, что по некоторым биологическим сообществам эта губа более напоминает Белое море и отличается от Баренцева моря. Объяснить этот факт с геологической точки зрения довольно трудно.

Современный грабен Ивановской губы в общих чертах наследует распространение осадочных образований рифейского возраста. Этот возраст устанавливается по визуальному сходству алевролитов и кварцитов с аналогичными разностями, развитыми вдоль южного (Терского берега) Кольского п-ва, где их рифейский возраст является доказанным. Рифейские отложения в районе Ивановской губы полого залегают вдоль южного борта грабена. Несмотря на то, что непосредственных контактов рифея и гранито-гнейсов раннедокембрийского возраста не было обнаружено, можно предположить, что этот контакт стратиграфический, так как непосредственно в обнажениях их разделяют первые метры наносов, при этом рифей залегает субгоризонтально без следов заметных деформаций. В гранито-гнейсах также отсутствуют директивные направления, указывающие на тектонический контакт. В устье р. Ивановка, площадь распространения рифейских отложений резко изгибается к югу и они приурочены к дугообразной разломной зоне, которая является краевой частью крупного овала. Именно здесь простирание рифейских отложений становится параллельно восточному берегу Кольского полуострова.

Простирание осевой зоны Ивановского грабена 300 СЗ, а грабена Святого Носа 330, то есть при приближении к воронке Белого моря налицо изгиб основных структурных элементов. Разлом Карпинского, который на большей части Кольского полуострова выделяется по границе суши и моря, в районе губы Ивановская входит в сушу. Разлом, ограничивающий полуостров Святого Носа с запада является одним из элементов тектонической зоны Карпинского. Разлом Святого Носа по результатам дешифрирования космических снимков прослеживается до нижнего течения р. Поной, далее он упирается в гряды Дальние Кейвы, сложенной флюво-гляциальными отложениями, которая в виде гигантской дуги охватывает юго-восточную часть Кольского п-ва. Эта структура считается конечной или боковой мореной, но на наш взгляд она, безусловна, приурочена к тектонической зоне. Также как и разлом Карпинского, эта структура параллельна береговой линии, но в отличие от него удалена от берега на 10-15 км. При пересечении этого разлома, река Поной резко меняет своё направление на северное и только через 10 км возвращается к прежнему курсу на восток. Подобное смещение можно предполагать и для

полуострова Святой Нос, который выступает на 10 км, в этом случае разлом Святого Носа – Дальние Кейвы является левосторонним сдвиго-сбросом. В этом случае весь Кольский полуостров движется в юго-восточном направлении. Подобное движение согласуется с процессами растяжения в Северной Атлантике в зоне спрединга. Однако, почти непрерывное трассирование рифейских отложений от губы Ивановская к району Йоканьга – Святой Нос и далее Лумбовский залив - устье р. Поной указывает на унаследованность современной тектоники от рифейской, предопределившей конфигурацию Белого моря.

Таким образом, мыс Святой Нос приурочен к долгоживущей тектонической зоне, контролирующей как формирование рифейских комплексов, так и современное его выдвигание в северо-западном направлении, объясняющее существование различий в развитии биоты в бассейнах Белого и Баренцева морей.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 09-05-00812, Программы ОНЗ РАН № 10 и НШ -651.2008.5.

Geographic boundary between White and Barents seas are the Svetoy Nos peninsula, which are located to the Southeastern part of the Karpinski tectonic zone. This fault living in the present day and are left strike-slip zone. Owing to Svetoy Nos peninsula moving to the North and increase differences between the White and Barents seas.

А.Ф. Троянская

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

Полихлорированные дибензо-*p*-диоксины и дибензофураны в донных осадках многорукавного устья Северной Двины

A.F. Troyanskaya

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

Polychlorinated dibenzo-*p*-dioxins and dibenzofurans in sediments of the multi-arm North Dvina estuary

Полихлорированные дибензо-*p*-диоксины (ПХДД) и дибензофураны (ПХДФ) относятся к категории стойких органических загрязнителей (СОЗ), непреднамеренно образующихся в качестве побочных продуктов в различных технологических процессах, включая широко распространенный процесс сжигания ископаемого топлива, биотоплива и отходов.

ПХДД/ПХДФ (далее диоксины) являются приоритетными хлорорганическими загрязнителями окружающей среды Архангельской

области, что связано с производством беленой целлюлозы, а также с образованием загрязненных участков почв по типу «горячих точек», в результате интенсивного применения диоксинсодержащего пентахлорфенолята натрия (ПХФН) для антисептирования пиломатериалов [1]. Большая часть общего потребления ПХФН приходилось на лесозаводы, расположенные в устьевой области Северной Двины. Длительное время диоксины поступают в устье Северной Двины со стоками производства беленой целлюлозы, заметно сократившись только в последние годы в результате модернизации технологий отбели [2]. Будучи гидрофобными соединениями, диоксины поступают в окружающую среду в адсорбированном состоянии на органическом веществе сточных вод и почвы, осаждаясь по пути транспорта речного стока на удобных для седиментации участках в условиях приливного устья реки. Накопление в устьевых областях северных рек токсичных высоколипофильных устойчивых к деградации, способных к биоаккумуляции и глобальному переносу соединений представляет высокий риск их переноса в арктические экосистемы.

Поверхностный слой донных осадков (16 проб) отбирали в конце летней межени в 2005 году в прибрежных зонах по основному руслу, в Никольском и Корабельном рукавах, в протоках Маймакса и Кузнечиха. Пробы представляли преимущественно илистым песком, некоторые содержали включения древесных и растительных остатков. Пробы анализировались на содержание ПХДД/ПХДФ методом ГХ-МСВР в аккредитованной лаборатории аналитической токсикологии ИПЭЭ им. А.Н Северцова РАН. Количественное содержание диоксинов приведено в единицах эквивалентной токсичности (I-TEQ).

ПХДД/ПХДФ обнаружены во всех анализируемых пробах осадков. На левом берегу приустьевого участка концентрации ПХДД/ПХДФ варьировали от 0,327 до 3,783 нг I-TEQ/кг воздушно сухого осадка. Конгенерные профили ПХДД/ПХДФ на приустьевом участке в зоне влияния стоков от производства беленой целлюлозы на расстоянии 4,5 км выше и 18,5 км ниже выпуска стоков отличались разнородностью, отражая комбинацию источников, включающих отбелку целлюлозы, процессы сжигания, а также «fingerprint» ПХФН (рис. 1а). Вклад ПХДД в суммарную токсичность ПХДД/ПХДФ составлял от 27,4 до 60,4 %, а доля индикаторных для процесса сжигания токсичных конгенеро-в ПеХДФ (пентахлордибензофуранов) варьировала от 11,9 до 40,0 %. Хотя в результате модернизации технологий отбели целлюлозы самый токсичный 2,3,7,8-ТХДД (тетрахлордибензодиоксин) не был найден в сточных водах [2], в донных осадках он обнаруживался повсеместно, что обусловлено доминирующим влиянием остаточных количеств широко распространенного пентахлорфенолята натрия в устье реки.

В Никольском рукаве, на участке, ограниченном расстоянием 15 км

выше и 32,5 км ниже выпуска стоков с продвижением к морскому краю дельты реки пробы осадков были очень близки друг к другу по конгенерному профилю с преобладающим вкладом в эквивалентную токсичность (от 88,97 до 90,83 %) трех конгенеров – 2,3,7,8-ТХДД, 1,2,3,7,8-ПеХДД (пентахлордibenзодиоксин) и 1,2,3,4,7,8-ГкХДД (гексахлордibenзодиоксин), отражающих «fingerprint» ПХФН [3]. Максимальное количество (34,861 нг I-TEQ/кг) найдено возле территории лесозавода, ранее применявшего ПХФН. Относительно высокий уровень содержания диоксинов здесь может формироваться под влиянием остаточных количеств диоксинов, перемещающихся на коллоидных частицах почвы с загрязненной территории лесозавода, а также за счет высачивания со взвесью речного стока при смешении речных и морских вод. В Пудожемском устье, в зоне устойчивого осолонения речных вод, содержание диоксинов заметно сокращалось (до 0,329 нг I-TEQ/кг), однако сохраняется конгенерный профиль ПХДД/ПХДФ, отражающий «fingerprint» ПХФН.

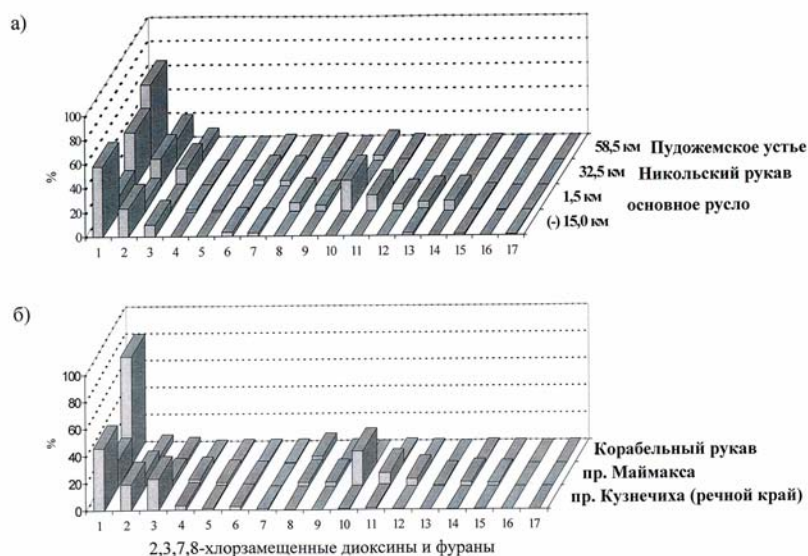


Рис. 1. Нормализованные изомер - специфические профили ПХДД/ПХДФ (I-TEQ) в донных осадках левого берега (а) на станциях выше (-) и ниже выпуска стоков АЦБК, в осадках правого берега (б) устья реки:
1 – 2,3,7,8-ТХДД, 2 – 1,2,3,7,8-ПеХДД, 3 – 1,2,3,4,7,8-ГкХДД, 4 – 1,2,3,6,7,8-ГкХДД, 5 – 1,2,3,7,8,9-ГкХДД, 6 – 1,2,3,4,6,7,8-ГпХДД, 7 – ОХДД, 8 – 2,3,7,8-ТХДФ, 9 – 1,2,3,7,8-ПеХДФ, 10 – 2,3,4,7,8-ПеХДФ, 11 – 1,2,3,4,7,8-ГкХДФ, 12 – 1,2,3,6,7,8-ГкХДФ, 13 – 1,2,3,7,8,9-ГкХДФ, 14 – 2,3,4,6,7,8-ГкХДФ, 15 – 1,2,3,4,6,7,8-ГпХДФ, 16 – 1,2,3,4,7,8,9-ГпХДФ, 17 – ОХДФ

Осадки правого берега, включая черту города, протоку Кузнечиху и Маймаксу, отличались более высоким относительно левого берега содержанием ПХДД/ПХДФ, составляющим от 0,182 до 24,313 нг I-TEQ/кг. Для большинства проб выявлен доминирующий вклад ПХДД в суммарную токсичность – от 69,23 до 96,28 %. Идентичность конгенерных профилей, отражающих «fingerprint» ПХФН», характерна для осадков возле территорий лесозаводов (рис. 1б). В черте города и возле крупных населенных пунктов в дельтовой части устья в большей степени проявляется вклад процессов сжигания. Здесь вклад ПХДФ варьировал от 21,4 до 30,8 %, в то время как на локальных участках возле лесозаводов на долю ПХДФ приходилось всего от 3,7 до 14,4 %.

В зоне смешения речных и морских вод уровень ПХДД/ПХДФ в донных осадках заметно сокращался. В осадках протоки Маймаксы возле д. Лапоминка и в Корабельном рукаве на морском крае дельты, между островами Лебедин и Мудьюг, при идентичном уровне (0,768 и 0,615 нг I-TEQ/кг, соответственно) конгенерные профили ПХДД/ПХДФ отличались друг от друга. На локальном участке возле д. Лапоминка, в пробе осадков, отобранной на расстоянии 1,3 км от основного русла, преобладали характерные для сжигания ПХДФ, а вклад 2,3,7,8-ТХДД составлял 15 %. В осадках Корабельного рукава профиль заметно трансформирован: при доминировании ПХДД в общей эквивалентной токсичности (91,5 %) на долю самого токсичного 2,3,7,8-ТХДД приходилось 79,7 %.

Полученные данные по количественному содержанию ПХДД/ПХДФ, их конгенерному составу в устье Северной Двины свидетельствуют о том, что по настоящее время в загрязнении донных осадков сохраняется доминирующее влияние остаточных количеств диоксинов, мигрирующих с загрязненных пентахлорфенолятом натрия прибрежных территорий.

1. Троянская А.Ф., Мосеева Д.П., Рубцова Н.А., Миняев А.П. Экологические последствия применения пентахлорфенолята натрия на деревообрабатывающих предприятиях Архангельской области // Диоксины – супертоксики XXI века. М.: ВИНТИ, 1998. № 23. С. 1-9.

2. Troyanskaya A.F., Rubtsova N.A. Dioxin emission in technological cycle of bleached kraft pulp production at the pulp and paper mills in the northern region of Russia // *Organohalogen Compounds*, 2008. V. 70. P.002321-002323.

3. Троянская А.Ф., Мосеева Д.П., Рубцова Н.А. Экологическая опасность отечественного промышленного препарата пентахлорфенолята натрия // *Химия в интересах устойчивого развития*, 2004. Т.12. № 2.С. 225-231.

Date of quantitative content of polychlorinated dibenzo-*p*-dioxins and dibenzofurans are given, the peculiarities of the formation their congeners patterns in the sediments of the tidal estuary of the North Dvina including the main river course, delta arms and channels.

Е.М. Ульянова

(ФГУ «ГОИН», г. Москва, e-mail: catty2001@rambler.ru)

Исследование компонентов солевого состава в зоне смешения речных и морских вод (по материалам наблюдений в устьевой области Северной Двины)

E.M. Ulyanova

(State Oceanographic Institute, Moscow)

Investigation of salt composition in the area of mixing river and sea waters (Northern Dvina estuary)

Введение

Исследование солевого состава в зоне смешения речных и морских вод является важной хозяйственной и научной задачей. В качестве объекта исследований выбрано устьевое взморье Северной Двины, поскольку в приливных устьях эта зона довольно обширна, что предоставляет большие возможности для исследований – можно охватить различные диапазоны солёности.

На режим устьевой области этой реки значительное влияние оказывают приливные и сгонно-нагонные течения, под действием которых происходит смешение солёных морских и пресных речных вод. При этом сама область смешения не является постоянной в пространстве и времени и изменяет свои размеры, включая границы распространения.

Помимо естественных природных процессов в устьевой области Северной Двины на гидрохимический режим оказывает влияние интенсивная хозяйственная деятельность, которая приводит к изменению содержания основных ионов в воде и является одним из признаков загрязнения реки. Сточные воды промышленности, коммунального и сельского хозяйства отличаются повышенным содержанием сульфатов (SO_4^{2-}), хлоридов (Cl^-), натрия (Na^+) и магния (Mg^{2+}) [1]. Следствием этого является трансформация химического состава речных вод, вызывающая, как правило, изменение свойств воды, стока растворённых веществ, биологических ингредиентов, тепла [2].

Для различных хозяйственных целей наиболее важной является коррозионная способность морской воды, во многом обусловленная величиной солёности воды (S , ‰). Классическим методом определения солёности является расчёт её значения по основному компоненту (иону хлора) солевого состава. При этом учитывается то обстоятельство, что соотношение солей в морской воде достаточно консервативно и устойчиво в большом интервале значений солёности. Однако когда морская вода разбавлена пресной, что имеет место в устьевых участках рек, эти соотношения нарушаются. Ввиду чего для определения солёности сильно разбавленных вод требуются точное знание соотношения солеобразующих ионов каждого конкретного района.

Методика получения исходных данных

В рамках исследования устьевой области Северной Двины в июле и в октябре 2008 году был произведен отбор двух серий проб воды, всего – 54 пробы, из которых дальнейшему анализу подлежало 39, соленость которых составляла менее 2,5‰. Пробоотбор осуществляли у о. Кумбыш. Отбор проводили в соответствии с ГОСТ 17.1.5.05-85 и ГОСТ Р 51592-2000. Определение щелочности (содержание гидрокарбонатов) и величины pH производили сразу же после отбора пробы на борту судна [3], остальные гидрохимические показатели, а именно общую жесткость (суммарный Ca^{2+} и Mg^{2+}) [4], хлорность [5], массовую концентрацию сульфатов [6] и общее содержание ионов натрия и калия [7], измерялись в лаборатории.

Соленость воды определяли электрометрическим методом с использованием иономера/кондуктометра Анион 4100. Впоследствии значения электропроводности в относительных единицах с помощью "Международных океанологических таблиц" [8] переводили в соленость, выраженную непосредственно в единицах массы (промилле). Также соленость воды определялась, исходя из полученной величины минерализации проб, которая рассчитывается путем суммирования количества растворенных в воде ингредиентов, найденных при лабораторном анализе проб воды, с учетом пересчета карбонатов в окислы.

Описание полученных данных

Отбор проб производился в период малой воды, когда речные воды поступали в Двинской залив Белого моря, смешиваясь с морской водой. В летний период экспедиционные работы проводились при неблагоприятных погодных условиях, когда ветер в порывах достигал 11-13 м/сек.

Результаты анализа распресненных вод приведены на Рис. 1.

Основой минерального состава вод Северной Двины (более 90-95 %) являются главные компоненты [2], под которыми подразумевают сложный комплекс производных, т. е. образовавшихся при растворении в воде солей. Из приведенных данных (Рис. 1, 2) видно, что основной вклад в ионный состав маломинерализованных проб воды (пробы 1-7) вносят ионы кальция, магния, сульфаты и бикарбонаты. С увеличением солености возрастает доля суммарного натрия, калия и хлоридов. Подобная закономерность вполне ожидаема, поскольку переход от пресной воды к соленой обычно характеризуется сменой кальций-магний-сульфатно-бикарбонатных вод на натрий-хлоридные. Характерное соотношение ионов морской воды [9]: 10,5% суммарный кальций и магний, 4,66 % сульфаты, 45,13 % хлориды, 39,48 % суммарный натрий и калий, 0,19 % бикарбонаты.

Другим важным показателем является соотношение $\text{SO}_4^{2-}/\text{HCO}_3^-$, которое часто используют для оценки степени закисления вод. Как видно из приведенных данных Рис. 1, с возрастанием солености содержание сульфатов постепенно увеличивается, а величина бикарбонатной щелочности меняется незначительно, что приводит к росту величины

данного соотношения. Тем не менее, совершенно очевидно, что подобное увеличение концентрации сульфат иона при относительно постоянном его вкладе в общую минерализацию, обусловлено только естественными причинами, а не антропогенным или иным влиянием. Что касается доли кальция и магния в общей минерализации, то, несмотря на возрастание жесткости при увеличении солености, их вклад не превышает 19 % для сильно распресненных вод и 7 % для вод с соленостью более 1 ‰.

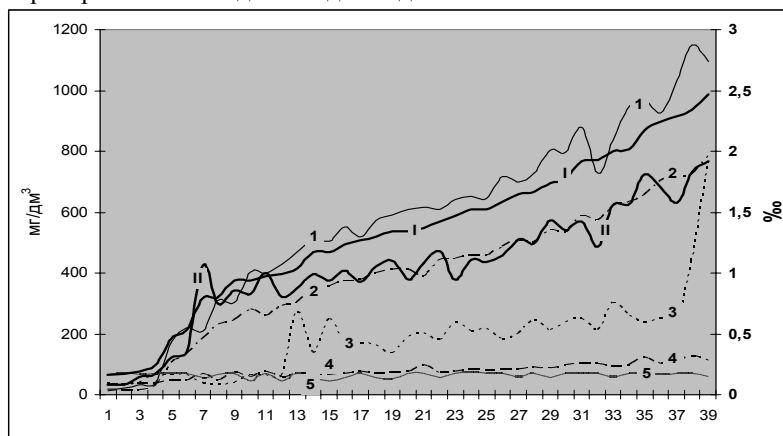


Рис. 1. Ионный состав и соленость распресненных вод. 1 – хлориды, 2 – суммарный натрий и калий, 3 – сульфаты, 4 – суммарный кальций и магний, 5 – бикарбонаты, I – расчетная соленость, II – соленость, определенная электрометрическим способом

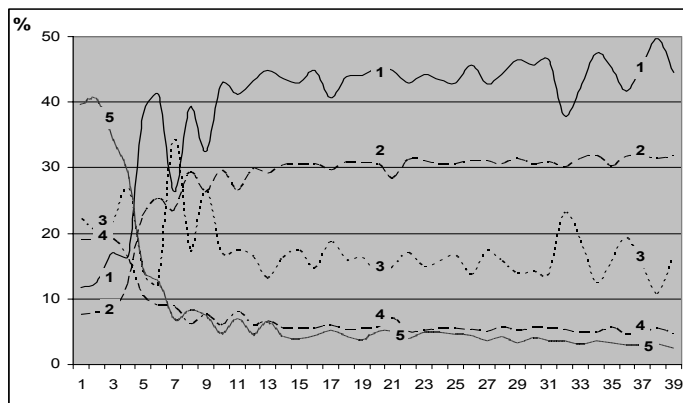


Рис. 2. Процентный вклад основных солеобразующих ионов в общую минерализацию распресненных вод. 1 – хлориды, 2 – суммарный натрий и калий, 3 – сульфаты, 4 – суммарный кальций и магний, 5 – бикарбонаты

Анализируя значения солёности, полученные двумя различными методами необходимо отметить, что, несмотря на существенный разброс (Рис. 1), прослеживается четкая закономерность: погрешность электрометрического метода значительно увеличивается при значениях солёности ниже 0,8‰ (Рис. 3). Это объясняется тем, что расчет практической солёности данным методом подразумевает использование океанографических таблиц, которые составлены для океанической воды, имеющей строго определенные соотношения солеобразующих ионов, существенно отличающиеся от соотношения ионов распресненных вод.

Примерно до 1955 г. солёность измеряли, определяя количество ионов хлора в единице массы воды. Полученное таким образом значение хлорности (Cl, ‰) вводили в эмпирическую формулу Кнудсена для расчета солёности (S, ‰): $S = 1,80655 \cdot Cl$. Эта формула исходит из допущения, что относительное содержание различных солей, растворенных в морской воде, постоянно. Многочисленные анализы показывают, что, за исключением незначительных отклонений в концентрации кальция, это действительно так, однако данное положение не распространяется на опресненные участки. В связи с чем, погрешность при расчете солёности, полученной аргентометрическим титрованием (по хлорности) в десятки раз возрастает, особенно при величине солёности меньше 1 ‰, что также свидетельствует о невозможности применения данного метода в этом диапазоне значений.

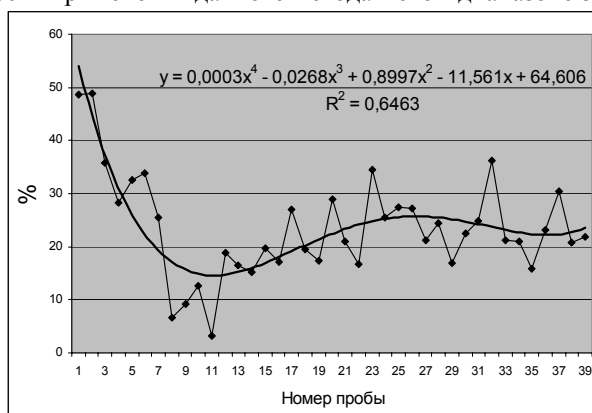


Рис. 3. Сходимость результатов расчетного и инструментального методов. График аппроксимирован полиномиальной кривой четвертой степени.

Обсуждение результатов

На основании проведенных исследований можно сделать следующие заключения:

1. С увеличением солёности вклад суммарного натрия, калия и хлоридов в общую минерализацию возрастает, а доля сульфатов и бикарбонатов снижается.

2. Соотношение солеобразующих ионов по мере возрастания солёности приближается к их соотношению в океанических водах, несмотря на несколько повышенное содержание сульфатов и бикарбонатов по сравнению с их содержанием в морской воде.

3. Для распреснённых вод, образующихся путём смешения речных и морских водных масс, в диапазоне ниже 2,5 ‰ традиционные методы определения солёности дают большую погрешность, обусловленную иными соотношениями основных солеобразующих ионов маломинерализованных проб в сравнении с океаническими водами.

4. Вариация солёности между расчётным и электрометрическим методом определения довольно большая (максимально 55 %). Столь значительная погрешность не позволяет использовать электрометрический метод для определения солёности сильно распреснённых вод. При достаточном количестве статистически значимого материала наблюдений, вероятно, станет возможным нахождение регрессионной зависимости между величиной солёности и погрешностью метода.

1. Кузнецов В. С., Доброскок М. В. О критериях оценки экологической ситуации в бассейне реки. /В кн.: Экология Северной Двины. – Архангельск, ЗАО Издательский дом «ЭЛПА», 1999, с. 86-96.
2. Алексеевский Н. И. Генетический анализ качества воды. /В кн.: География. – М., Изд-во МГУ, 1993, с. 224-228.
3. Руководство по химическому анализу морских вод. РД 52.10.243-92. – под ред. Орадовского С.Г., СПб.: Гидрометеиздат, 1993, 263 с.
4. Руководящий документ 52.24.395-95, Ростов-на-Дону, 1995
5. Руководящий документ 52.24.407-95, Ростов-на-Дону, 1995
6. Руководящий документ 52.24.401-95, Ростов-на-Дону, 1995
7. Руководящий документ 52.24.514-2002, Ростов-на-Дону, 2002
8. Международные океанологические таблицы. Вып. 1.-М.: Гидрометеиздат, 1969, 107 с.
9. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том II. Белое море. Вып. 2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. – Л.: Гидрометеиздат, 1991

The article is devoted to the experimental procedure of mineral composition and salinity determination in Northern Dvina estuary. Present methods of salinity definition are compared. Ion ratios are discussed. The article is focused on the result convergence between the computation method of salinity determination and method based on measuring the conductivity ratio.

**Ю.А. Федоров¹, А.Э. Овсепян¹, А.Н. Новигатский²,
В.П. Шевченко²**

(¹Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, e-mail: fed29@mail.ru,

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: vshevch@ocean.ru)

**Ртуть в донных отложениях маргинального фильтра
р. Северная Двина и Белого моря**

**Yu.A. Fedorov¹, A.E. Ovsepyan¹, A.N. Novigatskiy²,
V.P. Shevchenko²**

(¹Southern Federal University, Rostov-on-Don, ²P.P. Shirshov Institute of Oceanology,
Russian Academy of Sciences, Moscow)

**Mercury in bottom sediments of the marginal filter
of the Northern Dvina river and the White Sea**

По образному выражению А.П. Лисицына [1, 2] «маргинальные фильтры Мирового океана – первая ступень ...» его очистки от загрязняющих веществ. Идеальной моделью для изучения данного феномена служит система «устьевая область р. Северная Двина – Белое море», где наряду с природными факторами и процессами, получили большое развитие антропогенные. Ртуть является не только приоритетным загрязняющим веществом, но тем тяжелым металлом, природные источники которого в регионе уверенно не диагностированы.

Настоящее сообщение является результатом комплексных многолетних экспедиционных исследований, выполненных сотрудниками Южного федерального университета и Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в устьевой области р. Северная Двина, Двинском заливе и Белом море. Применялась модифицированная методика отбора, подготовки проб, ранее апробированная на различных водных объектах территории России [3, 4]. Пробы донных отложений в реке и заливе отбирались с борта судна «Айсберг-2» из горизонтов 0,1–0,15 м, всего было взято более 150 проб донных отложений на 18 станциях мониторинга (схему станций отбора см. в работе [4]). Отбор проб донных отложений Белого моря осуществлялся участниками 80-го рейса НИС «Профессор Штокман» (август 2006 г.), всего около 200 проб (рис. 1). Длина колонок изменялась от 0,14 до 0,35 м. Глубина моря в местах отбора проб колебалась в пределах 40–298 м. Определение ртути производилось с помощью атомно-абсорбционной спектроскопии гидритным методом холодного пара аттестованной лабораторией Южного федерального университета. Общее количество определений составило более 350. Контроль повторяемости получаемых результатов проводился в ФГУГП «Южгеология» и Гидрохимическом институте Росгидромета. Погрешность определения составила 10–15 %. [3, 4]. Ранее было отмечено повышенное содержание ртути в воде и донных отложениях устья р. Северная Двина и Двинском заливе, что вызывает

определенную тревогу общественности и природоохранных организаций. В работах [4–8] в основном установлены причины и закономерности распределения и поведения ртути в этих средах, как имеющие определенную связь с антропогенным воздействием.

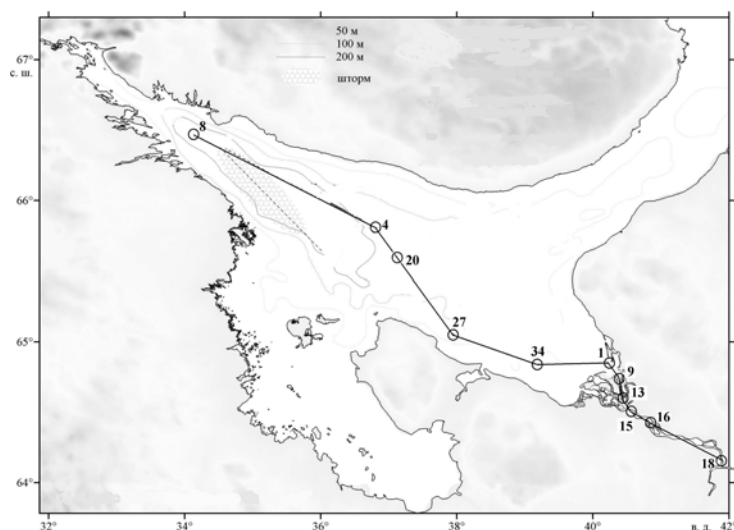


Рис. 1. Схема отбора проб по разрезу «устье р. Северная Двина – Кандалакшский залив» (Ст. 18 – Усть-Пинега, ст. 16 – порт Бакарица, ст. 15 – вершина дельты, ст. 13 – О. Соломбала, ст. 9 – Порт Экономия, ст. 1 – О. Мудьюгский, ст. 34 – ЮЗ часть Двинского залива, ст. 27 – СЗ часть Двинского залива, ст. 4 и 20 – Бассейн, ст. 8 – Кандалакшский залив).

В то же время, осталось много неясных вопросов, среди которых, центральное место занимают: 1) поведение ртути в транзитной зоне река – залив – море и её роли в качестве маргинального фильтра; 2) выяснение роли и масштабов техногенного влияния речного стока на экосистему Белого моря; 3) выявление особенностей депонирования ртути в донных отложениях реки, залива и моря; 4) определение «фоновых» концентраций ртути.

Для построения профиля было выбрано 6 станций, расположенных в устьевой области р. Северная Двина (от вершины приустьевых участка до морского края дельты) и 5 станций, расположенных на акватории Белого моря (рис. 2). При этом в расчет принимались только значения концентрации валовой ртути в поверхностном слое, поскольку он отбирался как в речной, так и в морской части разреза.

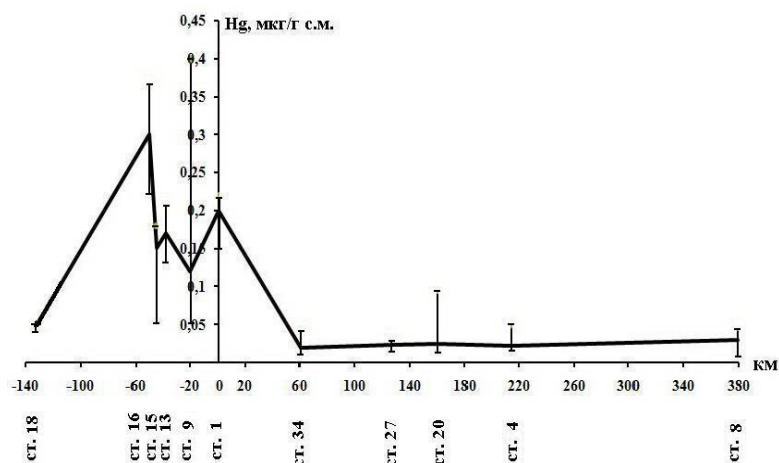


Рис. 2. Пределы колебаний и средние концентрации ртути в поверхностном слое донных отложений по профилю «устье р. Северная Двина – Белое море».

Наблюдается отчетливое снижение концентрации ртути в направлении от вершины дельты к её морскому краю. Здесь максимальные содержания приурочены к районам импактного воздействия урбанизированных территорий. Это четко регистрируется в донных отложениях реки и её притоков, прилегающих к городам Архангельск и Новодвинск, а также целлюлозно-бумажным комбинатам. Для этой части профиля характерен широкий диапазон концентраций Hg [8]. Здесь отсутствует ярко выраженная картина распределения валовой ртути по разрезу донных отложений. Имеет место повышение её содержания в пробах с ростом концентрации антропогенного органического вещества, пелитового материала, метана и общего сероводорода [5, 7–9]. На этом участке современное «фоновое» содержание валовой ртути, которое было рассчитано как среднее арифметическое значение, составляет 0,13 мкг/г с.м. [5, 8]. Наименьшие концентрации варьируют от 0,02 до 0,05 мкг/г с.м. На участке ст. 18–1 (Ст. Порт Бакарица – О. Мудьюгский) кривая поведения Hg носит пилообразный характер. На ней можно выделить три ярко выраженных пика концентраций.

Первый ярко выраженный пик соответствует ст. «Порт Бакарица», где антропогенное воздействие на донные отложения достигает своего максимума. Здесь на механическом барьере осаждается значительная часть ртути, поступающая из района г. Новодвинска. На участке ст. «Порт Бакарица – О. Соломбала» продолжается загрязнение донных отложений агломерацией г. Архангельска. На ст. «О. Соломбала» имеет место некоторое возрастание концентраций ртути, обусловленное аддитивным

воздействием природных и антропогенных факторов. Затем по мере продвижения к морскому краю дельты происходит снижение концентрации ртути, а на ст. «О. Мудьюгский» вновь наблюдается всплеск её содержания. Эта станция характеризуется существованием комплексного биогеохимического, гидрохимического и механического барьера, где завершается смена пресных вод р. Северная Двина на морские [4, 8, 10]. В работах [9, 10] отмечается значительное влияние барьерной зоны «р. Северная Двина – Двинский залив» на миграцию и перераспределение растворенной и взвешенной в воде форм ртути; здесь из воды выводится 95% мигрирующей во взвеси и 90% растворенной в воде ртути. Если рассматривать разрез река–залив–море, то порядок концентраций ртути в донных отложениях следующий: 0,13–0,2–0,035 мкг/г с.м. Т.о., в барьерной зоне происходит накопление Hg в донных отложениях (содержание ртути и ее соединений здесь в 1,5 раза превышает концентрации речного участка и в 5,7 морского). Такое поведение Hg хорошо объяснимо с точки зрения теории маргинальных фильтров [1, 2].

Распределение Hg в донных отложениях Белого моря в целом достаточно равномерно. Поверхностный слой донных отложений Белого моря характеризуется наиболее высокими концентрациями Hg (средние – 0,036 мкг/г с.м., наименьшие – 0,018 мкг/г с.м.). Амплитуда колебания концентраций также может свидетельствовать об уровне антропогенного воздействия. При определении фоновых концентраций ртути важно выявить современные и доиндустриальные (естественные) уровни нахождения ртути в донных отложениях. Для реки фоновое содержание Hg составляет порядка 0,04 мкг/г с.м. и характерно для наименее загрязненных районов вершины приустьевое участка. Среднее содержание Hg на речном участке характеризует антропогенное воздействие и выражается в превышении концентраций в 3,25 раза по сравнению с фоном. Таким образом, установлено, что природный «фон» для Hg близок как для донных отложений моря, так и речных. Можно предположить, что «наложенный» современный фон ртути донных отложений Белого моря в 2 раза превышает естественный доиндустриальный.

Авторы выражают благодарность сотрудникам Северного УГМС, Северо-Двинской устьевой станции Архангельского ЦГМС-Р, экипажам катера «Айсберг-2» и НИС «Профессор Штокман», А.Е. Рыбалко, В.А. Чечко за помощь, академику А.П. Лисицыну за поддержку и ценные советы. Работа выполнена при финансовой поддержке грантов Президента РФ «Ведущие научные школы» НШ-4983.2008.5 и НШ-361.2008.5, РФФИ (проект № 09-05-00337), госконтракта № 02.740.11.0334, Президиума РАН (проект 17.1).

1. Лисицын А.П. Маргинальные фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.

2. Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества и загрязнений в мировом океане и методы глобального мониторинга // Стокгольм – Рио – Йоханенсбург. Вехи кризиса. М.: Наука, 2004. Вып.2. С. 133–193.
3. Зелюкова Ю.В., Дидоренко Т.О., Козлова С.И. Применение непламенной атомно-абсорбционной спектрофотометрии ртути для определения микроколичеств ртутьорганических соединений // Тез. докл. V Всесоюз. конф. по аналитической химии органических соединений. М., 1984. С. 28–29.
4. Федоров Ю.А., Гарькуша Д.Н., Овсепян А.Э., Кузнецов А.Н. Основные результаты экспедиционных исследований на Северной Двине и Двинской губе Белого моря // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. Ростов-на-Дону. 2005. № 3. С. 95–100.
5. Овсепян А.Э., Фёдоров Ю.А. О некоторых особенностях распределения ртути в донных отложениях устьевой области р. Северная Двина // Геология, полезные ископаемые и геоэкология Северо-Запада России. Материалы XVII молодежной научной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 233–236.
6. Оленичева А.В. Об опыте работы Северного УГМС по обследованию районов экстремально высокого загрязнения (ЭВЗ) природной среды // Информационное письмо СУГМС №1 (164). Архангельск, 1997. С. 17–22.
7. Федоров Ю.А., Гарькуша Д.Н., Овсепян А.Э. Ртуть в водных экосистемах Севера ЕТР и её биогеохимические особенности распределения, миграции и трансформации // Сборник трудов II научно-практич. конф. «Экологические проблемы. Взгляд в будущее». Ростов-на-Дону, 2005. С. 121–124.
8. Федоров Ю.А., Овсепян А.Э., Доценко И.В. Ртуть в донных отложениях устьевой области Северной Двины и Двинской губы Белого моря // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. Спецвыпуск, 2007. С. 31–37.
9. Федоров Ю.А., Овсепян А.Э. О влиянии природных и антропогенных органических веществ на распределение ртути по формам миграции в воде рек Севера ЕТР // Сборник трудов II научно-практич. конф. «Экологические проблемы. Взгляд в будущее». Ростов-на-Дону, 2005. С. 130–133.
10. Федоров Ю.А., Овсепян А.Э. Ртуть и её связь с физико-химическими параметрами воды (на примере рек Севера ЕТР) // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. Ростов-на-Дону. 2006. № 2. С. 82–89.

The distribution of mercury in bottom sediments on the transect «Mouth of the Northern Dvina river – the Kandalaksha Bay of the White Sea» is analyzed. The «marginal filter» influence on the Hg redistribution in the fresh water and sea water mixing zone is revealed. The contemporary and pre-industrial concentrations of Hg in river and the White Sea bottom sediments are obtained.

Н.Н. Филатов

(ИВПС КарНЦ РАН, Петрозаводск)

Белое море и водосбор как объекты для решения научных и государственных задач

Комплексные исследования Мирового океана, требуют значительных материальных затрат и поэтому в условиях ограниченного временного фактора и финансирования требуется объединить средства и возможности организаций РФ для решения актуальных научных и практических, в том числе задач государственного масштаба [1]. Белое море имеет ключевое значение в рамках программы изучения, освоения ресурсов Арктики, поскольку оно представляет собой относительно небольшой, полузамкнутый водоем, для которого достаточно просто, по сравнению с другими морями Арктики можно организовать проведение комплексных фундаментальных и прикладных исследований, отрабатывать задачи по поиску полезных ископаемых, решать важные задачи обороны, транспорта, энергетики и др. [2].

Беломорье привлекает значительное внимание как исследователей, так и пользователей в связи с новым этапом освоения ресурсов Арктики, решением сложных социально-экономических проблем регионов Севера РФ. Отметим предполагаемую транспортировку природного газа по территории водосбора Белого моря со Штокманского месторождения, строительство в связи с этим побочных производств, добычу алмазов, золота, рыбных ресурсов, развитие марикультур. Все эти и другие мероприятия потребуют разработки научных основ рационального использования и охраны моря и экосистем водосбора, совершенствования законодательной базы, которая иногда препятствует устойчивому социально-экономическому развитию региона [3].

Таким образом, современные проблемы Беломорья включают комплекс вопросов социо-экономики, океанологии, геологии, обороны, что переводит проблему из ранга научной, академической в государственную. Белое море - единственное море, полностью находящегося в пределах Российской Федерации, может быть своеобразным полигоном для отработки не только перспективных фундаментальных прикладных научных исследований, но и решения государственных задач.

1. Лаверов Н.П. Предисловие // В кн. Фундаментальные исследования океанов и морей. Кн. 1. - М.: Наука, 2006. сс. 5-7.
2. Лисицын А.П.. Развитие нового направления в океанологии прогноз загрязнений морских бассейнов (на примере Белого моря)// В кн. Актуальные проблемы океанологии. - М.: Наука, 2003. сс. 497-607.
3. Алимов А.Ф., А.П. Алексеев, В.Я. Бергер. Марикультура как способ увеличения промысловых ресурсов Белого моря. Вестник Российской Академии Наук, 2008, том 78, М 9, с. с. 792-799.

А.Л. Чульцова

(Северо-западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
г. Архангельск, e-mail nwdioras@atnet.ru)

**Оценка состояния биогенных элементов в зимнюю межень
2007-2008 гг. в дельте реки Северной Двины**

A.L. Tchoultsova

(North-western Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Arkhangelsk)

**State value of biogenic elements winter mean water 2007-2008
years of the delta Northern Dvina River**

Пространственно – временное распределение биогенных веществ в водах дельты Северной Двины отличается большим разнообразием [1,2]. Это разнообразие отмечается и в зимний период, что связано, как с природными, так и антропогенными факторами [3, 4, 5]. За период ледостава происходит значительное накопление биогенных веществ в ледовом и снежном покровах реки, соразмерное с их содержанием в воде, которое приводит к значительному влиянию на состояние экосистемы устья реки во время весеннего ледохода и таяния снега.

В период зимней межени в 2007 г. (26 февраля-6 марта), в 2008 г. (12-20 марта) и в мае 2008 г. (сразу после ледохода) в дельте реки Северной Двины Институтом океанологии им. П. П. Ширшова (ИО РАН) и Северо-западным отделением (СЗО) ИО РАН был проведен отбор и анализ проб снега, льда и воды. Получены данные по толщине кернов льда и его характеристики по слоям. Определены величины концентрации биогенных элементов (фосфатного фосфора, нитритного и нитратного азота, кремния) в подлёдном и придонном слоях воды, снеге и характерных слоях этих кернов льда. Определение концентрации проводилось по общепринятым методикам, наиболее подходящим для данных объектов исследования [6, 7, 8]. Перед анализом пробы фильтровались через ядерные фильтры диаметром 47 мм с диаметром пор 0,45 мкм, изготавливаемые ОИЯИ (г. Дубна).

Концентрации фосфатного фосфора в отобранных пробах снега менялись в 2007 г. от 4 до 20 мкгР/л, в 2008 г. - от 1,3 до 36 мкгР/л. Концентрации нитритного азота менялись в 2007 г. от 0,2 до 2 мкгN/л, в 2008 г. - от 0,2 до 4,7 мкгN/л. Концентрации нитратного азота в 2007 г. - от 335 до 800 мкгN/л, в 2008 г. - от 192 до 471 мкгN/л. Концентрации кремния - в 2007 г. - от 1,5 до 54 мкг/л, в 2008 г. - от 20,4 до 223 мкг/л. Следует отметить, что максимальные концентрации в снеге отмечались в центральной части города, где сказывается максимальное антропогенное воздействие, а минимум отмечался в районе о. Мудьюга (условная морская граница дельты реки).

При анализе проб из характерных слоёв кернов льда (толщина льда в среднем составляла 50 см) концентрации фосфатного фосфора в 2007 г. отмечались в пределах от 0,5 до 8,9 мкгР/л, в 2008 г. - от 0,3 до 19 мкгР/л. В 2007 г., в отобранных нами кернах льда, наибольшая изменчивость концентрации фосфатного фосфора в слоях одного керна отмечалась (до 4 мкгР/л) в районе центральной части города, в 2008 г. наибольшая изменчивость в одном керне была отмечена в керне, взятом у о. Мудьюга (18,7 мкгР/л). Максимум концентрации находился в его нижнем слое.

В 2007 г. при анализе проб из характерных слоев кернов льда концентрации нитритного азота были в пределах 0,1-2 мкг/л и нитратного азота - 1,8-39 мкг/л, в 2008 г. - 0,5-2,6 мкгN/л и - 8,4-142 мкгN/л, соответственно. Максимумы концентрации нитритного и нитратного азота, зафиксированные в отдельных слоях кернов льда, приходились, в основном, на верхние слои отобранных нами кернов в исследуемый период.

При анализе проб из характерных слоев кернов льда измеренные концентрации кремния менялись в большом интервале: в 2007 г. - 10-570 мкг/л; в 2008 г. - 94-910 мкг/л. Причём, максимальная изменчивость, в отдельно взятом керне, отмечена в кернах взятых у о. Мудьюг в оба года сравнения. При анализе данных величин концентрации кремния в пробах льда по слоям, просматривается следующая закономерность: в верхнем слое льда концентрации выше, чем в снеге и нижних слоях керна льда. В нижнем слое льда концентрации несколько повышаются по отношению к среднему слою льда, но остаются ниже, чем в верхнем слое льда, концентрации кремния в пробах подлёдной воды значительно выше (в 10-50 раз).

В 2007 г. - концентрации фосфатного фосфора в пробах воды из дельты изменялись от 17 до 60 мкгР/л. Концентрации в придонном слое воды были несколько выше (на 3 мкгР/л), чем в подлёдном слое воды. В 2008 г. концентрации фосфатного фосфора в пробах воды подлёдного слоя изменялись от 29 мкгР/л (верхняя часть дельты) до 13 мкгР/л (о. Мудьюг). Зафиксированное максимальное значения 81 мкгР/л (в фазу малой воды) находилось в районе порта Экономии, причём, в 2007 г. максимальные значения были отмечены там же. В период после ледохода (середина мая 2008 г.) максимальные концентрации фосфатного фосфора в воде были отмечены в рукаве Корабельном при впадении р. Реушеньга - 29,6 мкгР/л, а минимальные - в протоке Кузнечихи при впадении р. Хатарица - 11,2 мкгР/л.

В 2007 г. концентрации нитритного азота в воде изменялись от 1 до 6 мкгN/л, с максимальным значением в районе порта Экономии. Концентрации нитритного азота в 2008 г. в подлёдном слое воды были 2-3 мкгN/л, за исключением района порта Экономии, где концентрации достигали 5,8 мкгN/л (в малую воду) и 5,3 мкгN/л (в полную воду). В период после ледохода (середина мая 2008 г.) максимальные концентрации нитритного азота в воде, также, как и фосфатного фосфора, были отмечены

в рукаве Корабельном при впадении р. Реушеньга - 8,5 мкгN/л, а минимальные на морской границе дельты - 0,5 мкгN/л.

В 2007 г. наблюдалось увеличение концентрации нитратного азота к морской границе дельты от 320 до 380 мкг/л в подлёдном слое воды и от 180 до 310 мкг/л в придонном слое. В 2008 г. концентрации нитратного азота в подлёдном слое воды снижались к морской границе дельты от 360 до 254 мкгN/л, что можно объяснить приливной фазой. В районе порта Экономии было отмечено незначительное повышение (384 мкгN/л). В период после ледохода (середина мая 2008 г.) максимальная концентрация нитратного азота отмечена на морской границе дельты - 196 мкгN/л, минимальная - 90,4 мкгN/л вблизи о. Кегострова.

В 2007 г. содержание концентрации кремния подлёдном слое воды достаточно однородно по пространству дельты реки и изменялось от 3500 мкг/л (порт Экономия) до 4130 мкг/л (о. Мудьюг). В придонных слоях воды отмечалось понижение концентрации с приближением к морской границе от 3590 до 990 мкг/л. Вертикальное распределение концентрации растворённого кремния также достаточно однородно, наблюдалось незначительное увеличение концентрации в придонном слое воды в районе порта Экономии. Концентрации кремния в подлёдной воде в 2008 г. снижались к морской границе дельты от 4700 до 3050 мкг/л, что объясняется влиянием моря. В период после ледохода (середина мая 2008 г.) максимальная концентрация кремния 2896 мкг/л вблизи о. Лебедин, минимальная - на морской границе дельты - 544 мкг/л.

В целом, концентрации определяемых биогенных элементов в воде лежат в рамках средних многолетних значений и изменяются согласно сезонному ходу [1, 2]. Вызывают интерес данные о величине содержания биогенных элементов в снежном и ледовом покровах реки Северной Двины, т.к. они отсутствуют. Участки с наибольшим содержанием биогенных веществ в снежном и ледовом покрове дельты реки находятся в центральной части г. Архангельска и в районе порта Экономии. На структуру льда, на величины содержания биогенных элементов в нём, их изменчивость по вертикали (в керне льда) влияют условия льдообразования, концентрации биогенных элементов самой реки и приближённость к антропогеннозагрязнённым районам. В основном, в верхней части керна концентрации биогенных элементов выше, чем в нижней части. Анализ имеющейся литературы показывает, что исследование накопления биогенных веществ вызывает научный интерес. Это связано с отсутствием оценки по влиянию импактного выброса биогенных элементов, накопившихся за весь зимний период в снеговом и ледовом покровах, который, на наш взгляд, является одной из основных причин активного развития биоты в устьевых и прибрежных экосистемах весной.

Автор благодарит академика РАН Лисицына А.П. (руководителя проекта «Система Белого моря»), кандидатов наук Скибинского Л.Э. и

Шевченко В.П., а также участников этих зимних экспедиций. Исследования 2008 г. проведены при поддержке регионального гранта РФФИ «Север» № 08-05-98814.

1. Кузнецов В.С., Мискевич И.В., Зайцева Г.Б. Гидрохимическая характеристика крупных рек бассейна Северной Двины, Л., Гидрометеиздат, 1991. 195 с.
2. Бреховских А.Ф., Волкова З.В., Колесниченко Н.Н., Проблемы качества поверхностных вод в бассейне Северной Двины, М., Наука, 2003. 233 с.
3. Чульцова А.Л., Скибинский Л.Э. Накопление биогенных элементов в снежном и ледовом покровах устьевой области реки Северной Двины. // Матер. X Международной конференции: «Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря». г. Архангельск. Изд-во: ООО «Издательский центр СГМУ». 2007. С. 80-85.
4. Чульцова А.Л., Скибинский Л.Э., Хлебопашев П.В. Влияние накопления биогенных элементов в снежном и ледовом покровах реки Северной Двины на состояние экосистемы Двинского залива Белого моря. // Матер. Международной научной конференции «Большие морские экосистемы России в эпоху глобальных изменений (климат, ресурсы, управление)». г. Ростов-на-Дону. Изд-во: ЮНЦ РАН. 2007. С. 287-294.
5. Чульцова А.Л., Скибинский Л.Э. Распределение биогенных веществ в снежном и ледовом покровах устьевой области реки Северной Двины. // Матер. Всероссийской научной конференции, посвящённой Международному Полярному Году (2007-2008 гг.) «Исследования Российской Арктики: прошлое, настоящее, будущее». Архангельск: Арх. центр РГО. 2008. С. 205-211.
6. РД 52. 10. 243 – 92. Руководство по химическому анализу морских вод. СПб. 1993. 264 с.
7. Современные методы гидрохимических исследований океана. М. АН СССР. Институт океанологии им. П.П. Ширшова. 1992. 200 с.
8. Чульцова А.Л. Методы комплексного изучения содержания взвешенного вещества и биогенных элементов в период ледостава. Сборник трудов V международной научно-практической конференции «Экологические проблемы. Взгляд в будущее. СОЛ «Лиманчик». ЗАО «Ростиздат», Ростов-на-Дону. 2008. С. 512-514.

In the period of freezing-up there is accumulation of biogenic matters in the ice and snow covers of the Northern Dvina River. Impact troop landing in spring biogenic elements accumulating for winter period, is one of reasons of active development of phytoplankton.

Н.В. Шаров¹, В.А. Журавлев²

(¹Институт геологии Карельского НЦ РАН г.Петрозаводск sharov@krc.karelia.ru;

²ОАО Морская арктическая геологоразведочная экспедиция г.Мурманск
vitalyzh@mage.ru)

Строение литосферы Беломорского региона

N.V. Sharov¹, V.A. Zhuravlev²

(¹Institute of Geology Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, ²JSC MAGE Murmansk)

Lithospheric structure of the White Sea region

Структура земной коры региона имеет сложное мозаично-неоднородное строение. Блоки ограничены зонами глубинных и других крупных разломов, рассекающих всю кору или отдельные ее слои и обуславливающие тем самым дискретность ее структуры в горизонтальном направлении. Ни одна из промежуточных границ в коре не прослеживается повсеместно, но это не значит, что региональной расслоенности не существует. Она проявляется в закономерном изменении физических свойств вещества с глубиной, в сохранении мощности отдельных скоростных этажей для одинаковых геоструктур.

Из региональных границ в кристаллической коре наиболее известны границы K_1 и K_2 , которые разделяют три этажа земной коры со скоростью продольных и поперечных волн: 5.8-6.3 и 3.5-3.8 км/с (верхний этаж), 6.3-6.7 и 3.6-3.9 км/с (средний), 6.8-7.3 и 3.7-4.2 км/с (нижний). Наиболее надежно граница K_1 выявлена по интенсивным обменным волнам. В ГСЗ ей иногда отвечает серия отражающих площадок на глубине 12-20 км, но чаще всего это условная граница, отделяющая верхний слой коры с резко меняющейся скоростью по латерали от ослабленного промежуточного, где скорость меняется в более узких пределах (6.2-6.4 км/с).

Другую природу, очевидно, имеет граница K_2 , прослеженная по отраженным и обменным волнам на глубине 20-35 км со скоростью продольных волн 6.8-7.1 км/с. Разделяемые ею скоростные этажи в отдельных блоках различаются средними величинами сейсмической скорости 0.2 км/с. Преобладающая скорость выше этой границы (6.5-6.6 км/с) соответствует кислым породам амфиболитовой фации метаморфизма. Ниже границы K_2 скорость превышает величину 6.8-7.0 км/с. Это может быть субстрат, представленный смесью основных и ультраосновных пород.

Волны K_1 и K_2 часто выделяются в последующих вступлениях. Их большая интенсивность позволяет относить их к отраженным или обменным волнам от достаточно резких границ. По соотношению времен прихода волн K_1 и K_2 с их аналогами в первых вступлениях можно предположить, что они сформированы отраженными и преломленными волнами от кровли слоев со скоростями: 6.4-6.7 км/с и 6.7-7.0 км/с соответственно.

В целом, сравнительный анализ волновых полей по всем профилям региона позволяет выбрать некую общую (базовую) модель земной коры, которую можно использовать как исходную для выявления общих тенденций изменения физических параметров кристаллической коры по площади. Такая модель является определенной формой аппроксимации реальной скоростной структуры коры, она позволяет представлять разрезы для всех профилей в единой форме и проводить построение трехмерной скоростной модели.

В качестве такой опорной модели для кристаллической коры исследуемого региона была выбрана трехслойная модель со скоростями продольных волн 5.8-6.4 км/с в верхнем слое (верхний этаж), 6.5-6.7 км/с в среднем и 6.8-7.2 км/с в нижнем. Слои разделены отражающими горизонтальными K_1 и K_2 и отделены от верхней мантии границей M со скоростью 8.0-8.2 км/с. Граница K_2 , скорей всего, обусловлена изменением реологических свойств пород на больших глубинах и поэтому с ней не связано изменение плотности. Из опыта моделирования, граница K_1 , чаще всего, отражает изменение петрофизических свойств - увеличение основности пород разреза, что, как правило, отражается в увеличении плотности.

Построенная трехмерная скоростная модель основана на описанной выше базовой модели земной коры. Она представлена четырьмя картами-схемами в масштабе 1:2500 000 глубин до границ фундамента, K_1 , K_2 и M , то есть до кровли слоев со скоростями 6.0, 6.5, 6.8 и 8.0 км/с. Такая серия карт характеризуется общим фон изменчивости структуры коры по площади.

Граница K_1 залегает на различных глубинах, в верхней части коры имеются высокоскоростные внедрения и низкоскоростные пропластки мощностью 3-8 км в отдельных блоках. Отмечается общая тенденция уменьшения ее глубины до 13-15 км на юге - востока Кольского полуострова и в отдельных частях Белого моря, а также северной части Архангельской области. В остальной части мощность верхней коры изменяется от 17 до 20 км.

Граница K_2 описывает несколько иную картину, чем по вышележащему горизонту K_1 . Локальный подъем этой границы до 18-20 км отмечается в районе геотраверса АР-3 в Белом море и под Мезенской структурой до 25 км и на Кольском полуострове, на фоне средних глубин 28-30 км в других частях региона.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН №6.

The authors report the results of the study of the lithosphere in the White Sea region. Modern concepts of the deep structure of the earth in the White Sea region and its surroundings are presented. New concepts of the structure and

evolution of the region were developed by thorough combined analysis of geological and geophysical data.

**В.П. Шевченко¹, Н.В. Политова¹, Р.А. Алиев²,
Р.Э. Здоровеннов³, М.Д. Кравчишина¹, А.Н. Новигатский¹,
Д.И. Приходько⁴, А.В. Толстиков³, А.С. Филиппов¹,
А.Л. Чульцова⁵, К.А. Щербаков¹**

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

vshevch@ocean.ru; ²НИИ ядерной физики им. Д.В. Скобельцына МГУ, г. Москва;

³Институт водных проблем Севера Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск;

⁴Российский государственный геологоразведочный университет им. С.

Орджоникидзе, г. Москва; ⁵Северо-Западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Архангельск)

Многодисциплинарные исследования Белого моря в июле 2009 г.

**V.P. Shevchenko¹, N.V. Politova¹, R.A. Aliev²,
R.E. Zdrovennov³, M.D. Kravchishina¹, A.N. Novigatsky¹,
D.I. Prihodko⁴, A.V. Tolstikov³, A.S. Filippov¹,
A.L. Chultzova⁵, K.A. Scherbakov¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Skobeltsyn Institute of Nuclear

Physics, Moscow; ³Institute on Northern Water Problems of Karelian RC RAS,

Petrozavodsk; ⁴Ordzhonikidze State Geological Prospecting University, Moscow; ⁵North-

Western Branch of Shirshov Institute of Oceanology RAS, Arkhangelsk)

Multidisciplinary studies of the White Sea in July 2009

В период с 5 по 17 июля 2009 г. в Белом море была проведена многодисциплинарная экспедиция на борту НИС “Эколог”, организованная Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН и Институтом водных проблем Севера Карельского НЦ РАН. Исследования проводились в рамках проекта “Система Белого моря” (руководитель – академик А.П. Лисицын) [1, 2] и проекта по изучению особенностей природных процессов в районах приливных побережий Белого моря (руководители чл.-корр. РАН Ю.С. Долотов и чл.-корр. РАН Н.Н. Филатов) [3]. В экспедиции участвовали сотрудники Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (в том числе его Северо-Западного отделения), Института водных проблем Севера Карельского НЦ РАН, ФГУНПП «Севморгео», НИИ ядерной физики им. Д.В. Скобельцына МГУ, Российского государственного геологоразведочного университета им. С. Орджоникидзе, Зоологического института РАН. Маршрут экспедиции показан на рис. 1.

Целью экспедиции являлось многодисциплинарное исследование природной среды Белого моря в период летней межени с охватом всей

системы океанологии (физики, химии, биологии и геологии) в их динамике и взаимодействии в пространстве и во времени (четырехмерный подход).

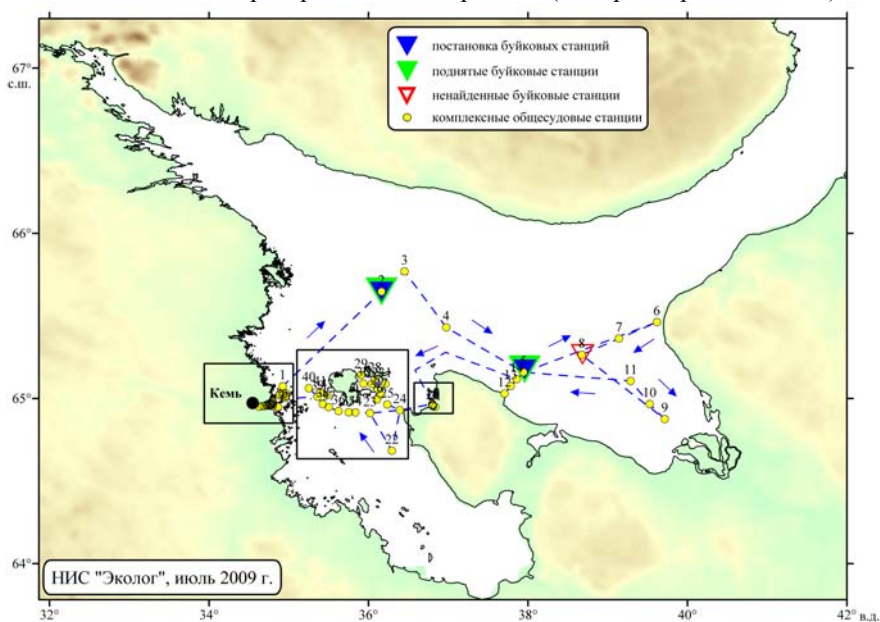


Рисунок 1. Схема маршрута.

В экспедиции решались **следующие задачи**:

1. Изучение геохимических процессов на границе река – море (маргинальные фильтры рек Кемь и Летняя Золотица).
2. Максимальное использование данных спутников цвета (построение карт распределения взвеси, хлорофилла, температуры).
3. Работа на ходу судна с отбором проб с поверхности для верификации данных спутников (хлорофилл, взвесь).
4. Гидрофизическое зондирование на станциях многопараметрическим зондом CTD 90M (Sea & Sun) с определением температуры, солености, мутности и ряда других параметров.
5. Определение глубины видимости диска Секки.
6. Отбор проб воды с поверхности и из водной толщи и её фильтрация через ядерные и стекловолоконные фильтры для определения количественного распределения и состава взвеси и исследования состава растворённой фазы (углерод, металлы, углеводороды).
7. Изучение бактерио-, фито- и зоопланктона.
8. Подъём буйковых станций с седиментационными ловушками со сменными стаканами, поставленных в июле 2008 г. в рейсе НИС “Эколог”, и постановка новых станций на период до июля 2010 г.

9. Отбор проб донных осадков дночерпателем и трубкой Неимисто.

10. Геофизические работы с помощью высокочастотного ЛЧМ-профилографа ПГ-400, конструктивная основа которого была разработана в ФГУНПП «Севморгео», а макет изготовлен в Морфизприборе (Санкт-Петербург).

В экспедиции судном было пройдено 496 морских миль, выполнена 71 станция, в том числе 2 суточных и 1 полусуточная. В период выполнения суточных станций для работ на прилегающей акватории использовался катер «Казанка 5 М». Экспедиция была проведена в два этапа. Первый этап с 5 по 12 июля проходил в Онежском и Двинском заливах и в Бассейне, второй – с 14 по 17 июля в маргинальном фильтре р. Кемь. 13 июля была произведена частичная смена участников.

Распределение температуры, солености и плотности 5–12 июля было типичным для периода летней межени [4]. Температура воды на поверхности моря варьировала от 7 до 14°C; наиболее высокие значения отмечены в кутовой части Двинского залива (в зоне влияния речного стока р. Северная Двина), наиболее низкие – в северо-восточной части Двинского залива около м. Зимнегорский (влияние баренцевоморских вод) и в проливе Восточно-Соловецкая Салма (квазипостоянный апвеллинг). На глубоководных станциях выражена прямая стратификация. Суточный термоклин практически не был выражен, что связано с относительно прохладной погодой в течение периода наблюдений. Глубина расположения сезонного термоклина колебалась от 15 до 40 м для всех районов измерений, кроме Восточно-Соловецкой Салмы, где благодаря мощным приливо-отливным течениям водная толща перемешана от поверхности до дна. Температура воды в придонном слое в Бассейне и Двинском заливе составляет -1°C. Соленость на поверхности моря колебалась от 13 до 26‰. Наиболее распреснен поверхностный слой Двинского залива; соленость на ст. 9 составляла 14‰. Максимальная соленость наблюдалась в Бассейне и в районе Соловецкого архипелага. Положение галоклина в целом соответствует положению термоклина, но здесь характерно наличие локальных флуктуаций. Соленость придонного слоя составляла 28–29‰.

Предварительные результаты показывают, что во время экспедиции в Белом море было характерное для летней межени низкое содержание биогенов, хлорофилла, взвеси [5–7]. Значения мутности, полученные с помощью STD зонда, значительно колебались в зависимости от района. Максимальные значения мутности отмечены в устьях рек и на мелководье. На вертикальных разрезах отмечено снижение мутности ниже пикноклина и ее увеличение вблизи дна (нефелоидный слой). Например, в Бассейне и Двинском заливе концентрация взвеси в основном была ниже 1 мг/л.

В устье р. Кемь, при солености вод менее 1‰, концентрации взвеси составляли 2.0–2.5 мг/л в фазу прилива, и 2.9–3.6 мг/л в фазу отлива. В зоне смешения (1–20‰) были отмечены увеличения концентраций взвеси до

4.1 мг/л. При солёности более 20‰ содержание взвеси уменьшалось до 1.1–1.3 мг/л и менее. В среднем, в отлив концентрации взвеси были выше, чем в прилив. Также в зоне смешения р. Кемь были выполнены две суточные станции с почасовым CTD-зондированием и отбором проб воды в обе фазы приливо-отливного цикла. На суточной станции 43, расположенной вблизи порта Кемь, отчетливо прослеживалось влияние реки, солёность на поверхности изменялась от 9‰ в отлив до 17‰ в прилив, а в придонном слое практически не изменялась и составляла 23.4–23.7‰. Концентрация взвеси в поверхностном слое изменялась незначительно: 2.7 мг/л в отлив, 2.2 мг/л в прилив, в придонном слое 1.5 мг/л и 1.9 мг/л, соответственно. Распределение температуры, солёности и взвеси по глубине на суточной станции 65, расположенной во внешней части эстуария, было более однородным. Солёность изменялась от 24.3 до 24.7‰, а концентрация взвеси не превышала 0.5–0.7 мг/л в полную и малую воду.

Средняя концентрация хлорофилла *a* в поверхностных водах (горизонт 0 м) изученной акватории Белого моря составляла 1.3 мкг/л, варьируя от 0.5 до 2.6 мкг/л. Максимальное значение (6.6 мкг/л) обнаружено на станции 22 в Онежском заливе. Подобное локальное увеличение концентрации хлорофилла *a* больше нигде в море не отмечалось. Сравнительно высокие значения концентрации (2.3–2.6 мкг/л) выявлены вблизи южных берегов Соловецких островов (станции 23, 34) в районе квазипостоянного апвеллинга. С глубиной концентрация хлорофилла *a* закономерно уменьшается и уже на глубине 20–25 м колеблется от 0.1 до 0.4 мкг/л, а на глубинах более 100 м составляет лишь сотые доли микрограмма. Однако в тонком придонном слое воды (до 50 см от дна) его значения могут значительно возрастать, достигая в собственно наддонной воде (0–20 см от дна) 2.0 мкг/л.

В экспедиции были подняты 2 буйковые станции, простоявшие в море 1 год. С помощью седиментационных ловушек со сменными стаканами, стоявшими на этих станциях, была получена летопись сезонности вертикального потока осадочного вещества с разрешением 1 месяц. При предварительном анализе материала установлено высокое значение потоков вещества в мае–июне, а так же в сентябре, самые низкие значения характерны для октября–ноября.

Получен большой объем данных и проб. Проводится обработка материала.

Авторы признательны экипажу НИС “Эколог”, а также всем участникам экспедиции за помощь, академику А.П. Лисицыну, чл.-корр. РАН Н.Н. Филатову, чл.-корр. РАН Ю.С. Долотову, В.Н. Коваленко, О.Ю. Корнееву, А.Е. Рыбалко, О.В. Копелевичу за поддержку, С.В. Вазюле за предоставление спутниковых данных.

Финансирование экспедиции осуществлялось при поддержке РФФИ (гранты 09-05-10081, 09-05-00658, 07-05-00691 и 08-05-00860), Программы

17 фундаментальных исследований Президиума РАН (проект 17.1) и гранта поддержки ведущих научных школ № НШ-361.2008.5.

1. Лисицын А.П. Новые возможности четырехмерной океанологии и мониторинга второго поколения – опыт двухлетних исследований на Белом море // Актуальные проблемы океанологии. Гл. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2003. С. 503–556.
2. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Немировская И.А. и др. Развитие четырехмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга морских экосистем (на примере Белого моря) // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. М.: Научный мир, 2009 (в печати).
3. Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Здоровеннов Р.Э. и др. О комплексных исследованиях эстуариев Карельского побережья Белого моря // Водные ресурсы Европейского Севера России: итоги и перспективы исследований. Материалы юбилейной конференции, посвященной 15-летию ИВПС. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 463–473.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Под ред. Б.Х. Глуховского. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 240 с.
5. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Буренков В.И. и др. Взвесь и гидрооптика Белого моря – новые закономерности количественного распределения и гранулометрии // Актуальные проблемы океанологии. М.: Наука, 2003. С. 554–605.
6. Shevchenko V.P., Dolotov Y.S., Filatov N.N. et al. Biogeochemistry of the Kem' River estuary, White Sea (Russia) // Hydrology and Earth System Sciences. 2005. V. 9. P. 57–66.
7. Кравчишина М.Д., Мицкевич И.Н., Веслополова Е.Ф. и др. Взаимосвязь взвеси и микроорганизмов в водах Белого моря // Океанология. 2008. Т. 48. № 6. С. 900–917.

Multidisciplinary expedition to the White Sea was carried out on 5–17 of July, 2009 onboard the R/V "Ekolog". Its objective was to study the White Sea system during summer mean water using multidisciplinary approach that includes all oceanological sciences (physics, chemistry, biology and geology) in their dynamics and interaction in space and in time (the four-dimensional approach).

**L.S. Shirokova^{1,2}, T.Ya. Vorobjeva¹, S.A. Zabelina¹,
O.Yu. Moreva¹, S.I. Klimov¹, N.V. Shorina¹, A.V. Chupakov¹,
O.S. Pokrovsky², S. Audry², J. Viers², B. Dupré²**

(¹Institute of Ecological Problems of the North, Russian Academy of Science, Arkhangelsk, Russia, e-mail: LShirokova@yandex.ru; ²Géochimie et Biogéochimie Expérimentale, LMTG, Université de Toulouse, CNRS-IRD-OMP, Toulouse, France)

Biogeochemistry of dissolved carbon and trace elements in typical stratified lake of the White Sea basin (Arkhangelsk region)

**Л.С. Широкова^{1,2}, Т.Я. Воробьева¹, С.А. Забелина¹,
О.Ю. Морева¹, С.И. Климов¹, Н.В. Шорина¹, А.В. Чупаков¹,
О.С. Покровский², С. Одри², Ж. Виерс², Б. Дюпре²**

(¹Отдел экспериментальной геохимии и биогеохимии, Лаборатория по изучению механизмов переноса в геологии, Университет Тулузы, Тулуза, Франция; ²Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск)

Биогеохимия растворенных форм углерода и микроэлементов в стратифицированном озере водосборного бассейна Белого моря (Архангельская область)

Lakes of boreal zone regulate the fate of dissolved carbon, nutrients and trace metals during their transport from the watershed to the ocean. This is particularly true for the White Sea basin which has high lake coverage. High concentration of Dissolved Organic Matter (DOM) and thus, colloidal status of the main nutrient for heterotrophic bacterioplankton in boreal rivers and lakes require detailed and seasonally-resolved studies on the bioavailability of organic carbon, having both autochthonous and allochthonous origin. Although the net heterotrophy of most boreal lakes is fairly well documented phenomenon, the understanding of the processes controlling the transformation of main carbon pools and their coupling with biogeochemistry of other elements, notably nutrients, is still at the very beginning. This is particularly true for strongly stratified lakes located in the boreal zone and receiving large amount of allochthonous organic carbon.

To gain a better understanding of the biogeochemical mechanisms that control dissolved organic and inorganic carbon migration in surface boreal waters, we studied in 2007–2009 two strongly stratified lakes in the Arkhangelsk region (NW Russia, White Sea basin). The lake Svyatoye (GBS RAN “Rotkovetz”) belongs to the White Sea basin and it is located in the excessive precipitation zone in the granitic moraine lithologic environment and thus are weakly mineralized. This lake has the depth around 16 m and exhibits (at the monitoring deepest point) permanent chemical and temperature stratification (the oxygen concentration gradually decreases from saturation at the surface to 0.1 mg/L at

the bottom were sampled along the water column profile in March and in July 2007, 2008 and 2009.

Organic and inorganic carbon concentration, heterotrophic bacterial cell number and primary production/mineralization were measured during all seasons from the surface to the bottom. Results demonstrate the systematic evolution of dissolved organic and inorganic carbon concentration and associated bacterial population and productivity/mineralization ratio. The main source of organic carbon in the deepest layer of the lake is probably autochthonous organic matter whose mineralization creates elevated concentrations of DIC in the bottom horizons (Fig. 1).

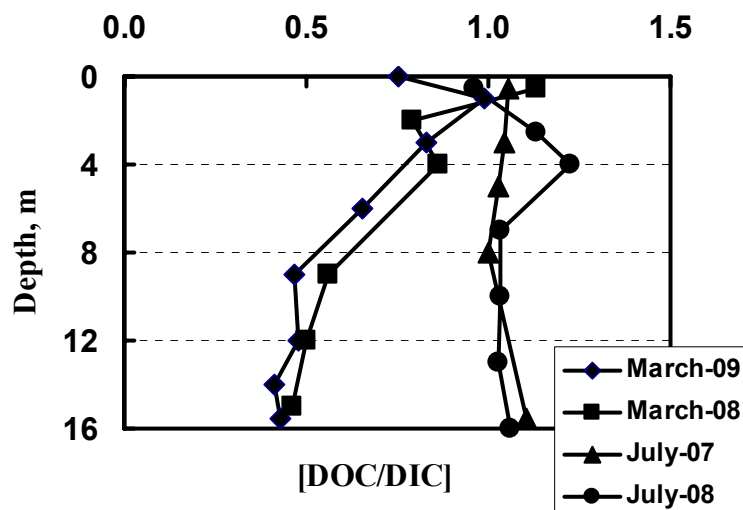


Fig. 1. Molar DOC (Dissolved Organic Carbon) to DIC (Dissolved Inorganic Carbon) ratio in the Svyatoye Lake during different seasons. Organic → inorganic carbon transformation occurs essentially in winter time, in agreement with net heterotrophy observed in the full depth profile.

Another surprising result is that, although it is notoriously known that bacteria utilize small-size organic carbon (Fig. 2), there is no link between the < 1 kDa (approx. 1 nm) filtered organic carbon and heterotrophic bacteria cell number. Therefore, bacterial consumption of large-size allochthonous organic carbon even in deepest horizons of the stratified lake may be a general phenomenon. Future isotope approaches, and coupling CO₂ – methane cycles performed during the possible spring and autumn lake overturn are necessary to define the mechanisms of strong stratification in these lakes.

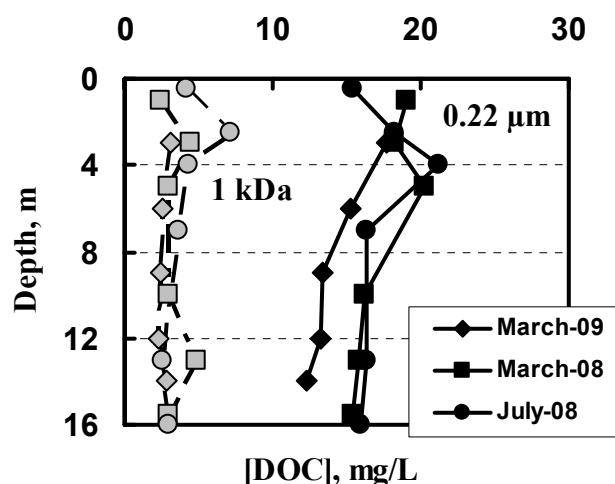


Fig. 2. Speciation of dissolved organic carbon in the water column of Svyatoye lake. There are 20-30% of small-size bioavailable (< 1 nm) molecules of OC, with similar concentration and vertical distribution in summer and winter

To get further insights in the biogeochemistry of these lakes, we have studied speciation of major and trace elements in strongly stratified lakes of Arkhangelsk region, the White Sea basin (Svyatoye lake) in winter (glacial) and in summer period. In all samples, large colloidal forms (10 kDa – 0.22 μ m) of iron, organic carbon, trivalent and tetravalent elements are clearly dominating. Change in speciation of trace elements with depth is due to stratification processes, redox condition change and the biodegradation of plankton biomass releasing dissolved organic matter in the bottom horizons. Concentrations of most trace elements (Li, B, Al, Ti, V, Cr, Ni, Co, Zn, As, Rb, Sr, Y, Zr, Mo, Sb, Ba, REEs, Th, U) are not subjected to variations along the water column, despite the presence of strong redox stratification starting from 10–12 m down to the bottom especially pronounced during winter period. Apparently, these elements are not significantly controlled by production/mineralization processes and by redox phenomena in the water column or the influence of these processes is not pronounced under the control by the allochthonous river water input. It is possible that organo-ferric colloids controlling petrogenic elements speciation in soil and river waters are being replaced by autochthonous organic colloids in the lake system. The same observation is true for some heavy metals such as nickel, copper and zinc, whereas cobalt, as limiting component, is being strongly removed from the photic zone or it is coprecipitating with manganese hydroxide. Note that, although both Fe and Mn demonstrate significant increase of concentration with depth (redox stratification), Fe is present exclusively in the form of colloids whereas Mn is

rather in the form of truly dissolved species (Fig. 3). This strongly suggests that, during spring and autumn overturn, rivers will be enriched in colloidal Fe(III) and dissolved Mn^{2+} , in agreement with speciation measurements in Severnaya Dvina river during different seasons (Pokrovsky et al., this issue).

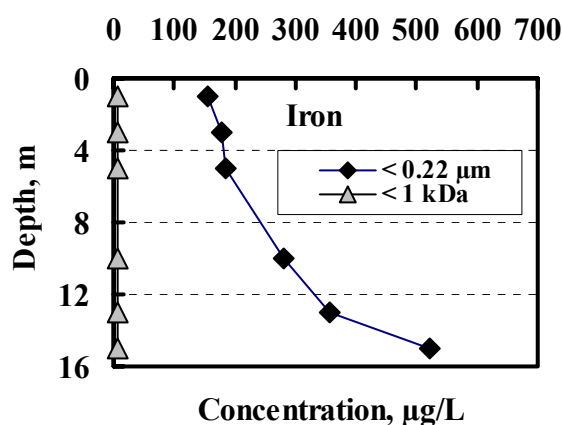


Fig. 3. Total dissolved (< 0.22 µm) and truly dissolved (< 1 kDa) concentrations of iron (left) and manganese (right) in the Lake Svyatoye in March 2008 demonstrate strong winter stratification. While almost all iron is in colloidal state (1 kDa – 0.22 µm), manganese is controlled by dissolved divalent ions (Mn^{2+}).

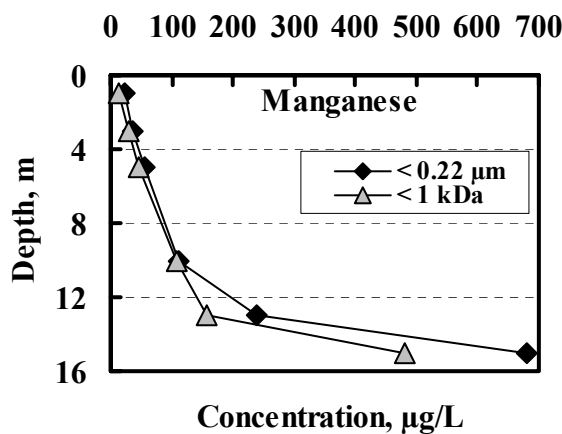


Fig. 3 (continued).

Overall, results of the present work allow quantitative evaluation of the role of redox processes in the bottom horizons and organic detritus degradation in the creation of chemical stratification of small boreal lakes.

This research was supported by grant of the Ural branch of the Russian Academy of Science (2009) «Production and mineralisation processes as factors that determine the organic and inorganic balance of carbon in lakes of Arkhangelsk region» and RFFI (№ 08-05-98810) «Biogeochemical processes of carbon and sulphur cycles in small lakes ecosystems of taiga biome of the north-western part of Russia (on the example of Arkhangelsk region)».

В данной работе представлены результаты изучения сезонной динамики распределения растворенных форм органического и неорганического углерода, микроэлементов в стратифицированном озере Святое водосборного бассейна Белого моря. Полученные результаты позволяют оценить роль окислительно-восстановительных процессов в придонном слое и разложения органического детрита в создании химической стратификации малых озер с высоким содержанием растворенного органического углерода. Данные процессы являются важным фактором формирования химического состава рек, дренирующих водосборный бассейн Белого моря.

СИСТЕМА КАСПИЙСКОГО МОРЯ, 4-D ИССЛЕДОВАНИЯ

А.К. Амбросимов, Н.В. Либина

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

Пространственно-временная структура течений на западном склоне Дербентской котловины

A.K. Ambrosimov, N.V. Libina

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

Spatio-temporal structure of currents on the western slope of the Derbent Basin

Исследование поля течений, проведенное летом и осенью 2008 года над осадочными волнами на свале глубин вблизи Дербента в Каспийском море, показало, что распределение течений по глубине водной толщи неоднородно.

По данным летних наблюдений (июль 2008 г.) в водной толще присутствовали два течения, разделенные термоклином на глубине 20 м. Поверхностное течение по разрезу, длиной 14,6 км (см. Рис. 1), с координатами начала и конца – 42,0506 N; 48,5469 E и 42,0619 N; 48,7192 E, было направлено со скоростями 20-25 см/с на северо-запад, при этом по данным ГМС Дербента скорость ветра в этот момент имела противоположное направление ($\sim 340-320^\circ$) со скоростями 10-11 м/с. Вблизи основной вдольбереговой струи на ее внешней стороне был обнаружен интенсивный антициклонический вихрь на поверхности моря со скоростями 50-100 см/с. При этом течение под термоклином сохраняло направление на юго-восток со скоростью 25 см/с. С увеличением глубины скорость течения возрастала до $\sim 50-70$ см/с.

Разрезы были выполнены с помощью буксируемого измерителя течений ADCP-600, а осенние с помощью ADCP-300.

Измерение придонных течений, расположенных ниже максимальной глубины чувствительности прибора (30 - 40 м), были выполнены в дрейфе в режиме погружения ADCP на 70-ти метровую глубину. Эксперименты показали (см. Рис. 2), что у самого дна на глубинах до 120 м скорости течения в основном, направлены на юго-восток со скоростями $\sim 10-15$ см/с. Однако, на некоторых записях были заметны течения южного и юго-западного направлений, возможно связанные с топографией осадочных волн на дне в этой части моря.

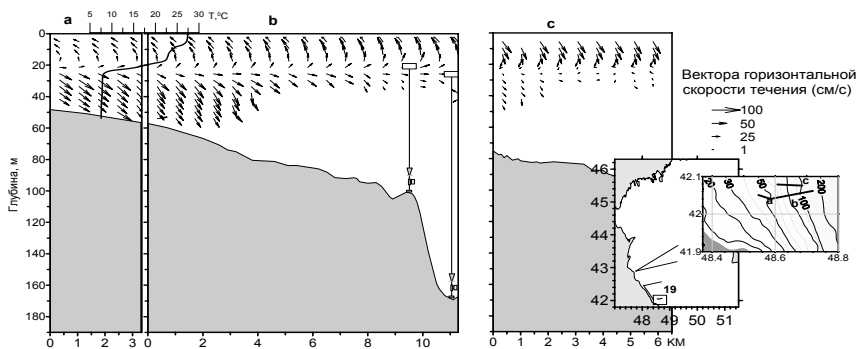


Рис. 1. Разрезы поля течений на разрезах над свалом глубин вблизи г.

Дербента с датами и координатами разрезов:

- a) 08.07.28 42.0506N 48.5469E - 42.0407N 48.5851E, 3.3 км;
- b) 08.07.28 42.0407N 48.5855E - 42.0619N 48.7192E, 11.3 км;
- c) 08.07.28 42.0788N 48.6071E - 42.076N 48.6858E, 6.5 км.

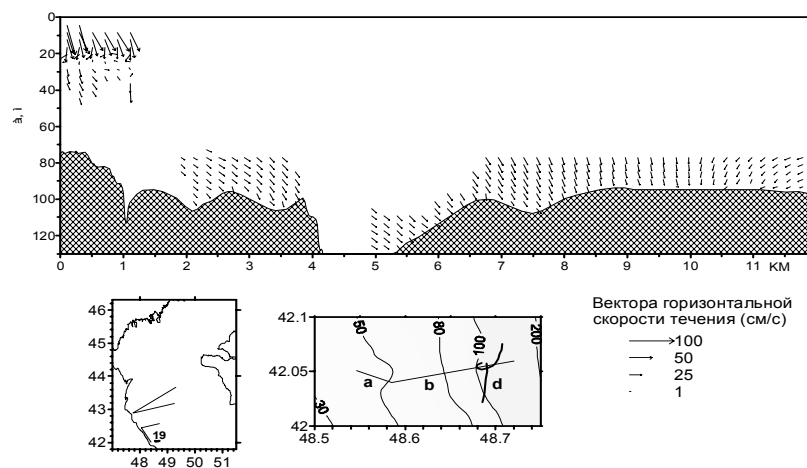


Рис. 2. Меридианальный разрез (см. d) поля течений в дрейфе над свалом глубин вблизи Дербента при опускании измерителя течений ADCP вглубь моря на 70 м, с координатами начала и конца разреза 42.0977N 48.5943E – 42.0579N 48.6847E, 28 - 29 июля, с 17:46 до 05:39 мск, 8.7 км

В конце ноября 2008 года в 29 рейсе НИС «Рифт» было выполнено несколько повторных разрезов течений в районе Дербента с помощью буксируемого акустического измерителя течений ADCP-300. Разрез с координатами начала и конца 42° 00,978' с.ш.; 48° 25,02' в.д. и 42° 04,788' с.ш.; 48° 50,52' в.д., соответственно, до глубин ~ 90м, которые представлены на Рис. 3, 4 и совпадают с разрезами а) и б) летнего сезона.

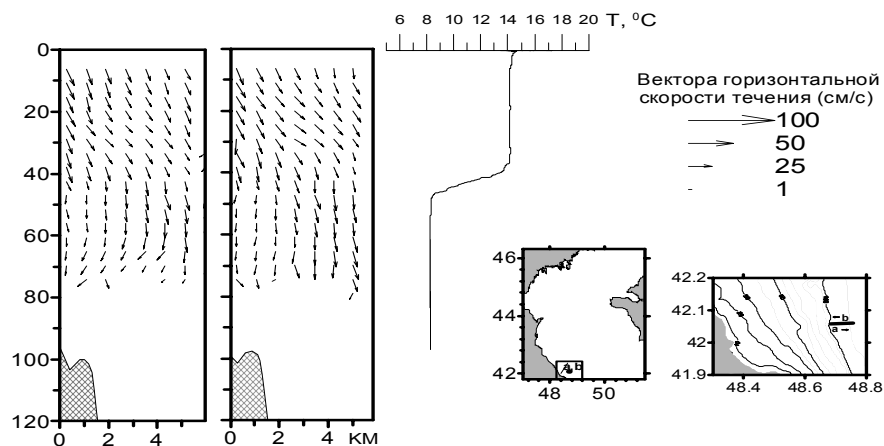


Рис. 3. Вектора горизонтальной скорости течения осенних разрезов 2008 г.
а) 08.11.17 42.057N 48.6854E – 42.0585N 48.7575E.. 6.0 км
б) 08.11. 42.0585N 48.6867E – 42.06N 48.7574E. 5.8 км.

Результаты измерений поля течений на разрезе между станциями 23 и 22 (35,8 км), выполненные в период с 06:17 до 20:02 часов 17 ноября 2008 года представлены на Рис.4. Анализ наблюдений показал, что на свале глубин в районе Дербента на глубинах от 20 до 60 м течение в этот сезон года по всей толще моря со скоростями ~ 20 - 30 см/с направлено на юго-восток. С глубины от 60 м до 90 м течение подворачивает в южном направлении. У самого дна скорости течений начинают флуктуировать и придонные струи меняют направления от юго-западного до юго-восточного, возможно связанного с рельефом дна и ориентацией осадочных волн.

По всей длине и толще широтного разреза наблюдаются струи юго-восточного, южного и юго-западного направлений с горизонтальными масштабами 3-7 км, а по глубине они имеют масштаб от 10 до 20 м.

Сопоставление данных течений с результатами метеонаблюдений ГМС Дербента показывает, что во время съемки разрезов последний фиксировал, практически, штилевую погоду, ГМС Изберга и Махачкалы также давали небольшие скорости ветра – 4-9 м/с преимущественно юго-восточного направления. Здесь следует отметить, что основная информация о метеоданных поступает с береговых ГМС, расположенных в предгорьях Кавказа, и поэтому их данные могут значительно отличаться от реальной картины поля ветра над морем.

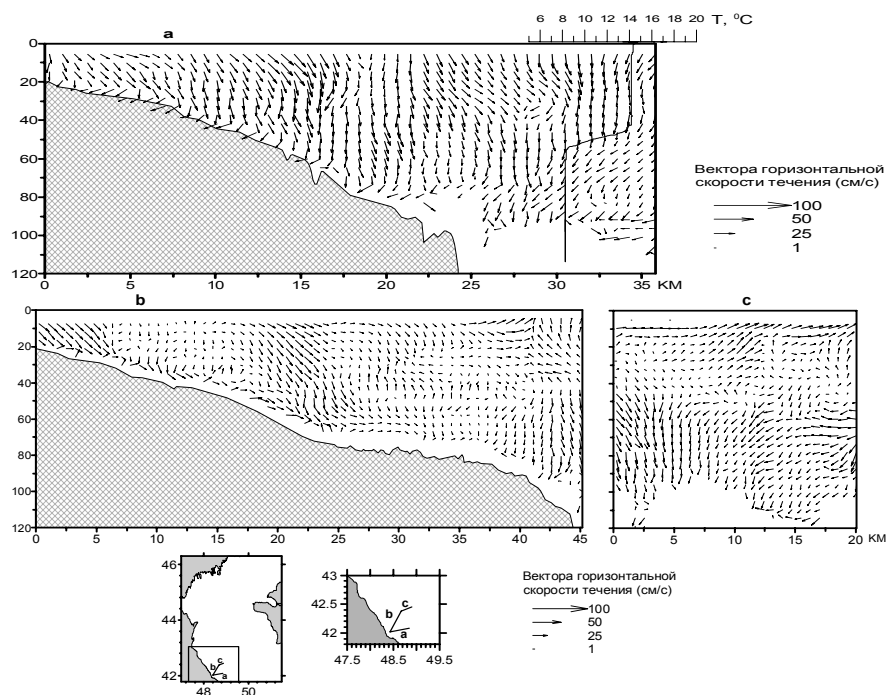


Рис. 4. Вертикальные разрезы горизонтальных полей течений над свалом глубин вблизи г.Дербента.

- a) 08.11.17 42.0163N 48.4174E – 42.0798N 48.8425E. 35.8 км.
- b) 08.11.17 42.017N 48.4201E–42.3782N 48.6715E. 45.2 км.
- c) 08.11.18 42.3786N 48.672E–42.4498N 48.8968E. 20.1 км.

Research the currents flow, which were spent in the summer and autumn of 2008 over continental slope in Derbent region in the Caspian Sea, has shown that distribution of currents on depth of water thickness is non-uniform. There were two currents divided by a thermocline on depth of 20 m.

Ю.М.Берлин, М.М.Марина

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

Температурные условия преобразования органического вещества в мезозойских нефтегазоматеринских отложениях Средне-Каспийского региона

Y.M.Berlin, M.M.Marina

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS)

Temperature conditions of organic matter transformation in the Middle Caspian region Mesozoic source rocks

Регион Среднего Каспия представляет собой в основном шельфовый бассейн, геологически тесно связанный с хорошо изученными территориями западного и восточного континентальных обрамлений. В пределах последних пробурены сотни скважин и открыты нефтяные и газовые месторождения. В разрезах мезозойского осадочного чехла выделены основные потенциально нефтегазоматеринские комплексы – байос-батский (средняя юра) и апт-альбский (нижний мел).

Основным фактором преобразования органического вещества (ОВ) является тепловой режим недр. Оценка температур для любой глубины под поверхностью дна и, следовательно, на границах выделенных в оценочных разрезах потенциально нефтегазоматеринских толщ, в случае, если кондуктивный перенос близок к стационарному, проводится по известному уравнению теплопроводности. Основными его параметрами являлись мощности отложений выделенных в разрезах литолого-стратиграфических комплексов, средние значения их теплопроводности и данные о тепловом потоке, проходящем через дно. Учитывается также температура в осадках вблизи дна, где термальные условия являются стабильными.

Значения теплового потока в регионе Каспийского моря базируются, главным образом, на данных карты теплового потока территории СССР и аналогичной карты Европы. Общее число измерений теплового потока в Каспийском регионе более 150, из которых большая часть приходится на его континентальное обрамление и Южный Каспий и только около 15-ти – на Средний Каспий. Вследствие гетерогенности тектонического строения Средне-Каспийский бассейн характеризуется значительной изменчивостью теплового потока в среднем от 35 до 70 mW/m^2 . Это укладывается в пределы мировых стандартов структур герцинской платформы и альпийских передовых прогибов (25-80 mW/m^2 и 42-55 mW/m^2). Тепловой поток выше 55 mW/m^2 типичен для приподнятых зон вала Карпинского, Прикумской зоны поднятий. Весьма низкие значения (менее 45 mW/m^2) относятся к внутренней области Предкавказского (Терско-Каспийского) передового прогиба как на суше, так и на море. Однако в Дербентской (Северо-Апшеронской) впадине современный тепловой поток достигает

130 mW/m² и более. Необычная характеристика теплового поля обусловлена, очевидно, влиянием конвективного теплообмена вдоль серии разломов, которые были очень активны в течение позднеэоценового и четвертичного времени. Остальные части Средне-Каспийского бассейна, за исключением узкой полосы вдоль крыла Мангышлакской зоны поднятий (восточное обрамление Каспия), характеризуются умеренными значениями теплового потока – 43-45 mW/m². Следует еще раз подчеркнуть, что количество морских измерений теплового потока в Среднем Каспии крайне мало. Поэтому в акваториальные части бассейна значения потока часто экстраполируются со смежных районов суши. При расчетах обычно принимаются его средние значения для определенной структурно-формационной зоны. Значения теплопроводности брались, главным образом, с графика распределения этого параметра с глубиной, построенного на основе анализа его распределения в различного типа терригенных породах, а также с составленного графика зависимости теплопроводности от плотности отложений. Учитывались также опубликованные конкретные данные по физическим свойствам пород на обрамлениях Каспия. Все расчеты температур проводились по системе оценочных разрезов, частота расположения которых зависела от особенностей геологического строения отдельных районов и количества геотермических данных. При этом учитывались собранные на различных участках по западному обрамлению бассейна конкретные данные замеров температур в 85-ти буровых скважинах, из которых 20 определений были в пределах среднеюрского стратиграфического интервала разреза и 35 – нижнемелового.

Итогом проведенных расчетов явилось построение карт температур кровли байос-батских и апт-альбских отложений. Анализ первой из них карты позволяет отметить, что байос-батские отложения в пределах наиболее глубоких частей современного Терско-Каспийского прогиба (Сулакская и Северо-Апшеронская впадины) прогреты до температур более 180⁰С, а это главная зона газообразования (ГЗГ). В краевых частях этих впадин и в пределах Скифской плиты и ее морского продолжения, где температура меняется от 70⁰ до 180⁰С, отложения комплекса находятся в пределах главной зоны нефтеобразования (ГЗН). Здесь, в зависимости от палеогеографической обстановки и, соответственно, типа ОВ, происходит образование газонефтяных или нефтегазовых углеводородов (УВ). По западному обрамлению Каспийского моря геоизотерма 70⁰С уходит уже в пределы Северо-Каспийского бассейна. На восточном обрамлении Среднего Каспия (Туранская плита) современные температуры кровли комплекса ниже, чем на западном. Здесь породы находятся в ГЗН в пределах Южно-Мангышлакской системы прогибов и впадины Казахского залива. В расположенной севернее Северо-Устьюртской впадине (Северо-Каспийский бассейн) температурные условия ГЗН меняются от 70⁰С до 110-120⁰С. На

основании сопоставления типов ОВ (сапропелево-гумусовый) и температурных условий его формирования можно полагать, что на восточном обрамлении Каспия и его акваториальном продолжении следует ожидать преимущественной генерации нефтегазовых УВ с преобладанием газовых.

Собранные данные по отражательной способности витринита приводят к выводу, что на большей части исследуемой территории наиболее высокие температуры прогрева байос-батских отложений характерны для современного этапа погружения комплекса, за исключением районов восточной части Средне-Каспийского и, частично, Северо-Каспийского бассейнов. Нарастание температур происходило здесь только до эоценового времени, а затем наступило постепенное охлаждение недр, связанное с низкими скоростями осадконакопления в кайнозойское время. Установлено, что палеотемпературы конца эоценового времени выше современных почти на 40%.

На карте распределения температур в кровле апт-альбского комплекса изотерма 70°C (начало ГЗН) охватывает значительно меньшую площадь, по сравнению с предыдущей картой. В пределах восточного обрамления Каспия она очерчивает контуры только Южно-Мангышлакского прогиба. В более глубокой его части комплекс прогрев до температур 90° - 100°C . В температурные условия ГЗГ отложения апт-альба попадают в пределах Северо-Апшеронской и Сулакской впадин, причем для последней - только в акваториальной ее части. В остальных районах Среднего Каспия и его западного обрамления кровля комплекса очерчивается изотермами от 70°C до 150° - 160°C , то есть он целиком находится в температурных условиях ГЗН. Анализ распределения типов ОВ и температур позволяют сделать вывод о генерации здесь нефтяных и газовых УВ.

Temperature conditions organic matter transformation in select Mesozoic source rocks have been evaluated. Temperature distribution maps of the bajocian-bathonian and aptian-albian complexes were constructed.

**З.И. Верховская, М.М. Марина, Ю.М. Берлин, А.Ю. Леин,
А.Г. Матуль, С.А. Корсун**

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

**Состав органического вещества в донных осадках
Северного и Среднего Каспия**

**Z.I. Verchovskaya, M.M. Marina, Y.M. Berlin, A.Y. Lein,
A.G. Matul, S.A. Korsun**

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

**Composition of the organic matter in bottom sediments
of the North and Middle Caspian**

Проведены детальные химико-битуминологические исследования 30 образцов донных осадков, отобранных в колонках, поднятых грунтовыми трубками в пределах Северного и Среднего Каспия. Из них 9 проб на одной станции в пределах Северного Каспия (до глубины 405 см), 8 проб на одной станции в Среднем Каспии (до глубины 400 см) и 13 проб на семи станциях над структурой Нурсултан, расположенной также в пределах Среднего Каспия. Среди последних 7 поверхностных образцов (до глубины 10 см) и 6 – в интервале отбора от 140 см до 470 см.

Осадки Северного Каспия, взятые на глубине моря 7,4 м., представлены песком часто с раковинным детритом. Они состоят из кварца (72-79%), незначительного количества алюмосиликатных материалов, содержание которых увеличивается с глубиной, из кальцита и окислов металлов, в основном, железа. Осадки окислены на всю глубину вскрытия. Проведенные определения органического (Сорг) углерода показали, что они имеют значимые величины только в слое 0-13 см, а во всех остальных горизонтах количество Сорг меньше, чем чувствительность метода определения. Содержание карбонатного раковинного материала в поверхностном горизонте достигает 15%, в толще песков распределение карбонатов по колонке неравномерное, но всегда меньше, чем в верхнем горизонте в 2-3 раза.

Большинство осадков Среднего Каспия приурочено к глубинам воды 137 м. Они разнотекстурные, в верхнем слое преобладают алевролиты и псаммиты, начиная с 70 см и глубже – тонкоалевритовая и пелитовая фракции. Сверху вниз по разрезу в осадках постепенно растет содержание кварца (от 30 до 63%). Количество кальцита резко уменьшается с горизонта 200 см и остается постоянным до основания разреза. В осадках присутствуют глинистые минералы каолинит+хлорит и слюда+смешанно-слоистые образования. Содержание Сорг выше, чем в мелководной части Каспия, но в большинстве проб осадков ниже 80 см не достигают 1%. Содержание карбонатного углерода (Скарб) в пробах до глубины 140 см превышает 6%, а ниже и до 400 см. его содержание вдвое меньше.

На ультразвуковой бане при комнатной температуре проводилась экстракция хлороформом сухих осадков. Выделенный хлороформенный битумоид (ХБА) разделяли методом колоночной жидкостной хроматографии на фракции и рассчитывали их процентное содержание в его составе.

Органическое вещество (ОВ) исследованных осадков отличается довольно низким содержанием ХБА, концентрация которого для всех проб изменяется от 0,004% до 0,006%. Исключение составляют поверхностные осадки Северного и Среднего Каспия, где содержание ХБА возрастает от 0,007% до 0,017%. Значительно выше концентрация ХБА в поверхностных осадках двух станций структуры Нурсултан – 0,03 и 0,07 %. Очевидно, что их аномальные значения связаны с различным литологическим составом осадков. Групповой состав ХБА отличается высоким содержанием углеводов (УВ). Для Северного Каспия их концентрации изменяются с глубиной отбора от 20% до 31%. Для Среднего Каспия эти изменения составляют от 15% до 27%, за исключением структуры Нурсултан, где они значительно выше – от 22% до 41%. Можно предположить, что максимальные концентрации УВ в осадках возможно связаны с их восходящей миграцией от залежей в исследуемых районах Каспия (месторождения Ракушечное и Нурсултан). Для всех образцов осадков характерны довольно низкое содержание бензольных смол и высокое – спирто- бензольных смол, что указывает на степень преобразованности ОВ осадков. Содержание асфальтенов коррелируется с концентрацией ХБА. Повышенные значения ХБА соответствуют высоким концентрациям асфальтенов.

Более точной оценкой источников миграции УВ является анализ содержания и распределения нормальных алканов и основных биомаркеров. Именно УВ-биомаркеры являются главными индикаторами исходного ОВ и его преобразования. По распределению относительно низкомолекулярных и высокомолекулярных *n*-алканов, а также по отношению суммы УВ с нечетным числом атомов углерода к сумме четных (индекс нечетности) можно характеризовать тип исходного ОВ. По результатам газожидкостного хроматографического анализа все пробы осадков содержат УВ C13 – C35 и основные изопреноиды – пристан и фитан. Величина индекса нечетности почти во всех пробах немного больше или меньше единицы. Можно также отметить высокие значения основных изопреноидов (3 – 9%). Отношение пристана к фитану (0,6-0,8) в образцах Северного Каспия подтверждает окислительные условия осадконакопления, а величина этого соотношения (0,9-1,2) в пробах Среднего Каспия отражает слабовосстановительную обстановку. Большинство проб осадков в Среднем Каспии имеют два максимума в распределении *n*-алканов в низкомолекулярной и высокомолекулярной областях, что характерно для современных осадков. Распределение индивидуальных УВ в осадках

Северного Каспия и в нескольких станциях Среднего Каспия (структура Нурсултан) отличается равномерным чередованием четных и нечетных н-алканов, индексом нечетности близким к 1, отношением пристана к фитану, равным 1, что свидетельствует о присутствии УВ нефтяного ряда. Таким образом, химико-битуминологические исследования осадков Северного и Среднего Каспия показали преобладание миграционных УВ в ОБ ряда образцов.

A detailed chemical-bituminological study was made of 30 bottom sediment samples from the North and Middle Caspian Sea area. Predominance of migration hydrocarbons in organic matter of some samples was found against the background of a low content of chloroform bitumoid.

**В.Е.Верзбицкий, О.В.Левченко, Л.И.Лобковский,
Л.Р.Мерклин, Г.Н.Мар**

(Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, e-mail: torsek1@mail.ru)

**Структуры подводного оползания в четвертичных
отложениях склонов Дербентской котловины (Каспийское
море)**

**V.E.Verzhbitsky, O.V.Levchenko, L.I.Lobkovsky, L.R.Merklin,
G.N.Mar**

(P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; e-mail: torsek1@mail.ru)

**The structures of submarine slumping in Quaternary sediments
of Derbent Basin (Caspian Sea)**

Вопрос о гравитационной неустойчивости четвертичных и, в первую очередь, голоценовых отложений подводных склонов Каспийского моря имеет не только сугубо научное, но и совершенно очевидное прикладное значение в связи с оценкой георисков при освоении нефтегазовых месторождений. Начиная с 2004 года ИОРАН регулярно проводил комплексные экспедиции в Каспийском море на НИС “Рифт”, включавшие высокоразрешающее сейсмоакустическое профилирование НСП со спаркером и SES [Лобковский и др., 2007, Левченко и др., 2006, 2007].

В районе северного склона Дербентской котловины на профилях НСП были отмечены специфические бескорневые складчатые структуры, захватывающие верхнюю (~150-200 м) часть осадочной толщи. Здесь выделяется серия относительно широких сундучных антиклиналей, разделенных узкими килевидными синклиналями. Отмеченные складки простираются в ВСВ направлении. Амплитуда складок в среднем составляет порядка 10-20 м, а углы наклона крыльев в общем не превышают

первых градусов. По всей видимости, эти дислокации представляют собой С-СЗ продолжение полосы экзогенно-гравитационных складок в четвертичных отложениях, выделенной Е.Г.Маевым вдоль восточного склона Дербентской котловины. На отдельных профилях для интервала глубин относительно поверхности дна ~ 50-150 м, длина волны складок составляет порядка 0.5-1 км. В вышележащих горизонтах складчатые дислокации характеризуются значительно меньшей длиной волны (~ 100-200 м) и наличием отдельных участков с хаотическим характером сейсмической записи. Такое резкое различие в морфологии дислокаций на разных стратиграфических уровнях может свидетельствовать в пользу проявления дисгармоничной складчатости. Наличие же в четвертичной толще слабо выраженных угловых несогласий может указывать на импульсный характер процессов подводного оползания.

Помимо того, на рассматриваемом участке была обнаружена серия гравитационных сбросов, смещающих поверхность дна и самые верхние горизонты осадков (с вертикальной амплитудой до 5-6 м), и, очевидно, представляющих собой наибольшую опасность для любых потенциальных инженерных сооружений в пределах данной части акватории.

На западном склоне Дербентской котловины в районе российского сектора Яламо-Самурского участка, перспективного на углеводородное сырье [Хаин и др., 2003; Глумов и др., 2004], были проанализированы сейсмоакустические широтные профили НСП со спаркером и SES [Левченко и др., 2006, 2007, 2008]. Здесь в неоплейстоцен-голоценовых отложениях были выявлены достаточно специфические структуры с рисунком сейсмической записи, напоминающий бегущую волну. Наблюдаемая картина может соответствовать специфическим аккумулятивным образованиям – мигрирующим осадочным волнам [Левченко и др., 2006, 2008]. Тем не менее, нельзя исключать и существенного влияния оползневых процессов в формировании данных структур.

По данным SES, в верхней части склона в неоплейстоценовых отложениях выявлена серия оползневых надвиговых чешуй со ступенчатой траекторией сместителей (дуплексов) и малоамплитудный (~ 100 м) гравитационный покров. Здесь же предположено наличие структуры типа «вдвигового клина» бакино-хвалынских отложений в вышележащие голоценовые (новокаспийские) осадки. Исходя из временного интервала 7000 лет, соответствующего новокаспийской эпохе [Леонов и др., 2005], минимальная средняя скорость оползневого вклинивания на рассматриваемом участке оценена в 1,5 см/год. В голоценовых отложениях также идентифицированы малоамплитудные (первые метры) субвертикальные смещения, восточнoverгентные складки, а также сдвигания горизонтов. Последнее наиболее логично связывать с развитием здесь гравитационных надвигов или лежащих складок [Вержбицкий и др., 2007, 2009]. Все вышеизложенное

свидетельствует о высокой подвижности четвертичных отложений склонов Дербентской котловины.

Настоящая работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 17 (проект “Комплексные исследования Каспийского моря”) при поддержке РФФИ № 08-05-01027-а, а также Научной школы академика В.Е. Хаина (НШ-651.2008.5).

The study is based on high-resolution seismic data, acquired by Institute of Oceanology in the Central Caspian Sea Region. The slump structures within the Quaternary sediments of the slopes of Derbent Basin were revealed. The discussion on the age and origin of the structures is presented.

Ю.Н. Гурский

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

Аномальные и анаэробные процессы в иловой воде и донных отложениях Каспийского моря

Yu.N. Gursky

(Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, Moscow)

Anomal and anaerobic processes in interstitial waters and bottom sediments from the Caspian Sea

В последние десятилетия XX века в многочисленных экспедициях, проводившихся в Каспийском море Московским университетом, ИГиРГИ, ВНИИГАЗом и рядом других научных учреждений мы выполняли комплексные литолого-геохимические исследования донных отложений по всей акватории Каспийского моря, которые включали детальное изучение осадков, иловой воды, газовой фазы и органического вещества. В отдельных рейсах они сочетались с гидрологическими, гидрохимическими и геофизическими наблюдениями. Схему расположения станций см. на рис. 1. Районы наиболее детальных наблюдений показаны на врезках.

В связи с возникшим в последние годы повышенным интересом к проблемам Каспия, связанным с сырьевыми, рыбохозяйственными, экологическими и погранично-территориальными вопросами, полученная нами информация может оказаться неизвестной, но полезной для заинтересованных читателей и слушателей, поскольку она содержится в малотиражных изданиях и книгах [1, 2, 3].

Отметим, прежде всего, то, что Каспийское море является уникальным внутриконтинентальным водоемом, утратившим связь с Черным морем и Мировым океаном около 10 тыс. лет тому назад. Уровень Каспийского моря по данным 80-х гг. был на 28 м ниже уровня Мирового океана. В

плейстоцене—голоцене, включая и сравнительно недавнее историческое время, он испытывал многочисленные колебания, связанные с климатическими изменениями, вариациями наземного и подземного стока.

В геоморфологическом отношении, как известно, наблюдаются сильные различия между Северным, Средним и Южным Каспием. Если Северный Каспий весь расположен в зоне шельфа с глубиной до 100 м, но большей частью занимает равнину с глубинами менее 10–20 м, то ассиметричная котловина Среднего Каспия, ограниченная с севера и юга Мангышлакским и Апшеронским порогами, имеет уже глубины до 788 м. В Южно-Каспийской впадине максимальные глубины превышают 1000 м.

Самая северная, точнее, северо-восточная часть Каспия, приуроченная к Русской докембрийской платформе и южной части Прикаспийской впадины, в разрезе которой присутствует мощная соленосная толща нижнепермского возраста, изобилует соляными куполами. Характерной особенностью Южно-Каспийской впадины является наличие многочисленных грязевых вулканов. Многие районы Каспийского моря отличаются повышенной нефтегазоносностью.

Геоморфологические различия окружающих территорий и контрасты климата, - от континентального на севере, влажного субтропического на юго-западе и пустынного на востоке, - лишь подчеркивают удивительное своеобразие этого уникального бассейна. Все это в совокупности и определило аномальное развитие многих геохимических процессов, которые мы наблюдаем в воде и донных отложениях Каспийского моря.

При средней солености и хлорности воды 12,8 и 5,37 г/кг, общая закономерность изменений минерализации придонных и иловых вод в акватории Каспийского моря связана с ростом ее с севера на юг и с запада на восток, что обусловлено характером речного стока и пустынным жарким климатом восточных областей. На границе между придонными и иловыми водами Каспийского моря, как правило, наблюдается положительный градиент солености, за исключением нескольких аномальных случаев. Наибольшие изменения отмечены в Северном Каспии, где рост солености от 0,2–0,3 ‰ у Волги достигает на окраине шельфа 10–12 г/л, а концентрации Ca, Mg и SO₄ возрастают в десятки раз.

В аномальной зоне над соляными куполами содержание Cl в иловых водах верхних горизонтов было 3,8–5,8 г/л, а на фоновых участках С.Каспия < 2,5 г/л. В колонках донных осадков из аномальной зоны в Уральской бороздине наблюдались пониженные величины рН (около 7) и Eh (до –280 мВ), тогда как в придонных водах рН ≈ 8,3. Это указывает на развитие анаэробных редукционных процессов. В придонном слое, напротив, при активной гидродинамике развивается окислительный процесс, о чем свидетельствует минералогия осадков.

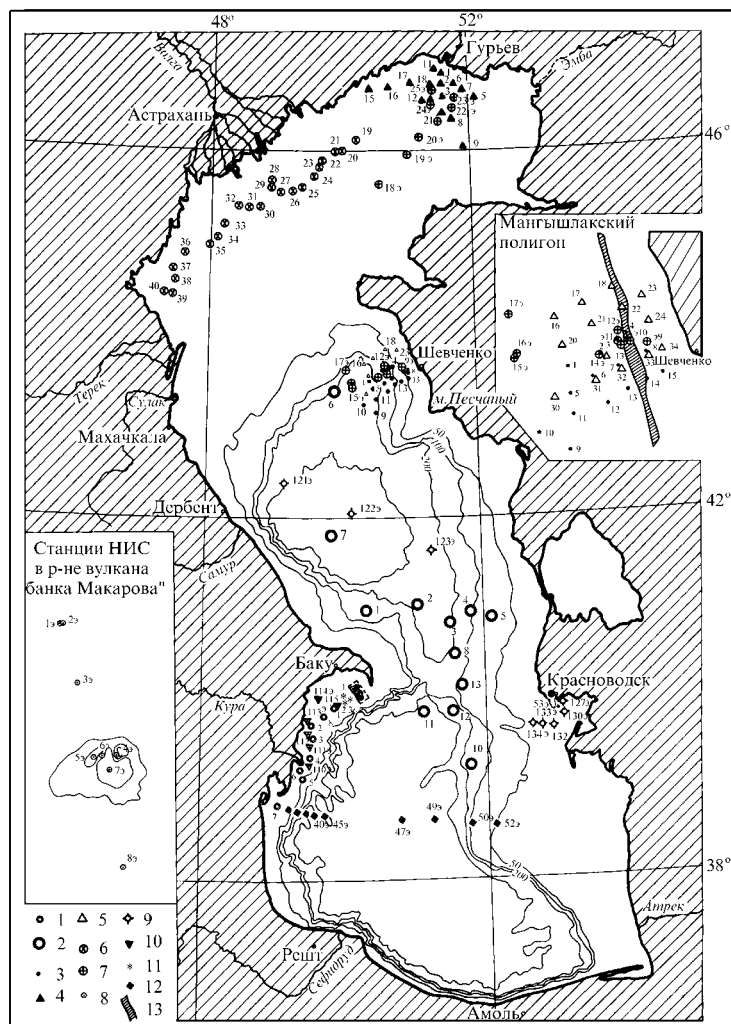


Рис. 1. Схема расположения станций в Каспийском море
 1 – 1967 г., с.1-8, "ГС-58"; 2 – 1971-1972 гг., с.1-13, НИС "Поиск"; 3 – 1975 г., Мангышлакский полигон, с.1-15, НИС "Поиск"; 4 – 1976 г., с.1-18, НИС "Н.Кожин"; 5 – 1976 г., с.16-34, НИС "ГС-58"; 6 – 1977 г., с.19-40, НИС "Алма-Ата"; 7 – 1979 г., с.1э-25э, НИС "Эксперимент"; 8 – станции 1э-8э в районе вулкана "банка Макарова" (врезка); 9 – 1981 г. (июль), ст.121э-134э, НИС "Эксперимент"; 10 – 1981 г. (октябрь), ст.110э-115э, ст.110э-113э совпадают с расположением скважин б/с "Судмалис"; 11 – морские скважины 1977 г., с.1-3, буровое судно "Киргиз"; 12 – ст. 40э-53э НИС "Эксперимент", 1983 г.; 13 – линия глубинного разлома

Выявлены значительные концентрации железа, марганца и других металлов в иловых водах из района Уральской бороздины: Fe в 3–5 раз, а Mn, Zn, Cu — примерно в 20 раз выше, чем в придонной воде. Однако в опресненных иловых водах было больше Fe и Zn и их содержание на станциях росло с юга на север (вынос р. Урал). Над аномальной зоной повышено содержание Fe в придонной воде (отрицательный градиент). На южной периферии аномальной зоны отмечены очень высокие концентрации Fe в колонках и, в особенности, нижних горизонтах иловой воды — до 15 мг/л и высокий положительный градиент на границе с придонной водой. Растворенный в иловой воде марганец далее других микроэлементов — металлов проходит сквозь барьер река—море.

По изменениям хлорности и ΣM иловых вод в осадках Каспийского моря установлено закономерное осолонение бассейна в хвалынское и новокаспийское время. Увеличение минерализации снизу вверх в 7-м колонках достигает 5 г/л, а минимальные величины хлорности и солёности иловых вод во впадине Южного Каспия составляют 4,1 г/л и 7,6 г/л. Локальное повышение минерализации на этом фоне связано со временем Мангышлакской регрессии. Общее осолонение бассейна сопровождается накоплением ионов терригенного стока и уменьшением влияния компонентов, связанных с водами "палеоокеана", прежде всего Cl. Это иногда приводит к нарушению обычной корреляции между Cl и ΣM . По относительным концентрациям (отношения ионов к хлору) иловые воды Каспия обогащены Mg приблизительно в 2 раза, Ca в 3 раза, SO_4 в 4 раза по сравнению с иловыми водами Чёрного моря и океана. В результате величина $\Sigma M/Cl$ возрастает снизу вверх в 7-м колонках от 1,8 до 2,5.

При изучении поровых вод в скважинах юго-западной части Каспийского моря установлено, что общее снижение их минерализации может продолжаться до глубин 110–180 м, достигая минимальных величин в 5–6 г/л. Пониженные концентрации связаны с трансгрессивными отложениями хвалынского яруса. В более глубоких горизонтах отложений прослеживается рост величины ΣM до 104 г/л ($Cl = 70,4$ г/л), обнаруженной в скважине Булла—море на глубине чуть более 1600 м в отложениях продуктивной свиты акчагыльского яруса и до 139 г/л на глубине 600 м в скважине на Алятинской структуре Бакинского архипелага.

Значительные изменения минерализации иловых вод и концентраций отдельных элементов могут быть связаны с эпигенетическими процессами. В основном это аномалии миграционного характера. Положительные аномалии наблюдались на участках с солянокупольной тектоникой в Северном Каспии, на Мангышлакском полигоне Среднего Каспия в зоне глубинного разлома, на Бакинском архипелаге, в Красноводском заливе и в Южном Каспии над грязевыми вулканами. При субмаринной разгрузке вод и палеорегрессиях на литорали (Красноводский залив, Прикуринский район юго-западного Каспия) отмечено удвоение минерализации воды в 2 м колонках. На западном континентальном склоне в Южном Каспии влияние грязевого вулканизма привело к двукратному росту Cl и ΣM и 5–10-

кратному росту концентраций Sr в колонках с глубиной. На Мангышлакском полигоне над глубинным разломом отмечен рост концентраций Cl, Mg, Na, K, SO₄, NH₄, Si, тяжелых УВГ, ΣТУ/CH₄ с глубиной и на поверхности. На фоновых станциях в колонках, как правило, прослеживается обратный характер распределения. Кальций образует полосу аномальных концентраций по периферии зоны глубинного разлома. Другой тип аномалий обусловлен активизацией анаэробных биогенных процессов, связанных с редукцией сульфатов. В этом отношении особенно выделяется колонка ст. 6/72 из северной части Среднего Каспия в зоне локального апвеллинга. Здесь при активной сульфатредукции были обнаружены очень высокие концентрации биогенных компонентов и микроэлементов: Alk до 64 мг-экв/л, N–NH₄ – до 55 мг/л, Si – до 40 мг/л, P – до 7,7 мг/л, I – до 40 мг/л, B – до 6,5 мг/л, Br – до 35 мг/л. Максимальные отношения B, I, Br/Cl · 10⁻³ = 1,2; 8; 6,6. Придонная вода здесь имела белый цвет из-за быстрого выделения CaCO₃ из перенасыщенного им раствора.

Значительные концентрации биогенных элементов, также связанных с развитием анаэробного процесса, наблюдались и на юге Среднего Каспия. В 7-и колонках с южных склонов Дербентской котловины количество аммонийного азота достигло 30–34 мг/л, а на траверзе залива Кара-Богаз-Гол даже 40–50 мг/л. В иловых водах этого района были встречены и высокие концентрации йода – до 22–30 мг/л. Содержание фосфора здесь не превышает 3 мг/л, Si – 16 мг/л. На ЮЗ Мангышлакского полигона также наблюдалась активная сульфатредукция, накопление биогенных элементов и микроэлементов, особенно N–NH₄, Si, I, B в иловой воде и метана в газовой фазе.

В целом анаэробные процессы сульфатредукции, накопление широкого спектра компонентов растворенного органического вещества и биогенных элементов при минерализации ОВ широко развиты в иловых водах Каспийского моря. Содержание N–NH₄ обычно увеличивается с глубиной в толще осадков. Si и P обогащают преимущественно верхние горизонты новокаспийских отложений. В поведении кальция прослеживается прямая связь с сульфатами и обратная со щелочностью.

Иловые воды Каспийского моря обогащены сульфатами Ca и Mg по сравнению с черноморской и океанской водой, особенно в аномальных зонах Северного и Среднего Каспия. Обратная метаморфизация иловых и поровых вод, чаще при их опреснении и активизации биогенного процесса, наблюдалась в колонках и скважинах юго-западной части Каспия и других районов. Хорошо развита первая стадия прямой метаморфизации вод, связанная с редукцией и потерей сульфатов Ca и Mg. Появление воды хлоридного (Cl-Ca) типа в 4 скважинах Бакинского архипелага и в одной из колонок обусловлено вариациями солёности, связанными с регрессивно-трансгрессивным развитием бассейна, эпигенетическим осолонением поровых вод и другими аномальными процессами в донных отложениях.

1. Гурский Ю.Н., Левшенко Т.В. Метаморфизация иловой воды Каспийского моря в связи с процессами обмена в системе иловая вода – осадок. Геохимия природных вод. Л. Гидрометеиздат. 1985. С. 488-496.
2. Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Том 1. М.: ГЕОС, 2003. 332 с. Глава 6. Каспийское море. С. 204-256.
3. Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 2. М.: ГЕОС. 2007. 450 с.

The chemical composition of interstitial water of the Caspian Sea sediment was studied. The anomalies of solutions chemical composition are bound up with the development of epigenetical and anaerobic processes in some parts of the sea. The phenomena of epigenesis, related to submarine discharge of waters with variable salinity, mud volcanism, sea-level fluctuations are reflected in chemical composition of these waters.

А.А. Клювиткин, М.Д. Кравчишина, А.Н. Новигатский

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

Микро- и наночастицы водной толщи Каспийского моря: распределение, состав и потоки по материалам 29-го рейса НИС «Рифт» в ноябре 2008 г.

A.A. Klyuvitkin, M.D. Kravchishina, A.N. Novigatsky

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

Micro- and nanoparticles of the Caspian Sea: distribution, composition and fluxes based on results of the 29th cruise of the RV Rift in November 2008

Исследование взвешенного в морской воде рассеянного осадочного вещества необходимо для понимания процессов современного осадконакопления, а также для оценки экологического состояния акватории, т.к. водная взвесь является главным носителем загрязнения в море [Лисицын, 2004].

Основной **целью** нашей работы является изучение количественного распределения, состава и потоков микро- и наночастиц (водной взвеси) в Каспийском море.

Материалом для исследования явились результаты, полученные в ходе 29-го рейса НИС «Рифт», проходившего с 7 по 22 ноября 2008 г. (рис. 1). Работы проводились в рамках Программы Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН «Система Каспийского моря» под руководством академика А.П. Лисицына.

В ходе экспедиции решались следующие **задачи**:

- 1) отбор проб для изучения количественного распределения и вещественного состава водной взвеси;

- 2) определение дисперсности водной взвеси;
- 3) определение пигментов фитопланктона: хлорофилла «а» и феофитина «а»;
- 4) отбор донных осадков с помощью грунтовой трубки Неймисто;
- 5) постановка и подъем ранее поставленных буйковых станций с седиментационными ловушками.

Отбор **проб воды** с поверхности проводился с помощью пластикового ведра, а на комплексных общесудовых океанографических станциях (рис. 1) в толще воды серией из 6 батометров Нискина прицельно, т.е. на горизонтах, определенных по результатам гидрооптического и гидрофизического зондирования. Общий принцип выбора горизонтов заключался в отборе воды с поверхности, в верхнем перемешанном слое, в слое пикноклина, под пикноклином, в глубинном прозрачном слое и в придонном слое. На глубоководных станциях отбирались дополнительно несколько проб в промежуточных глубинных водах.

Водную взвесь выделяли методом принудительной фильтрации под вакуумом через предварительно взвешенные ядерные фильтры диаметром 47 мм и размером пор 0.45 мкм для изучения количественного распределения и вещественного состава взвеси. Параллельно проба фильтровалась через стекловолокнистые фильтры Whatman GF/F диаметром 47 мм для дальнейшего определения взвешенного органического и карбонатного углерода. Далее фильтры высушивались и упаковывались для последующей транспортировки и изучения в береговых лабораториях.

Исследования **дисперсности взвеси** в рейсе проводились с помощью счетчика Коултера современной усовершенствованной модели Multisizer 3. Анализ выполнялся в судовой лаборатории непосредственно после отбора пробы из батометра без применения методов фильтрации, а также без какой-либо предварительной обработки растиранием, ультразвуком или различными реагентами.

Определение **пигментов фитопланктона** (хлорофилла «а» и феофитина «а») проводилось флуориметрическим методом с помощью флуориметра Trilogy фирмы TURNER.

Донные осадки отбирались с помощью гравитационной грунтовой трубки Неймисто. Трубка ГГТ, основанная на конструкции финского исследователя Лаури Неймисто и изготовленная в производственных мастерских ИО РАН, позволяет отбирать керн длиной до 80 см с ненарушенной поверхностью донных осадков, а также отбирать наддонные воды с горизонта +10–+20 см. Используемая трубка имеет 2 сменных вкладыша из прозрачного оргстекла, что позволяет ускорить пробоотбор. Всего отобрано 6 кернов, которые разделялись непосредственно на палубе с помощью деструктора, который позволил производить слайсинг с шагом 1 см до глубины 60 см.

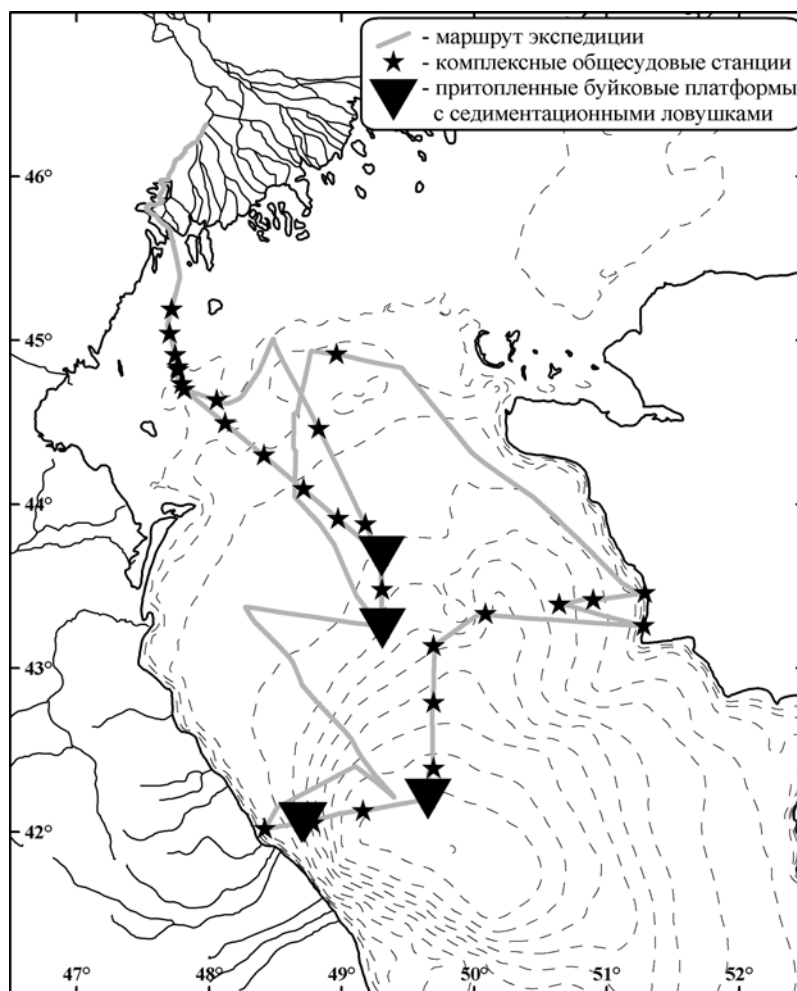


Рис. 1. Карта работ в 29-м рейсе НИС «Рифт».

Для изучения **вертикальных потоков** вещества использовались седиментационные ловушки, установленные на притопленных буйковых платформах. Метод позволяет измерять абсолютные массы осадочного материала на разных глубинах моря на основе прямых определений количества этого материала, осаждающегося в седиментационные ловушки.

Основные результаты. Пространственное распределение водной взвеси и пигментов фитопланктона в поверхностных водах Каспийского моря характеризовалось значительной неоднородностью. Колебания хлорофилла

«а» в поверхностном горизонте (0 м) составили от 0.39 до 9.30 мкг/л, а водной взвеси от 0.08 до 12.4 мг/л. Наибольшие концентрации приходятся на приустьевую зону – маргинальный фильтр р. Волги (рис. 2). Причем максимум хлорофилла (9.3 мкг/л) обнаружен в пределах соленостей 4–9 епс, практически совпадая с максимумом взвеси (12.4 мг/л). Однако, по мере снижения солености вод концентрация хлорофилла падает, при этом уменьшение концентрации взвеси не столь значительно. Для сравнения, в июле того же года (по материалам 27-го рейса НИС «Рифт», 19 июля – 05 августа 2008 г.) концентрации хлорофилла «а» на приустьевом участке р. Волги были почти 5 раз выше. В центральной части моря наоборот: в поверхностных водах концентрация хлорофилла «а» в ноябре была приблизительно в 6 раз выше, чем в июле.

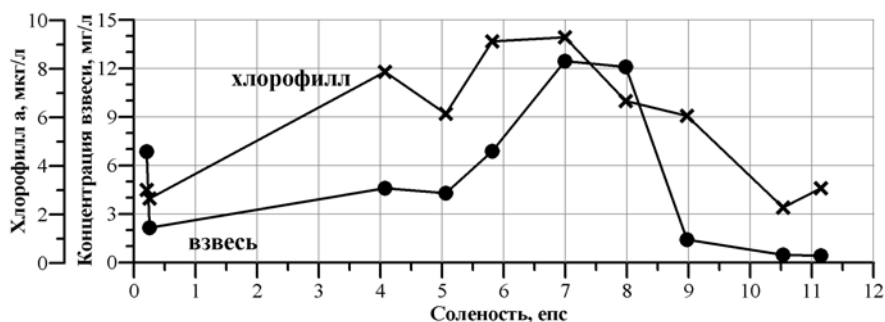


Рис. 2. Распределение водной взвеси и хлорофилла «а» в маргинальном фильтре р. Волги в зависимости от солености.

Вертикальное распределение исследуемых гидрологических и оптических параметров (температура, соленость, прозрачность) характеризовалось наличием верхнего перемешанного слоя, распространявшегося до 40–60 м (рис. 3). Здесь обнаружены максимальные концентрации взвеси и пигментов фитопланктона. В верхнем квазигомогенном слое концентрации взвеси и хлорофилла практически не изменялись (0.5–0.8 мг/л и 2–5 мкг/л соответственно). Лишь на отдельных станциях были зафиксированы подповерхностные слои (10–25 м) с повышенными значениями концентраций, что может быть вызвано суточной вертикальной миграцией фитопланктона. Под пикноклином все значения резко падали (взвесь – 0.1–0.4 мг/л, хлорофилл – 0–0.5 мкг/л), возрастая лишь в придонном слое на отдельных станциях, что может объясняться наличием нефелоидного слоя.

Наши исследования показали, что Каспийское море характеризуется значительной пространственно-временной изменчивостью в распределении микро- и наночастиц биогенной и абиогенной природы. Изучение различных характеристик взвеси (массовая и объемная концентрация,

площадь поверхности, гранулометрический состав) и пигментов фитопланктона (хлорофилл «а» и продукт его расщепления феофитин «а») позволит на современном уровне количественно оценить колебания в распределении терригенных частиц и фитопланктона в северной и центральной частях Каспийского моря и выявить ряд закономерностей. Наиболее высокие значения всех изученных параметров наблюдались в Северном Каспии. Количественные колебания взвеси и фитопланктона в этой части моря зависят, главным образом, от колебания стока р. Волги. Такое соответствие лучше проявлено в западной половине Северного Каспия, находящегося под непосредственным влиянием волжского стока биогенных элементов и опреснения.

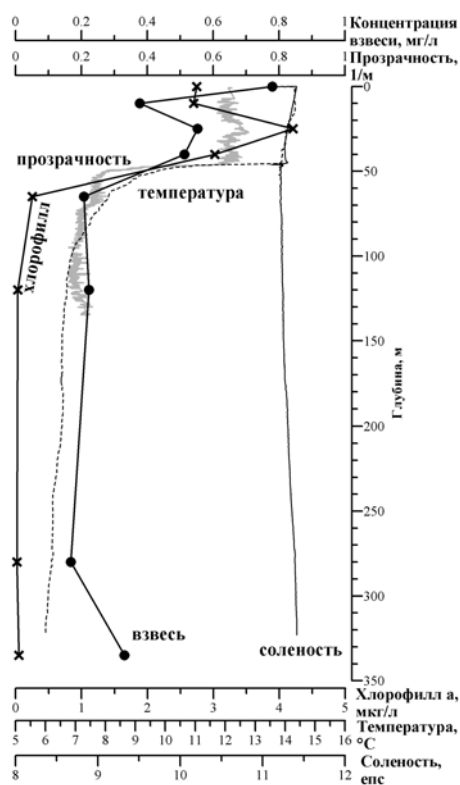


Рис. 3. Характерное вертикальное распределение водной взвеси и хлорофилла «а» в зависимости от структуры водной толщи.

Получены первые данные по вертикальным потокам осадочного вещества в Каспийском море. Выявлена значительная временная неоднородность в формировании количества и состава осаждающегося материала.

Донные осадки мелководных районов Северного и Западного Каспия (зоны транзита тонкого пелитового материала) сложены преимущественно ракушняком, в составе которого обнаружены цельные раковины размером от 3 до 15 мм. В глубоководной Дербентской впадине (700 м) на поверхности донных осадков формируется обводненный флокулированный наил, темно-серый с черными включениями (1–5 мм) агрегатов-комков. Глубже осадки сложены плотным пелитом темно-серых оттенков с включениями гидротроиллита. В отдельных слоях отмечался характерный запах сероводорода.

Авторы благодарят Ю.А. Гольдина и отряд гидрооптики за предоставленные данные. Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 2, гранта поддержки ведущих научных школ НШ-361.2008.5, гранта РФФИ 09-05-00945, проекта 17.1 программы 17 Президиума РАН, гранта Президента РФ МК-1747.2008.5.

1. Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества и загрязнений в Мировом океане и методы глобального мониторинга // Стокгольм, Рио, Йоханнесбург. Вехи кризиса. Чтения памяти академика А.Л. Яншина. М.: Наука, 2004а. Выпуск 2. С.133–194.

New data about distribution and composition of suspended particulate matter, phytoplankton pigments (chlorophyll “a” and pheophytin “a”), vertical particle fluxes and composition of upper layer of bottom sediments are collected in November 2009 during the 29th cruise of the RV “Rift” in the Caspian Sea.

**М.Д. Кравчишина, А.Н. Новигатский, Н.В. Политова,
В.В. Зернова, С.А. Мошаров**

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

**Исследование водной взвеси дельты р. Волги в период
весеннего половодья (май 2008 г.)**

**M.D. Kravchishina, A.N. Novigatsky, N.V. Politova,
V.V. Zernova, S.A. Mosharov**

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

**The research of suspended particulate matter in the Volga
River delta during spring flood (May 2008)**

Особенностью р. Волги является наличие развитой дельты с обширным устьевым взморьем. В период половодья концентрация взвеси в дельте резко возрастает, увеличивается количество минеральной компоненты, в Северном Каспии расширяются ареалы влияния речных вод. Громадный

речной сток в значительной степени определяет осадконакопление в этой части моря. Вследствие зарегулирования речного стока непродолжительное и позднее половодье отрицательно сказывается на всех составляющих системы Северного Каспия.

Исследования проводились по Программе ИО РАН “Система Каспийского моря” (руководитель академик А.П. Лисицын) в западной и восточной части дельты р. Волги на территории Астраханского государственного природного биосферного заповедника. Его территория – сравнительно молодая часть дельты, где взаимодействуют факторы речного и морского дельтообразования [1]. Наши работы проводились на Обжоровском и Дамчикском участках заповедника с 16 по 21 мая 2008 г. в период спада половодья (Рис. 1). Кроме минеральных частиц значительную часть взвеси составляли клетки микроводорослей. В связи с этим, изучена концентрация хлорофилла *a*, численность и биомасса фитопланктона.

Для сбора взвеси и определения ее массовой концентрации (мг/л) использовались мембранные ядерные фильтры диаметром 47 мм и размером пор 0.45 мкм. Фильтрация воды объемом 300–500 мл проводилась под вакуумом 0.4 атм. Собрано 39 проб взвеси (117 фильтров) на 35 станциях. Определение концентрации пигментов фитопланктона (хлорофилла *a* и феофитина *a*) проводилось флуориметрическим методом [4] с помощью флуориметра Trilogy фирмы Turner, предварительно откалиброванного на кафедре биофизики биологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Для калибрования прибора использовался раствор хлорофилла *a*, концентрация которого была определена спектрофотометрически. В экспедиции выполнено 41 определение пигментов фитопланктона. С поверхности собрано 10 проб фитопланктона. Пробы объемом 1 л фиксировали формалином. При обработке материала из-за массового развития водорослей просчитывали небольшую часть (2–4 ряда в камере на 0,05 см³).

Концентрация взвеси в дельте р. Волги в период половодья варьировала от 1,5 до 41,1 мг/л, составляя в среднем 13,6 мг/л. Максимальное значение (до 41 мг/л) обнаружено в районе судоходного канала. В протоках дельты концентрация превышала 10 мг/л и составляла в среднем 16 мг/л. На приустьевом пространстве моря ее значения уменьшались примерно в три раза: от 2 до 9 мг/л. Прозрачность воды по диску Секки вследствие большого количества выносимого глинистого материала колебалась от 0,9 м в протоках до 1,9 м на взморье.

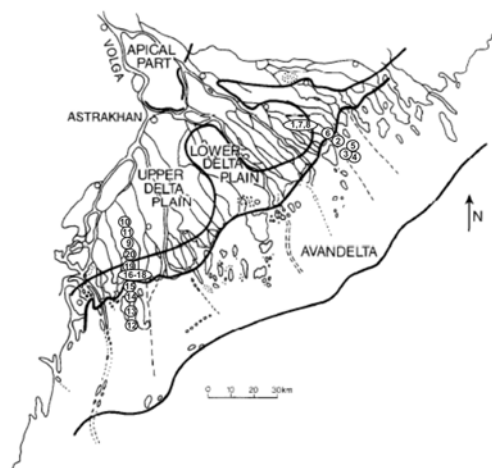


Рис. 1. Станции отбора проб взвеси в дельте р. Волги на Обжоровском и Дамчикском участках Астраханского государственного биосферного заповедника, май 2008 г.

Наиболее высокие концентрации (более 20 мг/л) установлены для восточной части дельты на Обжоровском участке заповедника. На взморье (в области сильного зарастания водной растительностью) они повышаются до 30 мг/л, однако мористее (на более открытом пространстве) снижаются до 2 мг/л. Макрофиты служат естественным гидродинамическим барьером, способствующим снижению скорости речного потока и образованию “иловой пробки”.

Обнаружено скачкообразное увеличение концентрации взвеси до 30 мг/л 17 мая. В другие дни она не превышала 16 мг/л. На суточных станциях выявлены колебания значений концентрации, которые могут различаться в два раза в зависимости от времени суток, причем наиболее высокие значения отмечались в вечерние и ранние утренние часы. По-видимому, эти изменения мутности связаны с колебаниями скорости и объема волжского стока, которые в свою очередь вызваны пиковыми пусками воды из водохранилищ.

На разрезе в западной части дельты реки (Дамчикский участок заповедника) концентрации взвеси уменьшались в четыре раза по направлению к морскому краю дельты: от 12,6 до 2,9 мг/л. Кроме того, концентрации заметно варьируют в протоках и ериках дельты.

Воды устьевой области р. Волги хорошо перемешаны по вертикали, однако нередко наблюдалось повышение концентрации взвеси с глубиной на 1–2 мг/л. В яме на ст. 11 с глубиной дна 10 м концентрация взвеси увеличивалась от 12 мг/л у поверхности до 19 мг/л у дна. Это одна из естественных ловушек тонкого взвешенного осадочного вещества на пути его переноса в море. Только на ст. 8 в период наиболее высокой мутности

воды (17 мая) на поверхности концентрация взвеси была выше, чем у дна.

В мае **концентрация хлорофилла *a*** варьировала в от 1,9 до 23,1 мкг/л. Она была заметно выше значений, полученных в период летней межени в июле-августе 1995 г.: 1,1–13,0 мкг/л [1]. Наиболее высокие концентрации (23,1 и 22,7 мкг/л) обнаружены 18 мая в глубине дельты на Обжоровском участке заповедника на суточной ст. 8 в вечерние часы. В целом, за исключением двух аномально высоких значений (более 20 мкг/л) средняя концентрация хлорофилла *a* в дельте р. Волги составила 10,2 мкг/л. В восточной части дельты средняя концентрация хлорофилла *a* была в два раза выше, чем в водах западной части дельты: на Обжоровском участке ее среднее значение составило 13,7 мкг/л, а на Дамчикском – 6,2 мкг/л. Это обстоятельство косвенно указывают на более значительную биомассу фитопланктона в восточной части дельты по сравнению с западной.

В целом, высокие значения хлорофилла *a* отмечались в протоках дельты, а на приустьевом взморье они были заметно ниже, что отражает общее снижение численности и биомассы фитопланктона в водах аванделты. В прибрежье авандельтовых островов могут быть выявлены акватории, как с пониженной, так и с повышенной концентрацией хлорофилла *a* [1]. На взморье, также как и в протоках дельты, прослеживается различие между восточной и западной частью дельты. Так на Обжоровском участке дельты концентрация хлорофилла *a* в протоках была в два раза выше, чем на прилегающем взморье. На Дамчикском участке уменьшение хлорофилла *a* на взморье столь ярко не выражено, что обусловлено влиянием многочисленных островов и зарастания водной растительностью.

Вследствие интенсивного перемешивания на небольших глубинах в дельте р. Волги вертикальное распределение хлорофилла *a* было примерно равномерным. В яме на ст. 11 увеличение концентрации взвеси у дна (на глубине 9 м) сопровождалось возрастанием хлорофилла *a* до 9,3 мкг/л по сравнению с горизонтом 4 м (7,7 мкг/л) и достигало значения концентрации у поверхности (9,6 мкг/л), что указывает на высокую скорость седиментации в этом месте.

Количество клеток водорослей в **фитопланктоне** и его биомасса в Каспийском море непостоянны в течение года и колеблются из года в год в зависимости от метеорологических условий, района моря, сезона и глубины [2]. Основу фитопланктона в мае 2008 г. в устьевой области р. Волги составляли мелкие центрические диатомеи родов *Cyclotella*, *Stephanodiscus* и *Thalassiosira*, что вполне естественно для весеннего фитопланктона Северного Каспия. В этот сезон по численности преобладают диатомовые водоросли – от 58 до 94% общей численности клеток водорослей [3]. В мае 2008 г. в дельте р. Волги их численность, особенно *Cyclotella* и *Thalassiosira*, часто достигала 4,2 млн. кл/л, а биомасса 4,4 г/м³. Если диатомеи обнаружены во всех изученных пробах в большом количестве и были всегда доминирующей группой, то другие отделы водорослей

(динофлагелляты, зеленые и цианобактерии) встречались относительно редко и в небольшом числе. Зеленые водоросли обычно появляются в планктоне Северного Каспия поздней весной и держатся в течение всего лета, не достигая массового развития. Цианобактерии, характерные для Северного Каспия, все без исключения имеют только один максимум в период наиболее высоких температур, то есть в конце лета, хотя некоторые из них начинают вегетировать весной [2].

В дельте р. Волги распределение фитопланктона было неравномерным. Максимальная биомасса ($5,9 \text{ г/м}^3$) при численности 4,4 млн. кл/л была обнаружена в глубине дельты на ст. 8. В целом, средняя суммарная численность фитопланктона была в два раза выше в восточной части дельты по сравнению западной частью дельты.

В протках дельты состав фитопланктона несколько иной: только здесь численность динофлагеллят достигала 150 тыс. кл/л при биомассе 850 мг/м^3 . В этих пробах отсутствовали зеленые водоросли и пустые створки диатомей. Обжоровский участок дельты по составу фитопланктона четко делится на два района: внутريدельтовый (ст. 8) и мористый (ст. 2, 3, 6, 7). На приустьевом взморье, как правило, наблюдается быстрая смена видового состава фитопланктона и трансформация речных планктонных комплексов в авандельтовые. При этом из состава планктона исчезают многие типично речные формы или их количество сильно уменьшается [1].

Судя по столь большим величинам количества фитопланктона, дельту р. Волги можно отнести к эвтрофным (или даже гипертрофным) районам. То положение, что основу фитопланктона составляют мелкие диатомовые водоросли, являющиеся кормом беспозвоночных и рыб, дает основание судить о высокой продуктивности этого района, особенно восточной части дельты.

В мае происходит не только массовое развитие фитопланктона, но и его отмирание. В период экспедиции было зафиксировано значительное отмирание диатомовых водорослей. Повсеместно встречались пустые створки диатомей. Их максимальное число достигало 1 млн. кл/л на ст. 2, расположенной на приустьевом взморье Обжоровского участка. Здесь их численность была лишь в два раза меньше, чем клеток с хлоропластами. Ввиду этого, для диатомовых водорослей этого района характерно более позднее сезонное состояние по сравнению с другими районами дельты.

В целом, количество пустых створок диатомовых на приустьевом пространстве было, как правило, выше, чем в протоках дельты. На взморье ниже устьев водотоков в условиях мелководья, сильного зарастания водной растительностью и резкого замедления течения происходит оседание и отмирание планктона [1]. Здесь обнаружена наиболее высокая численность клеток фитопланктона, а также уменьшение концентрации взвеси приблизительно в три раза по сравнению с ее значениями в протоках. Известно, что для развития водорослей необходим свет, от количества и

качества которого зависит интенсивность их фотосинтеза. Заметное уменьшение мутности воды, а в результате улучшение освещенности способствовало активному развитию фитопланктона.

Таким образом, в мае 2008 г. практически во всех исследованных пробах фитопланктон был обильным – миллионы кл/л. Биомасса колебалась от 0,9 до 5,9 г/м³, то есть создались благоприятные трофические условия для зоопланктона и последующих звеньев пищевой цепи. Именно мелкий диатомовый планктон составляет основную пищу зоопланктона.

Тем не менее, несмотря на многообразие процессов, происходящих в устьевой области, во все периоды года (за редким исключением) терригенный материал является преобладающим компонентом. В мае 2008 г. среднее значение содержания минеральной части взвеси (вычисленной по содержанию Al) составляло 67%. Реки водосбора Волги дренируют равнины Русской платформы и переносят в море большие массы карбонатного материала, что подтверждают наши данные по изотопии углерода.

Авторы благодарят чл.-корр. Н.С. Касимова, А.К. Горбунова и А.В. Горбунову за помощь в организации и проведении работ. Исследования поддержаны ОНЗ РАН (проект № 2), грантами Президента РФ №№ НШ–361.2008.5 и МК–1747.2008.5 и РФФИ №№ 08–05–00094, 09–05–00945.

1. ГИС Астраханского заповедника. Геохимия ландшафтов дельты Волги. Геоэкология Прикаспия. Вып. 3. М.: Географич. ф-т МГУ, 1999. 227 с.
2. Прошкина-Лавренко А.И., Макарова И.В. Водоросли планктона Каспийского моря. Л.: Наука, Ленинград. отд.-е, 1968. 290 с.
3. Яблонская Е.А. Биология Каспийского моря. М.: ВНИРО, 2007. 141 с.
4. HolmHansen O., Riemann B. Chlorophyll *a* determination: improvements in methodology. *Oikos* 30, 1978. P. 438–447.

The researches were carried out in the western and eastern parts of the Volga River delta on the area of the Astrakhansky State Natural Biospheric Reserve. The area of the reserve is relatively young parts of the delta; where the processes of river and marine delta formation are interact. We studied concentration and distribution of suspended particulate matter, chlorophyll *a* and phytoplankton.

**А.Ю. Леин¹, П.Н. Маккавеев¹, О.М. Дара¹, Т.Г. Кузьмина²,
С.А. Корсун¹**

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

²ГЕОХИ им. В.И. Вернадского РАН, e-mail: kuzmina@redgate.ru)

Аутигенное карбонатообразование на востоке

Центрального Каспия

**A.Yu. Lein¹, P.N. Makkaveev¹, O.M. Dara¹, T.G. Kuzmina²,
S.A. Korsun¹**

(¹Institute of Oceanology RAS, Moscow, ²Vernadsky Institute of Geochemistry RAS, Moscow)

Autigenic carbonate formation in the eastern Middle Caspian

Аутигенные карбонаты в морских осадках могут образовываться: на стадии диагенеза илов при микробном разложении органического вещества с образованием CO₂; при микробном окислении метана до CO₂; при разгрузке гидротермальных флюидов, на стадии диагенеза илов при пересыщении иловых вод HCO₃⁻ в водоемах аридных областей с хемогенной садкой.

Отложения Каспийского моря богаты углеводородами, в связи с чем на его дне можно было бы ожидать образование аутигенных карбонатов, связанных с разгрузкой метана (methane-derived), аналогичных многим уже известным в Черном, Охотском, Норвежском и других морях [1]. Methane-derived карбонаты отличаются от всех других типов аутигенных карбонатов очень легким изотопным составом углерода, частично унаследованным от углерода исходного метана. Другими словами, обнаружение на дне изотопно-легких карбонатов может рассматриваться как указание на присутствие значительного количества метана в осадках. Однако известно, что в Каспийском море на мелководном шельфе в условиях аридного климата может отлагаться хемогенный карбонат, из которого в процессе диагенеза образуются аутигенные карбонаты. В этом случае изотопный состав углерода карбонатов отражает процессы, происходящие в системе CO_{2(атм)}-HCO_{3(морская вода)}⁻-CaCO_{3(осадок)}, и варьирует в пределах -4,0 – +4,0 ‰ [2].

В 28 рейсе НИС «Рифт» (сентябрь–октябрь 2008 г.) проводились инженерно-геологические работы, в том числе на структуре Нурсултан на восточном шельфе Каспийского моря. Ударной трубкой были отобраны карбонатные корки на глубинах от 26 до 163 м (см. рис.). Для сравнения приведены данные по карбонатным коркам западного континентального склона Каспия (табл.).

Корки отобраны одним из авторов (Корсун С.А.) из поверхностных горизонтов, а также с горизонтов 40–45 см, 50–55 см и 308–311 см. На глубинах 26–32 м поверхностные отложения мелководного шельфа представлены окисленными «промытыми» осадками, с большим

количеством раковинного материала, а начиная с глубины 32 м окислительные условия меняются на слабо восстановительные.

Карбонатные осадки с глубины 41–45 м отличались от выше лежащих черным налетом гидротроилита на поверхности раковин. Осадки открытого шельфа на глубине 163 м (ст. 186, гор. 0–10 см) представлены восстановленным серым карбонатным илом с остатками раковин.



Рис. Морфология карбонатных корок.

Задача нашей работы – определение химического и минерального состава карбонатов и источника углерода углекислоты карбонатов в цементе корок.

Исследования проводили на рентгеновском дифрактометре ДРОН-2,0 с $\text{CuK}\alpha$ -излучением и графитовым монохроматором. Элементный состав проб определяли рентгеноспектральным методом на спектрометре “AXIOS Advanced” фирмы “PANalitical”. Изотопный состав углерода карбонатов измеряли на масс-спектрометре “Delta Plus”. Точность определения $\pm 0,1\%$.

Корки с мелководного шельфа содержат 92,42–93,62% карбонатов. Основной минерал корок – кальцит (74–88%). Раковинный материал состоит из арагонита (99%). В пробах с большим количеством раковинного материала присутствует арагонит (3–12%). В корках также отмечается доломит (2–6%), а конкреция с горизонта 50–55 см (ст. 197) на 91 % состоит из доломита. Помимо карбонатных минералов в корках обнаружены кварц (1–7%), альбит (1–2%), следы хлорита и слюд.

Изотопный состав углерода карбоната раковин в поверхностном горизонте осадков, принятый нами за репер седиментационного карбоната,

Таблица. Описание карбонатных корок

№ ст.	Координаты N/E	Глуб., м	Гориз., см	CaCO ₃ , %	δ ¹³ CaCO ₃ , ‰	Описание
Мелководный шельф						
271	<u>42.9007</u> 50,9026	41	0	92,95	1,98 Цемент	сцемент- ные крупные моллюски хорошей сохранно- сти
25	<u>42.9251</u> 50,9766	35	30–35	2,99	1,77 Раковины	
333	<u>42.9407</u> 50,9779	33	0–15	–	–	
268	<u>42.9797</u> 50,9973	41	0	93,62	3,08	
331	<u>42.9427</u> 51,0298	34	0–44	–	–	
332	<u>42.9298</u> 51,0244	34	0–45	92,42	0,87	крупные обломки и раковины в карбонатн. цементе
330	<u>42.9745</u> 51,0427	32	0–77	–	–	
Открытый шельф						
186	<u>42.6796</u> 51,3916	163	308–311	87,88	3,44	карбонат- ная корка с редкими облом- ками раковин
197	<u>42.8577</u> 51,4808	70	50–55	96,59	4,70	несцемен- тые раковины
Казахский залив						
347	<u>42.7342</u> 51,6575	45	0–24	–	–	карбонат. цемент с обломками раковин
354	<u>42.6674</u> 51,7282	31	0–2	–	2,41	обл-ки раковин в цементе
357	<u>42.6954</u> 51,7803	26	0–15	–	–	крупные раковины в карбонатн. цементе
Рейс 19 НИС «Рифт», 2008 г. Западный склон Каспия						
8	<u>42.0875</u> 48,5411	510	0	–	-4,45	образцы от В.Н. Свальнова
9	<u>42.0657</u> 48,5418	490	2	–	-4,95	
9	–«–«–	490	10	–	-0,84	

составляет 0,87‰ (ст. 332, табл.). Значения $\delta^{13}\text{C}$ углерода аутигенных карбонатных минералов цемента, скрепляющего раковинный материал, колеблются от 1,98 до 3,08‰, т.е. отличаются от изотопного состава

углерода раковин всего на 1–2 ‰. Близкий изотопный состав имеет углерод аутигенных карбонатов из корок, обнаруженных на горизонте 30–35 см в районе этих трех станций (ст. 25, $\delta^{13}\text{C} = 2,99 \text{ ‰}$). Аутигенные карбонаты из корок на горизонтах 50–55 см и 308–311 см на станциях открытого восточного шельфа содержат на 2,5–3,8 ‰ больше тяжелого изотопа ^{13}C по сравнению с реперным седиментационным, что связано, видимо, с обменными реакциями в системе HCO_3^- иловой воды, карбонатов твердой фазы осадков и CO_2 газовой фазы. В карбонатных корках из поверхностных восстановленных осадков западного склона Дербентской котловины (глубина 490–510 м) значения $\delta^{13}\text{C} = -4,45 - -4,95 \text{ ‰}$ за счет более активных анаэробных микробных процессов сульфатредукции с образованием изотопно-легкой диагенетической углекислоты. Положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ (2–4 ‰) имеют также карбонатные корки из шельфовых осадков северного Каспия (см. табл.).

Таким образом, в формировании изученных аутигенных карбонатов структуры Нурсултан даже в восстановленных осадках, практически, не принимает участие изотопно-легкий углерод, образующийся при микробных процессах метаноокисления и сульфатредукции. Ключевой реакцией в образовании цемента корок является осаждение преимущественно хемогенного карбоната из пересыщенных растворов и его диагенетические преобразования с участием биогенного карбоната.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ. Проект 09-05-00164 а.

1. Леин А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 1. С. 3–35.
2. Лаврушин В.Ю., Кулешов В.Н. Оолиты Каспийского моря (закономерности распространения, изотопно-геохимические особенности) // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 6. С. 596–618.

Autigenic carbonates of the carbonate crusts in region were formed by diagenetic processes in $\text{CO}_{2\text{atm}}-\text{HCO}_3^-_{\text{sea water}}-\text{CO}_3^{2-}_{\text{sedim}}$ system. The $\delta^{13}\text{C}$ values of the crust CaCO_3 vary from -4,95 to +4,70 ‰ (PDB).

**А.Ю. Леин¹, И.И. Русанов², Г.А. Павлова¹,
Е.Ф. Веслополова², А.А. Ключиткин¹, П.Н. Маккавеев¹,
М.В. Иванов²**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: lein@ocean.ru, ²ИНМИ им. С.Н. Виноградского РАН, e-mail: ivanov@inmi.host.ru)

**Биогеохимические процессы в водной толще Каспия в
ноябре 2008 г.**

**A.Yu. Lein¹, I.I. Rusanov¹, G.A. Pavlova¹, E.F. Veslopolova²,
A.A. Klyuvitkin¹, P.N. Makkaveev¹, M.V. Ivanov²**

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

**Biogeochemical processes in Caspian water column
in November 2008 year**

Каспийское море является объектом исследования уже более 100 лет, но экспериментальные данные по скорости даже ключевых биогеохимических процессов циклов серы и углерода, с использованием радиоизотопных трассеров, ограничиваются материалами одной работы 1980 г. и касаются только осадков [1].

Спустя 28 лет, в ноябре 2008 г. на НИС «Рифт» (29 рейс) была начата серия исследований биогеохимических процессов в водной толще и в осадках Каспия. Результаты этих исследований составляют суть данной работы и представляются важными для оценки экологической обстановки в море в период поздней осени.

Солевой состав морской воды изучен на трех станциях, характеризующих район восточного шельфа (ст. 11, глубина 75 м), центральной зоны Среднего Каспия (ст. 14, глубина 340 м) и район Дербентской котловины (ст. 18, глубина 720 м).

Поверхностные воды изученных станций (горизонт 0 м) обогащены сульфат-ионом (2,93–3,04 г л⁻¹) и кальцием (0,335–0,355 г л⁻¹), но обеднены ионом хлора (5,14–5,29 г л⁻¹) по сравнению с океанской и черноморской водой, что подчеркивает определяющее влияние речного стока на солевой состав каспийской воды. Этот вывод подтверждается изотопным составом серы сульфат-иона поверхностных слоев каспийской водной толщи на глубинах более 50 м ($\delta^{34}\text{S-SO}_4^{2-}=8,6\text{‰}$), резко отличающимся от значений $\delta^{34}\text{S-SO}_4^{2-}$ океанской воды. Значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфат-иона речных вод равны в среднем 5 ‰ [2].

Солевой состав воды, практически не меняется с глубиной на восточном шельфе в районе ст. 11, в то время как в водной толще Дербентской котловины (ст. 18) наблюдается небольшое увеличение концентрации SO_4^{2-} , Ca^{2+} и Cl^- , начиная с горизонта 75 м и до дна. Другими словами, верхний

слой водной толщи до глубины 60–75 м представляется перемешанным или квазиоднородным.

Концентрация взвеси в водной толще на изученных станциях в ноябре была очень низкой, менее 1 мг л^{-1} . Максимальные концентрации наблюдались в поверхностном (0 м) слое (до $0,83 \text{ мг л}^{-1}$) и в слое ~30 м (до $0,68 \text{ мг л}^{-1}$).

Содержание $C_{\text{орг}}$ во взвеси из поверхностного слоя (0 м) на глубоководных станциях 14 и 18 составляет 25,27–34,22%, а на ст. 11 – 6,3%. В последнем случае максимум $C_{\text{орг}}$ приходится на взвесь из слоя 30 м, ко дну количество $C_{\text{орг}}$ уменьшается.

В Дербентской котловине резкое изменение $C_{\text{орг}}$ во взвеси происходит в слое 50 м (с 25 до 8%) с дальнейшим уменьшением ко дну до $<1\%$, что сопровождается падением содержания O_2 с $6,57 \text{ мл л}^{-1}$ и до $0,28 \text{ мл л}^{-1}$ у дна.

На ст. 11 и 14 эта тенденция менее выражена, хотя и здесь содержание $C_{\text{орг}}$ и O_2 заметно уменьшается ко дну. На ст. 14 в слое 10–40 м содержание $C_{\text{орг}}$ во взвеси – 8–13%, а с 65 м – 22,2%, снова резко падая до 3,2% у дна. Таким образом, можно говорить о закономерном уменьшении $C_{\text{орг}}$ во взвеси ниже зоны фотосинтеза.

Во взвеси присутствует карбонатный углерод ($C_{\text{карб}}$), количество которого изменяется по площади акватории и по профилю водной толщи. В Дербентской котловине максимум $C_{\text{карб}}$ во взвеси приходится на верхние 10–50 м. Ко дну содержание $C_{\text{карб}}$ снижается за счет подкисления при разложении $C_{\text{орг}}$ взвеси (уменьшение значений pH от 8,4 в слое 0–75 м до 7,84 у дна).

Концентрация CH_4 в поверхностном слое водной толщи (0 м) варьирует от $0,034 \text{ мкл л}^{-1}$ (ст. 9) до $0,427 \text{ мкл л}^{-1}$ (ст. 1). На станции 11 до 60 м наблюдаются близкие величины концентрации CH_4 ($0,091$ – $0,104 \text{ мкл л}^{-1}$), а у дна концентрация составляет $0,369 \text{ мкл л}^{-1}$. На ст. 14 максимум метана приходится на горизонт 65 м ($0,401 \text{ мкл л}^{-1}$) и снижается до $0,049 \text{ мкл л}^{-1}$ у дна. В Дербентской котловине в слое 10–75 м величины концентрации метана варьируют в узком пределе $0,092$ – $0,131 \text{ мкл л}^{-1}$. На глубинах 180–650 м концентрация метана резко падает и составляет $0,040$ – $0,076 \text{ мкл л}^{-1}$, а у дна увеличивается до $3,678 \text{ мкл л}^{-1}$. В большинстве водных колонок максимум концентрации метана приходится на горизонты 50–75 м, т.е. на слой, подстилающий зону фотосинтеза под пикноклином, где микробное разложение $C_{\text{орг}}$ взвеси приводит к образованию метана.

Общая численность микроорганизмов (ОЧМ) и биомасса микроорганизмов (БМ) в водной толще в ноябре 2008 г. анализировались в 37 пробах на пяти станциях. Максимальные величины ОЧМ характерны для верхних 35–40 м водной толщи, где они колеблются от 1018 до 1886 тыс. кл/мл, резко (более чем в 2 раза) уменьшаясь ко дну. Микробиологические исследования проб воды свидетельствуют о значительной однородности верхних горизонтов водной толщи на всей исследованной акватории, что

совпадает с другими данными, в частности, с данными по солевому составу вод верхнего (до 75 м) квазиоднородного перемешанного слоя.

Измерение скоростей микробных процессов метаногенеза, метаноокисления и CO_2 -ассимиляции на семи станциях показало слабую активность микроорганизмов в водной толще в ноябре 2008 г. Скорость метаногенеза на ст. 11 и 14 достигала $71,62 \text{ нл CH}_4 \text{ л}^{-1} \text{ сут}^{-1}$. В водной толще ст. 15 и 18 скорость метаногенеза не поднималась выше $19,73 \text{ нл CH}_4 \text{ л}^{-1} \text{ сут}^{-1}$, за исключением придонных вод в Дербентской впадине, где содержание метана и скорость метаногенеза были заметно выше, чем в вышележащих слоях водной толщи. На большинстве станций максимум скорости метаногенеза, метаноокисления и CO_2 -ассимиляции приурочены к слою под пиноклином 50–75 м, кроме ст. 14, где максимальная скорость метаногенеза обнаружена в слое 10 м.

Таким образом, верхние 50–75 м водной толщи изученного района Каспия осенью 2008 г. по всем химическим и микробиологическим параметрам представляли собой перемешанный квазиоднородный слой с низкими скоростями биогеохимических процессов.

Для более объективной оценки экологического состояния водоема по химическим данным и результатам исследования активности микробных процессов в водной толще необходимы экспедиционные работы в весенне-летнем и зимнем сезонах.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ. Проект 09-05-00164 а.

1. Иванов М.В., Беляев С.С., Лауринавичус К.С., Образцова А.Я. Микробиологическое образование H_2S и CH_4 в четвертичных отложениях Каспийского моря // Геохимия. 1980. № 3. С. 416–422.
2. Веселовский Н.В., Бебешко М.В., Козырев С.А. и др. Об изменении во времени изотопного состава серы сульфатных ионов воды рек Дона и Волги // Гидрохимические материалы. 1966. № 42.

Very low rates of biogeochemical processes in water column on different depth (from 75 to 720 m) were studied in the November of 2008 year.

**А.Ю. Леин¹, И.И. Русанов², Г.А. Павлова¹,
А.Н. Новигатский¹, И.Н. Мицкевич², О.М. Дара¹,
Т.Г. Кузьмина³, З.И. Верховская¹, П.Н. Маккавеев¹,
М.В. Иванов²**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: lein@ocean.ru, ²ИНМИ им. С.Н. Виноградского РАН, e-mail: ivanov@inmi.host.ru, ³ГЕОХИ им. В.И. Вернадского РАН, e-mail: kuzmina@redgate.ru)

**Биогеохимические процессы в современных осадках
Каспийского моря**

**A.Yu. Lein¹, I.I. Rusanov², G.A. Pavlova¹, A.A. Novigatsky¹,
I.N. Mitskevich², P.N. Makkaveev¹, O.M. Dara¹,
T.G. Kuzmina³, Z.I. Verkhovskaya¹, M.V. Ivanov²**

(¹Institute of Oceanology RAS, Moscow, ²Winogradsky Institute of Microbiology RAS, Moscow, ³Vernadsky Institute of Geochemistry RAS, Moscow)

Biogeochemical processes in the Caspian Sea recent sediments

Исследование биогеохимических процессов — одна из важных составляющих изучения процессов современного осадконакопления и диагенеза осадков. Современные осадки Каспия заметно отличаются в разных участках моря по вещественному составу, содержанию $C_{орг}$ и, как следствие, по скорости биогеохимических процессов в них протекающих. Имеется единственная работа с результатами определения скорости биогеохимических процессов в осадках на выходе из Красноводского залива и в районе о. Огурчинского [1]. Авторами цитируемой работы было показано, что активное образование H_2S и CH_4 происходило в четвертичных отложениях дна до забоя (114 м) скважин структурного бурения.

В ноябре 2008 г. в экспедиции на НИС «Рифт» (29 рейс) трубкой Неймисте были отобраны современные осадки до горизонта 60 см в Дербентской котловине (ст. 18, глубина 720 м). Алеврит-пелитовые карбонатно-глинистые осадки, восстановленные с поверхности ($E_h = -50$ мВ), содержат свободный H_2S , гидротроилит и пирит. Значения pH варьируют от 7,35 до 7,65. Отмечается высокое содержание $C_{орг}$ в осадках: от 5,6% в поверхностном горизонте 0,5–3,5 см до 2,6% в горизонте 60 см. Значения $\delta^{13}C-C_{орг}$ изменяются от -22,0 до -24 ‰.

Содержание карбонатов составляет 13,6–17,6% осадков. В илах преобладают алюмосиликатные (глинистые) минералы. Содержание SiO_2 изменяется по разрезу илов от 40 до 47%, Al_2O_3 — от 12 до 14%, Fe_2O_3 — от 5,4 до 6,9%. Содержание Ba превышает содержание Sr на порядок величин и колеблется от 0,1 до 15% ($Sr = 0,045–0,064\%$).

Металлы (Cr, V, Co, Ni, Cu, Zn) присутствуют в количестве 0,0n–0,00n%. Их распределение в изученном разрезе не имеет видимых закономерностей.

Для изученных осадков характерна высокая влажность (89–72%). Концентрация Cl^- в составе иловых вод изменяется от 5,34 г л⁻¹ до 5,45 г л⁻¹, что связано с изменением водного солевого баланса и, видимо, с опреснением моря в последнее десятилетие. В разрезе илов наблюдается обычный для восстановленных морских осадков рост величины общей щелочности (Alk) от 4,35 до 6,19 мг-экв л⁻¹ с погружением в толщу ила, рост концентрации биогенных компонентов (NH_4 , P, Si) и уменьшение концентрации SO_4^{2-} с 2,94 до 2,61 г л⁻¹ в этом же направлении. Распределение концентрации общего растворенного неорганического углерода (C_{tot}) – неравномерное, с верхним максимумом в поверхностном горизонте, где происходят активные процессы деструкции ОВ. Глубже 2–5 см наблюдается падение концентрации C_{tot} , с постепенным нарастанием к основанию колонки илов за счет образования CO_2 при микробном разложении органического вещества (ОВ).

Общая численность микроорганизмов (ОЧМ) в осадках составляет 2,5–8,4 млрд клеток в 1г сырого ила. Максимальные величины характеризуют поверхностные слои ила (0,5–7,0 см). Микробное население представлено крупными и мелкими коккоидными клетками, палочковидными клетками, вибрионами и короткими нитями. В нижнем слое 60 см отмечена неожиданно высокая ОЧМ. Микроорганизмы представлены исключительно мелкими коккоидами.

Таблица. Содержание метана и скорости биогеохимических процессов в осадках Дербентской котловины Каспия (ст. 18)

Гори зонт, см	CH_4 нл/л	$\text{MG}(\text{CO}_2)$ нл CH_4 л ⁻¹ сут ⁻¹	$\text{MO}_{\text{общ}}$ нл CH_4 л ⁻¹ сут ⁻¹	$\text{CO}_2\text{-асс}_{\text{общ}}$ мкгС л ⁻¹ сут ⁻¹	$\text{SR}_{\text{общ}}$ мкгS л ⁻¹ сут ⁻¹
н/в	595,575	30,690	1,177	0,876	4,343
Наилок	388,840	171,576	2,093	66,150	11,307
0,5-3,5	735,814	208,802	4,051	21,619	10,250
3,5-7,0	744,457	134,158	3,167	8,358	4,373
7-14	722,710	97,094	3,661	6,824	7,254
14-21	826,984	79,778	3,290	2,896	2,829
21-27	1157,369	146,735	4,225	1,449	7,431
27-45	1385,293	151,813	4,675	3,707	5,621
45-60	1778,409	175,998	5,205	2,776	2,316
60-75	2610,366	191,508	8,961	1,551	4,570

Концентрация CH_4 в осадках изменяется от 0,388 мкл л⁻¹ в наилоке до 2,61 мкл л⁻¹ в слое 60 см (табл.). В изученной колонке илов наблюдаются два пика величины скорости процесса микробного метаногенеза: верхний в слое 0,5–7 см (0,13–0,208 мкл л⁻¹ сут⁻¹) и нижний в слое 21–60 см (0,15–0,19 мкл л⁻¹ сут⁻¹). При этом верхний максимум метаногенеза обнаружен в слое с максимальной скоростью CO_2 -ассимиляции и SO_4 -редукции. Скорость процесса метаноокисления слабо увеличивается в нижних горизонтах до 9 нл CH_4 л⁻¹ сут⁻¹ (табл.).

Химико-битуминологический анализ определенно указывает на разницу в составе ОВ осадков. Содержание на горизонте 14–21 см хлороформенного битумоида и асфальтенов, входящих в его групповой состав, значительно выше, а углеводов, бензольных и спиртобензольных смол в 3–4 раза меньше, чем в нижележащих горизонтах, что свидетельствует о меньшем преобразовании ОВ в этом горизонте. Содержание и состав нормальных алканов (н-алканов) и показатели основных молекулярных маркеров (отношение четных и нечетных н-алканов, пристана и фитана и др.) почти не отличаются по вертикальному разрезу осадков. Во всех случаях преобладают н-алканы C_{16} и C_{18} биологического (микробиального происхождения). Величина отношения низкомолекулярных УВ (C_{13} – C_{24}) к высокомолекулярным (C_{25} – C_{35}) указывает на преобладание ОВ сапропелевого типа.

Особенности распределения всех химических и биогеохимических параметров заставляют предполагать, что более карбонатные осадки слоя 7–21 см осложнили разрез илов в результате оползня. Они содержат $\text{C}_{\text{орг}}$ с изотопным составом, характерным для поверхностных илов и отличаются более низкими скоростями микробных процессов из-за метаморфизации ОВ при его переносе от места накопления к месту отложения и захоронения.

Для каспийских илов Дербентской впадины характерны все типичные особенности биогеохимических процессов современных восстановленных осадков морских водоемов. Наиболее значительные изменения состава иловых вод и особенности диагенетического минералообразования связаны с развитием микробных процессов и в меньшей степени зависят от климата и типа морского водоема.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-00164 а) и программы № П17 (проект 9.2) Президиума РАН.

1. Иванов М.В., Беляев С.С., Лауринавичус К.С., Образцова А.Я. Микробиологическое образование H_2S и CH_4 в четвертичных отложениях Каспийского моря // Геохимия. 1980. № 3. С. 416–422.

Chemical and mineralogical specialties, distribution microorganisms as well as rates of the biogeochemical processes have been studied in the recent Caspian sediments.

В.Н. Лукашин, А.К. Амбросимов, Н.В. Либина, М.Д. Кравчишина, Ю.А. Гольдин, Н.В. Политова, Ш.Х. Якубов
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail lukashin@ocean.ru)
Исследование системы Каспийского моря в 30-м рейсе НИС «Рифт»
V.N. Lukashin, A.K. Ambrosimov, N.V. Libina, M.D. Kravchishina, Yu.A. Goldin, N.V. Politova, Sh.H. Yakubov
(Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow)
Study of the system of the Caspian Sea in 30th cruise of the RV “Rift”

Исследование седиментационной системы Каспийского моря в 2009 г. проводилось в соответствии с программами Президиума РАН № 17.1. Системные исследования морей Европейской части России (руководитель академик РАН А.П. Лисицын), № 17.2 Комплексные исследования в Каспийском море (руководитель чл.-корр. РАН Л.И. Лобковский), № 7.1 Сейсмостратиграфия осадочной толщи (Л.Р. Мерклин).

30-й рейс был проведен в середине весны (17-28 апреля 2009г.). Основной целью этой экспедиции являлось всестороннее комплексное исследование современной седиментационной системы северной части Каспийского моря. Главные задачи включали измерения параметров морской среды и отбор необходимых проб для последующего анализа и интерпретации полученных данных при исследовании системы Каспийского моря. Для решения этих задач использовались гидрофизические (CTD, ADCP-зондирование, измерение течений на притопленных станциях), гидрооптические (диск Секки, зонд-прозрачномер ПУМ, плавающий спектрорадиометр, прием спутниковых карт), гидрохимические (O_2 , Si, PO_4), геологические (аэрозоли, взвесь, пигменты, счетчик Коултера) и биологические (отбор фито- и зоопланктона) методы. Кроме того, одной из главных задач экспедиции была подъем и постановка притопленных буйковых станций с седиментационными ловушками и измерителями течений «Поток». Маршрут экспедиции и схема станций, на которых проводились работы, показана на рис. 1.

Результаты зондирования CTD показали, что структура воды характерна для весеннего сезона: верхний перемешанный слой имеет мощность около 10 м, температура – около 8°C, S – 11.3 psu. Термоклин распространяется от 10 до 40-50 м, температура уменьшается до 6.5°C, соленость практически не изменяется. Под термоклином идет постепенное уменьшение температуры до 5°C на горизонте 700 м и увеличение солености до 11.45 psu (рис. 2а). Здесь же показано распределение других компонент.

Анализ профилей скоростей течений, полученных по данным ADCP в режиме зондирования на ст. 1 (глубина 60 м) и ст. 2 (глубина 130 м) показывает, течение в северной части Среднего Каспия было неоднородно по глубине. У самого дна на ст.2 течения возрастали до 40 см/с. На ст.2 направление течения изменялось на западное. На ст.9 (глубина 250 м) наблюдалась аналогичная картина. Дрейфовые течения верхнего слоя на всех станциях поворачивали против часовой стрелки с глубиной от северо-западного на поверхности моря до восточного на верхней границе термоклина с величинами скоростей от 5 до 10 см/с. В термоклине течение было направлено на восток со скоростью ~ 10 см/с, а под термоклином направление течения изменилось на южное со скоростями до 5-10 см/с. В восточном секторе моря на ст.6 термоклин наблюдался на глубинах 30-50 м, течения в по всей глубине были небольшими и составляли 5-10 см/с, в верхнем слое и под термоклином в северо-восточном направлении, у самого дна на глубине ~ 250 м течение несколько возрастало с 5 до 10 см/с. На рис. 2б показано распределение компонент и модуля скорости течения на станции 8.

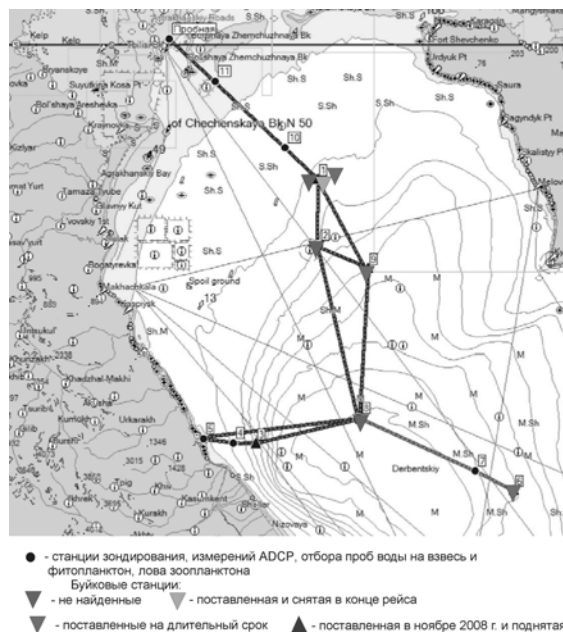


Рис. 1. Карта-схема маршрута и работ экспедиции.

Данные измерителей «Поток», поставленных на притопленной буйковой станции в ноябре 2008 г. на горизонтах 100 и 250 м показали, что скорость течения на горизонте 100 м изменялась в пределах 0 до 45 см/с, при этом размах изменчивости меридианальной компоненты течений V_N был почти в

4 раза больше зональной V_E . Относительное перемещение частиц воды за этот период составило около 270 км в строго юго-юго-восточном направлении (рис. 2в). Средняя температура на горизонте 100 м составила 7.69°C . При этом наблюдалась хорошая корреляция между возрастанием температуры воды в слое 100 м и увеличением скорости потока в нем, что можно объяснить вовлечением в поток более теплых водных масс воды из верхних горизонтов, а также вкладом диссипации энергии внутренних волн на возмущенном потоке.

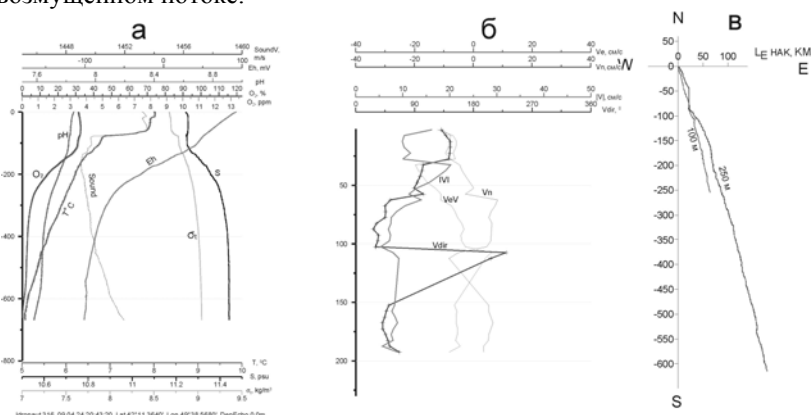


Рис. 2. Профили зондирования Idronaut на станции 8 (а), ADCP-профили компонент и модуля скорости течения на станции 8 (б), прогрессивные векторные диаграммы перемещений за период наблюдений с ноября 2008 года по апрель 2009. на станции 3 (в).

Течение на горизонте 250 м, было направлено так же на юго-юго-восток (см. рис. 2в), однако скорости здесь были значительно ниже - максимальные достигали 30 см/с, средняя составила 4.6 см/с при среднеквадратическом отклонении 5.3 см/с. Средняя температура на горизонте 250 м была 5.51°C . Как и на горизонте 100 м здесь также была заметна связь увеличением скорости потока и возрастанием его температуры.

В рейсе было получено две пробы аэрозолей. Проба № 1 отобрана 21.04.2009 г. на переходе от центральной части Дербентской впадины до ст. 3. Проба представлена тонкодисперсным материалом темно-серого цвета. Концентрация аэрозолей составила 1.38 мг/м^2 . Проба № 2 была получена 23.04.2009 г. на переходе от ст. 5 до центральной части Дербентской впадины. Проба представлена тонкодисперсным терригенным материалом палевого цвета. Концентрация составила 0.59 мг/м^2 . Разные по цвету, пробы были получены практически в одном месте. Изменилась, однако, атмосферная ситуация. Данные обратных траекторий (модель NOAA HYSPLIT) показали, что воздушная масса, принесящая материал пробы № 1, проходила в центральной части Каспия, а затем резко повернула на север и

пересекала Апшеронский полуостров, захватывая техногенные аэрозоли г. Баку и его окрестностей. Материал пробы № 2 был доставлен в место отбора воздушным потоком, движущимся из приволжских степей и проходящим над морем значительно севернее Апшеронского полуострова.

Работы по исследованию взвеси проводились в Северном Каспии, и основной задачей являлось изучение ее концентраций и состава на переходе от реки к собственно морю и на субмеридиональном разрезе через Дербентскую впадину. Разрез на рис. 3 показывает изменение концентраций взвеси, хлорофилла-а во взвеси и кремния в морской воде в зависимости от солёности с удалением от устья р. Волга в море. Распределение концентраций взвеси показывает закономерную картину: до солёности 2 psu концентрации резко уменьшаются, примерно в 3 раза по сравнению с началом разреза, что обусловлено механическим фракционированием терригенной взвеси при уменьшении энергии потока речной воды при взаимодействии ее с водами моря. При солёности 4-5 psu наблюдается некоторое увеличение концентраций, что происходит в результате коагуляции и флокуляции тонкодисперсных частиц и коллоидов. При дальнейшем увеличении солёности продолжается механическая дифференциация взвеси (ее концентрации убывают), а затем вновь возрастают, что связано, также с физико-химическими процессами, преобразующими вещество взвеси. Распределение кремния на разрезе подобно распределению взвеси. Это обусловлено, вероятно, тем, что определение его проводилось в нефилтрованной воде, и изменение его концентраций связано с преобразованиями взвеси в зоне смешения пресной речной и солёной морской воды.

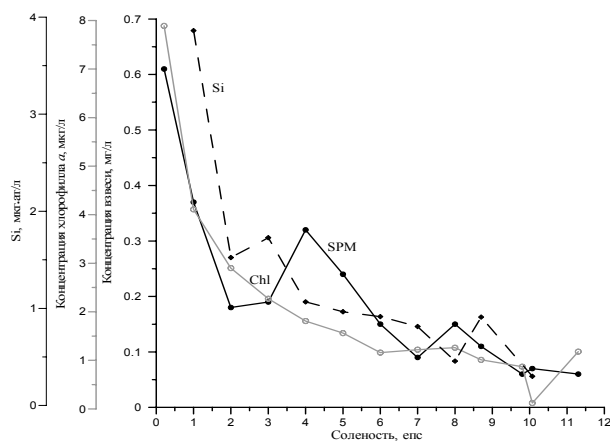


Рис. 3. Распределение взвеси (SPM), хлорофилла *a* (chl) и кремния (Si) на разрезе река-море в зависимости от солёности вод.

Распределение хлорофилла-а показывает постепенное неконсервативное уменьшение его концентраций без заметных их колебаний. В конце разреза,

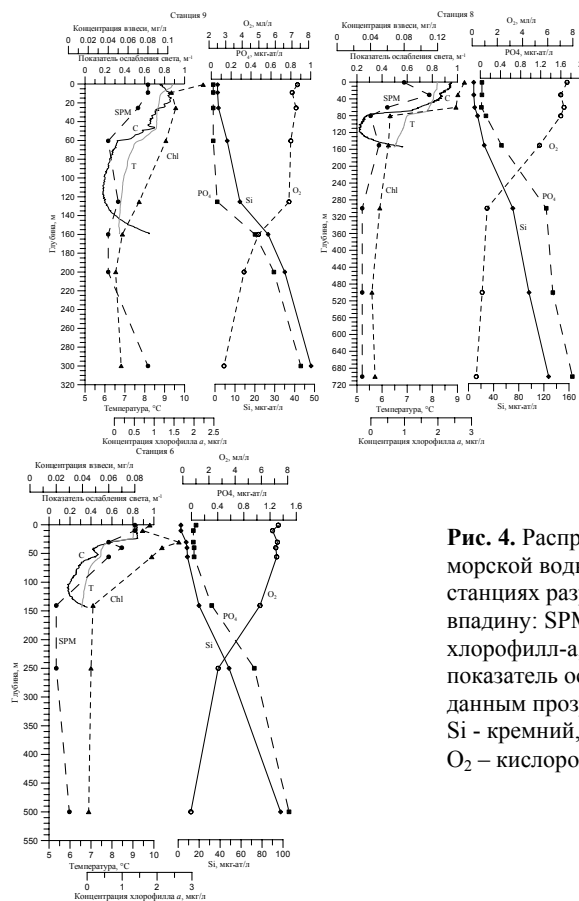


Рис. 4. Распределение характеристик морской воды, полученных на станциях разреза через Дербентскую впадину: SPM – взвесь, Chl – хлорофилл-а, T, C – температура и показатель ослабления света (по данным прозрачномера), Si – кремний, PO₄ – фосфаты, O₂ – кислород.

при солености выше 11 psu его концентрации заметно увеличились, что обусловлено увеличением в воде биомассы фитопланктона.

Был выполнен также разрез из 4 станций через Дербентскую впадину. Результаты представлены на рисунке 4, где показаны профили распределения ряда характеристик морской воды. Распределение их обычно для северной части Каспия. Однако концентрации взвешенного вещества намного ниже, чем наблюдалось ранее – летом и осенью 2008 г.

Измерения вертикального распределения показателя ослабления света показывают, что величина менялась в широких пределах – от 2.5–3.0 м⁻¹ в прибрежных мелководных районах до 0.15–0.20 м⁻¹ в глубинных слоях открытых глубоководных районов моря. Верхний слой толщиной 30–50 м занят мутными водами с $C \approx 0.8\text{--}0.9\text{ м}^{-1}$. Ниже расположены прозрачные воды с $C \approx 0.15\text{--}0.20\text{ м}^{-1}$. При глубинах более 120–130 м прозрачность воды умень-

шается. Верхняя граница слоя прозрачных вод приурочена к положению термоклина, нижняя располагается в однородных по температуре водах. Похожая структура наблюдалась и на расположенной на склоне ст. 2. На мелководных станциях, расположенных в северных районах моря (ст. 0, 10 и 11), а также у западного берега (ст.5) наблюдалось однородное распределение по глубине, причем величина *C* растет по мере приближения к берегу.

The information about the 30 cruise of RV “Rift” in the Caspian Sea is presented. The first results of these investigations (hydrophysical, hydrochemical, hydrooptical, aerosols and suspended matter) are shown.

**А.Г. Матуль¹, Т.А. Хусид¹, М.П. Чеховская¹, Н.С. Оськина¹,
Г.Х. Казарина¹, О.М. Дара¹, Л.Р. Мерклин¹, А.А. Свиточ²,
Т.А. Янина², В.А. Большаков², С.Д. Николаев²**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e_mail amatul@mail.ru,

²Географический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова)

Стратиграфия скважины ИГС-1, Северный Каспий

**A. Matul¹, T. Khusid¹, M. Chekhovskaya¹, N. Oskina¹, G.
Kazarina¹, O. Dara¹, L. Merklin¹, A. Svitoch², T. Yanina², V.
Bolshakov², S. Nikolaev²**

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology, e_mail amatul@mail.ru, ²Geography Dept of
M.V. Lomonosov Moscow State University)

Stratigraphy of the borehole IGS-1, North Caspian Sea

Сделан комплексный анализ стратиграфии донных осадков, вскрытых скважиной ИГС-1 на нефтегазонасной площадке им. В. Филановского в мелководной части Северного Каспия. Длина разреза около 62 м. Осадки представлены переслаиванием ракуши, ракушечного детрита, песков, илов, супесей, суглинков, глины. Стратиграфическое расчленение скважины ИГС-1 основано на следующих критериях: 1) распределение раковин руководящих видов моллюсков, фораминифер и остракод; 2) характер фациального состава, указывающего на уровенное состояние бассейна с хорошо изученной позднеплейстоцен-голоценовой ритмикой Каспия; 3) наличие и положение в разрезе крупных перерывов, свидетельствующих о низком положении уровня моря и даже о возможной осушке шельфа, 4) магнитная восприимчивость, 5) распределение крупнозернистой фракции осадка. Также учитывались две радиоуглеродные даты, полученные в Лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода Санкт-Петербургского университета по отобранному из керна малакофаунистическому материалу. На основании указанных критериев в разрезе скважины выделяются: современные морские образования; осадки новокаспийской, поздне- и раннехвалынской

трансгрессий, отложения мангышлакской, енотаевской и ательской регрессий.

Stratigraphy of the 62-m long borehole IGS-1 is based on the lithology, facial analysis, malacofauna, micropaleontology, magnetic susceptibility, two radiocarbon data. IGS-1 contains the Late Quaternary sediment units from the Atelian to Novocaspian stage.

И.А. Немировская¹, Д.Н. Айбулатов², В.А.Артемьев¹, Н.Г. Чернявский¹, Л.И. Хрусталева³

(¹Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва; e-mail: nemir@ocean.ru; ²Московский Государственный Университет им. М.В.Ломоносова, Москва; e-mail: gidroden@mail.ru; ³ Институт Водных проблем РАН, Москва, e-mail: larivah@bk.ru)

Многодисциплинарные исследования р. Волги летом 2009 г.

I.A. Nemirovskay¹, D.N. Aibylatov², V.A. Artemiev¹, N.G. Chernyavskiy¹, L.I. Chrustaleva³

(¹P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Moscow State University, Moscow; ³Water Problems Institute RAS, Moscow)

Multidisciplinary researches of Volga River in the summer 2009

Водосбор р. Волги – это крупнейший в России природный, промышленный и социальный комплекс. Здесь проживает около 60 млн. человек, в том числе около 45 млн. горожан; производится 45% промышленной и около 50% сельскохозяйственной продукции, т.е. это практически половина страны по населению, промышленности и сельскому хозяйству. На площади, составляющей 8% от площади страны, расположено 426 городов. В водосборе р. Волги самая высокая плотность населения и концентрация промышленности. Считается, что в настоящее время р. Волга превратилась в канал сброса загрязнений практически со всей Европейской части России. Здесь построено 12 крупных водохранилищ – электростанций, отстойников осадочного вещества и загрязнений, уловителей биогенов. Вся река делится как бы на 12 частей разделенных водохранилищами с зимним сбросом вод. Сейчас р. Волга представляет собой уникальную реку с уникальным ходом природных явлений: с зимним паводком и заторможенным (зарегулированным) весенним паводком. Только в Горьковское и Чебоксарское водохранилища сброс загрязнений в 2000-2003 г.г. составил от 100 до 400 тыс. т/год. [2].

Летом 2009 г. на борту НИС «Валаам 1» была проведена экспедиция от порта Конаково до порта Астрахань и в рукаве Бахтемир до поселка Оранжевой (рис. 1), организованная Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН и Институтом водных проблем РАН в рамках проекта

"Система Каспийского моря" (руководители - академик А.П. Лисицын, чл.-корр. Л.И. Лобковский). Цель экспедиции - многодисциплинарные исследования природной среды р. Волги в период летней межени.

В задачи исследования входило:

- Изучение основных гео-, гидрохимических и гидрофизических процессов в водосборе р. Волги.
- Исследование зон смешения р. Волга и ее притоков различных размеров: рек Немда, Унжа, Ока, Кама, Б. Иргиз, Курдюм, Камышинка (выше слияния рек, узел слияния и ниже слияния при полном смешении вод).
- Изучение изменений основных показателей по глубине потока.
- Оценки экологического состояния р. Волги.

В связи с этим проводили: выделение взвесей на ядерные и стекловолоконные фильтры, отбор проб осадков; определение pH, кислорода, щелочности, БПК₅ в поверхностных водах; измерение электропроводности и температуры воды в поверхностных водах и по глубине потока. Проводили гидрофизические исследования: измерение течений акустическим доплеровским профилографом ADCP; промер глубин при движении судна, отбор проб для определения углеводов (УВ). На борту судна вели непрерывную запись флуоресценции, хлорофилла и растворенной органики, температуры воды (на глубине ~ 2 м.), мощности зондирующего излучения. В экспедиции было пройдено 3100 миль, выполнена 71 станция.

Предварительные результаты показывают, что, несмотря на высокую антропогенную нагрузку на водосбор Волги, по всему маршруту экспедиции установлено характерное для летней межени низкое содержание взвеси и хлорофилла.

Концентрации взвеси не превышали 10 мг/л, а хлорофилла – 35 мкг/л. Причем не наблюдалось значительное изменение содержания изучаемых соединений до и после больших городов (рис. 2). В частности до и после Нижнего Новгорода концентрации взвеси соответственно составили 3.6 и 3.9 мг/л, с максимумом в устье Оки – 12.7 мг/л. Содержание хлорофилла в этом районе изменялось от 12 до 33 мкг/л, также с максимумом в устье Оки. Аналогичное распределение концентраций взвеси и хлорофилла наблюдали при слиянии других рек с Волгой. В устье Камышинки содержание взвеси составило 2.6, а до и после – 1.6 и 1.0 мг/л; для хлорофилла – в устье 12 мкг/л, а до и после – 1.6 и 8 мкг/л. Несмотря на то, что фильтрационная взвесь включает, как минеральные, так и биогенные частицы, а хлорофилл формирует биогенная часть взвеси, между распределением концентраций взвеси и хлорофилла наблюдалась зависимость – $r=0.62$. Однако более жесткая связь существует между взвесью и показателем ослабления света (прозрачностью воды): $r=0.92$. Прямая зависимость между этими величинами ($\text{взвесь} = 1.05\text{пр} + 0.36$)

косвенно указывает на то, что прозрачность воды определяется количеством взвешенных частиц. До Нижнего Новгорода величина прозрачности менялась от 2 до 6 м^{-1} , с максимальным значением в устье Оки – 12 м^{-1} , а после Нижнего Новгорода - от 4 до 2 м^{-1} . После шлюза г. Тольятти началась зона «чистой воды» – значения прозрачности изменялась в интервале 0.5 - 1.2 м^{-1} . В большинстве случаев профили прозрачности воды были практически однородные до дна.



Рис. 1. Маршрут экспедиции

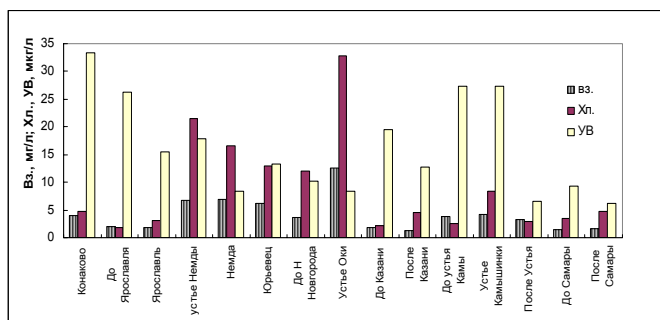


Рис. 2. Распределение взвеси (Вз.), хлорофилла (Хл.) и УВ в поверхностных водах.

Исключение наблюдалось в узлах смешения Волги с притоками, где существуют максимумы прозрачности на глубинах 1.5-2 м (рис. 3а).

Исследование взвеси под электронным сканирующим микроскопом показало присутствие большого количества биогенных частиц, состоящих из пресноводных водорослей (диатомовых, отдельные клетки пенистых, центрических и их колоний), а также спор и пыльцы. Клетки фитопланктона встречались, как правило, в незначительном количестве. Среди минеральных частиц обнаружены обломочные зерна гранной и угловато-окатанной формы, глобулярные скопления (агрегаты), состоящие из мелких чешуйчатых образований, глинистые минералы и очень тонкая минеральная взвесь, которая иногда плотным слоем покрывала всю поверхность фильтра. Высокое содержание крупных минеральных зерен и агрегатов глинистых частиц отмечалось в районе крупных городов (в частности Волгограда). Вероятно, скорость потока здесь замедлялась, и создавались условия для агрегирования глинистых частиц за счет броуновского движения. Кроме того, возможно, что это микроагрегаты почв, которые попали из водосборного бассейна. Кроме минеральных частиц, здесь обнаружены диатомовые, их колонии и кокколиты. В речных пробах рек Оки и Камышинки также обнаружены агрегаты глинистых частиц, а также рыхлые органо-минеральные агрегаты, состоящие из биогенного детрита и терригенных зерен пелитовой размерности. Частицы пепла в пробах взвеси не были обнаружены.

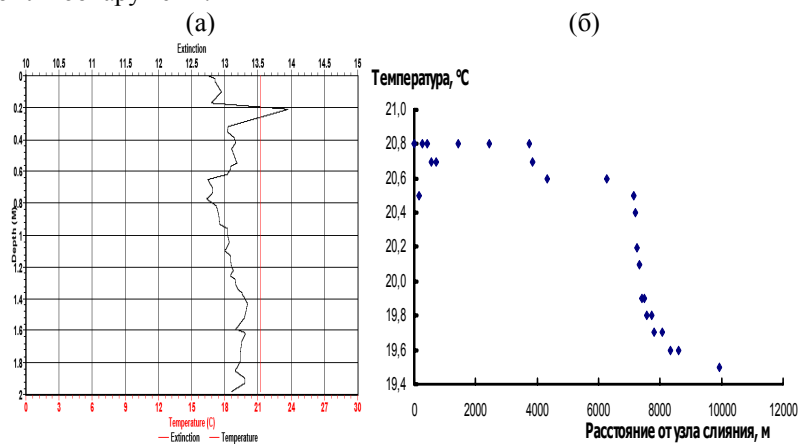


Рис. 3. Изменение показателя ослабления света (а) и температуры (б) в устье Оки.

Исследование зон смешения Волги с ее притоками показало, что для устьев Унжи и Немды, находящихся в непосредственной близости друг от друга, характерны более высокие величины электропроводности (минерализации) и температуры (табл. 1). Превышение электропроводности на 28 мСм/см² в водах Волги над водами Унжи свидетельствует о меньшем поступлении минеральных частиц из водосбора, меньшей антропогенной нагрузке, о меньшей распаханности и урбанизации бассейна Унжи. Разница

по электропроводности между Волгой и Немдой не такая большая, но тоже заметна. Температура воды для этих двух водотоков одинакова, что характеризует одинаковые климатические условия формирования их вод. Длина зоны смешения для данных узлов 5-6 км.

Стоит отметить, что все остальные исследованные узлы слияния, которые находятся ниже по течению Волги, характеризуются обратной тенденцией – вода в притоках более теплая и более минерализованная, чем в Волге (табл. 1).

Таблица 1. Основные характеристики водотоков в узлах слияния

Узел слияния	Электропроводность, мСм/см ²		Температура °С	Длина зоны смешения, км	
	р. Волга	Приток		Приток	5
Волга-Унжа	198	171	19.9	19.9	6
Волга-Немда	198	186	19.9	19.3	9.9
Волга-Ока	206	457	19.9	20.8	18
Волга-Кама	264	332	20.8	20.6	1
Волга-Б.Иргиз	329	370	19.7	20.3	0.2
Волга-Курдом	330	331	20.4	20.5	2.7

Максимальная разница по величинам температуры и электропроводности наблюдалась при слиянии Оки с Волгой (рис. 36). Электропроводность в водах Оки в 2.2 раза, а температура на 0.9°С выше, чем в Волге. Обусловлено это большим поступлением минеральных веществ в русло из-за распаханности водосбора Оки, влияние вод которой прослеживается на 10 км. Кроме того, выше узла слияния находится плотина Горьковского водохранилища, улавливающего сток минеральных веществ. Температура воды в Оке выше из-за более южного геоположения водосбора реки. С загрязненными водами Оки в Волгу поступает также большое количество фосфора. Поэтому фосфорная нагрузка на Чебоксарское водохранилище в 3-5 раз выше, чем на Горьковское [2]. Напротив, в устье Камы, расположенном севернее, температура воды немного ниже (на 0.2 °С), чем в Волге, но электропроводность при этом на 68 мСм/см² выше. Кама оказывает влияние на волжские воды на протяжении 18 км.

Распределение концентраций БПК₅ свидетельствовало о незначительном загрязнении, так как даже средняя величина 3.3 (= 1.2 мг/л) оказалась немногим выше ПДК хозяйственно-питьевого водопользования — 2 мг/л, но ниже ПДК для водоемов культурно-бытового водопользования — 4 мг/л (рис. 4). Наиболее высокие значения установлены в Куйбышевском водохранилище выше Казани (6.7 мг/л) и на Нижней Волге в районе с. Верхнее Лебяжье (6.8 мг/л), т.е. в районах, не связанных с городской деятельностью.

Концентрации УВ в поверхностных водах в фильтрационной взвеси изменялись в интервале 6.2-38.8 мкг/л. Их средняя концентрация - 16.4 мкг/л соответствовала фоновому уровню УВ в прибрежных акваториях (16-

20 мкг/л) и в дельте Волги в 2007 г. (18 мкг/л). Наиболее высокое содержание УВ установлено в водах Нижней Волги перед Астраханью (39.2 мкг/л) и в районе села Новое Икрыное (38.8 мкг/л). Однако и эти величины ниже ПДК для нефтяных УВ (50 мкг/л). Все это может свидетельствовать о незначительном нефтяном загрязнении. Необходимо отметить, что в последние годы произошло снижение концентраций УВ в воде устьевой области Волги, по сравнению с 1995-2004 гг. [1]

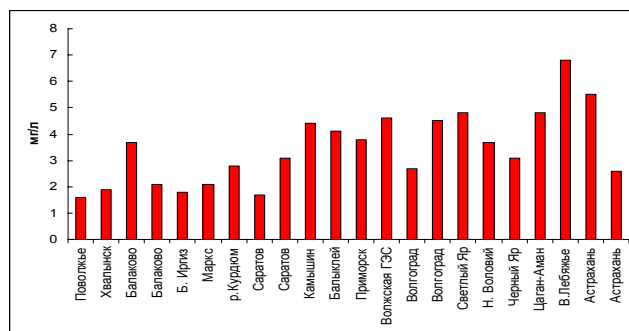


Рис. 4. Распределение концентраций БПК₅ в поверхностных водах

В донных осадках содержание УВ зависит от их дисперсности. Илистые отложения (особенно при доминировании фракции <0.1 мм) легко поглощают органические соединения, в том числе и УВ из водной толщи. Поэтому содержание УВ в песчанистых осадках (средняя 9.2, ± 9.3 мкг/г) было значительно ниже, чем в илистых (средняя 92, ± 135 мкг/г) (рис. 5). Максимальная концентрация установлена в илистом осадке в устье р. Камышинки – 485 мкг/г (1.2% от $C_{орг}$). В песчанистых осадках доля УВ в составе $C_{орг}$ (в среднем 4.4%) оказалась значительно выше, чем в илистых (в среднем 0.39%). Такое распределение концентраций УВ в осадках разного литологического типа обычно возникает при небольших глубинах за счет пассивной сорбции нефтяных УВ [3]. Поэтому степень антропогенной загрязненности грубодисперсных осадков может быть больше, чем илистых.

В устьевой области в рукавах Волги в осадках, представленных в основном песчанистыми отложениями, концентрации УВ не превышали 35 мкг/г, и оказались значительно ниже, чем в 2005 г., где их содержание в протоках Нижней Волги достигало 182 мкг/г (в отдельных случаях 16.8-23.9% от $C_{орг}$) [3]. Однако во время наших исследований в осадках района Гандуринский банк относительное содержание УВ в составе $C_{орг}$ достигло (33.9%). В морских донных осадках доля УВ обычно не превышает 1%, а средние их значения в биологических объектах еще ниже: в $C_{орг}$ планктона – 0.14%, в фитобентосе – 0.048%, в высших наземных растениях (листья деревьев) снижалась до 0.01%. Поэтому можно предположить, что в этом

Таким образом, подводя предварительные итоги, можно заключить, что по всему маршруту экспедиции было характерное для летней межени низкое содержание хлорофилла и взвеси. При слиянии Волги с ее притоками главную роль играют диффузия и разбавление. Изменение концентраций исследованных соединений в основном происходит под влиянием природных процессов. Содержание УВ в поверхностных водах соответствовало их фоновому уровню. Однако повышенная доля УВ в составе $C_{\text{орг}}$ песчаных осадков дельты Волги, скорее всего, обусловлена влиянием нефтяных загрязняющих веществ.

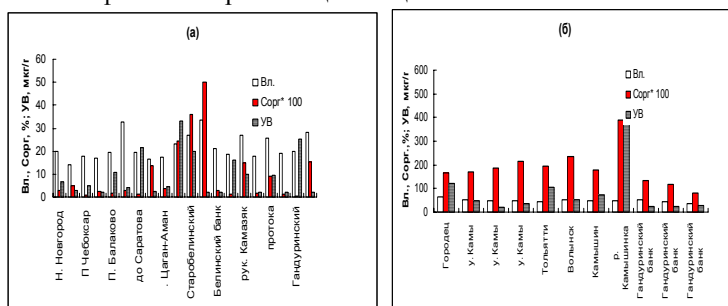


Рис. 5. Распределение концентраций УВ в поверхностном слое песчанистых (а) и илистых (б) осадков.

Работа выполнена при финансовой поддержке, РФФИ (гранты 08-05-00094-а; 09-05-10084-а); Программы № 17 фундаментальных исследований Президиума РАН, гранта Президента РФ (НШ-2236.2006.5); проекта «Наночастицы во внутренних и внешних сферах Земли».

1. Абдурахманов Г.М., Карпюк М.И., Морозов Б.Н., Пузаченко Ю.Г. Современное состояние и факторы, определяющие биологическое и ландшафтное разнообразие Волжско-Каспийского региона России. М.: Наука, 2002. 416 с.
2. Кочеткова М.Ю. Особенности формирования и трансформации качества воды Горьковского и Чебоксарского водохранилищ. Автореферат на соискание уч. степени. к.г.н. М.: 2009. 28 с.
3. Немировская И.А., Бреховских В.Ф. Генезис углеводов во взвеси и донных осадках северного шельфа Каспийского моря // Океанология. 2008. Т. 48. № 1. С.48-58.

The low concentrations of chlorophyll and suspension in surface waters are characteristic for mean waters. Diffusion and dilution play leading role at merge of Volga to its inflows. Concentration of hydrocarbons in surface waters and

sediments deposits corresponded to their background level that can testify to insignificant of oil pollution. Change of the investigated parameters basically occurs under influence of natural processes. However increased part HC in Corg of arenaceous sediments of Volga river delta probably made for polluting oil compounds influence.

К.А. Сабанаев, В.И. Черкашин

(Институт геологии Дагестанского научного центра РАН, e-mail: dangeo@iwt.ru, Махачкала, Республика Дагестан, Россия)

Флюидодинамические особенности формирования залежей УВ в западной части акватории Северного и Среднего Каспия

K.A. Sabanaev, B.I. Cherkashin

(Institute of geology Dagestan Science Center Russian Academy of Science, Makhachkala, Russia)

Fluid-dynamic features of hydrocarbons deposits formation in the western part of Northern and Middle Caspian water area

Различия в истории геологического развития дна Каспийского моря и смежной территории суши во многом обуславливают особенности накопления органического вещества и распределения залежей нефти и газа в осадочно-породном комплексе акватории.

Стратиграфический диапазон возможных нефтегазосодержащих отложений в пределах Северного Каспия связан с Прикаспийским перекратоном, где перспективны мезозойские и палеозойские отложения, в Среднем Каспии – мезозойские отложения, а во всей остальной части моря – мезозойские и кайнозойские отложения. Северным и северо-восточным обрамлением Каспийского бассейна является Прикаспийская синеклиза Русской платформы. Здесь развита мощная толща осадочных образований от палеозойских до современных общей мощностью 10-14 км. Докембрийский фундамент практически не изучен бурением, вследствие больших глубин залегания. Структурными элементами этой зоны являются Северо-Каспийское поднятие в море, Астраханское и Южно-Эмбенское - на суше, объединённые в единый тектонический блок, сочленяющийся со Скифско-Туранской плитой крупным глубинным разломом.

Эпигерцинская Скифско-Туранская плита занимает значительную часть Среднего и часть Северного Каспия. Здесь развиты платформенные структуры, группирующиеся в зоны поднятий, имеющие форму валов. По геофизическим данным, здесь выделяются несколько структурных этажей и подэтажей, разделённых резкими угловыми несогласиями. Нижний подэтаж фундамента имеет палеозойский возраст, сложен магматическими и метаморфизованными породами. Верхний подэтаж фундамента вскрыт

скважинами на южном склоне Южно-Эмбенского поднятия, в Равнинном Дагестане и на других участках. На разновозрастном фундаменте повсеместно с резким перерывом и угловым несогласием залегает пестроцветная толща пермо-триасовых образований, которая отражает переходный этап развития герцинской складчатости в платформенную область. Максимальная мощность указанных отложений установлена на восточном берегу Северного и Среднего Каспия, которая свидетельствует об общем погружении поверхности складчатого пермо-триасового комплекса с запада на восток, вызванного подвижками вдоль Аграханско-Гурьевского субмеридионального глубинного разлома, прослеживаемого в акватории Каспия (рис. 1). Скифско-Туранская плита отделяется от Южно-Каспийской области Туркмено-Предкавказским глубинным разломом глубокого заложения, выявленного по геофизическим данным. Зона разлома протягивается от Туркменбашы вдоль южного поднятия Большого Балхана и Куба-Дага через Средний Каспий и Предкавказье (Аграханский полуостров) и далее на запад. К этой зоне приурочено резкое погружение поверхности фундамента, соответственно и увеличение мощности осадочной толщи [1].

В западной части Среднего Каспия, выделяется узкий и глубокий Терско-Каспийский передовой прогиб, который на суше имеет почти субширотное направление, а в пределах акватории Каспия приобретает почти меридиональное простираие. Наиболее погруженная его часть расположена на суше, выполненная вулканно-обломочными породами свиты рухдзуар (продукт извержения вулкана Казбек), наибольшая мощность которой (более 1000 м) зафиксирована в долине р. Терек в районе Эльхотовских ворот. Далее ось Терско-Каспийского прогиба поворачивает на Грозный, где он приобретает асимметричное строение – короткий крутой юго-западный борт и пологий широкий северо-восточный склон. Между р. Сулак и о. Чечень он выходит в море, по которому происходит разделение орогенной части Большого Кавказа от Скифско-Туранской плиты. В платформенной части прогиба выделены Восточно-Тюленевская депрессия, Каспийский свод, Дербентская котловина. Геосинклинальный сложнопостроенный его склон целиком расположен на территории прибрежного Дагестана и в северной части Азербайджана. Морская часть Терско-Каспийского передового прогиба выполнена мощной толщей осадочных образований толщиной 8-10 км (по результатам сейсморазведочных работ). Крайним южным элементом Терско-Каспийского прогиба является кулисообразно, смещённый на юго-запад Кусаро-Дивичинский прогиб, продолжающийся в море под другим названием (Северо-Апшеронский прогиб), сопряжение которых происходит по Самурскому разлому, подвижки которого обусловили резкое опускание Кусаро-Дивичинского прогиба. В приморской части западного борта Каспия выявлен целый ряд антиклинальных поднятий, объединённых в три зоны (Восточная, Западная, Приморская). Приморская антиклинальная зона

объединяет цепочку подвзбросовых структур, генетически связанных с разрывом, по которому происходит взбрасывание юго-западных частей структур Восточной антиклинальной зоны по региональному Главному Дербентскому разлому [2]. Все поднятия Южно-Дагестанской ступени относятся к приразломным, имеют складчато-блоковое строение, сочленение структур кулисообразное по системам разломов. По степени дислоцированности все локальные структуры в антиклинальных зонах Южного Дагестана можно подразделить на три группы. Установлено, что интенсивно дислоцированные структуры (Берикей, Каякент, Дузлак, Дагогни, Хошмензил) характеризуются обильными нефтегазопоявлениями на поверхности, в пределах некоторых из них была организована колодезная добыча (Мамедкала, Каякент). Здесь почти все залежи нефти и газа разрушены за счёт активности Нараттюбинской серии разломов в процессе ачкагыльской трансгрессии. Средне дислоцированные структуры (Инчхе-море, Избербаш) содержат в миоцене неразрушенные залежи нефти и газа. Во всех интенсивно дислоцированных структурах отмечается проявление диапиризма в майкопских глинах. На слабо дислоцированных структурах Западной антиклинальной зоны (Балхас-Хунук, Экендиль, Анжикаур и др.) промышленных притоков не получено. Структуры фронтальной части Дагестанского клина (Димитровская, Махачкала-Тарки) относятся к интенсивно дислоцированной зоне, а все остальные структуры, где проводилось безрезультатное поисковое бурение (Айри-Тюбе, Ленинкент, Тернаир, Алмало и др.) - к слабо дислоцированной зоне.

Таким образом, ведущую роль в формировании тектонических структур сыграли вертикальные блоковые движения фундамента по обрамляющим разломам. Прослеживается существование связи между интенсивностью тектонических движений и стратиграфическим диапазоном нефтегазоносности локальных поднятий, свидетельствующая о ведущей роли вертикальной и вертикально-ступенчатой восходящей миграции в формировании и переформировании нефтяных залежей. Время образования путей миграции флюидов совпадает с периодами проявления интенсивных блоковых движений. Однако, тектонические пути миграции существовали, по-видимому, временно, поскольку при прекращении активных восходящих блоковых движений они герметизируются и утрачивают фильтрационные свойства под воздействием горного давления и тангенциальных напряжений, благодаря наличию в разрезе пластичных пород покрышек. Формирование залежей происходит по стадиям и многофазно. Для интенсивно дислоцированных структур существовали пути вертикальной миграции снизу вверх (Главный Дербентский разлом), характеризующиеся высокими фильтрационными свойствами, значительно превосходящими таковых в пересекаемых породах-коллекторах. Создавались условия для сквозной миграции УВ с задержкой и концентрацией их в верхних горизонтах в гранулярных караган-чокракских

и карбонатных верхнемеловых отложениях, обладающих наиболее высокими ёмкостными и фильтрационными свойствами. Не вместившиеся в резервуар верхнего мела УВ образовали залежи под глинистой толщей альба в порово-трещинных алевролитовых породах апта.

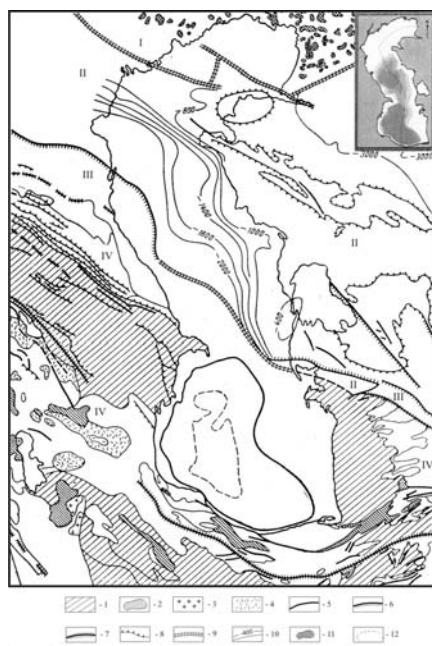


Рис. 1 Тектоническая карта акватории Каспийского моря и смежных территорий. Древние платформы: I – Прикаспийская впадина; II – эпипалеозойская платформа; III – альпийские краевые прогибы; IV – области альпийской складчатости: 1 – межгорные впадины; 2 – выступы основания, сложенные породами докембрия и палеозоя; 3 – синорогенные гранитоиды; 4 – покровы эффузивов; 5 – разломы; 6 – флексуры; 7 – главнейшие глубинные разломы; 8 – надвиги, сбросы, шарьяжи; 9 – глубинные погребённые разломы; 10 – стратоизогипсы по кровле мела; 11 – соляные купола и антиклинали; 12 – граница котловины Каспийского моря, лишённая гранитного слоя.

В средне дислоцированных структурах пути восходящей миграции по фильтрационным свойствам приближаются к значениям самих верхнемеловых отложений, объём мигрировавших в этот комплекс УВ был значительно меньшим, поэтому формировались в них залежи высотой менее его мощности и могли формироваться небольшие залежи в отложениях нижнего мела, особенно в подсульфатной толще валанжина и верхней юры. Основные скопления УВ прогнозируются в терригенной толще юры под

этими покрывками, а также в более древних комплексах отложений при благоприятном сочетании в разрезах коллекторских толщ с горизонтами флюидоупорами.

Высокую тектоническую активность и блоковую дифференциацию по степени интенсивности современных движений земной коры испытывает западный борт Терско-Каспийского прогиба и в настоящее время, что подтверждается результатами геодинамических наблюдений и высокой сейсмичностью территории. Всё это свидетельствует о продолжающихся в настоящее время миграционных процессах флюидов и возможном формировании новых залежей в интенсивно дислоцированных зонах западной геосинклинальной части Терско-Каспийского передового прогиба (Гаши, Дузлак, Ачи-су, Берикей и др.).

На восточном борту Терско-Каспийского прогиба наиболее древними отложениями, вскрытыми скважинами, являются породы карбона, представленные чередованием плотных метаморфизованных песчаников, углисто-кремнистых и серицитовых сланцев.

На разведочных площадях и месторождениях Прикумской группы поднятий Северного Дагестана под юрскими отложениями установлены породы пермского возраста, выраженные метаморфизованными известняками. Триас представлен здесь тремя отделами. Нижний триас (нефтекумская свита) сложен кристаллическими известняками мощностью до 1250 м (скв. 91 Русский Хутор). В среднем триасе выделены анизийский и ладинский ярусы. Мощность их резко меняется по площадям Равнинного Дагестана от 400 м до нуля. Отложения представлены чередованием алевролитовых карбонатных аргиллитов с прослоями известняков. С ладинского времени в Восточном Предкавказье происходит смена морских отложений осадками мелководного опреснённого бассейна. На большей части Равнинного Дагестана эти отложения размыты. К верхнему триасу условно отнесена ногайская свита, представленная толщей вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований [3].

По геофизическим данным и результатам поисково-разведочного бурения выделены аналогичные типы разрезов в пределах акватории Каспийского моря (месторождения Хвалынского, Сарматское, им. Корчагина и Центральное). В тектоническом отношении они приурочены к крупной геотектонической структуре Прикумско-Центрально-Каспийской системе прогибов и поднятий. В эту структурную террасу входят перспективные блок-структуры Тюленеостровного валообразного поднятия. Флюидодинамические особенности формирования залежей УВ здесь отличаются от геосинклинального борта Терско-Каспийского передового прогиба. В составе пермо-триасового комплекса Терско-Туранской плиты выделяются четыре формации: малассовая (верхняя пермь – нижний триас – индский ярус), карбонатно-терригенная (нижний триас – оленекский ярус) – средний триас – ладинский ярус и вулканогенно-осадочный – верхний

триас. Дислоцированность осадочной толщи проявляется в формировании узких антиклинальных складок, характеризующихся зачастую большими размерами и пологими углами падения крыльев. Современный структурный план акватории Северного и Среднего Каспия во многом обусловлен блоковым строением фундамента эпигерцинской Скифско-Туранской плиты. В осадочном комплексе выделяются пять перспективных комплексов: нефтекумская свита нижнего триаса, средняя юра, подошва нижнего мела – верхняя юра, кровельная часть нижнего мела, верхний мел. Формирование залежей происходило также по глубинным разломам снизу вверх.

1. К.А. Сабанаев, В.И. Черкашин. Геологическое строение и нефтегазоносность осадочного комплекса Российского сектора Каспийского моря. Махачкала. 2008. 208 с.
2. Э.Н. Алиханов. Нефтегазоносность Каспийского моря. М.: «Недра». 1977. 272 с.
3. Ф.Г. Шарафутдинов, Д.А. Мирзоев и др. Геология и нефтегазоносность доюрских образований Восточного Предкавказья. Махачкала. 1978.

Using new results of geological-geophysical researches and deep explorative drilling the tectonic features of the western part of Northern and Middle Caspian Sea are revealed. The fluid-dynamic model of oil and gas deposits formation is proved for geosynclinal and platform conditions in the zone of Tersky-Caspian front deflection.

А.А. Свиточ

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет; e-mail: palaeo@geogr.msu.ru)

Регрессивная ритмика на шельфе позднелейстоценового Каспия (систематика и развитие)

A.A. Svitoch

Regressive rhythms in the Late Pleistocene shelf sequences of the Caspian Sea (systematic and evolution)

Систематика. При анализе колебаний Каспийского моря и оценке соответствия трансгрессивно-регрессивной ритмики с типом осадконакопления существует определенная терминологическая путаница. Так, например, после максимума трансгрессии, когда уровень моря начинает падать, а сам бассейн еще находится в трансгрессивном состоянии, отмечается последовательное сокращение площади акватории и осадконакопление происходит по регрессивному типу. Поскольку именно

этим типом осадков венчаются все хвалынские разрезы Нижнего Поволжья, то создается парадоксальная ситуация – все обширные площади древнекаспийских трансгрессий покрыты чехлом регрессивных осадков (рис.). Обратная ситуация возникает при глубоких регрессиях Каспия, когда начинается подъем уровня моря и накопление осадков происходит по трансгрессивному типу (т.е. с увеличением площади осадконакопления во времени).

Выходом из обозначенной ситуации представляется признание положения – каждая иерархическая ступень (этап, стадия, фаза и т.д.) трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия они проявляются двумя типами (рис.). Первом (начальном), когда динамика уровня моря и характер осадконакопления соответствуют общему состоянию бассейна (трансгрессия, регрессия) и второму, когда бассейн еще пребывает в прежнем состоянии, а динамика его уровня и ход осадконакопления приобретают противоположный характер.

В обозначенном положении присутствует и третья составляющая – период спокойного состояния, почти стабильное – *almost stabilize*, однако применительно к плейстоценовому Каспию это только предполагается и фактически не установлено.

Отражение позднеплейстоценовых регрессий на российском шельфе Каспия. Каспийский шельф, наряду с глубоководными котловинами, является основным структурным элементом Каспийского моря.

Рельеф российского шельфа весьма разнообразен. В Северном Каспии он мелкий и занимает всю площадь акватории. По существу это плоская подводная равнина исключительно мелководная (средняя глубина 4-5 м) к северу от Мангышлакского порога и более приглубая между порогом и внешним краем прибрежной отмели. Во время регрессий шельф осушался и испытывал активное воздействие субаэральных процессов. Их следами являются бороздины – вытянутые субмеридиональные ложбины с извилистыми очертаниями и глубиной до нескольких метров. Наиболее крупными являются Уральская и Волжская бороздины, представляющие реликты затопленных речных долин. Характерным положительным элементом являются и многочисленные аккумулятивные формы донного рельефа – банки и острова, обычно сложенные песком и ракушей, образовавшиеся в результате волнового воздействия в условиях мелководья. Для дельтовых окончаний Волги, Урала и Терека типичен рельеф устьевых взморий – плоскодонное мелководье с системой протоков и баров.

Шельф Среднего Каспия узкий, ограниченный четко выраженной бровкой на глубине от -100 до -75 – -65м. Поверхность шельфа неровная, с системой подводных линейно ориентированных асимметричных гряд либо возвышенностей, также отмечаются протяженные ступенчатые перегибы дна – следы древних береговых линий.

Отложения шельфа. В 2007 году на структуре «Филановского» в

Северном Каспии была пробурена скважина, вскрывшая мощную толщу шельфовых осадков, представленных фациями: динамичного мелководья, спокойного мелководья, мелководья с переменной гидродинамикой, приглубого спокойного осадконакопления и приглубого застойного типа.

Фации динамичного мелководья, фиксирующие регрессивную обстановку представлены песками разнотернистыми, с большим количеством детрита раковин моллюсков; это осадки пляжа, мелководных органогенных банок и отмелей, активно перерабатываемых волновыми процессами.

По возрасту и генезису выделяются: современные морские образований; осадки новокаспийской, поздне- и раннехвалынской трансгрессий, отложения мангышлакской, енотаевской и ательской регрессий.

Ательские отложения залегают в основании разреза под фаунистически охарактеризованными нижнехвалынскими образованиями. По составу это пески разнотернистые, серые, с пятнами ожелезнения, с детритом, реже целыми раковинами моллюсков: *Didacna nalivkini*, *D. cf. parallella*, *Corbicula fluminalis* и др.

Лежащие выше отложения *раннехвалынского* моря разделены перерывами, либо маломощными регрессивными осадками в виде разнотернистых песков с обилием детрита и обломков раковин, по которым получена дата $29\ 200 \pm 1\ 220$ лет (ЛУ-5953) возрастом - значительно древнее, чем датировки нижнехвалынских отложений каспийских побережий (15-11 тысяч лет назад). Это свидетельствует о том, что начало хвалынской трансгрессии на шельфе произошло около 30 тыс. л. назад.

Отложения *енотаевской* регрессии представлены песками алевроитовыми, слоистыми, серыми, с прослоями песка разнотернистого, с множеством обломков, реже целыми раковинами дидакн.

Вернехвалынские морские отложения шельфа представлены глиной и алевроитом глинистым, плотными, серо-коричневыми и темно-коричневыми, в верхней части часто встречаются скопления мелких кристаллов гипса, карбонатов и детрит тонкостворчатых раковин.

Отложения *мангышлакской* регрессии представлены песком мелкозернистым илистым песком, грязно-серого цвета, с множеством обломков раковин. Выше, с резким перерывом, залегают новокаспийские отложения различного литологического состава

Палеогеография В позднем плейстоцене Каспийское море испытывало крупные трансгрессивные и регрессивные колебания уровня с амплитудой до 120-150 м. со сложной иерархией наложенных друг на друга долговременных и кратковременных процессов. На каспийском шельфе отмечалась следующая последовательность палеогеографических событий: ательская регрессия, ранне и позднехвалынская трансгрессии, разделенные енотаевской регрессией, мангышлакская регрессия и новокаспийская трансгрессия.

Ательская эпоха длительностью более 40 тысяч лет – состояние низкого положения уровня Каспия, глубина которого определяется по положению на дне моря затопленных прибрежных форм рельефа и слагающих его отложений. В обмелевшем и сократившемся по площади Каспии почти полностью вымерли многочисленные хазарские дидакны, осушались обширные участки шельфа, особенно на севере Каспия, и интенсивно врезались русла впадающих в него рек. Глубина вреза Волги в устьевой части составляла несколько десятков метров. Завершение ательской регрессии в Северном Каспии отмечалось в условиях как динамичного, так и спокойного мелководья. Состав раковин моллюсков свидетельствует, что море было солоноватоводным, с соленостью около 7-9 ‰ и относительно тепловодным. Уровень регрессивного бассейна располагался на отметках – 80- -65 м, с глубинами от 5 до 20 м.

Последующая раннехвалынская трансгрессия представляет собой сложную продолжительную (около 20 тысяч лет) эпоху прерывистого подъема уровня моря. На шельфе Северного Каспия она началась около 30 тыс. л. назад, на побережьях не ранее 16 тыс. л. назад, а закончилась около 11 тыс. л. назад на отметках около 0 м. Трансгрессия происходила поэтапно, длительные подъемы чередовались с кратковременными глубокими падениями уровня. В максимум трансгрессии глубины моря на шельфе превышали 100 м, и происходило накопление плотных глинистых алевроитов с гидротроплитом.

Енотаевская регрессия непродолжительное падение уровня Каспийского моря, разделившее ранне- и позднехвалынские трансгрессии. Несмотря на свою кратковременность, регрессия была глубокой, в ее максимум уровень моря находился на 70-80м ниже своего современного положения. На этих глубинах на шельфе Западного Каспия обнаружена погребенная долина и дельта, а сопряженная с ним поверхность осложнена многочисленными мелкими эрозионными врезами, аккумулятивными валами и террасами. На шельфе Северного Каспия осадки енотаевской регрессии представлены линзами мелководного песка с ракушником, обедненный комплекс хвалынских моллюсков, что вероятно было обусловлено не столько уменьшением солености моря, сколько усилением гидродинамического режима на мелководьях.

Мангышлакская регрессия, отмечавшаяся около (6-7 тыс. лет назад), отделяет хвалынскую эпоху от новокаспийской. Регрессия устанавливается по погребенным субаэральным формам рельефа дна и осадкам. Глубина падения уровня моря в максимум регрессии оценивается до -90 - -100 м. В это время был осушен весь Северный Каспий, рассеченный палеопотоками Волги, Терека, Кумы и Сулака. На западном Каспии была обнажена 10-15км полоса современного дна. На обсохшем шельфе происходило активное накопление разнообразных субаэральных осадков, преимущественно оловых песков, а также аллювиальных алевроитов, пойменных и озерных глин.

М.Н. Смирнова

(Институт проблем нефти и газа РАН), Москва, e-mail: bivrmvzb@mtu-net.ru)

**Глубинное строение и геодинамика кольцевой структуры
Среднего Каспия (в связи с нефтегазоносностью)**

M.N. Smirnova

(Gas and Oil Research Institute RAS, Moscow)

**Deep tectonic structure and geodynamics Middle Caspian Sea
ring structure**

Средне-Каспийский бассейн расположен в центральной части Каспийского моря между Мангышлакским и Апшеронским порогами. Он имеет северо-западное простирание и заложен на сочленении палеозойской Скифско-Туранской плиты и Терско-Каспийского краевого прогиба. Глубинное строение Средне-Каспийской впадины типично для перехода от континентального к океаническому типу коры. Осадочный слой более 10км, «гранитный» слой редуцирован до 8км, а на отдельных профилях – отсутствует, «базальтовый» слой увеличен до 18км, наблюдается подъем мантии [1]. Главнейшими структурными элементами Каспийского моря являются разломы. В пределах Каспийского моря выделены глубинные разломы различной ориентировки, отвечающие общепланетарной сети.

Разломы северо-западной ориентировки.

Северокавказский офиолитовый пояс. Выделен впервые М. Н. Смирновой (1975г). В Предкавказье он протягивается в широтном направлении через Малкинский и Беденский серпентинитовые массивы. В последние годы получены новые данные о строении Беденского массива (Качурин В.Ф. и др.). Серпентиниты имеют апопередотитовый генезис, характеризуются низким содержанием Al_2O_3 и CO , что свидетельствует о происхождении их за счет гарцбургитов. Возраст интрузии гипербазитов 450 ± 25 млн. лет. При подъеме керна из скважин гипербазиты издавали запах, похожий на хлороформенный. В них оказалось повышенное содержание хлора (0,05-0,4 вес.%) и некарбонатного углерода (0,12-1,10%). Помимо хлора было выявлено повышенное содержание йода. Малкинский и Беденский массивы в магнитном поле оконтуриваются изодинамой +2,0 мэрст. В восточном направлении находится прерывистая цепочка интенсивных магнитных максимумов: в районе селения Баксан +2,0 мэрст, в селении Эльдарово-Горское +4,0 мэрст, в районе Гудермеса +2,0 мэрст, в селении Темиргое +2,0 мэрст. Поскольку Малкинский магнитный максимум отображает Малкинский серпентинитовый массив, можно полагать, что и все остальные максимумы отражают погребенные серпентинитовые массивы. Особенно интенсивные магнитные аномалии прослеживаются в Каспийском море от Махачкалы до Красноводска.

Главный Дербентский разлом. Он прослеживается между Махачкалой и

Дербентом, являясь рельефообразующим, определяя береговую линию Каспийского моря. Впервые разлом был выявлен в 1929 году фирмой «Шлюмберже» в степных районах Дагестана при проведении электроразведочных работ и назван Кумо-Сулакским. Позднее детальными электроразведочными работами Морозовым Г.С. в зоне разлома выделено три разрыва между селениями Тарумовка и Юрковка. В 80-х годах проведённые нами рекогносцировочные магнитные исследования подтвердили наличие разлома к востоку от селения Тарумовка (Мамацуев К. А.). Ширина зоны разлома более 30 км. Косвенным указанием активности разлома являлось выделение горючего газа в скважинах Калинино и Ларино. Содержание метана в газе достигало 72-86%. В 80-е годы в Тарумовской скважине № 1 с глубины 5429 м из юрского межсолевого комплекса была получена пароводяная смесь с минерализацией 202 г/л с высоким содержанием рубидия (7,6 мг/л), цезия (1,8 мг/л) и стронция (910 мг/л)

Разломы северо-восточной ориентировки.

Самурский рифт. Существование самурской зоны разломов признаётся многими исследователями (Кириллова И.В., Хаин В.Е., Гаджиев Р.М. и др.). В связи с изучением Касумкентского землетрясения нами в 1969г был выделен Касумкентский разлом, находящийся в 40 км севернее Самурского. При этом Касумкентский является северным ограничением рифта, а Самурский – южным. Разлом подтвержден сейсмическими исследованиями в модификации КМПВ на профиле Ахсу-Арабляр (Попов Е.А., Ратушная Г.А., 1964 г.) как зона разрыва поверхности палеозоя с амплитудой 0,5 км. Глубина его проникновения более 19 км. К этой же категории относится Гамри-Озеньский разлом.

Разломы широтного простираения широко развиты в Каспийском море в зонах Мангышлакского и Апшеронского порогов.

К разломам меридионального простираения относятся Аграханский и Восточно-Каспийский разломы, детально описанные в литературе.

Средне-Каспийская кольцевая структура образовалась на тройном пересечении: Северокавказского офиолитового пояса, Самурского рифта и Главного Дербентского разлома. В доюрском основании на месте Средне-Каспийской кольцевой структуры выделена область ранней консолидации – байкальский гранитизированный массив, сложенный основными и ультраосновными породами – «Средне-Каспийская суша». Этот массив был не единственным на юге, а в цепочке больших и малых массивов: Карабугазгольского, Центрально-Каракумского, Ставропольского и Кизлярского поднятий. Средне-Каспийская суша еще в ранней юре была континентальным массивом, который в результате деструкции начал распадаться, хотя его отдельные блоки еще долго поставляли в бассейн обломочный материал. В олигоцене - нижнем миоцене мощные песчаные пачки с гнездами свежих андезитовых туфов, встречены в верхнем Майкопе

скважин Артезиан, Александрия и др. В среднем миоцене блоки Средне-Каспийской суши поставляли в бассейн огромную массу терригенного материала, образовавшего песчано-глинистый разрез карагана и чокрака Дагестана и Чечено-Ингушетии, из которых эксплуатируется нефть более 100 лет. В результате деструкции в Среднем Каспии на тройном пересечении рифтов образовалась котловина с активной эндодинамикой, пронизанная каналами поступления флюидов. Современная Средне-Каспийская кольцевая структура описывается как достаточно пологая котловина с более крутым западным склоном ($2,6^\circ$) и более пологим восточным ($0,5-1,0^\circ$). На северо-западе прослеживаются следы древней дельты палео-Волги. Центральной впадиной является Дербентская с максимальной глубиной 778 м. Дно котловины выровненное, западный склон осложнен подводно-оползневыми явлениями, на западном склоне развиты скульптурные формы коренных пород, сложенных известняками. Во впадине отмечаются максимальные концентрации хрома, железа, молибдена, титана и ванадия.

Развитие Средне-Каспийской кольцевой структуры сопровождаются выходами глубинных флюидов. На дагестанской окраине это йодо-бромные воды со значительным содержанием бора (мыс Башлы, канал Аджы, Дузлаг, Дагестанские Огни), йода 11-30 мг/л, брома 126-154 мг/л, бора 172-343 мг/л. Широко развиты выходы газов, в первую очередь углеводородных: Дагестанские Огни, Каякент, Махачкала (метана 90-94%). Кроме УВ газов известны азотные: Алхаджикент (азота 97%), углекислые (Дагестанские Огни, Берикей). В источниках Уйташ, Гильяр, Каякент в водах отмечены значительные концентрации гелия, достигающие 1260-1485 ppm (Б.Г.Поляк).

Г.И. Войтовым изучался поток молекулярного водорода в Дагестане. Ход молекулярного водорода в 1998-1999 годах достигал 0,5-12 ppm. После сейсмической активности в 2000 г. на пунктах Дубки и Манас концентрации молекулярного водорода возросли до 25-27 ppm.

В континентальной части Средне-Каспийской впадины известны нефтяные и газовые месторождения в мезо-кайнозойских отложениях: Махачкалинской, Ибзербашское, Каякентское, Берикейское, Дузлагское, Даг. Огни, Хошминзильское. В Каспийском море выделен ряд перспективных структур: Северо-Махачкалинская, Туралинская, Манасская, Ачису-море, Каякент-море, Дербент-море и др. (К.А.Сабанаев, В.И.Черкашин) [2]. Для некоторых из них дана суммарная оперативная (прогнозная) оценка запасов нефти и газа. На юге кольцевой структуры «Каспнефтегеофизразведка» (Гаджиев А. Н. и др.) методом МОВ ОГТ выделена цепочка поднятий, пересекающих Каспийское море от устья Самура до мыса Песчаного (Самурское, Центральное и др.). На востоке выделен Песчаномысский свод, на севере – Поперечное поднятие, на юге – Пограничное поднятие. Таким образом, намечается симметрия, типичная для кольцевых структур.

Каспийское море характеризуется активной геодинамикой и в первую очередь аномальным изменением уровня моря и сейсмичностью. С 2000 г активизировалась сейсмичность в Каспийском море, отличительной особенностью являются глубокие землетрясения.

На дагестанском берегу широко известны палеосейсмические деформации. На мысе Бойнак, между Избербашем и Уллубиево, известны палеосейсмические дислокации типа Абрау. В нижнем течении реки Количи древнекаспийская терраса повернута в противоположную сторону. Породы деформированы со сколами и зеркалами скольжения (Брод И.О.). Археологи считают, что землетрясением был уничтожен город Урцек.

К концу XX века в нефтяной геологии сформировалось учение о конкретных очагах генерации и миграции УВ флюидов. Наиболее реальные каналы миграции связаны с эндогенными кольцевыми структурами, которые, как правило, возникают на тройном пересечении рифтов, для них типичен подъем кровли верхней мантии, либо внедрение астенолоита, отсутствие или редуцированность «гранитного» и «базальтового» слоёв, мощный осадочный чехол. Нефтегазоносные кольцевые структуры характеризуются проявлением эндодинамики и современной неотектонической активности. В полной мере это «живые» структуры, осуществляющие связь с глубинными оболочками Земли. Средне-Каспийская кольцевая структура, расположенная в морской части Терско-Каспийского прогиба отвечает всем этим условиям.

1. Ггельганц А.А., Гальперин Е.И., Косминская И.П., Кракшина Р.М. Строение земной коры центральной части Каспийского моря по данным ГСЗ // ДАН СССР, 1958, т.123, № 3. С. 520-52.
2. Сабаньев К.А., Черкашин В.И. Геологическое строение и нефтегазоносность осадочного комплекса Российского сектора Каспийского моря. Махачкала: ДИНЭМ, 2008. 208 с.
3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Ред. Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. М.: Наука, 1977. 576 с.

Ring structure of Middle Caspian Sea the same as of other large ring structures, which control of the processes of the oil and gas accumulation, associated with triple junction rift trough. The modern geodynamic activity have showed at the seismicity and the discharges of the hydrocarbon fluids. These indicators permit to consider of the oil and gas prognoses of the ring structure as very high.

В.В. Хаустов

(Курский государственный технический университет, г. Курск, e-mail:
okech@mail.ru)

О влиянии подтока глубинных вод на уровень Каспийского моря

V.V. Khaustov

(Kursk State technical university, Kursk)

About influence of inflow of deep waters on Caspian Sea level

Длительная геологическая история Каспийского моря характеризуется неоднократной сменой трансгрессивных и регрессивных фаз различных величины и продолжительности. Систематические инструментальные наблюдения за уровнем Каспийского моря были начаты с 1837 г. Во второй половине XIX века средние годовые значения уровня Каспия находились в диапазоне отметок -26...-25,5 м. и имели некоторую тенденцию к снижению, которая продолжилась и в XX веке. В период с 1929 по 1941 г.г. уровень моря резко снизился почти на 2 м: с -25,88 до -27,84 м. В последующие годы уровень продолжал падать и, снизившись приблизительно на 1,2 м, достиг в 1977 г. самой низкой за период наблюдений отметки -29,01 м. Далее уровень Каспия начал быстро повышаться и, поднявшись к 1995 г. на 2,35 м, достиг отметки -26,66 м. В последующие четыре года его средний уровень снизился почти на 30 см, но уже в 1999 году зафиксирован новый подъем, который за 2005 год составил 12 см и продолжается по сей день.

К настоящему времени предложено немало гипотез о природе колебаний уровня Каспия [Хаустов, 2006]. Но при всем разнообразии подходов к объяснению уровенных флуктуаций все же очевидно, что последние контролируются, с одной стороны, глобальными геологическими явлениями, с другой стороны - региональными особенностями территории современного Каспия. Среди существующих гипотез сложилось четкое противостояние двух концепций: геолого-гидрогеологической и климатической на фоне усиления влияния роли техногенеза.. Повышенный интерес и внимание к феномену Каспия в последние десятилетия порождают все новые и новые предположения и гипотезы, порой фантастические, иногда просто абсурдные.

Водный баланс Каспийского моря складывается из *приходной* составляющей ($Q_{\text{пов}} + Q_{\text{подз}} + P$), где $Q_{\text{пов}}$ – суммарный объем речного стока, поступающего в море (км^3), $Q_{\text{подз}}$ – подземный приток в море (км^3), P – атмосферные осадки, выпадающие на поверхность моря (км^3), и *расходной* части ($E + Q_{\text{кбг}} + R_{\text{подз}}$), где E – испарение с поверхности моря (км^3), $Q_{\text{кбг}}$ – объем стока морской воды в залив Кара-Богаз-Гол (км^3), $R_{\text{подз}}$ – объем подземного оттока морской воды (км^3). В случае, если $(Q_{\text{пов}} + Q_{\text{подз}} + P) > (E + Q_{\text{кбг}} + R_{\text{подз}})$, уровень повышается, а при обратном знаке –

понижается. Обращает на себя внимание факт, что такие компоненты, формирующие уровень моря, как $Q_{\text{пов}}$, P и E , не коррелируют между собой; их временной ход имеет разнознаковое направление [Кривошей, 1997]. В то же время в период последнего (современного) подъема уровня Каспия отмечаются значительные невязки его водного баланса. Так, в 1982 г. невязка баланса составила 72 мм, а в 1983 г. – 123 мм. Такие значительные невязки водного баланса, выходящие за пределы точности расчета, свидетельствуют о том, что его невозможно свести только с учетом климатических факторов. Следовательно, имеют место неудовлетворительно оцененные составляющие водного баланса. Оценивая степень возможного влияния и достоверность определения каждого составляющего водного баланса на уровень Каспийского моря, следует отметить, что наиболее трудно определяемыми из них являются подземный приток и отток. По данным разных авторов, разгрузка подземных вод в Каспий изменяется от 0,3 до 50 км³/год. Так например, В.Ю. Георгиевский оценивает ежегодный подземный приток в 5 км³ [Георгиевский, 1982], по расчетам М.И. Кривошей он составляет порядка 50 км³/год [Кривошей, 1989]. Порядок величины подземного оттока морских вод до сих пор не установлен и в уравнении водного баланса он обычно не учитывается. В связи с этим становится очевидным, что одним из главных компонентов водного баланса Каспийского моря, обуславливающим возникновение периодических невязок в балансовых расчетах, является явно недооцениваемый приток подземных вод. Но большинство исследователей (особенно опирающихся на определяющее влияние изменения водного баланса Земли на уровень моря) не желают этого признать по причине неясности механизмов периодической крупномасштабной разгрузки подземных вод. По мнению В.Н. Михайлова и др. [Михайлов, Повалишников, 1998], гипотезе существенного поступления подземных вод в море противоречат, во-первых, ненарушенная стратификация иловых вод (что может указывать на отсутствие заметных миграций вод через толщу донных отложений), во-вторых, отсутствие доказанных мощных гидрологических, гидрохимических и седиментационных аномалий в море, которые должны были бы сопровождать подобную разгрузку подземных вод, способную повлиять на изменения уровня водоема. Однако в ряде работ мы находим описание гидрологических и гидрохимических инверсий, а также фактические материалы о крупномасштабных периодических разгрузках подземных вод глубокой циркуляции [Мартынова М.А., Мартынова Г.И., Радченко, 1983; Голубов, Катунин, 2001 и др.]. Можно констатировать, что отрицание в целом значимости различных аспектов геологической концепции в анализе водного баланса Каспия и, в частности, важности тектонического фактора направляет многих ученых по заведомо ложному пути. Объяснения дебаланса вод моря только с позиций климатической концепции не представляются адекватными даже с

использованием методов «эластичной» статистики. В то же время более широкий взгляд на проблему с учетом глубинной геодинамики, сейсмологии, тектоники региона, гидрогеохимии и состояния флюидодинамических систем позволяет представить конкретные механизмы крупномасштабной субмаринной разгрузки глубинных подземных вод.

Что же представляют собой рассматриваемые глубинные воды? Это, во-первых, седиментационные воды стратисферы впечатляющей мощности ложа Каспия, а во-вторых, возрожденные и ювенильные воды. Масса седиментогенных вод, способных к реальной мобилизации при разуплотнении глинистых пород, на четыре порядка превышает массу воды, которая определяет ежегодный подъем уровня Каспийского моря начиная с 1978 г. — $1,1 \cdot 10^{16}$ г/год! [Зверев, 1999]. В этой связи Б.Н. Голубов резонно полагает, что новейший рост уровня Каспия связан с тем, что были разбурены новые многочисленные горизонты с аномально-высокими напорами подземных вод, которые обеспечили внезапный приток [Голубов, 1984]. Таким образом, можно констатировать, что гидrolитосфера Каспийского осадочного бассейна весьма внушительна по своим ресурсам и при прочих равных условиях вполне может служить одним из главных источников пополнения объема вод моря и веским аргументом при выяснении причин невязок его водного баланса. Вместе с тем нельзя не согласиться с В. П. Зверевым в том, что подземные воды, выделяющиеся из осадочного чехла преимущественно Южного Каспия, скорее всего только одна из составляющих повышения его зеркала и всецело объяснить положительный дебаланс вод в течение длительного времени все же не могут [Зверев, 2001]. В этой связи очевидно, что немаловажное значение в формировании приходной части баланса вод Каспия играют и другие типы подземных вод - возрожденные и ювенильные.

Процессам разгрузки ювенильных и возрожденных вод способствует геодинамика и геотектоника исследуемого региона. В соответствии с современной плитотектонической моделью признано наличие Восточно-Европейской, Скифской, Западно-Туранской, Малокавказской, Южно-Каспийской и Иранской литосферных мезоплит. К их границам приурочены разновозрастные структуры — фрагменты континентальной или субокеанической коры, на которые в процессе закрытия палеоокеана Тетис оказывали влияние субдукция и коллизия. Таким образом, Каспийский регион оказался в центре конвергенции нескольких плит с различными параметрами кинематики. Все это обусловило сложность этапов геодинамического развития и сопряжение разнотипных геоструктурных элементов. Центральным звеном геотектонического строения исследуемого региона является, безусловно, Южно-Каспийская впадина, относительная молодость и рифтогенное происхождение которой несомненны [Хаин, 2001]. К настоящему времени многочисленными исследованиями

подтверждается существование (палео) зон субдукции и рифтинга в пределах Южно-Каспийской впадины.

Важным следствием существования (палео) зон субдукции и рифтинга, в рамках обсуждаемой проблемы, является реальная возможность существования здесь дополнительного мантийного резервуара водных и прочих флюидов. М. В. Родкин оценивает восходящий поток возрожденных вод из зоны субдукции в области Апшеронского порога в пределах $0,19 \cdot 10^9$ м³/год [Родкин, 2003]. Подтверждением достоверности расчетов, по его мнению, может служить средняя по времени величина объема эруптивных вод, выбрасываемых в указанном регионе в процессе грязевого вулканизма – $0,18 \cdot 10^9$ м³/год [Зекцер, Племенов, Касьянова, 1994]. Поступление потока такого масштаба в Каспий способно дать весьма скромный вклад в изменение его уровня. Следовательно, объяснить дебаланс Каспийского моря только подтоком седиментационных и возрожденных вод по-прежнему невозможно. И здесь необходимо обратить внимание, опираясь опять же на современную геодинамику и геотектоническое строение рассматриваемого региона, на существование потока ювенильных вод, по непонятным причинам игнорируемый многими исследователями.

Поступление флюидов в земную кору из верхней мантии обусловлено процессами дегазации Земли, продолжающимися и в настоящее время. Эндогенные потоки H, NH₄, N, H₂O, H₂S и часто сопровождающего их He – это объективная реальность, подтверждаемая инструментальными измерениями. Главной особенностью процесса глубинной дегазации является неравномерность его во времени и в пространстве. При чем потоки эндогенных флюидов в рифтовых зонах на два порядка превосходят потоки из других геоструктурных зон, потому главными каналами дегазации Земли, через которые растворенные во внешнем ядре газы выходят на дневную и морскую поверхность, служат рифтовые зоны. Вода и углекислота являются основными компонентами мантийных летучих. Поступление в земную кору мантийных флюидов происходит в наибольшей степени в структурах, где мантийные расплавы поднимаются к нижней границе коры, т. е. в активных зонах. Флюидные потоки, поднимаются вдоль зон разломов или региональных линейных метасоматических зон под избыточным флюидным давлением из астеносферы или нижних горизонтов литосферы и создают напряженные системы, функционирующие длительное время – десятки и сотни миллионов лет [Рябчиков, 1985]. Поступление флюидов из мантии контролируется обычно структурами, отличающимися тектонической и/или магматической активностью. Наиболее контрастно это прослеживается в областях современного и палеорифтогенеза, поскольку именно в условиях деформаций растяжения земной коры за счет эффекта декомпрессии в подкоровых глубинах создаются условия для возникновения магматических очагов, с которыми генетически связано образование глубинного водного

флюида и, следовательно, ювенильной воды. К подобным областям, безусловно, относится Каспийский регион. В.Л. Сывороткин выделяет четыре главных меридиональных ствола мировой рифтовой системы: Срединно-Атлантический, Индо-Уральский, Западно-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский [Сывороткин, 1993, 2002]. В Северном полушарии Индо-Уральский меридиональный ствол приурочен к складчатой системе Урала с северным продолжением в структурах Новой Земли и желобе Св. Анны, южнее его продолжение прослеживается в меридиональной впадине Каспийского моря, включая Прикаспийскую синеклизу.

Разгрузка ультрапресных ювенильных вод происходит по системе глубоких разломов и через грязевые вулканы, наиболее интенсивно, очевидно, вдоль сейсмофокальной зоны (что подтверждается наличием здесь гидрохимической инверсии, упомянутой выше) и, вероятно, в пределах рифтогенной структуры. Однако в пределах последней поток ювенильных вод экранируется весьма мощным (до 30 км) осадочным чехлом Южно-Каспийской впадины и, скорее всего, они существенно «разубоживаются» седиментогенными водами, в связи с чем их идентификация весьма проблематична.

Автор в принципе не отрицает связь колебаний уровня Каспийского моря с климатическими вариациями. Более того, оценивая степень возможного влияния каждого составляющего водного баланса на уровень Каспийского моря, отметим в приходной части существенное влияние именно поверхностного стока, тем более что он четко фиксируется инструментально, и потому больших погрешностей в его определении не может быть. Но подход к объяснению невязок баланса моря только с позиций климатической концепции не способен дать убедительного ответа, в связи с чем необходимо обратить серьезное внимание на иные источники его приходной части, а именно на существенный потенциал запасов седиментогенных вод ложа водоема, реальный подток возрожденных и ювенильных вод в пределах (палео)зон рифтинга и субдукции. Для более точного учета вклада каждого из составляющих в водный баланс Каспийского моря следует оценить также влияние процессов серпентинизации основных пород фундамента, диагенеза и регионального метаморфизма.

In the article modern aspects of regional ecological problem, connected with rise of Caspian Sea level are considered. Attention on impossibility of explanation of water balance of Caspian Sea from positions of climatic concept is turned. It is specified on necessity of account of geodynamics factor, tectonic processes and inflow of juvenile, revived and sedimentogene underground waters of waters at explanation of discrepancies of balance of unique reservoir.

Т.А. Янина

(Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, paleo@inbox.ru)

Палеогеография Каспийского моря в плейстоцене

T.A. Yanina

(Geographical faculty of the Moscow State University)

Paleogeography of the Caspian Sea during Pleistocene

Каспий, отражая в своем развитии глобальные климатические изменения, ледниково-межледниковую ритмику Русской равнины и горных территорий, является стратотипическим регионом для составления единой стратиграфической и палеогеографической схемы плейстоцена Северной Евразии. Недаром изучение его региональной стратиграфии и истории развития бассейнов на протяжении более чем двух веков привлекает внимание ученых. Н.И. Андрусов, К.П. Калицкий, Д.В. Наливкин, В.В. Богачев, П.А. Православлев, Д.В. и В.Д. Голубятниковы, С.А. Ковалевский, М.М. Жуков, П.В. Федоров, Л.А. Невеская, О.К. Леонтьев, В.А. Николаев, Ю.М. Васильев, А.И. Москвитин, Г.И. Горецкий, А.А. Свиточ, Б.Г. Векилов, Г.И. Рычагов, Е.Г. Маев, Г.И. Попов, А.В. Мамедов – это лишь малая часть имен исследователей, посвятивших ему свой труд. Несмотря на обилие накопленного материала, большинство вопросов палеогеографии региона остаются дискуссионными. К ним относятся: количество трансгрессивно-регрессивных событий, их ранг, возраст, палеогидрологические и экологические параметры, связь с глобальными и региональными климатическими изменениями, корреляции с палеогеографическими событиями на сопредельных территориях. В работе предложена реконструкция развития бассейнов Каспия в плейстоцене на основе обобщения результатов малакофаунистического анализа и материалов комплексного изучения отложений Каспийского региона. Фактический материал собран автором за многие годы полевого и лабораторного изучения опорных разрезов плейстоценовых отложений и местонахождений малакофауны Каспия на ленкоранском побережье, в Куринской депрессии, на Апшеронском полуострове, азербайджанском и дагестанском побережьях Кавказа, в Нижнем Поволжье и дельте Волги, на Волго-Уральском междуречье, в долине Урала, на полуострове Мангышлак и побережье Ирана. Основное внимание уделено руководящим для Каспийского моря и эндемичным для Понто-Каспия солоноватоводным моллюскам рода *Didacna* Eichw., особенностью которого является быстрое эволюционное развитие на видовом и подвидовом уровне, определившее важнейшее значение рода для стратификации морского плейстоцена Каспия и палеогеографических реконструкций его бассейнов. Для контроля результатов анализа малакофауны использован сопряженный метод изучения новейших отложений и реконструкции событий.

Анализ малакофауны. Основу плейстоценовой и голоценовой малакофауны Каспийского региона составляют моллюски рода *Didacna* (74 вида и подвида). Представители других родов и семейств являются сопутствующими видами широкого временного диапазона. В своем распределении по разрезу дидакны образуют фауны: бакинскую, урунджикскую, раннехазарскую, позднехазарскую, хвалынскую и новокаспийскую. Критерием выделения фауны явился таксономический состав фаунистической группировки с широким развитием в ней определенной группы дидакн (*crassa*, *trigonoides*, *catillus*), присущие ей руководящие и характерные виды, и ее приуроченность к толще каспийских отложений, отделенной от других аналогичных толщ перерывом в морском осадконакоплении, характеризующей определенную трансгрессивную эпоху в истории Каспия. Фауны представлены фаунистическими комплексами, имеющими общие для фауны признаки и характеризующими разновозрастные пачки отложений, отвечающие отдельным стадиям развития трансгрессии. Как и для фаун, для комплексов характерен определенный таксономический состав дидакн, руководящие, характерные и показательные виды. Бакинская, урунджикская и новокаспийская фауны представлены каждая одним комплексом. Раннехазарская фауна включает три фаунистических комплекса; позднехазарская и хвалынская - по два комплекса. В составе фаунистических комплексов выделены подкомплексы, связанные постепенным переходом, содержащиеся в единой толще осадков и обычно характеризующие отдельные этапы развития трансгрессии либо трансгрессивной стадии. Природные области Каспийского региона в распространении представителей фаунистических комплексов (подкомплексов) имеют особенности, вызванные различием палеоэкологической среды бассейна. На этом основании в их составе выделены фаунистические ассоциации.

Биостратиграфия (экостратиграфия). В основу биостратиграфии каспийского плейстоцена положены эволюционные изменения и закономерности экологической смены сообществ моллюсков рода *Didacna* Eichw. Усилиями многих ученых выполнено детальное расчленение каспийских отложений. В схемах разных исследователей, однако, реально существующие геологические толщи выделены в разном стратиграфическом интервале и ранге и нечеткой номенклатурной позиции. Автор придерживается регионально-стратиграфической концепции, согласно которой стратиграфия должна опираться на историко-геологический принцип расчленения древних отложений. Выделенные в составе малакофауны фаунистические группировки разного таксономического состава и ранга, отвечающие палеогеографическим событиям разного иерархического уровня, явились основой для биостратиграфического расчленения каспийского плейстоцена, дополняющего и уточняющего существующие схемы.

Каспийский плейстоцен представляет собой биозону *Didacna* – совокупность отложений, которая охватывает полный стратиграфический интервал распространения этого таксона. По временному развитию в ней фауна зона разделяется на подзоны, составляющие биостратиграфическое основание для выделения горизонтов: бакинского, урунджикского, нижнехазарского, верхнехазарского, хвалынского и новокаспийского, по палеогеографическому содержанию отвечающих одноименным трансгрессивным эпохам в истории Каспия. Более дробные биостратиграфические единицы – интервал-зоны, охарактеризованные разновозрастными фаунистическими комплексами, являются основой для выделения подгоризонтов: три подгоризонта в составе нижнехазарского горизонта, по два подгоризонта – в составе верхнехазарского и хвалынского горизонтов. В палеогеографическом отношении они соответствуют крупным трансгрессивным стадиям, отделенным регрессиями, в составе трансгрессивных эпох. Слои выделены на основе содержащихся в них подкомплексов моллюсков. Для бакинского горизонта установлены нижне- и верхнебакинские, для урунджикского – нижне- и верхнеурунджикские, для новокаспийского – нижние, средние и верхние (современные) слои, отражающие разные этапы развития трансгрессивных стадий. В составе отдельных подгоризонтов или слоев выделены пачки, охарактеризованные малакофаунистическими сообществами, отражающими низкопорядковые осцилляции бассейна, выраженные в разнообразных фациях. Ассоциации моллюсков, установленные для фаунистических единиц разного таксономического ранга, отражающие разнообразие палеоэкологических условий бассейнов по их площади, показывают фациальное разнообразие горизонтов, подгоризонтов и слоев.

Палеогеография. Малакофаунистический анализ плейстоценовых и голоценовых отложений Каспийского региона, дополненный результатами их комплексного (сопряженного) изучения, позволил реконструировать историю развития каспийских бассейнов. Основой для реконструкции событий послужила биостратиграфическая (экостратиграфическая) схема Каспия. Таблица 1 схематично отображает последовательность каспийских бассейнов и их краткую характеристику. Цветом показана относительная соленость бассейнов – чем выше соленость, тем интенсивнее оттенок серого; стрелками показано направление стока и миграции малакофауны.

Каспий большую часть плейстоцена был бессточным водоемом. Пятикратно (в бакинскую, дважды в раннехазарскую трансгрессивную эпоху, в позднехазарскую (гирканскую) и в раннехвалынскую трансгрессивные стадии) возникал сток в Понт через Манычский пролив. По-видимому, отмечалось поступление эвксинских вод в раннехазарский бассейн Каспия. В эпохи крупных трансгрессий площадь Каспия увеличивалась в 2,5 раза по сравнению с современной, а уровень повышался до абсолютной отметки +50 м. При этом максимальный уровень бассейна контролировался высотой восточного порога Маныча.

Табл. 1. Плейстоценовые бассейны Каспия

	Бассейны
Голоцен	Новокаспийский солонатоводный (11-13‰), тепловодный; уровень до -19 м; изолированный
	Мангышлакская регрессия (от -50 до -70 м)
Поздний плейстоцен	Позднехвалынский солонатоводный (11-12‰); умеренно тепловодный; уровень до 0 м; изолированный
	Енотаевская регрессия (от -45 до -110 м)
	Раннехвалынский → солонатоводный (10-12‰), холодно-водный; уровень до 50 м; сток в Понт
	Ательская регрессия (-120 – -140 м)
	Гирканский → Солонатоводный, умеренно тепловодный; сток в Понт
	Регрессия
	Позднехазарский солонатоводный (12-14‰), тепловодный; уровень до -10 м; изолированный
	Регрессия
	Раннехазарский поздний солонатоводный (10-11‰), умеренно тепловодный и холодноводный, ингрессия в Маныч
Средний плейстоцен	Регрессия
	Раннехазарский средний → солонатоводный (7-10‰), холодноводный; уровень до 35-40 м.
	Регрессия
	Раннехазарский ранний ← солонатоводный (7-10‰), холодноводный; периодически водообмен по Манычу →
	Регрессия (до -75 м)
	Урунджикский солонатоводный (15-16‰), тепловодный; уровень до -15 м; изолированный
	Регрессия
	Позднебакинский → солонатоводный (13-14‰), умеренно тепловодный; уровень до 20 м; сток в Понт
	Раннебакинский солонатоводный (8-9‰), холодноводный; изолированный
	Тюркянский регрессивный -150 (до -200) м; инверсия Матуяма-Брюнес

Во время регрессий уровень Каспия опускался до отметок -100 (и ниже) м абс. Размах колебаний превышал 150 м. Каспийское море в течение плейстоцена представляло солоноватоводный водоем с относительно небольшими колебаниями солёности – не более 6-7‰. Обширные трансгрессивные бассейны отличались несколько пониженной солёностью в целом для водоемов (с разным ее ходом внутри них: в Северном Каспии отмечалось увеличение солёности в трансгрессивные эпохи, в котловинах Среднего и Южного Каспия – уменьшение), а «малые» трансгрессии (урунджикская, позднехазарская, новокаспийская) – самой высокой среди каспийских трансгрессий солёностью. Каспийские бассейны были заселены солоноватоводной фауной немногочисленных родов: среди двустворчатых моллюсков два семейства – кардииды (четыре рода) и дрейссены (один род). Кардииды, за исключением эвксинского вида *Didacna pontocaspia*., являются каспийскими автохтонами. Лишь в голоцене в Каспии распространился средиземноморский вид *Cerastoderma glaucum*, в наше время антропогенным путем занесены *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*. Солоноватоводные моллюски рода *Didacna* в каспийских бассейнах обладали высокой скоростью видообразования и значительной изменчивостью, что в большой мере стимулировалось наличием трех обладающих различными условиями среды частей Каспия и их разобщением в эпохи регрессий. Биоразнообразие малакофауны в Каспии определялось изменчивостью условий в бассейне – наибольшим видовым разнообразием отличался Северный Каспий. В температурном отношении в Каспии выделялись «холодные» и «теплые» трансгрессии. «Холодными» были самые обширные трансгрессивные бассейны; «теплыми» – «малые» трансгрессии.

Предлагается идеализированная (без учета влияния региональных факторов) схема зависимости трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия от глобальных климатических изменений. Развитие «холодных» трансгрессий происходило в криогигротические фазы, условия которых были благоприятны и для развития оледенений на Русской равнине и Кавказе. Однако в эпоху достижения покровным оледенением максимальных размеров трансгрессивный ход уровня Каспия прекращался и наступала «холодная» регрессия. «Теплые» трансгрессии происходили в фазы похолоданий внутри продолжительных, неоднородных по своей структуре, межледниковых эпох. В термксеротические фазы межледниковий Каспий находился в регрессивном состоянии. На эту схему накладываются дополнительные факторы: размер и контуры покровного оледенения Русской равнины и оледенений Кавказа, их динамика (деградация оледенений и сток талых вод «продлевает жизнь» трансгрессии или отражается в ее динамике более мелкой ритмикой), перестройки гидрографической сети, неотектонические движения, осадконакопление в бассейне и другие факторы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 08-05-00113, 00114 и 09-05-90411.

The reconstruction of the paleogeography of the Caspian basins during Pleistocene was realized on the base of results of malacofaunistic analyses and material of complex investigations of recent deposits of the Caspian region.

Mohammad Reza Asnafi

(Payame Nour Jahrom University,Iran,email:m_r_asnafi@yahoo.com)

Hydrocarbones of Caspian Sea basin

Maikop series, in age upper-Oligocene to middle Miocene in Republic of Azerbaidjan (western Caspian sea) and Caspian part its is petroleum source rock. So, considering interpret of results gained from correlation between the Maikop series and the Miocene sediments in southern Caspian sea (Iranian side), determined these sediments as probable petroleum source rock. Recent geochemical studies by Research Center Oil Industry of Iran, revealed that Miocene sediments in southern Caspian sea (Iranian side) can generate 5-10 milliard oil barrel. Therefore, in this research, Alamdeh-Galanderud and Nuddeh-Takam sections were selected and biostratigraphy studies with emphasis on bivalves and gastropods were done. In conclusion four conditions to form oil and gas are mentioned.

1. Introduction

Alamdeh-Galanderud section is 5 km far from south of Alamdeh town in southern Caspian sea, north of Iran, and in 51° 56' 30" E, 36° 30' 30" N. Nuddeh-Takam section is 20 km far from south of Sari city in southern Caspian sea, north part of Iran, and in 53° 12' 50" E, 36° 22' 49" N. In Republic of Azerbaidjan, upper-Oligocene to middle-Miocene is named Maikop Series. This name gathered from name of one town in Caucasus region. Maikop series is an important petroleum source rock. Recent geochemical studies by Research Center Oil Industry of Iran, revealed that Miocene sediments in southern Caspian sea (Iranian side) can generate 5-10 milliard barrel oil. So, in this research, Alamdeh-Galanderud and Nuddeh-Takam were selected and biostratigraphy studies with emphasis on bivalves and gastropods were done. In conclusion four conditions to form oil and gas are mentioned.

2. Geology

Middle and upper Miocene sediments in two sections consist red marls, marl, silt, sandstone, limestone and lumachellic sandstone bearing bivalvia such as *Pholas scriinium*, *Spaniodontella pulchella* and gastropoda such as *Hydrobia* sp, *H. grimmi*, *H. ulvae*, *H. longiscata*. These facies and assemblage of mollusks define marine sedimentary environment. In through of north of Iran from Sari to Dasht-e-Moghan, Beds contain of these bivalves, named *Spaniadontella* (Andrusov, N,

I, 1896) and Pholas bed(Davies,A,M,1935).In fact, these beds are marker beds .Of course, presence of one layer consist gypsum and marl with interbedded gypsum which from the oldest portion of mentioned sediments(Tarkhanian), determined shallow basin (Sabkha environment) (Chahida, M, R, 1977) that by progressive sea and deeper basin, sand stone, Marl and clay stone sediment will be presented. Throughly, in region between the north Alborz fault and Khazar fault, sequence of Neogene sediments are overlies progressively and disconformably on marl and calcareous in age lower Paleocene or shale and marl in age upper Cretaceous(Maestrichtian). This manner, in exploration well in basin Khazar and Gorgan shore zone is established.Upper Sarmatian sediments are absent in studied area.Because:

1. Sea transgression and non-sedimentation in studied area.
2. Lost Sarmatian sediments by erosion (Chahida,M,R,1985)

These factors are result of late Phase Alpine Orogenic in upper Oligocene to middle Miocene ,Maikop series are present in Caucasus region.Lithology of this series consist of marl,red and black clay with interbedded clay and sandy limestone,Maikop series in Republic of Azerbaijan introduced as important petroleum source rock.

3. Conclusion

Four conditions to form oil and gas in studied basin are:

1.Source rock: in this research, I attempt to arrange Miocene sediments in studied sections basis on fossils content and correlate this sediments with Maikop series.Determined these sediments as probable petroleum source rock.So,Konkian and Karaganian sediments in studied area introduced as probable hydrocarbon source rock.

2. Reservoir rock: by operation of Alpine Orogenic Phase in upper Miocene, considered gap and anticlinal with East-West trend in southern Caspian region.Erosion forms continental series in age lower Pliocene with facies consist beds of red sandy marl.Properties of these sediments, introduced river sedimentary environment (or near the sea, deltaic). Continental series named Cheleken Formation.Properties of Cheleken Formation as source rock are:

a) Cross bedding (sedimentary structure) in sandy sediments and imbrication of grains in conglomerate sediments (river sedimentary properties).

b) Lithology: conglomerate, sandstone (lost cement), claystone

3. Well intergranular porosity and fractures by tectonic actions.

4.Anticlinal closure:in Khazar basin and its shores,aerial closure is high,about 60-300km²,and vertical closure is low,about 150-300 m.

Ideal conditions of geology viewpoint for presence oil and gas in southern Caspian sea (e.g presence of source rock, porous reservoir rock, stratigraphic and structural trap) and various operations performed by CIS,can be considered by oil company.

- 1 - ANDRUSOV, N.I., 1896. On the geological investigations in the & miner, V. 24 (in Russian).
- 2 - CHAHIDA, M.R., 1977. Distribution of Upper Oligocene and Lower Miocene in Central Iran and It's Faunistic Paleogeographic Relations with the Paratethys, N.J.B. Stuttgart.
- 3 - CHAHIDA, M.R., 1985. Neogene of the Tethys and Paratethys, VI, II, Austrian Science Foundation, IGCP, IUGP, UNESCO, No 25.
- 4 - DAVIES, A.M., 1935. Tertiary Faunas, Thomas Murby & Co. Fleet Lane, E. C. 4, London, pp. 120-140.

Shima Rahmati Kamel

(Islamic Azad University-Science & Research Branch Tehran, Iran)

The Tectonic of South Caspian basin

South Caspian basin along with black sea basin are remnants of paleothetis ocean that movement into east north of Iran plate and then Arabia plate pressure had controversial tectonically situation . This area is active tectonically and also is under Iran and Arabia pressure. The north west part of south Caspian basin from the first of crash and close in paleothetis had 2.4 km tectonically subside under median Caspian basin .And also this basin is based on surveying earthquakes depth strategies, surface sill and speed structure with 13-17 mm in year speed subsides under Iran central surface.

In this paper we delivered area tectonic as oblique convergence in northwest area of Caspian Sea south basin and it predict to hide under Talesh mountains longtime.

Алфавитный указатель

Айбулатов Д.Н.	329	Зыков Д.С.	250
Алексеева Т.Н.	136	Зыков С.Б.	170
Алиев Р.А.	119, 139, 274	Иванов М.В.	317, 320
Амбросимов А.К.	286, 323	Ивлиева О.В.	39
Андреева Н.Н.	143	Ильяш Л.В.	152, 162, 214
Артемьев В.А.	329	Казарина Г.Х.	328
Артемьева О.В.	103	Киселев Г.П.	34, 170
Астахова Л.Ю.	62	Клювиткин А.А.	42, 47, 52, 157, 302, 317
Балуев А.С.	148, 250	Клювиткина Т.С.	42, 47
Баркин Ю.В.	4	Кожин М.Н.	237
Белевич Т.А.	152	Козина Н.В.	209
Белых О.И.	103	Кокрятская Н.М.	174
Беляев Н.А.	80	Колька В.В.	179
Берлин Ю.М.	290, 293	Корж А.О.	245
Бизин М.А.	75	Корж В.Д.	67
Большаков В.А.	328	Корогодина Д.Д.	57, 62
Бондаренко Н.А.	103	Корсакова О.П.	179
Вахрамеева Е.А.	228	Корсун С.А.	293, 313
Вержбицкий В.Е.	295	Косторнова Т.Я.	103
Верховская З.И.	293, 320	Кравчишина М.Д.	184, 274, 302, 307, 323
Веслополова Е.Ф.	317	Кузнецов О.Л.	119, 190
Голобокова Л.П.	9, 96, 103	Кузьмин В.А.	125
Гольдин Ю.А.	323	Кузьмина Т.Г.	313
Гордеев В.В.	114, 119	Куртеева Е.И.	71
Горюнова Н.В.	14, 17, 119	Курченко В.Ю.	113
Гражданкин Д.В.	195	Куценогий К.П.	75
Гурский Ю.Н.	297	Лазарева Е.В.	80
Гусакова А.И.	157	Левченко О.В.	295
Дара О.М.	42, 313, 320	Леин А.Ю.	293, 313, 317, 320
Демиденко Н.А.	22	Либина Н.В.	286, 323
Демина Л.Л.	114, 119	Лисицын А.П.	96, 119, 232
Денисов В.И.	27, 31	Лобковский Л.И.	295
Дружинин С.В.	34	Логачева Н.Ф.	103
Ефимова Л.Е.	223	Лукашин В.Н.	323
Житина Л.С.	162	Люшвин П.В.	83
Журавлев В.А.	232, 272	Маккавеев П.Н.	313, 317, 320
Забелина С.А.	174	Мар Г.Н.	295
Завернина Н.Н.	166	Марина М.М.	290, 293
Замбер Н.С.	119		
Здоровеннов Р.Э.	274		
Зернова В.В.	307		

Маринайте И.И.	9	Савенко А.В.	237
Маслов А.В.	195	Сажин А.Ф.	242
Матуль А.Г.	293, 328	Сафарова С.А.	101
Мерклин Л.Р.	295, 328	Свиточ А.А.	328, 341
Мицкевич И.Н.	320	Серебряный А.Н.	245
Морева О.Ю.	174	Скибицкая Н.А.	125
Морозов В.Н.	218	Смирнова М.А.	205
Мошаров С.А.	242, 307	Смирнова М.Н.	346
Мошарова И.В.	242	Стародымова	119
Назарова О.В.	232	Д.П.	
Немировская И.А.	87, 200, 329	Субетто Д.А.	119
Никитин М.А.	232	Терехов Е.Н.	148, 250
Николаев С.Д.	328	Теркина И.А.	103
Новигатский А.Н.	42, 47, 114, 139, 157, 205, 209, 262, 274, 302, 307, 320	Терпугова С.А.	96
Овсепян А.Э.	262	Тихонова И.В.	103
Орешкин В.Н.	92	Толстиков А.В.	114, 274
Оськина Н.С.	328	Троянская А.Ф.	228, 250
Павлова Г.А.	317, 320	Ульянова Е.М.	257
Пака В.Т.	245	Федоров Ю.А.	262
Панченко М.В.	96	Филатов Н.Н.	267
Парфенова В.В.	103	Филиппов А.С.	114, 119, 130, 139, 143, 209, 274
Подковыров В.Н.	195	Филиппова У.Г.	9, 96
Политова Н.В.	42, 47, 274, 307, 323	Хаустов В.В.	350
Полькин В.В.	96	Ходжер Т.В.	9, 96, 103
Попова С.А.	75, 114	Хрусталева Л.И.	329
Пржиялговский	148	Хусид Т.А.	328
Е.С.		Цыганкова А.Е.	108
Приходько Д.И.	274	Чанкина О.В.,	75
Радченко И.Г.	214	Черкашин В.И.	336
Ремизова Л.В.	218	Чернявский Н.Г.	329
Репкина Т.Ю.	218, 223	Чеховская М.П.	328
Романенко Ф.А.	223	Чечко В.А.	113
Романкевич Е.А.	80	Чульцова А.Л.	268, 274
Романова Н.Д.	242	Шаров Н.В.	272
Ронкин Ю.Л.	195	Шевченко В.П.	17, 75, 96, 114, 119, 130, 139, 143, 157, 205, 209, 232, 262, 274
Рубцова Н.А.	228		
Русанов И.И.	317, 320	Щербаков К.А.	119, 274
Рыбалко А.Е.	232	Юрковская Т.К.	190
Сабанаев К.А.	336		

Яковлева О.П.	125	Moreva O.Yu.	279
Якубов Ш.Х.	323	Pokrovsky O.S.	119, 130, 279
Янина Т.А.	355	Shima Rahmati	362
Audry S.	279	Kamel	
Chupakov A.V.	279	Shirokova L.S.	130, 279
Dupré B.	130, 279	Shorina N.V.	279
Klimov S.I.	279	Viers J.	130, 279
Mohammad Reza	360	Vorobjeva T.Ya.	279
Asnafi		Zabelina S.A.	279

ОГЛАВЛЕНИЕ

Нанотехнологии и потоки вещества и энергии (атмо-, крио-, гидро-, литоседиментосферы)

<i>Баркин Ю.В.</i> Циклические инверсионные изменения климата в северном и южном полушариях Земли	4
<i>Голобокова Л.П., Филиппова У.Г., Маринайте И.И., Ходжер Т.В.</i> Исследование химического состава атмосферных аэрозолей над акваторией озера Байкал	9
<i>Горюнова Н.В.</i> Эоловые потоки вещества на Шпицбергене в районе рудника Баренцбург в 2008 году	14
<i>Горюнова Н.В., Шевченко В.П.</i> Новые данные об особенностях ледового захвата взвешенного вещества в районе полыней в Канадской и Российской Арктике	17
<i>Демиденко Н.А.</i> Формирование максимума мутности воды в сильноприливных эстуариях Мезени и Кулоя	22
<i>Денисов В.И.</i> Макро- и микроэлементный состав взвешенных веществ четырех районов восточного побережья Черного моря	27
<i>Денисов В.И.</i> Потоки микроэлементов в составе осаждающейся взвеси в воде устьев рек и побережья восточной части Черного моря	31
<i>Дружинин С.В., Киселев Г.П.</i> Бериллий-7 в атмосферных осадках и растениях Архангельской области	34
<i>Ивлиева О.В.</i> Динамика твердого стока Дона и морского края дельты с 1927 по 2007 год	39
<i>Клювиткин А.А., Дара О.М., Новигатский А.Н., Политова Н.В., Клювиткина Т.С.</i> Минеральный состав атмосферных аэрозолей Атлантики по материалам 5-летних исследований	42
<i>Клювиткин А.А., Новигатский А.Н., Политова Н.В., Клювиткина Т.С.</i> Атмосферные аэрозоли, их концентрации, состав и потоки на океанскую поверхность	47
<i>Клювиткин А.А.</i> Распределение и состав водной взвеси поверхностного слоя Атлантики: спутниковые данные и прямые измерения	52
<i>Корогодина Д.Д.</i> Динамика видового состава и обилия ранневесеннего фитопланктона пролива Фрама	57
<i>Корогодина Д.Д., Астахова Л.Ю.</i> Сравнительная характеристика ранневесеннего фитопланктона пролива Фрама и моря Лаптевых	62

<i>Корж В.Д.</i> Методологические проблемы морских биогеохимических исследований и их решение	67
<i>Куртеева Е.И.</i> Статистические характеристики химического состава снежного покрова прибрежной зоны западного сектора Арктических морей	71
<i>Куценогий К.П., Бизин М.А., Попова С.А., Чанкина О.В., Шевченко В.П.</i> Пространственно-временная изменчивость массовой концентрации, дисперсного и химического состава атмосферных аэрозолей на акватории и прибрежных территориях Белого моря	75
<i>Лазарева Е.В., Беляев Н.А., Романкевич Е.А.</i> Методический подход к изучению коллоидной фракции органического вещества природных вод	80
<i>Люшвин П.В.</i> Последствия активизации геопатогенных зон в водоемах для межгодовой изменчивости смены сезонов и гидробионтов	83
<i>Немировская И.А., Чернявский Н.Г.</i> Геохимия органических соединений в снежно-ледяном покрове Антарктики	87
<i>Орешкин В.Н.</i> Прямой атомно-абсорбционный и атомно-флуоресцентный анализ морских и речных взвесей и концентратов	92
<i>Полькин В.В., Панченко М.В., Терпугова С.А., Голобокова Л.П., Ходжер Т.В., Филиппова У.Г., Шевченко В.П., Лисицын А.П.</i> Сравнительные исследования микрофизических и химических характеристик приводного аэрозоля Белого, Карского и Каспийского морей	96
<i>Сафарова С.А.</i> Аэропалинологические исследования над океанами	101
<i>Ходжер Т.В., Бондаренко Н.А., Белых О.И., Голобокова Л.П., Артемьева О.В., Логачева Н.Ф., Тихонова И.В., Теркина И.А., Косторнова Т.Я., Парфенова В.В.</i> Химия льда и структура ледовых сообществ озера Байкал	103
<i>Цыганкова А.Е.</i> Оценка поступления обломочного материала при абразии берегов Белого моря в период 1988, 1999-2002 гг.	108
<i>Чечко В.А., Курченко В.Ю.</i> О количественной оценке твердого эолового материала, поступающего в береговую зону юго-восточной Балтики	113

<i>Шевченко В.П., Гордеев В.В., Демина Л.Л., Новигатский А.Н., Попова С.А., Толстиков А.В., Филиппов А.С.</i> Геохимия снежно-ледового покрова губы Чупа, Кандалакшский залив Белого моря в конце зимы	114
<i>Шевченко В.П., Лисицын А.П., Алиев Р.А., Гордеев В.В., Горюнова Н.В., Демина Л.Л., Замбер Н.С., Кузнецов О.Л., Новигатский А.Н., Покровский О.С., Субетто Д.А., Филиппов А.С., Стародымова Д.П.</i> Значение исследований природных архивов Севера для геохимии современного осадконакопления в Северном Ледовитом океане и его морях	119
<i>Яковлева О.П., Скибицкая Н.А., Кузьмин В.А.</i> Карбонатное породообразующее вещество месторождений углеводородов и его наноразмерные структуры	125
<i>Pokrovsky O.S., Viers J., Shirokova L.S., Shevchenko V.P., Dupré B., Filippov A.S.</i> Geochemistry of trace elements and dissolved organic carbon in Severnaya Dvina during different seasons	130

Система Белого моря, 4-й исследования

<i>Алексеева Т.Н.</i> Фракционная структура поверхностного слоя донных осадков Белого моря	136
<i>Алиев Р.А., Шевченко В.П., Новигатский А.Н.</i> Исследование процессов осадконакопления в Белом море с помощью радионуклидов ^{210}Pb и ^{137}Cs	139
<i>Андреева Н.Н., Шевченко В.П., Филиппов А.С.</i> Новые данные о составе донных осадков Онежского залива Белого моря	143
<i>Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.</i> Тектоника палеорифтовой системы Белого моря	148
<i>Белевич Т.А., Ильяш Л.В.</i> Динамики структуры фитопланктона Белого моря при органических и минеральных источниках азота	152
<i>Гусакова А.И., Новигатский А.Н., Шевченко В.П., Клювиткин А.А.</i> Распределение и состав взвешенного вещества в Белом море, связь с поверхностным слоем донных осадков	157
<i>Житина Л.С., Ильяш Л.В.</i> Обилие водорослей в прибрежных льдах Кандалакшского залива Белого моря	162
<i>Завернина Н.Н.</i> Оценка климатических факторов, влияющих на загрязнение Белого моря	166
<i>Киселев Г.П., Зыков С.Б.</i> Взаимодействие континентальных вод с морской водой Белого моря по уран-изотопным данным	170

<i>Кокрятская Н.М., Морева О.Ю., Забелина С.А.</i> Биогеохимические исследования малых озер таёжной зоны Архангельской области (водосборный бассейн Белого моря	174
<i>Колька В.В., Корсакова О.П.</i> Относительное перемещение береговой линии Белого моря и возраст археологический объектов – каменных лабиринтов Кольского региона	179
<i>Кравчишина М.Д.</i> Гранулометрический состав взвешенных веществ в маргинальном фильтре р. Северной Двины	184
<i>Кузнецов О.Л., Юрковская Т.К.</i> Болотные экосистемы бассейна Белого моря	190
<i>Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л.</i> Геохимический облик тонкозернистых терригенных пород восточной питающей провинции Белого моря	195
<i>Немировская И.А.</i> Основные закономерности трансформации органических соединений в геохимических барьерных зонах Белого моря	200
<i>Новигатский А.Н., Смирнова М.А., Шевченко В.П.</i> Литология поверхностного слоя донных осадков в Двинском заливе, Белое море	205
<i>Новигатский А.Н., Козина Н.В., Шевченко В.П., Филиппов А.С.</i> Литология аллювиальных отложений Северной Двины	209
<i>Радченко И.Г., Ильяш Л.В.</i> Вариабельность обилия и видового состава позднелетнего фитопланктона Двинского залива Белого моря	214
<i>Репкина Т.Ю., Ремизова Л.В., Морозов В.Н.</i> Размыв берегов Унской Губы (Летний Берег Белого моря) – природные и антропогенные факторы	218
<i>Романенко Ф.А., Ефимова Л.Е., Репкина Т.Ю.</i> Динамика ледового покрова на приливных осушках Белого моря	223
<i>Рубцова Н.А., Троянская А.Ф., Вахрамеева Е.А.</i> Экстрагируемый органически связанный хлор (ЭОХ) в донных осадках многоорукавного устья Северной Двины	228
<i>Рыбалко А.Е., Назарова О.В., Никитин М.А., Лисицын А.П., Шевченко В.П., Журавлев В.А.</i> Новые данные о геологии четвертичного покрова в Белом море	232
<i>Савенко А.В., Кожин М.Н.</i> Трансформация стока биогенных элементов в устьевых областях малых водотоков южного побережья Кольского полуострова	237

<i>Сажин А.Ф., Мошаров С.А., Романова Н.Д., Мошарова И.В.</i> Первичная и бактериальная продукция во льду и воде Белого моря в ранне-весенний период	242
<i>Серебряный А.Н., Пака В.Т., Корж А.О.</i> Исследования с помощью ADCP течений и внутренних волн в Белом море	245
<i>Терехов Е.Н., Балуев А.С., Зыков Д.С.</i> Геологическая интерпретация границы Белого и Баренцева морей	250
<i>Троянская А.Ф.</i> Полихлорированные дибензо- <i>п</i> -диоксины и дибензофураны в донных осадках многорукавного устья Северной Двины	253
<i>Ульянова Е.М.</i> Исследование компонентов солевого состава в зоне смешения речных и морских вод (по материалам наблюдений в устьевой области Северной Двины)	257
<i>Федоров Ю.А., Овсепян А.Э., Новигатский А.Н., Шевченко В.П.</i> Ртуть в донных отложениях маргинального фильтра р. Северная Двина и Белого моря	262
<i>Филатов Н.Н.</i> Белое море и водосбор как объекты для решения научных и государственных задач	267
<i>Чульцова А.Л.</i> Оценка состояния биогенных элементов в зимнюю межень 2007-2008 гг. в дельте реки Северной Двины	268
<i>Шаров Н.В., Журавлев В.А.</i> Строение литосферы Беломорского региона	272
<i>Шевченко В.П., Политова Н.В., Алиев Р.А., Здорovenнов Р.Э., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Приходько Д.И., Толстиков А.В., Филиппов А.С., Чульцова А.Л., Щербаков К.А.</i> Многодисциплинарные исследования Белого моря в июле 2009 г.	274
<i>Shirokova L.S., Vorobjeva T.Ya., Zabelina S.A., Moreva O.Yu., Klimov S.I., Shorina N.V., Chupakov A.V., Pokrovsky O.S., Audry S., Viers J., Dupré B.</i> Biogeochemistry of dissolved carbon and trace elements in typical stratified lake of the White Sea basin (Arkhangelsk region)	279
Система Каспийского моря, 4-D исследования	
<i>Амбросимов А.К., Либина Н.В.</i> Пространственно-временная структура течений на западном склоне Дербентской котловины	286
<i>Берлин Ю.М., Марина М.М.</i> Температурные условия преобразования органического вещества в мезозойских нефтегазоматеринских отложениях Средне-Каспийского региона	290

<i>Верховская З.И., Марина М.М., Берлин Ю.М., Леин А.Ю., Матуль А.Г., Корсун С.А.</i> Состав органического вещества в донных осадках Северного и Среднего Каспия	293
<i>Вержбицкий В.Е., Левченко О.В., Лобковский Л.И., Мерклин Л.Р., Мар Г.Н.</i> Структуры подводного оползания в четвертичных отложениях склонов Дербентской котловины (Каспийское море)	295
<i>Гурский Ю.Н.</i> Аномальные и анаэробные процессы в иловой воде и донных отложениях Каспийского моря	297
<i>Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н.</i> Микро- и наночастицы водной толщи Каспийского моря: распределение, состав и потоки по материалам 29-го рейса НИС «Рифт» в ноябре 2008 г.	302
<i>Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Политова Н.В., Зернова В.В., Мошаров С.А.</i> Исследование водной взвеси дельты р. Волги в период весеннего половодья (май 2008 г.)	307
<i>Леин А.Ю., Маккавеев П.Н., Дара О.М., Кузьмина Т.Г., Корсун С.А.</i> Аутигенное карбонатообразование на востоке Центрального Каспия	313
<i>Леин А.Ю., Русанов И.И., Павлова Г.А., Веслополова Е.Ф., Клювиткин А.А., Маккавеев П.Н., Иванов М.В.</i> Биогеохимические процессы в водной толще Каспия в ноябре 2008 г.	317
<i>Леин А.Ю., Русанов И.И., Павлова Г.А., Новигатский А.Н., Мицкевич И.Н., Дара О.М., Кузьмина Т.Г., Верховская З.И., Маккавеев П.Н., Иванов М.В.</i> Биогеохимические процессы в современных осадках Каспийского моря	320
<i>Лукашин В.Н., Амбросимов А.К., Либина Н.В., Кравчишина М.Д., Гольдин Ю.А., Политова Н.В., Якубов Ш.Х.</i> Исследование системы Каспийского моря в 30-м рейсе НИС «Рифт»	323
<i>Матуль А.Г., Хусид Т.А., Чеховская М.П., Оськина Н.С., Казарина Г.Х., Дара О.М., Мерклин Л.Р., Свиточ А.А., Янина Т.А., Большаков В.А., Николаев С.Д.</i> Стратиграфия скважины ИГС-1, Северный Каспий	328
<i>Немировская И.А., Айбулатов Д.Н., Артемьев В.А., Чернявский Н.Г., Хрусталева Л.И.</i> Многодисциплинарные исследования р. Волги летом 2009 года	329
<i>Сабанаев К.А., Черкашин В.И.</i> Флюидодинамические особенности формирования залежей УВ в западной части акватории Северного и Среднего Каспия	336

<i>Свиточ А.А.</i> Регрессивная ритмика на шельфе позднеплейстоценового Каспия (систематика и развитие)	341
<i>Смирнова М.Н.</i> Глубинное строение и геодинамика кольцевой структуры Среднего Каспия (в связи с нефтегазоносностью)	346
<i>Хаустов В.В.</i> О влиянии подтока глубинных вод на уровень Каспийского моря	350
<i>Янина Т.А.</i> Палеогеография Каспийского моря в плейстоцене	355
<i>Mohammad Reza Asnafi</i> Hydrocarbones of Caspian sea basin	360
<i>Shima Rahmati Kamel</i> The Tectonic of South Caspian basin	362
Алфавитный указатель	363

CONTENTS

Nanotechnologies and mass and energy fluxes (atmo-, cryo-, hydro-, litho-, sedimentospheres)

<i>Barkin Yu.V.</i> Cyclic and inversion changes of a climate in northern and southern hemispheres of the Earth	4
<i>Golobokova L.P., Philippova U.G., Marinayte I.I., Khodzher T.V.</i> Research of a chemical compound of atmospheric aerosols over water area of lake Baikal	9
<i>Goryunova N.V.</i> Aeolian fluxes of particulate matter in the vicinity of Barentsburg mine, Spitsbergen archipelago, in 2008	14
<i>Goryunova N.V., Shevchenko V.P.</i> New data about peculiarities of ice rafted particulate matter in the polynia area in Canadian and Russian Arctic	17
<i>Demidenko N.A.</i> Formation of the turbidity maximum in macrotidal Mezen and Kuloy estuaries	22
<i>Denisov V.I.</i> Macro- and Microelement Composition of Suspended Matter in Four Coastal Areas of the Black Sea Eastern Part	27
<i>Denisov V.I.</i> Fluxes of Microelements as Components of Precipitating Suspended Matter in the Estuarial and Coastal Waters of the Black Sea Eastern Part	31
<i>Druzhinin S.V., Kiselyov G.P.</i> Berillium-7 in atmospheric precipitation and plants of the Arkhangelsk region	34
<i>Ivlieva O.V.</i> The dynamics of solid runoff of the Don River delta from 1927 to 2007	39
<i>Klyuvitkin A.A., Dara O.M., Novigatsky A.N., Politova N.V., Klyuvitkina T.S.</i> Mineralogy of Atlantic atmospheric aerosols based on 5-years studies	42
<i>Klyuvitkin A.A., Novigatsky A.N., Politova N.V., Klyuvitkina T.S.</i> Atmospheric aerosols, their concentrations, composition and fluxes to the ocean surface	47
<i>Klyuvitkin A.A.</i> Distribution and composition of suspended particulate matter in the surface layer of the Atlantic Ocean: satellite data and direct measurements	52
<i>Korogodina D.D.</i> Dynamic of species composition and abundance of phytoplankton in the Fram Strait	57
<i>Korogodina D.D., Astakhova L.Yu.</i> Comparative characteristic of phytoplankton in the Fram Strait and the Laptev Sea	62

<i>Korzh V.D.</i> The problems of methodology of biogeochemical sea research and their solution	67
<i>Kyrteeva E.I.</i> Statistical characteristics of chemical compound of snow cover in costal zone of Arctic seas west sector	71
<i>Koutsenogii K.P., Bizin M.A., Popova S.A., Chankina O.V., Shevchenko V.P.</i> Spatial and temporary variability of the chemical composition of atmospheric aerosols above the White Sea and surrounding land	75
<i>Lasareva E.V., Belyaev N.A., Romankevich E.A.</i> A methodical approach to the investigation of organic colloid fraction in natural water	80
<i>Lushvin P.V.</i> Consequences of activization of geopathogenic zones in reservoirs for interannual variability of change of seasons and hydrobionts	83
<i>Nemirovskaya I.A., Chernavskiy N.G.</i> Geochemical of organic compounds in the snow-ice covered of Antarctic	87
<i>Oreshkin V.N.</i> Direct atomic absorption and atomic fluorescence analysis of sea and river suspended matter and concentrate	92
<i>Polkin V.V., Panchenko M.V., Terpugova S.A., Golobokova L.P., Khodzher T.V., Filippova U.G., Shevchenko V.P., Lisitzin A.P.</i> Comparative investigations of microphysical and chemical characteristics of near-water aerosol of the White, Kara and Caspian Seas	96
<i>Safarova S.A.</i> Aeropalinological studies above oceans	101
<i>Khodzher T.V., Bondarenko N.A., Belykh O.I., Golobokova L.P., Artemyeva O.V., Logacheva N.F., Terkina I.A., Kostornova T.Ya., Parfenova V.V.</i> Chemistry of ice and structure of Lake Baikal ice communities	103
<i>Tsygankova A.E.</i> The estimation of input of terrigenous material in consequences of coastal erosion of the White Sea during 1988, 1999-2002	108
<i>Chechko V.A., Kurchenko V.Yu.</i> On the quantitative evaluation of solid eolian material, entering the coastal zone of south-eastern Baltic	113
<i>Shevchenko V.P., Gordeev V.V., Demina L.L., Novigatsky A.N., Popova S.A., Tolstikov A.V., Filippov A.S.</i> Geochemistry of snow-ice cover of Chupa inlet, Kandalaksha Bay of the White Sea at the end of winter	114

<i>Shevchenko V.P., Lisitzin A.P., Aliev R.A., Gordeev V.V., Goryunova N.V., Demina L.L., Zamber N.S., Kuznetsov O.L., Pokrovsky O.S., Subetto D.A., Filippov A.S., Scherbakov K.A., Starodymova D.P.</i> Importance of natural archives of the North studies for the geochemistry of modern sedimentation in the Arctic Ocean and its seas	119
<i>Yakovleva O.P., Skibitskaya N.A., Kusmin V.A.</i> Carbonate rock-forming matter of hydrocarbon deposits and its nano-dimensional structures	125
<i>Pokrovsky O.S., Viers J., Shirokova L.S., Shevchenko V.P., Dupré B., Filippov A.S.</i> Geochemistry of trace elements and dissolved organic carbon in Severnaya Dvina during different seasons	130

White Sea System, 4-D investigations

<i>Alekseeva T.N.</i> Grain-size surface bottom sediments of the White Sea	136
<i>Aliev R.A., Shevchenko V.P., Novigatsky A.N.</i> Study of sedimentation processes in the White Sea using ^{210}Pb и ^{137}Cs radionuclides	139
<i>Andreeva N.N., Shevchenko V.P., Filippov A.S.</i> New data on composition of bottom sediments of Onega Bay, White Sea	143
<i>Baluev A.S., Przhiyalsky E.S., Terekhov E.N.</i> Tectonics of the Paleorift System of the White Sea	148
<i>Belevich T.A., Ilyash L.V.</i> Dynamic of structure of the White Sea phytoplankton on organic and inorganic nitrogen sources	152
<i>Gusakova A.I., Novigatsky A.N., Shevchenko V.P., Klyuvitkin A.A.</i> Distribution and composition of the suspended particulate matter in the White Sea, association with the surface layer of bottom deposits	157
<i>Zhitina L.S., Ilyash L.V.</i> Abundance of sea ice algae in Kandalaksha Bay of the White Sea	162
<i>Zavernina N.N.</i> Valuation of climatic factors that influence on the White Sea environment	166
<i>Kiselev G.P., Zhykov S.B.</i> Interaction of continental waters with the White Sea water on uranium-isotope data	170
<i>Kokryatskaya N.M., Moreva O.Y., Zabelina S.A.</i> Biogeochemical researches of small lakes of a taiga biome of the Arkhangelsk region (catchment area of the White Sea)	174
<i>Kolka V.V., Korsakova O.P.</i> Relative White Sea level change and age of archeological objects (stone labyrinths) of Kola Region	179

<i>Kravchishina M.D.</i> Grain size distribution of suspended particulate matter in the marginal filter of the Northern Dvina River	184
<i>Kuznetsov O.L., Yurkovskaya T.K.</i> Mire ecosystems of the White Sea basin	190
<i>Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Grazhdankin D.V., Ronkin Yu.L.</i> Geochemical aspects of fine-grained aluminosiliciclastic rocks in the eastern distributive province of the White Sea	195
<i>Nemirovskaya I.A.</i> Main regularity of transformation of hydrocarbons in geochemical barrier regions of the White Sea	200
<i>Novigatsky A.N., Smirnova M.A., Shevchenko V.P.</i> The lithology of the surface bottom sediment in the Dvinsky Bay, the White Sea	205
<i>Novigatsky A.N., Kozina N.V., Shevchenko V.P., Filippov A.S.</i> The lithology of alluvial deposits of Northern Dvina	209
<i>Radchenko I.G., Ilyash L.V.</i> Variability of abundance and species composition of the late summer phytoplankton in the Dvinsky Bay of the White Sea	214
<i>Repkina T.Yu., Remizova L.V., Morozov V.N.</i> Coastal erosion of Unskaya Guba (The Summer-Season Coast of the White Sea) - its natural and human aspects	218
<i>Romanenko F.A., Efimova L.E., Repkina T.Yu.</i> The dynamic of ice in the White Sea tidal-flats	223
<i>Rubtsova N.A., Troyanskaya A.F., Vahrameeva E.A.</i> Extractable organic chlorine (EOCl) in sediments of the multiarm North Dvina estuary	228
<i>Rybalko A.E., Nasarova O.V., Nikitin M.A., Lisitzin A.P., Shevchenko V.P., Zhuravlev V.A.</i> New dates about quaternary cover in the White Sea	232
<i>Savenko A.V., Kozhin M.N.</i> Transformation of biogenic elements runoff in the mouth areas of small water-currents of southern coast of the Kola Peninsula	237
<i>Sazhin A.F., Mosharov S.A., Romanova N.D., Mosharova I.V.</i> Primary and bacterial production in ice and water of the White Sea in early spring	242
<i>Serebryany A.N., Paka V.T., Korzsh A.O.</i> Currents and Internal Waves Studies in the White Sea Using ADCP	245
<i>Terekhov E.N., Baluev A.S., Zykov D.S.</i> Geological interpretation of the boundary between White and Barents Sea	250
<i>Troyanskaya A.F.</i> Polychlorinated dibenzo-p-dioxins and dibenzofurans in sediments of the multi-arm North Dvina estuary	253

<i>Ulyanova E.M.</i> Investigation of salt composition in the area of mixing river and sea waters (Northern Dvina estuary)	257
<i>Fedorov Yu.A., Ovsepyan A.E., Novigatskiy A.N., Shevchenko V.P.</i> Mercury in bottom sediments of the marginal filter of the Northern Dvina river and the White Sea	262
<i>Filatov N.N.</i> White Sea and its drainage basin as the objects for the solution of scientific and state problems	267
<i>Tchoultsova A.L.</i> State value of biogenic elements winter mean water 2007-2008 years of the delta Northern Dvina River	268
<i>Sharov N.V., Zhuravlev V.A.</i> Lithospheric structure of the White Sea region	272
<i>Shevchenko V.P., Politova N.V., Aliev R.A., Zdorovenov R.E., Kravchishina M.D., Novigatsky A.N., Prikhodko D.I., Tolstikov A.V., Filippov A.S., Chultzova A.L., Scherbakov K.A.</i> Multidisciplinary studies of the White Sea in July 2009	274
<i>Shirokova L.S., Vorobjeva T.Ya., Zabelina S.A., Moreva O.Yu., Klimov S.I., Shorina N.V., Chupakov A.V., Pokrovsky O.S., Audry S., Viers J., Dupré B.</i> Biogeochemistry of dissolved carbon and trace elements in typical stratified lake of the White Sea basin (Arkhangelsk region)	279

Caspian Sea System, 4-D investigations

<i>Ambrosimov A.K., Libina N.V.</i> Spatio-temporal structure of currents on the western slope of the Derbent Basin	286
<i>Berlin Y.M., Marina M.M.</i> Temperature conditions of organic matter transformation in the Middle Caspian region Mesozoic source rocks	290
<i>Verchovskaya Z.I., Marina M.M., Berlin Y.M., Lein A.Y., Matul A.G., Korsun S.A.</i> Composition of the organic matter in bottom sediments of the North and Middle Caspian	293
<i>Verzhbitsky V.E., Levchenko O.V., Lobkovsky L.I., Merklin L.R., Mar G.N.</i> The structures of submarine slumping in Quaternary sediments of Derbent Basin (Caspian Sea)	295
<i>Gursky Yu.N.</i> Anomal and anaerobic processes in interstitial waters and bottom sediments from the Caspian Sea	297
<i>Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Novigatsky A.N.</i> Micro- and nanoparticles of the Caspian Sea: distribution, composition and fluxes based on results of the 29 th cruise of the RV Rift in November 2008	302

<i>Kravchishina M.D., Novigatsky A.N., Politova N.V., Zernova V.V., Mosharov S.A.</i> The research of suspended particulate matter in the Volga River delta during spring flood (May 2008)	307
<i>Lein A.Yu., Makkaveev P.N., Dara O.M., Kuzmina T.G., Korsun S.A.</i> Autigenic carbonate formation in the eastern Middle Caspian	313
<i>Lein A.Yu., Rusanov I.I., Pavlova G.A., Veslopolova E.F., Klyuvitkin A.A., Makkaveev P.N., Ivanov M.V.</i> Biogeochemical processes in Caspian water column in November 2008 year	317
<i>Lein A.Yu., Rusanov I.I., Pavlova G.A., Novigatsky A.A., Mitskevich I.N., Makkaveev P.N., Dara O.M., Kuzmina T.G., Verkhovskaya Z.I., Ivanov M.V.</i> Biogeochemical processes in the Caspian Sea recent sediments	320
<i>Lukashin V.N., Ambrosimov A.K., Libina N.V., Kravchishina M.D., Goldin Yu.A., Politova N.V., Yakubov Sh.H.</i> Study of the system of the Caspian Sea in 30 th cruise of the RV "Rift"	323
<i>Matul A., Khusid T., Chekhovskaya M., Oskina N., Kazarina G., Dara O., Merklin L., Svitoch A., Yanina T., Bolshakov V., Nikolaev S.</i> Stratigraphy of the borehole IGS-1, North Caspian Sea	328
<i>Nemirovskay I.A., Aibylatov D.N., Artemiev V.A., Chernyavskiy N.G., Chrustaleva L.I.</i> Multidisciplinary researches of Volga River in the summer 2009	329
<i>Sabanaev K.A., Cherkashin B.I.</i> Fluid-dynamic features of hydrocarbons deposits formation in the western part of Northern and Middle Caspian water area	336
<i>Svitoch A.A.</i> Regressive rhythms in the Late Pleistocene shelf sequences of the Caspian Sea (systematic and evolution)	341
<i>Smirnova M.N.</i> Deep tectonic structure and geodynamics Middle Caspian Sea ring structure	346
<i>Khaustov V.V.</i> About influence of inflow of deep waters on Caspian Sea level	350
<i>Yanina T.A.</i> Paleogeography of the Caspian Sea during Pleistocene	355
<i>Mohammad Reza Asnafi</i> Hydrocarbones of Caspian sea basin	360
<i>Shima Rahmati Kamel</i> The Tectonic of South Caspian basin	362

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

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

Москва, 16–20 ноября 2009 г.

Том III

Ответственный редактор
Академик А.П. Лисицын

Налоговая льгота – общероссийский классификатор
продукции ОК-005-93, том 3; 95 300 – книги, брошюры

Подписано к печати 18.10.2009
Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1, 80 г/м²
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 24,0. Тираж 400 экз.

Издательство ГЕОС:
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14; 8-926-222-30-91.
E-mail: geos@ginras.ru, www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ОАО «ВТИИ», г. Москва