



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



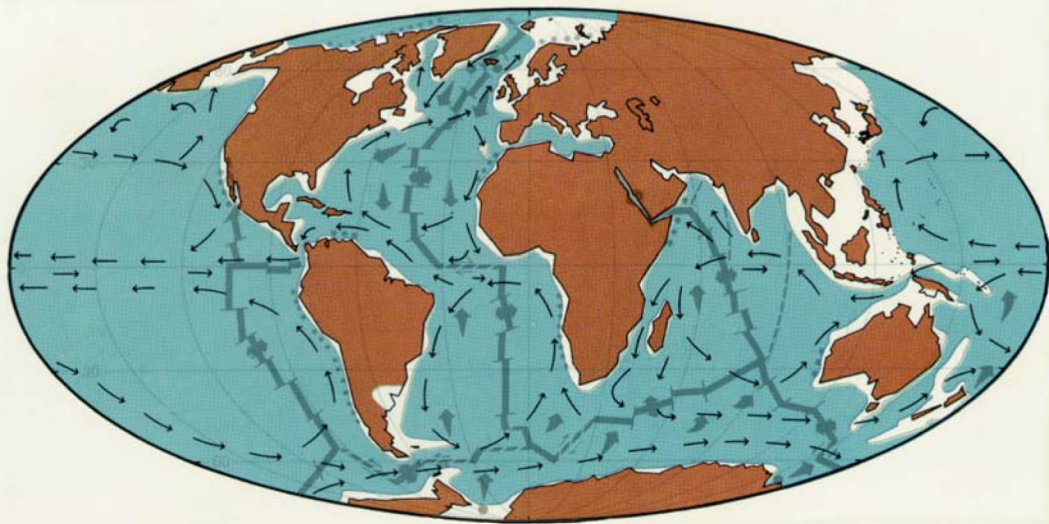
Материалы
XX
Международной
научной
конференции
(Школы)
по морской
геологии

Москва

2013

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Том II



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

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

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

Москва, 18–22 ноября 2013 г.

Том II

**GEOLOGY
OF SEAS AND OCEANS**

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

Moscow, November 18–22, 2013

Volume II

Москва / Moscow
ГЕОС / GEOS
2013

ББК 26.221

Г 35

УДК 551.35

Геология морей и океанов: Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. – М.: ГЕОС, 2013. – 364 с.

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

В томе II рассмотрены проблемы изучения нефти и газа на дне морей и океанов, гидротерм, руд, полезных ископаемых океанов и морей.

Материалы опубликованы при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН, Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 13-05-06021), издательства ГЕОС.

Ответственный редактор

Академик А.П. Лисицын

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

Geology of seas and oceans: Proceedings of XX International Conference on Marine Geology. Vol. II. – Moscow: GEOS, 2013. – 364 p.

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

Volume II includes reports devoted to the problems of research of oil and gas in the seas and oceans, hydrotherms, ores, mineral resources in the seas and oceans.

Chief Editor

Academician A.P. Lisitzin

Editors Dr. N.V. Politova, Dr. V.P. Shevchenko

ISBN 8-978-89118-640-8

ББК 26.221

© ИО РАН 2013

***НЕФТЬ И ГАЗ НА ДНЕ МОРЕЙ И
ОКЕАНОВ***

***OIL AND GAS IN THE SEAS AND
OCEANS***

Авилов В.И.

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

Преобладающий источник природных углеводородов

Avilov V.I.

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

Predominate Source of Native Hydrocarbons

Современные воззрения. Вопрос об исходном веществе или источнике углеводородов (УВ) на планете остается открытым и спорным. На этот счет в нефтегазовой науке сложились две диаметрально противоположные точки зрения: органическая теория во главу угла ставит фотосинтез, неорганическая – хемосинтез. Промежуточное положение занимают многочисленные гипотезы и концепции нефтегазообразования. Они предполагают наличие разнообразных источников и механизмов генерации УВ [1]. Проблема генезиса нефти и газа рассматривается в разных аспектах. Выделим биогенную и абиогенную теории, а также поддерживающие и развивающие их концепции и гипотезы – флюидодинамическую, магматическую, космическую, синергетическую и другие. Считаем, что нет необходимости агрессивно доказывать правоту только одной концепции. С нашей точки зрения в каждой концепции есть рациональное зерно. Названные позиции отражают лишь часть противоречивых суждений в нефтегазовой геологии, которые высказываются на многочисленных конференциях, в университетской среде и других научных институтах.

В нефтегазовой геологии преобладают центробежные тенденции, а сама она находится как бы на перепутье. В состоянии этой науки наблюдаются нотки разброда и элементы хаоса, которые, как правило, предшествуют смене парадигм. Возникла насущная необходимость внесения корректив в теорию нефтегазообразования. Столь длительное противостояние двух теорий, как показывает исторический опыт мировой науки, указывает, что истина находится где-то посередине. Назрело создание единой теории происхождения нефти и газа, а в качестве первого шага – определение основного источника образования УВ.

Поиск ведется в различных направлениях – выдвигается концепция полигенеза нефти и газа, микстгенетическая концепция образования углеводородов, создаются основы для разработки новой дуалистической (абиогенно – биогенной) теории синтеза углеводородов и др. Для объяснения нефтегазоносности недр предлагают учитывать энергетику процессов, свойственную Земле в целом, включая постоянную диссипацию и кратковременные выбросы энергии и вещества, внутренние электрические поля, автоволновые процессы и др.

Многие считают, что разработка общей теории нефтегазообразования представляется трудновыполнимой, хотя и весьма заманчивой, задачей. В данной работе мы следуем идеи объединительных тенденций, выдвигая

главным разработку единой теории происхождения нефти и газа в точках соприкосновения, а не расхождения различных теорий, при этом считается необходимым рассматривать комплекс всех данных в аспекте нефтегазовой геологии с использованием нетрадиционных подходов для интерпретации фактического материала [2, 3]. Для более действенного приближения к истине необходимо неординарное решение. Мы изучаем газобиогеохимические аспекты проблемы под новым ракурсом.

Наблюдения в космосе. Космическая гипотеза, зародившаяся почти век тому назад, предполагала, в частности, присутствие нефти на многих космических объектах. Новейшие космические исследования укрепляют эту идею. Метан и его гомологи обнаружены космическими аппаратами в атмосфере планет, в составе космической пыли, метеоритов, комет. К настоящему времени автоматическими межпланетными станциями собрана информация о вулканизме на спутнике Юпитера Ио, спутнике Сатурна Энцелад, Венере и предположительно на Марсе, где есть намёки на недавние лавовые потоки. Миссия «Кассини-Гюйгенс» определила аномально высокое содержание метана порядка 5% в атмосфере Титана, спутника планеты Сатурн. На снимках поверхности Титана видны глыбы льда, дренажная система, образованная, возможно, жидким метаном, и заполненная им затемнённая область. Присутствие радиогенного ^{40}Ar в атмосфере Титана свидетельствует о дегазации недр космического тела [4]. Измеренное содержание изотопа углерода атмосферного метана (приблизительно 80–90% в величинах $\delta^{13}\text{C}$) указывает на биохимическое происхождение метана на Титане, предопределяя его автохтонный генезис - образование внутри экосистемы спутника. Межпланетный зонд «Галилео» передал изображение спутника Юпитера – Европы, покрытого панцирем льда. Предположительно лёд является плавающим, толщина достигает километров, а под ним океан жидкой воды. На Луне в той или иной форме присутствует вода, в микроконцентрациях гелий-3. Обрисованная картина постоянно подтверждается новейшими космическими данными.

Новые научные факты вызвали рождение противоречивых гипотез о происхождении УВ , воды и т.п. Американские участники проекта посчитали, что найденный на Марсе карбонат кальция может вызвать периодическое появление талой воды. Присутствие воды обычно рассматривают как безусловную предпосылку для зарождения в ней жизни. Понимая, что для поддержания высоких концентраций метана в атмосфере Марса необходима постоянная подпитка, предполагают два изолированных источника – либо современная тектоническая активность, либо биосфера. Некоторые допускают существование микробиальной жизни в марсианском грунте.

Высказанные мысли не в состоянии объяснить отдельные научные факты. На снимках поверхности Марса зафиксированы морфоструктурные элементы, объясняемые как русла рек, обнажение осадочных пород и другое,

что свидетельствует о жидкой воде в древней истории Марса. Откуда она появилась? Этот же вопрос относим к воде и льду в космосе, на спутниках Юпитера Ио и Европа, спутнике Сатурна Энцелад и т.д. Также не объяснены нефтегазопоявления на космических объектах. Всё становится на свои места, если принять предлагаемую авторами концепцию космического распространения явления хемолитоавтотрофии (Хлат) [5]. Тогда вода, обнаруженная на планетах и их спутниках, - не предпосылка, а следствие, продукт жизнедеятельности микроорганизмов в этих космических телах. Аналогично нефть и метан.

Суть явления Хлат рассмотрена ниже, однако обобщение космической информации продвигает в вопросе об источнике УВ. Следует логичный вывод. Поскольку скопления УВ, нефть и газ – это планетарное явление, то и их источник должен быть такого же масштаба. На космических объектах (Марсе, Титане и др.) обнаружены газообразные и жидкие УВ, но там отсутствует фотосинтетическая деятельность. Значит, источник УВ находится внутри космических объектов, также и на Земле - не связан с фотосинтезом. В нефтегазообразовании фотосинтез не играет определяющей роли. В принципе ответ получен - источником УВ является вещество и процессы внутри земных недр, но проблемы в сфере их генерации остаются.

Явление Хлат в образовании углеводородов. Анализ возможных механизмов генерации УВ позволяет конкретизировать необходимый вещественный состав. Исходим из того, что в процессе генерации УВ доминирует единая схема последовательных действий, которую назовем природной нафтотехнологией. Она нам до конца не известна, но с высокой степенью вероятности можем судить о её главных свойствах. Природа имеет в своем распоряжении идентичный способ образования УВ в разных объектах. Суть нафтотехнологии заключена в упорядочении элементного состава исходного вещества земных недр до уровня высокой структурной организации углеводородов [3].

Детали процесса по понятной причине находятся за пределами видимости и сконструированы исследователями в виде гипотез и концепций. Абиогенная концепция предлагает разнообразные направления и варианты неорганического синтеза УВ. Гипотезы минеральной концепции ограничиваются описанием достигаемой упорядоченности в основном на молекулярном уровне, от которого до вещественного уровня структурной организации (самой нефти как вещества) предстоит сделать большой шаг.

Более продвинутые результаты дают идеи органической теории нефтегазообразования. Высочайший уровень упорядоченности обеспечивает белковая (углеродная) форма жизни в виде активного живого вещества (микробиального сообщества) [2, 3]. По аномальным концентрациям газобиогеохимических показателей обнаружено явление Хлат в термальных бескислородных рассолах Красного моря, что

впоследствии было признано открытием биосферы нового типа (хемобиосферы), диплом открытия № 56 с приоритетом от 1976 г. [3 и др.]. Дальнейшие натурные наблюдения привели к выводу о масштабности этого природного феномена. Оно найдено в осадках под дном на 20–30 % площади Мирового океана в геодинамически активных зонах [3, 5]. Явление сопровождается интенсивной жизнедеятельностью сообщества микроорганизмов преимущественно с хемолитоавтотрофным типом обмена веществ. Эти микроорганизмы способны использовать неорганические доноры электронов (прежде всего, водород) и получать почти весь углерод путем фиксации CO_2 . Явление Хлат преобладает в процессе генерации УВ. В результате своей жизнедеятельности хемолитоавтотрофы создают активное живое вещество, производят УВ (как минимум – метан) и воду, их останки обогащают биополимерами материнскую породу, давая начало процессам флюидизации, по флюидодинамической концепции [3].

Процесс отличают характерные черты. Он не связан с фотосинтезом. Исходное вещество для генерации УВ – эндогенные газы (H_2 и CO_2). Непосредственно в очаге генерации происходит структурная организация УВ не только на молекулярном, но и на вещественном уровне – образуется микронепть. Анализируя полученные сведения, выдвигаем концепцию о развитии хемолитоавтотрофии на многих космических объектах. По газам, геохимическим и термодинамическим параметрам определяем благоприятную экосистему для этих микроорганизмов. Она существует на Земле, Марсе, Титане, Европе и других землеподобных планетах, которых по астрофизическим наблюдениям можно ожидать у большинства звезд. Факты доказывают, что хемолитоавтотрофия является базовым вселенским явлением, наряду со временем, гравитацией и другими. Она соединяет существенные положения двух – органической и минеральной теорий, многих концепций с позиции достижения высокой структурной организации углеводородных соединений в единое идентифицируемое вещественное образование – газ и нефть. Из этой концепции вытекают важные следствия.

Исходными веществами для образования УВ в основном служат газы – H_2 и CO_2 . **Преобладающий источник УВ** – эндогенные газы и микробиальная жизнь. Они распространены в космосе и доминируют в многочисленных экосистемных взаимодействиях, связанных с генерацией УВ. Процесс нефтегазообразования – это природное вселенское явление. Он постоянно протекает в недрах планет. На Земле в число главных жизнеобеспечивающих ресурсов входят вода, нефть, газ. По аналогии они послужат практическим нуждам человека в космосе. По косвенным признакам и отдельным газово-геохимическим показателям, добытым космическими аппаратами, определяем присутствие хемобиосферы на землеподобных планетах и наличие на них потенциальных ресурсов нефти, газа и воды [3–5]. Так на Марсе в недрах прогнозируем скопления жидкой

воды, газа и нефти, возможно угля. Во всяком случае, при планировании экспедиций на Марс приоритетной задачей надо ставить не поиск жизни (если только удостовериться, что она там есть), а разведку запасов. Насколько они будут полезны человеку, покажет будущее.

Сформулирован главный постулат: «вода и углеводороды из жизни, а жизнь – на глубинных потоках неорганических соединений». Жизнь обеспечивает образование ресурсов воды и углеводородов в космосе и на Земле. Образование углеводородов – одна из функций живой материи. Воспроизведение себе подобных скоплений УВ есть её неотъемлемое свойство. Исходные вещества и механизм нефтегазообразования существует в самой природе. Через хемолитоавтотрофный цикл реализуются неисчерпаемые резервы внутренней энергии планет, создаются запасы углеводородов, воды, которые подобно земным могут иметь промышленное значение. Наличие жизненно важных ресурсов на космических объектах знаменует переходной этап от изучения к освоению космоса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений (к 100-летию со дня рождения академика П.Н. Кропоткина). М.: ГЕОС, 2011. 504 с.
2. Авилов В.И., Авилова С.Д. Явление хемолитоавтотрофии в нефтегазовой парадигме // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 8–9.
3. Авилов В.И., Авилова С.Д. Явление хемолитоавтотрофии в нефтегазообразовании // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. Киев: Нац. Академия Наук Украины, 2008. № 1. С. 70–78.
4. Авилов В.И., Авилова С.Д. Российская космология в решении глобальных проблем // Век глобализации. М., 2011. № 2. С. 163–173.
5. Avilov V.I., Avilova S.D. Chemolytoautotrophs in oil and gas generation // Paper Proceedings of the Sixth International Conference «Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology». Russia. Moscow. September 19–22. Moscow: PIN RAS. 2011. P. 39–41.

Cosmic investigations have found out oil and gas displays at some planets and their satellites. Photosynthesis does not play the determining role in oil-gas origin. Hydrocarbon dominant source – gases H_2 and CO_2 and chemolytoautotrophy processes.

Авилов В.И.

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

Общественно-экономический подход к решению задач нефтегазовой геологии

Avilov V.I.

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

Society-economical Approach to Oil-gas Geology Tasks Solution

Вопросы энергетической стратегии. Россия обладает мощной ресурсной базой, превосходя мировые показатели по многим видам сырья. В мире в расчете на душу населения планеты приходится 26 т нефти, а в России – 142 т, и для природного газа эти показатели соответственно равны 24 и 33 тыс. м³. Подобные преимущества имеют место и по другим ключевым природным ресурсам: углю, железной руде, пресной воде, пахотным землям и лесу. Наличие комплекса природных ресурсов делает Россию самодостаточным государством, способным обеспечить свою безопасность. Однако исключительные природные богатства, в первую очередь углеводороды (УВ), являются необходимым, но не единственным условием обеспечения безопасности нашей страны. Не менее важно разумное владение ресурсами. В число актуальных выдвигаются многочисленные аспекты рационального природопользования, связанные с разработкой и эксплуатацией скоплений углеводородного сырья с позиций оптимального энергопотребления.

Принципиальные вопросы природопользования в России в целом и по отдельным ресурсам регламентированы принятым законодательством (ФЗ «Об охране окружающей среды», Водный, Лесной, Градостроительный кодексы РФ и т.д.). Практическая деятельность по разработке и освоению ресурсов часто вступает в противоречие с законодательными нормами, ставя под сомнение заложенные в федеральных законах и кодексах принципы. В России, где оценивают, что примерно 60% территории занимает первозданная природа, бытует пренебрежительное отношение к экологическим ограничениям, которые просто мешают бизнесу. В сфере производства наблюдаются случаи, когда принимают подзаконные акты, методические, прединвестиционные и иные документы, противоречащие существующему федеральному законодательству, направленному на реализацию прагматических интересов страны в долгосрочной перспективе. Это приводит к хаотичному, слабо управляемому процессу развития ресурсодобывающей отрасли и инфраструктурных объектов. Получаем экспортно-ориентированную сырьевую экономику с элементами стихийного управления, сопровождаемую обострением противоречий в российском обществе, что таит определенную опасность [1].

Возник конфликт энергетических интересов разных государств, который

только усугубляется устойчивым делением на сырьевые и развитые страны. Индикатором противоречий служит сложившаяся неравномерность потребления энергии [2]. Развитые страны отличаются одновременно и максимальное энергопотребление, и наибольшая эффективность использования первичных энергоресурсов. В развивающихся странах оба показателя значительно ниже. Так, в мире на 1\$ ВВП расходуется 0.45кВт.ч электроэнергии, а в странах СНГ – на порядок больше. Япония вырабатывает 9\$ в составе ВВП при сжигании 1 кг условного топлива, а Россия добавляет 1\$ на 1 кг топлива. Тем не менее, импортная зависимость промышленно развитых стран от поставок нефти достигла 63%. По прогнозу к 2030 г. зависимость от импорта нефти возрастет до 85% и до 81% – для природного газа. Человечество уже сейчас столкнулось с перспективой глобальной угрозы энергетического голода. Эксперты связывают это со стремительными изменениями в его структуре по обобщенным параметрам. Происходит рост населения Земли ускоренными темпами. За сто лет прошлого века народонаселение увеличилось в 3 раза, энергопотребление возросло еще быстрее – в 10 раз. Человек в среднем стал расходовать в 3.3 раза больше энергии. Прирост пошел на улучшение качества жизни, её комфортности и оснащение техникой, например, скорость передвижения поднялась в 100 раз. Наряду с созиданием, развились разрушительные силы – мощностное оружие выросло в 1000 раз. Потрачены колоссальные средства на охрану ресурсов от соседей, на попытки и усилия по захвату территорий, перераспределению собственности и т.п. Пагубные тенденции сохранились и в наступившем веке.

При сохранении тенденции, многие полагают, что основного энергоресурса – нефти, хватит лишь на ближайшие 50 лет. Ожидается закат углеводородной экономики, и суммарная доля угля, нефти и газа не превысит 15% к 2100 г. Такая перестройка не может произойти бесконфликтно и гладко. Возникает угроза безопасному существованию не только отдельно взятой страны, но и цивилизации в целом, и все это из-за истощения углеводородного ресурса. Поэтому на современном этапе обеспечение углеводородной безопасности становится приоритетной задачей России. Власть РФ должна выбрать верный вектор энергетической политики. Помочь ей обязана нефтегазовая наука, обеспечив максимально приближенные к истине результаты исследований по генезису УВ.

Взаимодействия в сфере науки. Трудности последних десятилетий привели к отставанию отечественной науки. Возникающие ошибки в политике власти в научной сфере наносят ущерб не только науке, но и всему обществу в целом. Изучение какой-либо одной сферы человеческого общества в изоляции от других не всегда даёт хорошее приближение к истинному положению вещей, так как не удаётся учесть все существенные стороны человеческой деятельности. Вопрос необыкновенно сложный. Его

следует обсуждать с разных сторон – экономической, политической, социальной, личностной и других, взаимосвязанных между собой. Такую ёмкую систему взаимодействий следует рассматривать, используя экосистемный подход к решению возникающих проблем.

Краткий экскурс в историю науки убеждает, что роль науки в обществе со временем менялась, а взаимоотношения ученых с властью не всегда были гладкими. Несомненно и то, что именно достижения науки обеспечивали прогресс современной цивилизации. В России отношения с учёными складывались по-разному. Советская власть возвысила учёных, они составили костяк интеллигенции, ставшей впоследствии идеологом низвержения этой власти. Перестройка пустила учёных на самовыживание и отдача от науки резко упала. Власть РФ сделала вынужденный шаг на привлечение иностранных технологий, изделий. Кризис отечественной науки затянулся до нынешних времен. Озабоченность первых лиц Государства стала поводом для обсуждения этой темы в СМИ. Но сама проблема давно созрела для решительных действий.

Главная объективная причина кроется в несоответствии уровня науки и места учёных в России с настоящей стадией мирового цивилизационного процесса. Мир находится на переломе, переходе из индустриальной эпохи в постиндустриальную, в ноосферный этап развития человечества. Если в индустриальный период главной фигурой – двигателем прогресса был инженер, то в наступающем цикле развития человечества главенствующая роль, по логике вещей, перейдёт к учёному.

Не менее сложные отношения сложились внутри науки. Научные направления отстаивают приоритетность своих исследований, во многих из них существуют и соперничают различные школы, делая научный мир многополярным. Ситуацию обостряет перманентная нехватка средств на развитие научных исследований с точки зрения научных, педагогических и научно-производственных организаций. Власть считает все возможности исчерпанными, направляя на науку 10% бюджетных отчислений. Стоит вопрос об их эффективном вложении и о соразмерной отдаче. При этом наука отстаивает свою многополярность, ибо это важное свойство обеспечило её выживание и развитие за длительную жизнь во взаимодействии с разной властью во все исторические периоды. Постоянная борьба мнений обеспечивает прогресс науки. Прогресс состоится, если удерживать эти противоречия на оптимальном уровне - в рамках словесных баталий, дискуссий, не допуская расправ с оппонентами, провоцируя власть на устранение «инакомыслящих», «врагов народа» и т.п. Перипетии науки, уроки истории, свойства человеческого характера следует учитывать при определении роли ученых в современном обществе [3].

Предлагаемый подход. Создание более совершенной парадигмы объединенного направления – синтеза геологии с экологией находится в русле тенденций развития современной науки [4]. Первостепенной задачей

видим рассмотрение содержания существующих разновидностей общего геолого-экологического направления, определение их места в общей схеме взаимоподчиненности и взаимосвязи. Актуальность этой задачи обусловлена высокой значимостью прикладных результатов объединенных геологических и экологических научных исследований для социосферы. Анализ возникших синтезированных направлений геологии и экологии позволил получить общую картину их взаимосвязи и взаимоподчиненности [4] и представить схематично на рисунке.

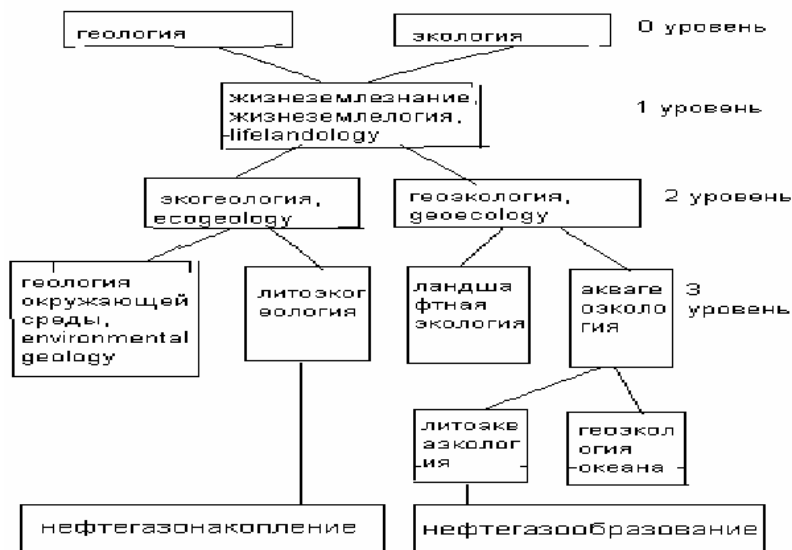


Рисунок. Схема иерархии синтезированных направлений геологии и экологии

Предложенная систематизация позволит более точно определить место любого научного направления и объекта наблюдения в системе жизнеземлезнания (ЖЗЗ), найти для него более эффективные методы исследования и повысить достоверность получаемых результатов. Правомочность вывода продемонстрируем на примере изучения скоплений нефти и газа. Нефтегазоносность недр является предметом нефтегазовой геологии. В ней исторически сложились два раздела: нефтегазообразование и нефтегазонакопление. Оценив черты обоих направлений, помещаем их в разные ветви ЖЗЗ. Сразу высвечиваются и объясняются многие несоответствия между ними.

Нефтегазонакопление доминирует в нефтегазовой отрасли по практическому выходу, по объему финансирования и т.д. Его успешные методы естественно почти полностью переносятся на другую часть, не

давая плодотворно развиваться, даже тормозя это теоретическое научное направление, – нефтегазообразование. Объяснен известный парадокс нефтегазовой геологии – отставание теоретической базы от успехов нефтегазовой промышленности. Объяснение в том, что в геологических науках главенствует геосистемный подход. При этом он хорошо решает прикладные задачи, но малоэффективен в теоретических проблемах происхождения нефти и газа – от того теория и отстает от практики. Ситуацию надо менять. Поместив нефтегазообразование в правую ветвь ЖЗЗ как раздел аквагеоэкологии, мы обосновали приоритет экосистемного подхода, необходимость применения законов экологии с учетом явления жизнь в образовании углеводородов. Использование новой методологии продвигает вперед проблему генезиса нефти и газа [4].

До сих пор производственники обходились без точных знаний о генезисе УВ. Их усилиями создана мировая углеводородная экономика. Однако запасы «дешевых» нефтей на исходе, и социум задается другим вопросом: на сколько хватит энергоресурсов? Наука пока не дает однозначного ответа. В условиях неопределенности некоторые эксперты, ссылаясь на глобальные диспропорции в социуме по энергопроизводству и энергопотреблению, предрекают закат углеводородной экономики, приближающийся энергетический голод и ресурсные войны, что может создать угрозы безопасности страны. Наука обязана предоставить власти более точные прогнозы. Для этого необходимо создать максимально приближенную к действительности концепцию образования УВ, в которой выразить суть процесса генерации УВ, определить условия и скорости нефтегазообразования. Сбалансированная энергоресурсная политика обеспечит устойчивое состояние и стабильное развитие России, как залог её внутренней и внешней безопасности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авилов В.И., Авилова С.Д. Специфика энергетической безопасности страны // Природно-ресурсные ведомости. 2012. № 5. С. 6.
2. Язев В.А. Россия и международное энергетическое сотрудничество в XXI веке. М., 2010. 272 с.
3. Авилов В.И., Авилова С.Д. Учёный – наука – власть. Принципы взаимодействия // Бюллетень. Использование и охрана природных ресурсов в России. М., 2010. № 6. С. 83–87.
4. Авилов В.И., Авилова С.Д. Информационная система аквагеоэкологии. М.: «Прима-Пресс», 2009. 142 с.

Natural resources presence is necessary but no single condition of our country security ensuring. Science must give the authorities exact knowledge about oil and gas origin. The resource reasonable possession for society interests makes an energy security state basis.

Антонов А.Е.

(Cantal International Corp., Ванкувер, Канада, email: alexander.antonov@gmail.com)

Структурная корреляция месторождений углеводородов северных морей с металлогеническими поясами на континентах

Antonov A.

(Cantal International Corp., Vancouver, Canada)

Structural Correlation of Hydrocarbons in Northern Seas with Continental Metallogenic Belts

Наиболее изученным шельфовым морем является Северное –местилище многочисленных месторождений нефти и газа, которые пространственно укладываются в два структурных тренда – 1) южный запад-северо-западного простирания и 2) сочленяющуюся с ним структуру Центрального грабена северо-северо-западного простирания (рис. 1). Центральный грабен сопряжен с крупными трансформными («демаркационными») разломами Срединно-Атлантического хребта – «Исландским порогом» [1] и Ян Майен. Так как спрединговые зоны срединно-океанических хребтов (СОХ) и крупные трансформные разломы генерируют месторождения массивных сульфидов, то минерагенические системы, включающие: 1) СОХ (либо демаркационные разломы), 2) нефтегазоносные структуры шельфовых морей, 3) континентальные металлогенические пояса, были названы автором [2] сквозными океанически-континентальными минерагеническими системами (СОКС). Нефтегазоносные структуры Северного моря и металлогенический пояс серебро-полиметаллической специализации, названный Европейским Серебряным [3], могут рассматриваться как элементы такой системы.

Ближайшим к Северному морю фрагментом этого пояса является рудный район Гарц – взброшенный на 5–7 км блок палеозойских (D–C₁) пород. Северный взброс блока Гарц и рудовмещающие системы разломов имеют ЗСЗ простирание, как и у южного нефтегазового тренда Северного моря. Многочисленные серебро-полиметаллические месторождения локализованы в мощной существенно сланцевой толще с высоким содержанием органического вещества, перспективной для извлечения сланцевого газа [4]. Основные геологические процессы в блоке Гарц и в Северном море произошли в период от юры до верхнего мела [5, 6].

На юго-восточном окончании массива Гарц, в верхнепермских (пехштейн) медистых песчаниках Мансфельдской мульды, в месте пересечения их обширного ареала северо-западной тектонической зоной Серебряного пояса наблюдается наибольшая концентрация меди и серебра (средние содержания составляли соответственно 2–3 % и около 150 г/т), в то время как в медистых сланцах Польши, в удалении от пояса, содержания

серебра составляют лишь 40-50 г/т [7].

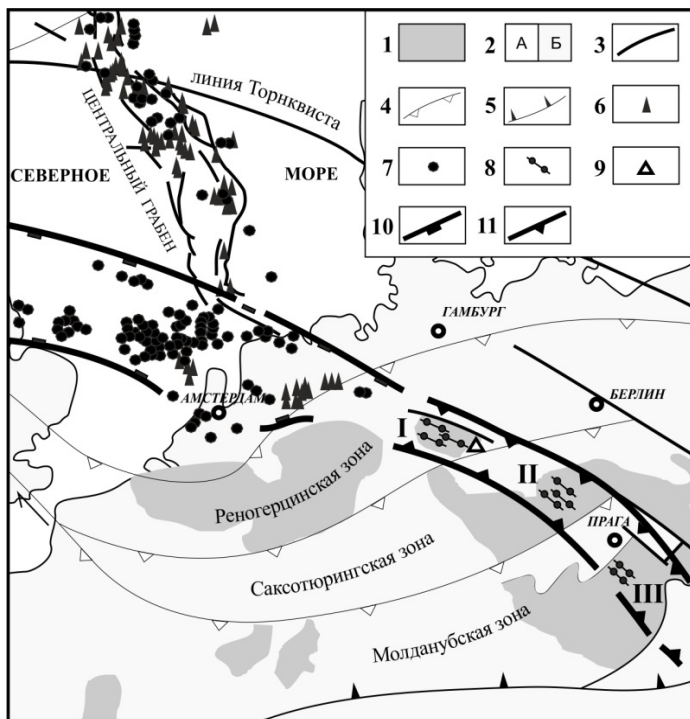


Рисунок 1 Схема Северноморско-Европейской сквозной океанически – континентальной минерагенической системы

1 – варисцийские массивы, 2 – породы мезозоя и кайнозоя: А - в Северном море, Б - на суше, 3 – основные разломы, 4 – границы структурно-формационных зон Центральной Европы, 5 – фронт альпийских деформаций; месторождения: 6 – нефть, 7 – газ, 8 – серебро-свинец-цинк; уран, 9 – медь, серебро в медистых песчаниках; рудные районы: I – Гарц, II – Рудные горы, III – Пшибрам; контуры: 10 – южного нефтегазового тренда Северного моря, 11 – Европейского Серебряного пояса.

Следующие к ЮВ рудные районы – Рудные горы (Erzgebirge) и район Пшибрам в Чешском (Богемском) массиве (рис. 1), как и Гарц, характеризуются полиметалльным оруденением при профилирующей роли серебра и северо-западным простираением рудоконтролирующих элементов, пересекающих варисцийские структурно-формационные зоны.

В Рудных горах крупнейшее по серебру (в XIII–XIX в.в.), и по урану (в XX веке) рудное поле Шнееберг – Шлема-Альберода связано с крупной тектонической зоной СЗ простираения, с амплитудами вертикальных

перемещений до 600 м, конформной простиранию Серебряного пояса и поперечной по отношению к общей структуре Рудных гор и Саксотюрингской зоны в целом [8]. Наличие двух возрастных групп рудных жил с ураном и серебром: Pz_3 (270 млн. лет) и Mz_3 (150–140 млн. лет) также указывает на сходство времени геологических событий с североморскими.

Весьма сходными геологическими особенностями характеризуется и Богемский массив с месторождениями Пшибрам, Кутна Гора и др.

К СВ от Северного моря в пределах Норвежского и Баренцево-Карского шельфа пока не выявлены сквозные океанически-континентальные минерагенические системы. Тем не менее, данные Н. Сорохтина с соавт. [9], выделяющих новые потенциально богатые углеводородами области (п-ов Рыбачий, архипелаг Земли Франца-Иосифа и др.), указывают на возможность выявления сквозных структур и в этих северных морях.

Далее же к востоку такая сквозная система (СОКС) устанавливается в месте приближения к континенту подводного хребта Гаккеля в море Лаптевых. Идея о том, что система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых является «недостающим звеном рифтового пояса хребта Гаккеля и Момского рифта в Верхоянской складчатой области» была высказана достаточно давно [10]. Сейчас, в свете имеющихся данных по металлогении и нефтегазоносности всего региона все эти звенья, включая Восточно-Якутский металлогенический пояс [11], могут рассматриваться в качестве элементов Гаккель-Лаптевско-Верхоянской сквозной океанически-континентальной минерагенической системы (рис. 2). Хотя на шельфе моря Лаптевых пока нет разведанных месторождений углеводородов, высоко оцениваются перспективы Центрально- и Западно-Лаптевских синеклиз [12], заполненных мощной (до 14–15 км) пермо-мезо-кайнозойской осадочной толщей, значительно превышающей мощность аналогичных толщ Северного моря. Таким образом, в северных шельфовых морях, как и в других регионах, наблюдается структурная связь скоплений углеводородов с металлогеническими поясами в прилегающих частях континентов, что позволяет рассматривать их в качестве единых минерагенических систем. Серебро можно считать типоморфным металлом таких систем. Примером приуроченности крупных скоплений серебра и углеводородов к одним и тем же структурам является рифтовая система Красного моря.

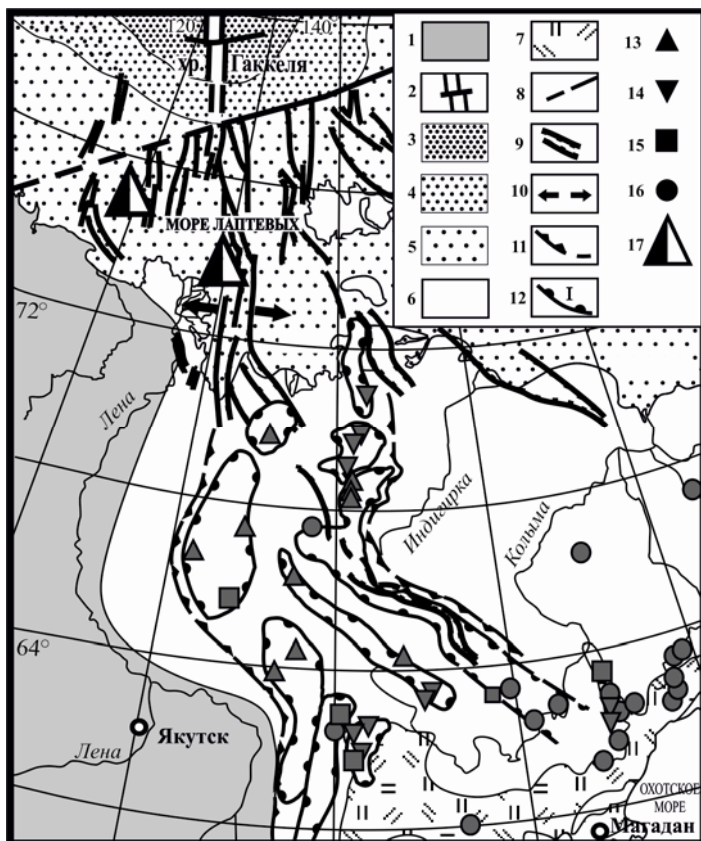


Рисунок 2. Схема Гаккель-Лаптевско-Верхоянской сквозной океанически-континентальной минерагенической системы. По материалам Л. М.

Парфенова, А. В. Прокопьева, Г. М. Гамянина и др. [7]

1 – Сибирский кратон, 2 – срединно-океанический хребт Гаккеля, 3 – Евразийский океанический бассейн, 4 – континентальный склон, 5 – шельф, 6 – комплексы пород Верхоянско-Колымской орогенной области, 7 – Охотско-Чукотский вулканический пояс, 8 – трансформный разлом, 9 – рифтовые впадины, 10 – направление раздвига, 11 – границы Восточно-Якутского металлогенического пояса, 12 – металлогенические зоны, месторождения: 13 – Au (Sb, Hg), 14 – Sn (Ag), 15 – Ag (Pb, Zn), 16 – Au-Ag, 17 – Западно- и Центрально-Лаптевская перспективные нефтегазоносные бассейны

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев С.И. Минерагеническая карта Мирового океана (1:15 000 000). С.-Петербург. ВНИИОкеангеология. 2008.
2. Антонов А.Е. Минерагения сквозной океанически-континентальной системы Якутии // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы Всеросс. научно-практической конференции. Якутск. 2012. Т. 1. С. 21–26.
3. Антонов А.Е. Главный Европейский Серебряный пояс – фрагмент глобальной рудоконтролирующей структуры земной коры // Геология рудных месторождений. 1986. № 6. С. 23–30.
4. U.S. Energy Information Administration, World Shale Gas Resources: An Initial Assessment of 14 Regions Outside the United States, April 2011.
5. Stedling K., Ehling B., Knoth W. Epigenetic Mineralizing Processes in the Northeastern Rhenohercynian Belt (Harz Mountains) // Pašava J, B.Křibek&K.Žak (eds). Mineral Deposits: from Their Origin to Their Environmental Impacts. Balkenma, Rotterdam. 1995. P. 79–83.
6. Graversen O. A structural transect between the central North Sea Dome and the South Swedish Dome // Exhumation of the North Atlantic margin: Timing, mechanisms and implications for petroleum exploration: Geological Society of London, Special Publications 196. 2002. P. 67–83.
7. Blundell D., Karnkowski P., Alderton D., Oszczepalski S., Kucha H. 2003 Copper Mineralization of the Polish Kupferschiefer: A Proposed Basement Fault-Fracture System of Fluid Flow // Econ. Geol. 2003. V. 98. P. 1487–1495.
8. Величкин В.И., Власов Б.П. Купольные структуры и гидротермальные урановые месторождения Рудных Гор (Саксония, ФРГ) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 83–94.
9. Sorokhtin N.O., Chilingarian G.V., Kozlov N.E., Nesterenko I.S. Oil and gas prospects of the European part of the Arctic shelf of Russia // Proceedings of the MSTU. 2012. V. 15. № 2. P. 419–428.
10. Грамберг И.С. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающее звено рифтового пояса хребта Гаккеля – Момского рифта // Докл. АН СССР, том 311, №3, 1990, С. 689–693.
11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Отв. ред. М.И.Кузьмин, Л.М.Парфенов. 2001, 750 с.
12. Малышев Н.А., Обметко В.В., Бородулин А.А. Оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Восточной Арктики // Научно-технический Вестник «Роснефть». 2010. №1. С. 20–28.

A structural correlation of hydrocarbons-containing grabens, depressions, synclises in North Sea, Laptev Sea with the adjacent continental metallogenic belts is considered. A concept of through ocean-continental mineragenic systems is proposed. Silver is a typomorphic metal in the continental sections of such systems.

Берлин Ю.М., Марина М.М.

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

Прогнозное картирование потенциально нефтегазоносных акваторий Черноморского и Среднекаспийского бассейнов
Berlin Yu.M., Marina M.M.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Prognostic mapping of potential oil- and gas bearing in aquatories of the Black Sea and the Middle Caspian basins

Прогнозное картирование в Черноморском и Среднекаспийском бассейнах потенциально нефтегазоносных акваториальных районов проводилось на основе разработанного в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН историко-генетического метода сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности акваторий [1, 2], который, в зависимости от степени их изученности, имеет разные модификации. При этом всегда сохраняются три общих аспекта: выделение в разрезах осадочной толщи потенциально нефтегазоматеринских отложений с построением карт распределения содержаний и типов органического вещества (ОВ), оценка степени их прогрева с построением температурных карт и, на основе сопоставления этих карт, прогнозирование очагов нефте- и/или газообразования и проведение нефтегазогенетического районирования.

Черноморский бассейн.

Исследованиями ОВ установлено, что в Черноморском регионе в качестве основного нефтегазоматеринского комплекса следует рассматривать отложения майкопской свиты олигоцен-раннемиоценового возраста. В Индоло-Кубанском прогибе и восточной части Черного моря к нефтегазоматеринским следует также отнести отложения верхнего эоцена (кумская свита), а в пределах Болгарского сектора Черного моря еще и породы среднего эоцена. Кроме того, имеющиеся данные по органической геохимии позволяют нам для северной части Черноморского региона выделить в качестве нефтематеринских альбские отложения (нижний мел). Путем сопоставления построенных карт распределения типов ОВ в майкопской свите и температур по ее подошве для всего Черноморского региона составлена карта распределения очагов нефтегазообразования по подошве майкопской свиты с выделением зон генерации углеводородов (УВ) различного фазового состава и проведено нефтегазогенетическое районирование.

С генетических и структурных позиций значительный интерес в Черноморском бассейне вызывают три акваториальных района.

1. *Северо-восточная часть моря в пределах Российской экономической зоны.* Она включает три крупных тектонических элемента (с севера на юг): восточную часть Керченско-Таманского прогиба, Анапский выступ и

окружающие структуры, поднятие Паллас. В пределах первого из них выделено 19 антиклинальных структур, которые коррелируются со структурами, расположенными на суше в пределах Таманского полуострова и содержащими залежи нефти и газа в отложениях среднего-позднего миоцена. На Анапском выступе с обрамлениями зафиксировано 10 структур. Поднятие Паллас имеет размеры 10х40 км при амплитуде свыше 500 метров. Важнейшей его характеристикой является выявленный сейсморазведкой еще в 1989 г. риф верхнеюрско-раннемелового времени.

Оценка перспектив нефтегазоносности проведена по каждому выделенному тектоническому элементу. В первом из них нефтегазоносность, по аналогии с сушей, связывается со средне-верхнемиоценовыми отложениями. УВ генерировались в нижней части майкопской свиты в прилегающих синклинальных зонах, а затем, возможно, они мигрировали вверх в перекрывающие коллекторские отложения среднего-верхнего миоцена. В структурах центральной части потенциальными для поисков залежей УВ являются майкопские, эоцен-палеоценовые и меловые отложения. Так как здесь майкопские толщи только своей базальной частью прогрелись до температур главной зоны нефтеобразования (ГЗН), нефтегазоматеринскими являются отложения более древнего возраста. В южной части района наиболее перспективным объектом является поднятие Паллас, которое находится на территории России и Украины. Первоочередной интерес к этому объекту связан с рифом позднеюрского-раннемелового времени. К нефтегазоматеринским относятся отложения нижней части майкопа, которые окружают это поднятие и находятся в температурных условиях ГЗН. Возможна также генерация УВ депрессионными отложениями верхней юры.

2. *Вал Шатского* – одна из крупнейших погребенных структур Черноморской впадины-расположен между Восточно-Черноморской котловиной с мощным осадочным чехлом (до 13 км) и Туапсинским краевым прогибом. В результате интерпретации сейсмических материалов на валу оконтурены основные структуры, осложняющие его поверхность: Северо-Черноморская, Южно-Дообская, Восточно-Черноморская, Мария, Адлерская и другие, меньшие по площади и амплитуде. Важнейшей характеристикой этих поднятий являются рифы верхнеюрского возраста, отчетливо выделенные на сейсмопрофилях. Выявленные структуры, главным образом по верхнеюрскому – нижнемеловому интервалу разреза осадочного чехла, могут являться первоочередными объектами для постановки поисково-разведочных работ на нефть и газ. Имеются высокоамплитудные локальные поднятия, коллекторы и, возможно, надежные покрышки. С генетических позиций благоприятным фактором является, что эти поднятия расположены между двумя крупными очагами генерации УВ, выделенных по подошве майкопских отложений. Кроме того, очаги генерации расположены и в пределах самого вала, где майкопские

отложения развиты между этими поднятиями и перекрывают их. Перспективность самих майкопских отложений также нельзя исключать при наличии коллекторских пластов. Проведением поисково-разведочных работ на валу Шатского совместно с компанией "Роснефть" будет заниматься итальянская компания "Eni". Бурение скважин планируется в 2017 г.

3. *Западный (Болгарский) сектор Черного моря.* Потенциально нефтегазоматеринские породы установлены в пределах четырех стратиграфических интервалов: нижняя-средняя юра, готерив-альб, средний-верхний эоцен и олигоцен-нижний миоцен (майкопская свита). Наиболее широкое площадное распространение имеют два последних нефтегазоматеринских комплекса, для которых были построены карты содержаний и типов ОБ, карты распределения температур и очагов нефтегазообразования. Совместный анализ всего имеющегося материала приводит к выводам, которые объясняют неудачи проведенных различными компаниями поисково-разведочных работ на нефть и газ. В опробованной бурением части шельфа олигоцен-нижнемиоценовые отложения не реализовали свой нефтегазоматеринский потенциал в связи с низкой (протокатагенетической) преобразованностью ОБ. Породы этого возраста вступают в главную зону генерации УВ на более глубоководных участках шельфа и, главным образом, в прилегающих недрах континентального склона, где они залегают, по нашим расчетам, глубже 2 км. Для средне-верхнеэоценовых отложений катагенетическая преобразованность ОБ в пределах относительно мелководного шельфа достаточна для реализации начальных этапов главной фазы нефтегазообразования. Далее в юго-восточном направлении в недрах более глубоководной части акватории, выделяется зона заверщенного нефтеобразования, сменяющаяся в пределах склона зоной высокотемпературного газообразования. На основе выполненного анализа представляется актуальным проведение поисково-разведочных работ в глубоководных участках акватории в пределах шельфа и, в первую очередь, континентального склона Болгарского сектора моря. В пределах последнего необходимо проведение детальных сейсмических исследований с высокой разрешающей способностью с целью картирования всей кайнозойской толщи. Наиболее перспективным крупным структурным элементом для постановки поисково-разведочных работ в пределах глубоководной части шельфа и склона является Нижнекамчийский прогиб.

Среднекаспийский бассейн.

До 1995 г. объемы сейсморазведочных работ в пределах акваториальной части Среднекаспийского бассейна были незначительными, а бурение поисково-разведочных скважин не проводилось. Исключением являлось разведочное бурение (1972–1976 гг.) на структуре Инчхе-море в пределах прибрежного складчатого склона Терско-Касийского прогиба (Южно-Дагестанская моноклиналь), где в трех из пробуренных 9-ти скважин

получены притоки нефти и газа в песчаных пластах чокракского горизонта (средний миоцен). В последующие годы ситуация значительно изменилась к лучшему, главным образом, за счет геофизических и буровых работ, проведенных «НК ЛУКОЙЛ», ООО "Каспийская нефтяная компания" и ООО "ПетроРесурс". В результате проведенного поисково-разведочного бурения в Российском секторе Каспийского моря в пределах южной части кряжа Карпинского «НК ЛУКОЙЛ» открыты многопластовые нефтегазоконденсатные месторождения: им. Ю.Корчагина (2000 г.), Ракушечное (2001 г.), им. В. Филановского (2005 г.), а двумя другими компаниями – Западно-Ракушечное (2008 г.) и Морское. В пределах расположенной южнее кряжа Даргинско-Карпинской тектонической ступени «НК ЛУКОЙЛ» открыла Хвалынское (2000 г.), 170-км (2001 г.) и Сарматское (2002 г.) месторождения. В стратиграфическом отношении залежи нефти, газа и газоконденсата приурочены к юрским и меловым отложениям. Добыча углеводородов ведется с 2010 г. только на месторождении им. Ю. Корчагина. Следует особо отметить, что все открытые месторождения в территориальном отношении приурочены к районам распространения (или граничат с ними) выделенных нами [3] очагов нефтегазообразования в терригенных байос-батских, апт-альбских (мезозой) и, частично, олигоцен-нижнемиоценовых (майкопских) нефтегазоматеринских отложениях. И это не является случайностью, а отражает их генетическую связь с открытыми залежами нефти и газа. Перспективными являются и другие локальные структуры, находящиеся внутри или в непосредственной близости от очагов генерации УВ. К ним относятся Даргинская группа антиклинальных поднятий [4] в западной части Даргинско-Хвалынской тектонической ступени и расположенная юго-восточнее - Жемчужная группа поднятий. В пределах находящейся южнее Тюленевской моноклинали выделяются две валообразные антиклинальные зоны, состоящие из отдельных локальных поднятий, которые также могут быть благоприятными для поисков залежей нефти и газа. В южной части Среднего Каспия перспективными крупными структурами являются Центральное и Ялама-Самурское (Дербентское) поднятия. Последнее могло снабжаться УВ из очагов в пределах Терско-Сулакской и Северо-Апшеронской впадин (Терско-Каспийский краевой прогиб). Пробуренная поисково-разведочная скважина дала отрицательный результат. Но, на наш взгляд, здесь следует провести дальнейшие поисково-разведочные работы на нефть и газ. Перспективными для поисков залежей УВ являются также антиклинальные зоны Дагестанского шельфа, что обусловлено их расположением на путях миграции УВ из прогнозируемых очагов нефте- и газообразования в Терско-Каспийском прогибе. В пределах Казахстанской части акватории Среднекаспийского бассейна значительные перспективы нефтегазоносности связаны с месторождением Нурсултан (Песчаномыско-Ракушечный свод), расположенной в пределах очагов нефтегазообразования

в байос-батских и апт-альбских отложениях. Нефтегазоносность связана с отложениями мелового и юрско-триасового комплексов.

В дальнейших наших работах следует предусмотреть генетические исследования триасовых отложений с целью выделения в них нефтегазоматеринских толщ, оценки степени их прогрева и выявления очагов нефтегазообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодекян А.А., Берлин Ю.М., Троцюк В.Я., Пиляк В.Л. Генетические закономерности нефтегазоносности акваторий. М.: Недра, 1980. 268 с.
2. Троцюк В.Я. Прогноз нефтегазоносности акваторий. М.: Недра, 1982. 289 с.
3. Берлин Ю.М., Марина М.М. Нефтегазообразование в основных потенциально нефтематеринских отложениях мезозойско-кайнозойской осадочной толщи Среднекаспийского региона // Геология и полезные ископаемые шельфа России. М.: Геос, 2002. С. 161–164.
4. Белонин М.Д., Димаков А.И., Жарков А.М., Окнова И.С. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Среднекаспийского региона // Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2004. № 6. С. 4–10.

Prognostic mapping of potential oil- and gas aquatories of the Black Sea and the middle Caspian basin has been evaluated by using the historic-genetic method developed at the P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS. Genesis of oil and gas fields with of the foci oil and gas formation in the main potential source rocks of Mesozoic-Cenozoic sediments has been estimated.

Берлин Ю.М., Вержицкий Е.В., Марина М.М.

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

Прогноз современных температур и очагов нефте- и газообразования в кайнозойских отложениях Охотского моря

Berlin Yu.M., Verzhbitsky E.V., Marina M.M.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Prediction of modern temperature and the foci of oil and gas formation in Cenozoic sediments of the Okhotsk Sea

Оценка температурных условий залегания нефтегазоматеринских толщ и выявление очагов нефтегазообразования являются заключительными этапами разработанного в Институте океанологии РАН историко-генетического метода оценки перспектив нефтегазоносности акваторий. В Охотском море они были проведены для осадочных бассейнов по системе оценочных точек, выбранных так, чтобы охарактеризовать наиболее мощные разрезы кайнозойского осадочного чехла и где имеются определения фонового теплового потока. К этим бассейнам относятся Тинровский, Западно-Камчатский, Голыгинский, Северо-Сахалинский, Дерюгинский, Восточно-Дерюгинский, Западно-Сахалинский и Южно-Охотский.

Расчет современных температур для границ выделенных литолого-стратиграфических комплексов кайнозоя – $P-N_1^1$ ("D"), N_1^{1-2} ("C"), N_1^{2-3} ("B") и N_2-Q ("A") был проведен по уравнению для стационарного геотермического поля [1]:

$$T = Q \cdot \Delta Z / \lambda - A \Delta Z^2 / 2 \lambda ,$$

где: T – температура на границах комплексов; Q – фоновый тепловой поток; ΔZ – мощность комплексов; λ – теплопроводность; A – теплогенерация отложений. Поскольку измеренные значения теплового потока характеризуются высокой дисперсией, для основных структур Охотского моря были рассчитаны его средние значения, которые были нанесены на схематическую карту расположения этих структур. При определении значений λ использовались как конкретные данные по кайнозойским отложениям Охотоморского региона, так и обобщенные - для активных континентальных окраин. Значения A взяты из работ [2, 3].

Тинровский осадочный бассейн является центром осадконакопления северо-восточной части Охотского моря. Оценочная точка находится на сейсмическом профиле, пересекающем Центральнo-Тинровский прогиб. Фоновый тепловой поток составляет, примерно, 100 мВ/м^2 . Согласно расчетам, в температурные условия главной зоны нефтеобразования (ГЗН) - $70-180^\circ\text{C}$ попадают отложения от средней части комплекса "A" (N_2-Q) до верхней трети комплекса "B" (N_1^{2-3}). Эти отложения, судя по невысоким

содержаниям Сорг (не более 0,5-0,8%), обладают достаточно низким генерационным потенциалом. Тип органического вещества (ОВ) смешанный сапропелево-гумусовый (II-III типы керогена). Начиная с подошвы верхней трети комплекса "В" и до подошвы палеогена (комплексы "С" и "D") породы находятся в пределах современных температур главной зоны газообразования (ГЗГ) – от 180⁰С и выше. В этих температурных пределах генерация УВ не зависит от типа ОВ. Таким образом, в очаге генерации УВ впадины Тинро можно прогнозировать зоны начального (70-135⁰С) и завершенного (135-180⁰С) нефте- и газообразования и две зоны начального (180-220⁰С) и завершенного высокотемпературного газообразования (более 220⁰С).

Западно-Камчатский осадочный бассейн расположен на территории одноименного прогиба, который в свою очередь включает в себя Шелиховский, Усть-Тигильский и Колпаковский прогибы [4]. Оценочная точка расположена в шельфовой части Колпаковского прогиба, где мощность отложений превышает 8 км. Основная их часть приходится на отложения среднемиocen-плиоценового возраста. Фоновый тепловой поток в Западно-Камчатском прогибе составляет 70 мВт/м². Диапазон температур 70-180⁰С характерен для отложений от средней части комплекса "А" до верхней трети комплекса "В", а до температур выше 180⁰С прогрета остальная толща пород до палеогена включительно. Принимая во внимание этот факт, а также наличие ОВ преимущественно гумусового типа (III тип керогена), в пределах очага генерации УВ можно уверенно прогнозировать зоны низкотемпературного и высокотемпературного газообразования. В отдельных районах Западно-Камчатского прогиба, в связи с определением в отложениях II-III типа ОВ, можно выделить зоны начального и завершенного нефтегазообразования.

Гольгинский осадочно-породный бассейн приурочен к одноименному прогибу, северо-восточное окончание которого занимает юго-западную оконечность Камчатки [4]. Мощность отложений – 5–6 км. Оценочная точка приурочена к субмеридиональному сейсмическому профилю МОГТ. Фоновый тепловой поток равен 60 мВт/м². В пределы температур 70–180⁰С попадают отложения от самой нижней части плиоцена (комплекс "А") до небольшой части нижнего миоцена, входящего в комплекс "D". Учитывая, что для отложений характерно ОВ преимущественно гумусового типа, в очаге генерации можно выделить зону низкотемпературного газообразования. В отложениях палеогена прогнозируется зона высокотемпературного газообразования.

Северо-Сахалинский бассейн занимает акваторию Сахалинского залива, территорию Северного Сахалина и северо-восточный шельф острова. Бассейн включает Байкальский, Диановский, Елизаветинский, Пильтун-Чайвинский, Северо-Пограничный и Восточно-Пограничный прогибы [4]. Мощность осадочного чехла в Пильтун-Чайвинском прогибе, где

расположена оценочная точка, превышает 8 км, а в южной части Байкальского даже 10–11 км. [4]. Фоновый тепловой поток равен 60 мВт/м.² Очаг генерации УВ охватывает мощную толщу пород и в зависимости от температур и типов ОВ представляет собой сочетание различных генерационных зон. В температурные условия 70–180⁰С попадают отложения от нижней части комплекса "А" до верхней части комплекса "С" (N₁¹⁻²). Тип ОВ преимущественно гумусовый и смешанный сапропелево-гумусовый. Остальная, большая по мощности, часть осадочной толщи находится в температурном интервале ГЗГ. В общем плане сверху вниз, а также от периферии к центральной части очага можно прогнозировать следующую последовательность генерационных зон: низкотемпературного газообразования, начального и заверщенного нефтегазообразования, начального и заверщенного высокотемпературного газообразования. Примерно, такого же типа очаги, можно прогнозировать и в других прогибах Северо-Сахалинского бассейна.

Дерюгинский осадочно-породный бассейн приурочен к одноименной впадине Дерюгина. Мощность осадочного чехла впадины достигает 12 км. Оценочная точка расположена на сейсмическом профиле, который проходит через всю впадину в широтном направлении. Фоновый тепловой поток равен 80 мВт/м.². Диапазон температур 70–180⁰С характерен для нижней половины отложений комплекса "А" и верхней части комплекса "В", а остальная в несколько раз более мощная толща прогрета до значительно более высоких температур. В зависимости от температурных условий и типов ОВ очаг нефте- и газообразования в Дерюгинском бассейне представляет собой сложное сочетание различных зон генерации УВ. В вертикальном и горизонтальном планах, как и в выше рассмотренном Северо-Сахалинском бассейне, в очаге можно прогнозировать такую же последовательность генерационных зон.

Восточно-Дерюгинский грабен состоит из серии расположенных субширотных односторонних грабенов (10–20 км) и горстов. Осадочный чехол слабо дислоцирован и не превышает 6 км. Оценочная точка расположена на сейсмогеологическом профиле, пересекающем Дерюгинский грабен в субмеридиональном направлении [5]. Фоновый тепловой поток 70 мВт/м.². В современных температурных условиях ГЗН находятся отложения от кровли верхнего миоцена (комплексы "В" и "С") до подошвы верхней части палеоген-нижнемиоценовых пород (комплекс "D"). Остальная толща палеогеновых осадков прогрета до температур значительно выше 180⁰С. Прогноз типов ОВ в этом районе не проводился.

Можно только предположить, что очаг генерации УВ состоит из таких же генерационных зон, как и во впадине Дерюгина.

Южно-Охотский осадочный бассейн объединяет Западно-Южно-Охотский, Центральнo-Южно-Охотский и Атласовский прогибы [4]. Мощность осадочной толщи – 4–5 км. Здесь был проведен расчет

современных температур по двум оценочным точкам. Первая из них приурочена к Западно-Южно-Охотскому прогибу и расположена на сейсмическому профиле МОГТ [4]. Фоновый тепловой поток равен 80 мВт/м^2 . В пределах температур $70\text{--}180^\circ\text{C}$ находятся отложения от середины комплекса "А" до большей части комплекса "С". Судя по распределению типов ОВ в очаге генерации УВ можно выделить зоны начального и заверщенного нефтегазообразования. В нижней части комплекса "С" и комплексе "D" отложения находятся в условиях начального и заверщенного высокотемпературного газообразования.

Вторая оценочная точка приурочена к Атласовскому прогибу. Максимальная мощность отложений составляет, возможно, чуть более 4 км. Оценочная точка приурочена к центральной части прогиба. Фоновый тепловой поток – 70 мВт/м^2 . По распределению температур и типов ОВ можно предположить, что в очаге генерации УВ следует выделить только зону низкотемпературного газообразования, которая охватывает большую часть осадочной толщи, за исключением комплекса "А".

Западно-Сахалинский бассейн занимает акваторию Татарского пролива, территорию западной части Сахалина, и в тектоническом плане расположен в пределах Татарского прогиба. Оценочная точка приурочена к Южно-Татарскому прогибу, где мощность кайнозой предполагается более 10 км. Фоновый тепловой поток равен 110 мВт/м^2 . Судя по распределению температур в оценочном разрезе, где, в центральной части очага генерации УВ комплексы "D", "С", "В" и самая нижняя часть "А" находятся в пределах зоны высокотемпературного газообразования и только средняя и верхняя части комплекса "А" – в зоне нефтегазообразования. По направлению от центральной части прогиба к его периферии, где мощность комплексов и температуры на их границах существенно уменьшаются, в зависимости от типов ОВ в очаге можно предположительно выделить зону низкотемпературного газообразования, две зоны генерации нефтегазовых УВ и две зоны высокотемпературного газообразования.

Проведенный анализ показал, что среди рассмотренных осадочных бассейнов Северо-Сахалинский является эталоном бассейна для проведения сравнительного анализа перспектив нефтегазоносности других бассейнов Охотского моря. Об этом свидетельствует тот факт, что на территории Северного Сахалина и его северо-восточном шельфе уже открыты многопластовые месторождения нефти, газа и газоконденсата, распределение которых в целом хорошо увязывается с многообразием выделенных в очагах зон генерации УВ. Сопоставление выявленных в бассейнах очагов нефтегазообразования с другими известными предпосылками нефтегазоносности позволит сформулировать перспективные направления поисковых геолого-разведочных работ на нефть и газ в Охотском море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР. М.: ГИН ГУГК АН СССР, 1980. 150 с.
2. Хуторской М.Л., Вискунова К.Г., Подгорных Л.В. и др. Геотермическая модель земной коры Баренцева моря: исследования вдоль геотраверсов // Геотектоника. 2008. № 2. С. 55–67.
3. Вержбицкий В.Е., Кононов М.В. Генезис литосферы северной части Мирового океана. М.: Научный мир, 2010. 477 с.
4. Веселов О.В., Ильев А.Я., Кононов Е.В. и др. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 60 с.

Modern temperature has been calculated and the foci of oil and gas formation have been revealed in Cenozoic deposits of the Okhotsk Sea sedimentation basins.

Валяев Б.М., Дрёмин И.С.

(Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, valyb@mail.ru)

Региональные неравномерности распространения скоплений и ресурсов углеводородов (геодинамические и изотопно-геохимические аспекты)

Valyaev B.M., Dremin I.S.

(Oil and Gas Research Institute RAS, Moscow, valyb@mail.ru)

Regional irregularities of the spatial distribution of the accumulations and resources of the hydrocarbons

Кардинальные положения геологии были сформулированы во второй половине прошлого столетия с использованием, в основном, материалов по месторождениям нефти и газа, относящихся к так называемым конвенциональным (традиционным) ресурсам углеводородов. Но уже последняя четверть XX столетия ознаменовалась открытием всё новых разновидностей необычных, нетрадиционных месторождений. Нетрадиционные типы ловушек, коллекторов, покрывшей дополнились необычными формами улавливания углеводородов неконвенциональных ресурсов в скоплениях газогидратов, тяжёлых и сланцевых нефтей, водорастворённых, сланцевых и tight газов (газов плотных пород). Единство процессов формирования нетрадиционных и традиционных скоплений и ресурсов (по глубинной природе источников углеводородов) стало достаточно очевидным по их ассоциациям и совмещённости.

По материалам нетрадиционных месторождений с большей отчётливостью проявляется наложенный характер процессов нефтегазонакопления по отношению к осадочному выполнению нефтегазоносных регионов в целом. Как оказалось, неконвенциональные ресурсы углеводородов в нетрадиционных типах скоплений намного превосходят объёмы ресурсов в традиционных месторождениях нефти и газа и характеризуются ещё большими глобальными и региональными неравномерностями пространственного распространения [1]. Для нетрадиционных месторождений и ресурсов углеводородов более рельефно, чем для традиционных, проявилось региональное разнообразие процессов трансформации и улавливания глубинных углеводородных флюидов на уровне процессов их формирования [2].

Вышеприведённые заключения базируются, в основном, на анализе геологических и геофизических данных, характеризующих процессы нефтегазонакопления. Однако к настоящему времени накопились большие массивы изотопно-геохимических данных, свидетельствующих о разнообразии генезиса скоплений углеводородов и на уровне процессов генерации и трансформации глубинных флюидов. Разнообразие обусловлено характером связи этих процессов со спецификой

геодинамических режимов, с интенсивностью и особенностями проявлений магматических процессов. Это разнообразие наиболее отчётливо проявляется при анализе данных по гелиевой ($^3\text{He}/^4\text{He}$) и углеродно-гелиевой ($\text{C}/^3\text{He}$) изотопным системам и на их общей диаграмме. На протяжении более двух десятилетий оно изучается прежде всего для углекислоты и метана в их разгрузках и месторождениях.

Природа разнообразия отношений числа атомов углерода (C) к числу атомов лёгкого изотопа гелия (^3He) в отношении флюидов с углекислотой уже детально исследована. Более двадцати лет назад Б. Марти и А. Джембон [3] показали, что газы зон субдукции по отношению к газам MORB обогащены рециклическим коровым компонентом. Аналогичный вывод был сделан и в работе Р. Поредра и др. [4], в которой при существенном разбросе данных был также зафиксирован рост показателя $\text{C}_{\text{CO}_2}/^3\text{He}$ при увеличении доли корового компонента и при снижении отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$.

Нами выполнено обобщение и переинтерпретация данных в углеродно-гелиевой изотопной системе для четырёх групп проанализированных регионов (Taran, 2009; Symonds et al., 2003; Snyder et al., 2001; Ray et al., 2009; Polyak et al., 2009; de Leeuw et al., 2010; и др.). Выявляются отчётливые региональные различия, связанные с особенностями глубинного строения и геодинамики регионов. Различия их изотопно-геохимических характеристик во многом связаны с различиями субдукционных и коллизионных процессов в этих регионах. Региональные различия наглядно выявляются на диаграммах CO_2 – $^3\text{He}/^3\text{He}$ – ^4He для двух групп регионов, примыкающих к восточной и северной континентальным окраинам Тихого океана и двух групп регионов, связанных с западным Тетисом

Сопоставление и анализ выполненных построений в углеродно-гелиевой изотопной системе выявляют чёткую тенденцию смещения изотопных полей для CO_2 на диаграммах от флюидов MORB к флюидам вулканов зон субдукции и коллизии, к связанным с ними фумаролам и гидротермам. По мере снижения тектонической (магматической) активности в регионах (по гелиевому отношению ^3He – ^4He) отмечается увеличение характерного для них показателя (индикатора) $\text{C}_{\text{CO}_2}/^3\text{He}$. Для гидротерм и фумарол Западного Тетиса последний показатель варьирует в интервале величин 10^9 – 10^{14} , тогда как для зон палео- и современной субдукции и вулканической активности на активных окраинах Тихого океана он редко превышает величину 10^{12} .

Нами выполнена также сводка и переинтерпретация данных в углеродно-гелиевой изотопной системе для метана нефтегазовых месторождений нефтегазоносных регионов России, Китая, США, Японии, Новой Зеландии и Бразилии (Wakita et al., 1990; Jenden et al., 1993; XU Yongchang et al., 1997; DAI JinXing et al., 2008; LIU Wenhui et al., 2011; Taran et al., 2010; Прасолов, 1990; и др.). Значения отношения $\text{C}_{\text{CH}_4}/^3\text{He}$

варьируют по регионам в основном в пределах величин от 10^9 до 10^{13} , при снижении отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ от 7 Ra до 0,01 Ra.

Сопоставление (наложение) суммарных полей углеродно-гелиевых изотопных диаграмм для метана в залежах и углекислоты вулканов и показало, что изотопные поля на диаграммах в значительной мере перекрываются (рис.).

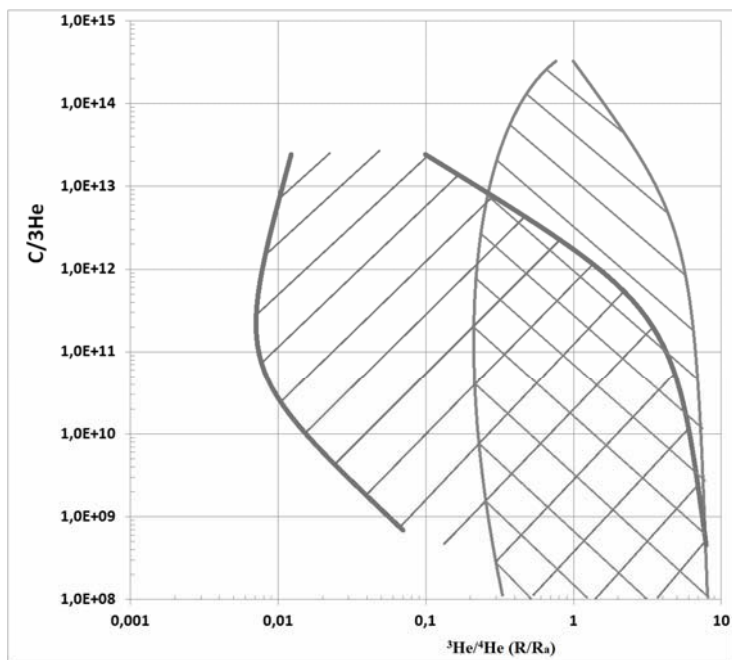


Рис. 1. Суммарные изотопные поля отношений $\text{C}_{\text{CH}_4}/^3\text{He}$ и $\text{C}_{\text{CO}_2}/^3\text{He}$ к гелиевому отношению $^3\text{He}/^4\text{He}$.

Условные обозначения:



Ограничительные линии и суммарное поле CH_4 для нефтегазовых месторождений на углерод-гелиевой изотопной диаграмме



Ограничительные линии и суммарное поле CO_2 для флюидов, вулканов, фумарол и гидротерм на углерод-гелиевой изотопной диаграмме



Ограничительные линии и суммарное поле наложения (совмещения) CH_4 и CO_2 на углерод-гелиевой изотопной диаграмме

Как оказывается, метан углеводородных скоплений может генерироваться и накапливаться и при достаточно жёстких геодинамических режимах, характерных для генерации глубинных водно-углекислых флюидов. Но даже и при высоких показателях гелиевого отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (от 0,2 R_a до 7 R_a) интенсивные проявления магматической и вулканической деятельности для нефтегазоносных регионов не характерны. В отличие от водно-углекислых флюидов, залежи и разгрузки метана широко распространены в регионах с более слабой тектонической активностью (со значениями отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ от 0,2 до 0,01 R_a). При этом тенденция роста величины отношения $C_{\text{CH}_4}/^3\text{He}$ при снижении отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ близка к таковой для отношения $C_{\text{CO}_2}/^3\text{He}$ к $^3\text{He}/^4\text{He}$.

Таким образом, близкий характер изменения отношения числа атомов углерода к числу атомов лёгкого изотопа гелия (^3He) для метана нефтегазовых месторождений и для углекислоты во флюидах вулканов, фумарол и гидротерм не случаен. Он свидетельствует о том, что процессы рециклинга корового материала были задействованы не только для глубинных водно-углекислых [5–7 и мн. другие], но и для углеводородных флюидов. Смена типа дегазации от водно-углекислой к углеводородной связана с переходом обстановок генерации глубинных флюидов от окислительных к восстановительным. Участие процессов рециклинга корового материала ведёт к созданию широкого разнообразия обстановок генерации глубинных флюидов и последующей их трансформации при формировании традиционных и нетрадиционных скоплений углеводородов, обуславливая итоговый полигетерогенез нефти и газа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00193а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Валяев Б.М. Природа и особенности пространственного распространения нетрадиционных ресурсов углеводородов и их скоплений // Газовая промышленность. Спецвыпуск «Нетрадиционные ресурсы нефти и газа». 2012. С. 9–16.
2. Валяев Б.М. От генезиса традиционных к генезису традиционных и нетрадиционных скоплений и ресурсов углеводородов // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2013. Вып. 1(7). 15 с.
3. Marty B., Jambon A. $C/^3\text{He}$ in volatile fluxes from the solid Earth: implications for carbon geodynamics // Earth and Planetary Science Letters. 1987. V. 83. P. 16–26.
4. Poreda R.J., Jeffrey A.W.A., Kaplan I.R., Craig H. Magmatic helium in subduction-zone natural gases // Chemical Geology. 1988. V. 71. P. 199–210.

5. Snyder Gl., Poreda R., Hunt A., Fehn U. Regional variations in volatile composition: isotopic evidence for carbonate recycling in the Central American volcanic arc // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2001. V. 2. 25 p.
6. Ray M.C., Hilton D.R., Munoz J. et al. The effects of volatile recycling, degassing and crustal contamination on the helium and carbon geochemistry of hydrothermal fluids from the Southern Volcanic Zone of Chile // *Chemical Geology*. 2009. V. 266. P. 38–49.
7. Taran Y.A. Geochemistry of volcanic and hydrothermal fluids and volatile budget of the Kamchatka-Kuril subduction zone // *Geochemica et Cosmochimica Acta*. 2009. V. 73. P. 1067–1094.

Regional irregularities of the spatial distribution of traditional and nontraditional accumulations and resources of hydrocarbon have been analyzed with the use of the data of the petroleum basins of Russia, China, USA and other countries. These irregularities are mainly connected with regional geodynamic conditions of hydrocarbon generation and accumulation. Isotopic geochemical peculiarities of hydrocarbon accumulations in the carbon-helium isotope system correlate with regional geodynamic conditions.

Вахнин М.Г.

(Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: oilkominc@mail.ru)

Перспективы поиска залежей нефти и газа на шельфовом продолжении Малоземельско-Колгуевского нефтегазносного района Тимано-Печорской провинции
Vakhnin M.G.

(Institute of Geology of Komi SC UB RAS)

Oil and gas prospects on the shelf Malozemelsky-Kolguev oil-and-gas bearing region of Timan-Pechora Province

Малоземельско-Колгуевский нефтегазоносный район (НГР) расположен на северо-западе Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и является самостоятельной единицей нефтегазогеологического районирования. Соответствует Малоземельско-Колгуевской моноклинали и приурочен к платформенной структуре Печорской плиты. На материковой части выделяется ряд крупных структур: Нарьян-Марская, Долгая, Рогачихинская, Удачная. Промышленная нефтегазоносность НГР установлена на острове Колгуев. Здесь открыты залежи нефти и газа в триасовых и верхнепермских терригенных коллекторах и в карбонатах средневизейско-нижнепермского НГК. В северной части Малоземельско-Колгуевском НГР также отнесены к перспективным на обнаружение залежей углеводородов карбонатные нижнепермско-верхнекаменноугольные отложения. Силурийско-нижнедевонские отложения характеризуются интенсивной дизъюнктивной тектоникой, которая проявляется от протерозоя по всему разрезу и оказывает влияние как на структуру вышележащих отложений, так и на формирование антиклинальных структур. В частности, структуры Таркская и Песчаноозерская (о-в Колгуев) расположены над приподнятыми по нарушениям блоками нижележащих отложений. Имеющиеся на территории разломы имеют северо-западное, субмеридиональное и иногда ортогональное к ним простирания, амплитуда разломов по простиранию изменяется до 300 м.

Территория шельфа изучена крайне неоднородно. Сейсморазведочные работы на шельфе имели каркасно-поисковый характер. Бурением данный район практически не охвачен, пробурена только одна скважина Аквamarinская-1 в прибрежной зоне острова Колгуев, достигшая лишь кровли верхнего карбона [1]. На территории морского продолжения Малоземельско-Колгуевской НГР расположен о. Колгуев, достаточно хорошо изученный сейсморазведочными работами МОГТ (1.4 км/км^2) и бурением. На территории острова пробурено более 70 скважин, большая часть которых сконцентрирована в районе открытых месторождений. Остров Колгуев отделен от материковой части Поморским прогибом, к которому приурочен одноименный пролив. Амплитуда прогиба составляет

порядка 80–100 м. Морфологически по допозднеплиоценовой поверхности он выражен достаточно отчетливо [2].

Важную роль при формировании месторождений играют неотектонические процессы, которые могут влиять и на миграцию, и переформирование залежей углеводородов на шельфовом продолжении Малоземельско-Колгуевской НГР и на о. Колгуев. Окончательное формирование о. Колгуев приходится на поздний плейстоцен-голоцен, когда при подъеме острова наметилось ассиметричное поднятие его центральной, северной и северо-восточной частей [2]. Это привело к различной мощности четвертичных отложений на острове: от 10 м в северо-западе до 150 м в юго-восточной части острова. По данным сейсморазведки, с юго-востока на северо-запад прослеживается региональный разлом, который определяет различное тектоническое поведение разных частей острова. Это сказывается на неотектонических процессах на острове и проявляется в виде регионального линеамента по данным дистанционного зондирования. Роз-диаграммы распределений линеаментов показывают их доминирующее распределение в северо-западном и субширотном направлениях, что указывает на вектор неотектонических напряжений [3]. Данный разлом, по всей вероятности, определяет различное неотектоническое поведение западной и восточной частей острова и мог оказать влияние на пути миграции углеводородов, так как выявленные месторождения углеводородов сосредоточены в восточной части о. Колгуев.

На территории о. Колгуев открыты два месторождения углеводородов: Песчаноозерское и Тарское. Песчаноозерское нефтегазоконденсатное месторождение находится в юго-восточной части острова и приурочено к одноименному поднятию. Месторождение характеризуется сложным строением и относится к структурно-литологическому типу. Залежи углеводородов имеют небольшие размеры и расположены в литологически ограниченных линзах различной конфигурации, в песчаниках чаркобожской свиты нижнего триаса с открытой пористостью до 24%. По плотности нефти их можно отнести к легким, по составу близким к конденсатам.

Второе месторождение, Тарское, относится к нефтяным и связано с антиклинальной складкой. Оно находится в 30 км юго-западнее Песчаноозерского. Содержит две залежи нефти, расположенные в высокопроницаемых песчаниках чаркобожской свиты нижнего триаса. Состав нефти в обоих месторождениях сходен по составу, однако в Тарском месторождении нефти обладают большей плотностью.

В акваториальной части Малоземельско-Колгуевского нефтегазоносного района наблюдается рост мощности палеозойских и мезозойских отложений, что улучшает перспективность данного района при поисковых работах на нефть и газ (рис.). Тектонически экранированные структуры и литологически экранированные ловушки сосредоточенные вдоль восточного борта Удачной ступени могут быть объектами, где происходит

накопление углеводородов, которые мигрируют от примыкающего к ним Печоро-Колвинского очага нефтегазогенерации [4].

Рисунок. Шельфовая часть Малоземельско-Колгуевского нефтегазоносного района. Фрагмент структурной карты по поверхности фундамента

При недостаточном количестве сейсморазведочных работ и бурения на шельфе большое значение приобретает информация о геологическом строении острова Колгуев и прибрежных районов, которую необходимо использовать при создании модели строения и перспектив нефтегазоносности на шельфовом продолжении Малоземельско-Колгуевского НГР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Прищепа О.М., Богадский В.И., Чумакова О.В., Орлова Л.А. Перспективы нефтегазоносности Малоземельско-Колгуевской нефтегазоносной области // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009(4). http://www.ngtp.ru/6/45_2009.pdf.
2. Ференс-Сороцкий А.А. Геоморфология и новейшая тектоника острова Колгуев. Геоморфология. 1982. № 2. С. 90–95.
3. Вахнин М.Г. Перспективы нефтегазоносности западной части Печорского моря на примере о. Колгуев и прилегающих его акваторий // Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Т. II. 2011. С. 31–34.
4. Чупров В.С. Неантиклинальные структуры в палеозойских отложениях Малоземельско-Колгуевской моноклинали и перспективы их нефтегазоносности // Геология и геохимия горючих ископаемых Европейского севера России. Сыктывкар, 2011. С. 155–166 (Труды Ин-та геологии Коми науч. центра Российской АН. Вып. 128).

The offshore extension of the Malozemelsky-Kolguev oil-and-gas bearing region is greatly potential for oil and gas searches. The information about the geological structure of the Kolguev Island and coastal regions plays an important role for the study of region. The thickness of Triassic strata increases in the offshore extension, where two oil deposits have been found, and thus the potential of the region increases. The hydrocarbon migration is possible to the eastern part of the oil-and-gas bearing region from the Pechora-Kolva aulacogene.

Веникова А.Л.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, г. Владивосток, anett29@mail.ru)

Связь Дагинских гидротермальных источников с залежами углеводородов в западной части Охотоморского региона Venikova A.L.

(V.I.I'l'ichev Pacific Oceanological Institute of the Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok)

Relationship between Dagi hydrothermal vents and hydrocarbon deposits in western part of the Okhotomarine region

Дагинские гидротермальные источники (ДГИ) находятся на северо-восточном побережье о. Сахалин в 35 км от г. Ноглики в посёлке Горячие ключи. Поле источников представляет собой заболоченную местность с множеством газирующих «ванн». Во время прилива происходит затопление практически всей площади поля. На ощупь вода в «ваннах» тёплая, в отличие от горячих прибрежных источников, большинство которых расположены по кромке берега, на не заливаемой приливом его части, и используются в лечебных целях.

Данные, полученные лабораторией «газогеохимии» ТОИ ДВО РАН в 2005, 2007, 2012 гг., показали преимущественно метановый состав газа ДГИ. В июне 2012 г. было проведено опробование в 6-ти точках газирующего поля и в 1-ом лечебном источнике. Концентрации CH_4 составили от 88.3 до 93.7%, CO_2 от 0.133 до 0.475%, в некоторых пробах обнаружен C_2H_6 до 0.052 % (Анализ – Пестрикова Н.Л.). Изотопный состав углерода CH_4 (в среднем – 63.2‰), вероятно, свидетельствует о смешанном генезисе газа [1]. Анализ проб газа на содержание He и H_2 показал следующие значения: He 0.00037–0.0025%, H_2 0.0001–0.0049%. (Анализ на He и H_2 – Мальцева Е.В.) Присутствие He возможно указывает на глубинный характер источника газа ДГИ. Из выше сказанного можно сделать вывод, что газ поступает из глубины, а в приповерхностных условиях активно происходят микробиальные процессы, что в итоге отражается на составе исследуемого газа. ДГИ находятся в районе нефтегазовых месторождений, поэтому можно предположить, что источником газа являются залежи углеводородов.

Так же лабораторией «газогеохимии» проводится изучение потоков метана на шельфе и склоне Охотского моря. Во время исследований было обнаружено многочисленное количество выходов метана, которые приурочены к зонам разломов. Было выявлено, что источниками метана в районе исследований являются нефтегазовые залежи, бактериальная продукция и разрушающиеся газовые гидраты.

По литературным данным на дне впадины Дерюгина были обнаружены

проявления грязевулканической и гидротермальной деятельности [2].

Проанализировав данные, полученные в результате этих исследований, были сделаны предположения о сопряженности гидротермальной деятельности на суше с потоками метана в Охотском море. Поскольку изучение этих процессов в Охотском море осложняется большими глубинами, исследование на суше помогает решить данную проблему и изучить процесс поступления метана в атмосферу более детально.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Распространение и ресурсы метана газовых гидратов // Наука и техника в газовой промышленности: научно-технический журнал. М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2004. С. 5–13.
2. Обжиров А.И., Астахова Н.В., Липкина М.И., Верещагина О.Ф., Мишукова Г.И., Сорочинская А.В., Югай И.Г. Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. В.: Дальнаука, 1999.

Gas content data of Dagi hydrothermal vents from north-eastern part of Sakhalin Island were shown. Assumptions about the contingency of hydrothermal activity on the land with fluxes of methane in the western part of Okhotsk Sea were made after analyses of the obtained data.

**Егоров А.В.¹, Нигматулин Р.И.¹, Рожков А.Н.^{1,2},
Черняев Е.С.¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: avegorov@ocean.ru; ²Институт проблем механики РАН, г. Москва)

Роль тепловых эффектов при добыче газовых гидратов

**Egorov A.V.¹, Nigmatulin R.I.¹, Rozhkov A.N.^{1,2},
Chernyaev E.S.¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Institute for problems of mechanics RAS, Moscow)

Role of thermal effects during the lifting of gas hydrates

В ходе экспедиции РАН «Миры на Байкале. 2008–2010» были обнаружены обнажения монолитных газогидратных прослоев (ГГ) непосредственно на дне при глубине воды 1400 м [1]. Там же в районе подводного грязевого вулкана «Санкт Петербург» были обнаружены высачивания со дна пузырьков газа состоящего в основном из метана. Были проведены эксперименты по транспорту со дна озера на поверхность как крупных фрагментов гидратов метана, отобранных механически из донных залежей, так и пойманных в ловушку всплывающих пузырей газа. Причем пузыри газа (метана) в течение нескольких минут превращались в твердую гидратную пену [2], состоящую из газовых полостей разделенных тонкими прослоями твердых газовых гидратов, сформировавшихся прямо в ловушке. Гидратные образцы обоих типов поднимались в контейнерах, в которых крышка и стенки непроницаемы, а дно отсутствовало. Контейнеры были снабжены чувствительными датчиками температуры, показания которых непрерывно записывались. При движении от дна озера к поверхности в контейнере с гидратной пеной сразу же начиналось ее расширение и вытеснение воды. Причиной этого служило уменьшение гидростатического давления, которое вызывало расширение газа содержащегося в гидратной пене. Температура газа в контейнере с пеной непрерывно уменьшалась до глубины 800 м, затем наблюдался её небольшой рост. В контейнере с крупными фрагментами существенного изменения температуры при подъеме до глубины соответствующей границы стабильности ГГ (380 м) не наблюдалось. Однако, как только контейнеры поднялись выше границы зоны термодинамической устойчивости гидратов, в обоих контейнерах фиксировалось резкое падение температуры. Достигнув отрицательных значений, температура также резко стабилизировалась и не изменялась далее до момента достижения поверхности. Такие температурные измерения были впервые проведены в натурных условиях. Построены теоретические модели для объяснения температурных кривых. Предложены методы управления температурой. Учет подобных температурных эффектов может быть очень важен в процессе добычи и транспортировки

глубоководных газовых гидратов.

В исследованиях использовались два типа негерметичных контейнеров. Контейнер «Телевизор», прототипом которого является контейнер «Ведро» [1], предназначен для исследования транспорта крупных фрагментов гидрата, отобранных из монолитной залежи. Он выполнен из плексигласа в виде прозрачного параллелепипеда размером 297x210x210 мм – рис. 1.

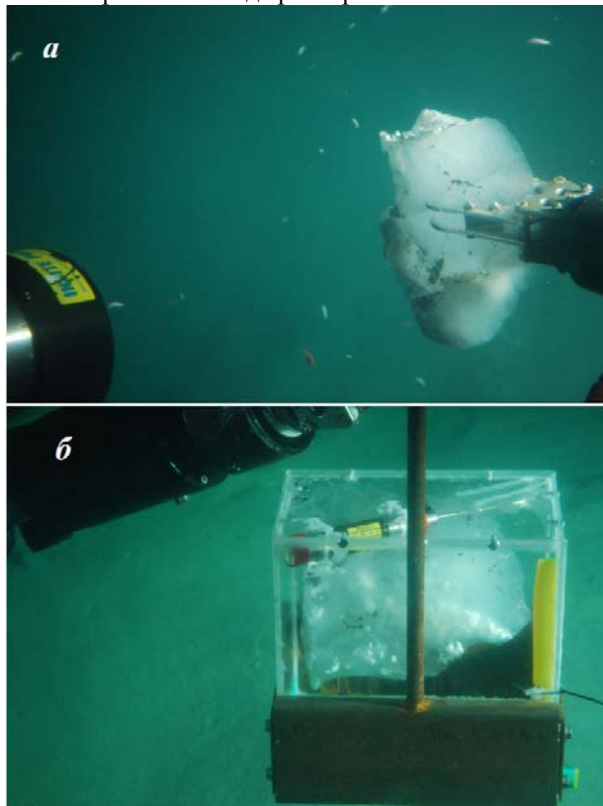


Рисунок 1. а – фрагмент метанового гидрата, отломанный манипулятором ГОА от монолита; б – контейнер «Телевизор» с помещённым в него фрагментом метанового гидрата. Под крышкой контейнера закреплён термодатчик ТНР. Внизу – грузы для придания отрицательной плавучести.

По бокам контейнера прикреплялись два груза для сохранения отрицательной плавучести при наполнении контейнера газом. Под крышкой контейнера крепился термодатчик ТНК производства компании pke INSTRUMENTATION (Франция), его чувствительность в диапазоне температур 0–25⁰С составляет 0.003⁰С. Измерения температуры осуществлялись в течение всего погружения с интервалом 1 минута.

Данные сохранялись в памяти датчика, а при поднятии датчика на борт судна-носителя считывались. Ещё один датчик температуры, выполненный на базе терморезистора, монтировался на поверхности небольшой решётчатой подставки, устанавливаемой на дно бункера ГОА. Подставка предназначалась для препятствия вымыванию газогидратов из контейнера и их лучшей термоизоляции в то время когда, за счет разложения части гидрата, вся вода из контейнера будет вытеснена газом. Загруженный контейнер устанавливался в бункер таким образом, что данная подставка оказывалась внутри контейнера. В заполненном газом контейнере подставка удерживала фрагменты гидрата в приподнятом состоянии, т.е. выше уровня воды в контейнере, так что гидраты полностью находились в газовой атмосфере. Сигнал датчика нижнего датчика подавался внутрь ГОА и записывался. Таким образом, датчики измеряли температуру в верхней и нижней частях «Телевизора».

Контейнер «Термо» предназначен для сбора метановых пузырей, всплывающих со дна, а также для измерения температуры в контейнере в процессе сбора газа и всплытии. Он представлял собой цилиндрическую плексигласовую трубу размером 70х360 мм, сверху закрытую плексигласовой крышкой (рис. 2).



Рисунок 2. а – контейнер «Термо» перед погружением. Внутри закреплён термодатчик ТНР. Чувствительный элемент датчика находится в середине штоля; б – контейнер «Термо» в процессе сбора метановых пузырей. В верхней части контейнера из отобранных пузырей образовалась твёрдая гидратная пена. Цифры в нижней части кадра – фрагмент рабочего тайм-кода.

Для ускорения сбора пузырей внизу стакана крепился прозрачный пластиковый раструб. В стакане устанавливался такой же термодатчик ТНК,

что и в контейнере «Телевизор».

На рис. 3 представлены данные измерения температуры в контейнерах «Телевизор» и «Термо», а также в свободной гидросфере при всплытии.

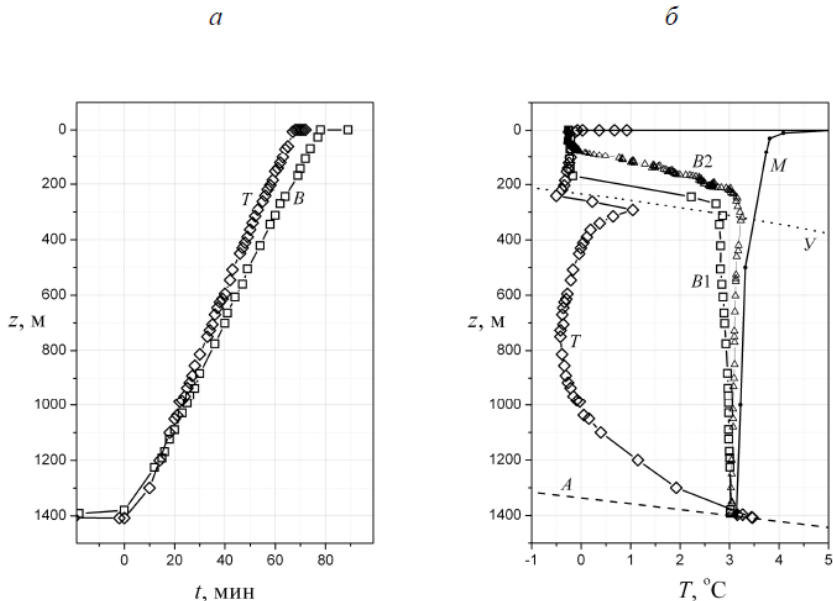


Рисунок 3. а – траектории всплытия контейнеров «Термо» (Т) и «Телевизор» (В); б – изменение температуры с глубиной по данным внешнего термодатчика ГОА «Мир» (М), в контейнерах «Термо» (Т) и «Телевизор» (В1 и В2 – данные верхнего и нижнего термодатчиков) и согласно адиабате Пуассона (А). Граница зоны устойчивости гидратов, как функция температуры (У).

Снижение температуры в пене в течение подъёма объясняется охлаждением газа за счёт совершения работы против сил гидростатического давления, а падение температуры на границе зоны термодинамической устойчивости гидратов связано с поглощением тепла при разложении гидрата.

Неожиданным результатом является появление минимума в зависимости температуры от глубины в районе 800 м. Для установления возможных причин появления минимума была рассмотрена термодинамика расширения газа в контейнере. Найдено простое физическое объяснение появления минимумов: при резком увеличении поверхности теплообмен с окружающей средой облегчается, температура в контейнере стремится к равновесию с температурой окружающей среды, а отбор тепла за счёт расширения газа не в силах конкурировать с потоком тепла извне. Это

происходит, как только мениск выходит в расширяющуюся часть контейнера (раструб), и площадь газового пузыря начинает расти значительно быстрее, чем ранее.

Исследования показывают, что путём предварительного наполнения контейнера газом, минимизации поверхности контейнера, снижения теплопроводности стенок контейнера, а, главное, увеличения скорости подъёма контейнера можно существенно приблизить к поверхности момент начала разложения отобранных гидратов. В момент начала разложения гидрата в контейнере, наполненном газом, наблюдается сброс температуры, вызванный интенсивным поглощением тепла при разложении. Температура снижается до отрицательных значений, после чего возникает эффект самоконсервации – покрытие льдом поверхности гидрата. В результате первоначально высокая скорость разложения гидрата значительно снижается и температура стабилизируется. В таком состоянии гидрат может быть поднят на поверхность. Предполагается, что благодаря предложенным мерам удастся заметно снизить потери гидрата метана при транспортировке в простейшем негерметичном контейнере.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 21, 23, Фонда содействия сохранению озера Байкал и госконтракта № 16.420.11.0013.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Егоров А.В., Римский-Корсаков Н.А., Рожков А.Н., Черняев Е.С. Первый опыт транспорта глубоководных гидратов метана в негерметичном контейнере. // Океанология. 2011. Т. 51. № 2. С. 376–382
2. Егоров А.В., Нигматулин Р.И., Рожков А.Н., Сагалевиц А.М., Черняев Е.С. О превращениях глубоководных метановых пузырей в гидратный порошок и гидратную пену // Океанология. 2012. Т. 52. № 2. С. 213–225.

The thermal effects during the lifting gas and gas hydrates from the bottom to the surface in an open container are discussed. Such investigations in the field conditions were carried out at first. Theoretical models to explain the temperature curves are developed. The methods for the controlling temperature are proposed. Accounting for these temperature effects can be very important in the process of exploitation and transportation of deep-sea gas hydrates.

Егоров А.В.¹, Рожков А.Н.^{1,2}

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

avegorov@ocean.ru; ²Институт проблем механики РАН, г. Москва)

Опыт использования датчика метана при работе в акваториях

Egorov A.V.¹, Rozhkov A.N.^{1,2}

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Ishlinskii Institute for Problems in Mechanics, RAS, Moscow)

Experience of the application of the methane sensor in marine research

Измерение концентрации метана в акваториях представляет интерес с разных сторон, значимость которых меняется со временем. Первые измерения содержания метана в морских водах были проведены более пятидесяти лет назад. Точность их была невелика на современный взгляд, однако они заложили направление исследований, которое постоянно совершенствовалось. Изначально интерес к метану в купе с другими легкими углеводородами представлял в основном нефтегазопроисводческий интерес. Газовая съемка широко развитая в 30-60 гг. на континенте распространилась на акватории. Основным принципом всех методов определения была дегазация образца в том или ином виде с последующим хроматографическим анализом газовой фазы. Эта методика позволяет измерять весь диапазон существующих концентраций метана в природной воде, однако долгое время оставалась довольно сложной процедурой, связанной в основном с необходимостью иметь на борту газовый хроматограф с ионизационно-пламенным детектором. Измерения проб в береговых условиях наткнулись на проблему изменения концентраций во время хранения пробы. Тем не менее, в 70-е годы были разработаны и достаточно широко применялись непрерывные методы измерения с помощью буксируемых приборов – «Снифферов», в которых происходила непрерывная дегазация проб воды и непрерывно дискретный анализ газовой фазы. Эти приборы были слишком дороги для академических исследований и применялись исключительно для нефтегазовых поисков. По мере совершенствования хроматографической техники и появления интереса к метану как к элементу экосистемы и, особенно с развитием представлений о парниковом эффекте метана в атмосфере методы измерения метана в акваториях совершенствовались и из разряда эксклюзивных переходили в разряд рутинных. Тем не менее, в начале 2000-х годов концентрации, измеренные разными авторами, расходились на десятки процентов. Стандарта определения концентрации метана в воде так и не появилось. К началу 2000-х появились первые датчики метана. Долгое время их основным недостатком являлось недостаточная чувствительность, и сильная

зависимость от температуры. Однако со временем и этот недостаток был устранен, и с 2010 году фирма Франатех Германия (Franatech GmbH) анонсировала датчик метана (METS) с пределом чувствительности в 0.001 мкмол/л, что в несколько раз ниже равновесного с воздухом содержанием метана поверхностных водах. Для достижения необходимого предела чувствительности датчик должен работает в паре с насосом прокачивающим анализируемую воду вдоль разделительной мембраны. Датчик герметичный, имеет рабочую глубину до 2000 (4000) м. Чувствительный элемент датчика (детектор) является полупроводником. Адсорбция углеводородов на активном слое ведёт к обмену электронами с кислородом и таким образом изменяет проводимость активного слоя, которая, в свою очередь, конвертируется в напряжение. При помощи аналого-цифрового преобразователя напряжение преобразуется в цифровой формат и подаётся через сериальный порт в компьютер. Одновременно через этот же порт поступают цифровые данные температуры в датчике. Компьютер при помощи заложенной калибровочной формулы пересчитывает данные напряжения на датчике и температуры в значения концентрации метана в протекающей воде. Более подробную информацию можно почерпнуть на сайте Franatech.

В докладе будет представлено опыт использования датчика метана METS в акваториях. В лаборатории нефтегазоносности ИО РАН уже больше 25 лет успешно используется фазово-равновесная методика определения концентраций метана в воде (и осадках). Это дало возможность проведения сравнительных анализов непрерывного и традиционного дискретного метода определения метана.

На первом этапе датчик использовался при поисках газовых гидратов (ГГ) в озере Байкал. Глубина достигала 1400 метров, Датчик с прокачкой крепился на внешней сфере аппарата МИР, кабель через герметичный разъем заводился в аппарат, что позволяло в режиме он-лайн измерять концентрацию. Датчик помог в локализации точки выхода газовых гидратов на дно, но при работе аппарата МИР с ГГ концентрация метана существенно превысила максимально допустимую. Датчик зашкалил и до конца экспедиции не вышел на рабочий режим. Вся работа с датчиком продолжалась 3 часа. Проблема в малом диапазоне рабочих концентраций от 0,001 до 0,500 мкм/л. Реальные концентрации на несколько порядков величины превышают этот диапазон. Сейчас нетрудно разработать методику работы в таких условиях. Однако опыта работы было недостаточно. Первый опыт работы с датчиком оказался малоудачным. Общение с фирмой изготовителем по интернету не помогло его оживить

На втором этапе датчик использовался при решении задачи оценки эмиссии метана с акватории Карского моря. Для этих целей необходимо получение распределения метана в поверхностных водах и датчик, дающий непрерывную запись, казался более перспективным, чем полученные

традиционным методом дискретные данные. Концентрации метана равновесные с воздухом в холодных водах составляют порядка 4 мкм/л, что лежит в области чувствительности датчика, работающего в режиме прокачки воды. Проблема получения заборной воды решалась с помощью системы «Протока» разработанной в Лаборатории П.О. Завьялова, которая позволяла подключить датчик к проточной заборную воду по ходу судна. Перед экспедицией пришлось посетить фирму изготовитель датчиков в Германии, где датчик был реанимирован и вновь откалиброван. Прямые контакты с инженерами Франатех оказались чрезвычайно важны. Не смотря на проблемы с использованием датчика на Байкале, появилась уверенность в успехе. В экспедиции «Академик Мстислав Келдыш» в Карское море было получено 4500 км профилей с записью концентраций метана. Результаты представлены на рис. 1.

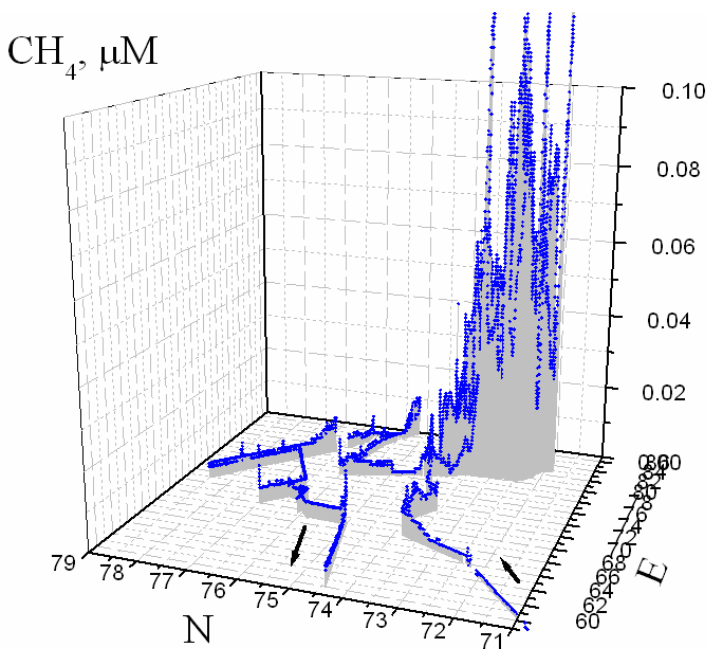


Рисунок 1. График распределения концентрации метана в поверхностных водах Карского моря полученный с помощью датчика метана METS по маршруту 100 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (12.09-01.10) 2011 г.

В целом данные по содержанию метана полученные датчиком и традиционным методом неплохо совпали, однако, повышенное поле концентраций на Енисейском разрезе, полученное датчиком удивляло своей

пространственной изменчивостью. Причем эта изменчивость никак не совпадала с положением станций. Сопоставление с данными гидрофизики показало, что соленость тоже имеет колебания, хотя меньшие по амплитуде, но сопоставимые по пространственным масштабам.

Концентрации метана в открытом море близки к равновесному с воздушным метаном, а с учетом относительно малой точности в этом диапазоне значений для датчика, малоинтересным. Стало ясно, что наиболее интересны с региональных позиций эстуарные зоны, зоны смешения речных и морских вод.

Третьим полигоном испытания датчика стало Черное море, район большого Сочи, где гидрофизики во главе с П.О. Завьяловым изучали зоны выноса малых рек. Работы в совместной экспедиции показали, что датчик мало подходит для работы с выносами малых рек. Время релаксации датчика (до уровня 1σ) составляет 5-8 минут, а для выхода на постоянное значение требуется около 20 минут. Зачастую судно за это время успевает пересечь весь плум, и вернуться обратно. Для работы на таких объектах требуется методические разработки. Такие работы были поставлены в ЮО ИО РАН. Датчик метана вместе с прокачивающей помпой опускался на кабеле в воду с конца пирса на глубину 30 см под поверхностью воды. В вагончике-лаборатории кабель подсоединялся к питанию, выход датчика шел на компьютер, который записывал показания в реальном времени со скважностью 1 мин. Пример записи за 3 суток показан на рис. 2.



Рисунок 2. Концентрация метана в поверхностной воде в зависимости от времени.

Концентрация метана, измеренная в одной точке, оказалась изменчивой по времени с периодом колебаний от получаса до суток и более. Возник вопрос - являются ли отмеченные изменения природными, или обусловлены неустойчивой работой самого датчика. Для решения этого вопроса была поставлена серия лабораторных экспериментов. В первом из них датчик с помпой погружался на сутки в ведро с водой изначально насыщенной метаном. Показания датчика во времени при этом плавно менялись и описывались суперпозицией из двух экспонент. Первая соответствовала выходу датчика на режим в постоянной времени 5-8 минут, а вторая

соответствовала падению концентрации в ведре за счет обмена с воздухом (постоянная времени несколько часов). Перенос датчика из ведра с малой концентрацией метана в ведро с большой концентрацией имитировал пересечение границы плюма. Учет времени релаксации позволил рассчитывать концентрацию по темпу изменения показаний датчика. Такая обработка данных позволяет засечь плюм размером порядка 100м. Что существенно меняет область применимости датчика. И наконец, были проведены натурные эксперименты по параллельному измерению содержания метана датчиком и традиционным дискретным образом. Результаты на рис. 3

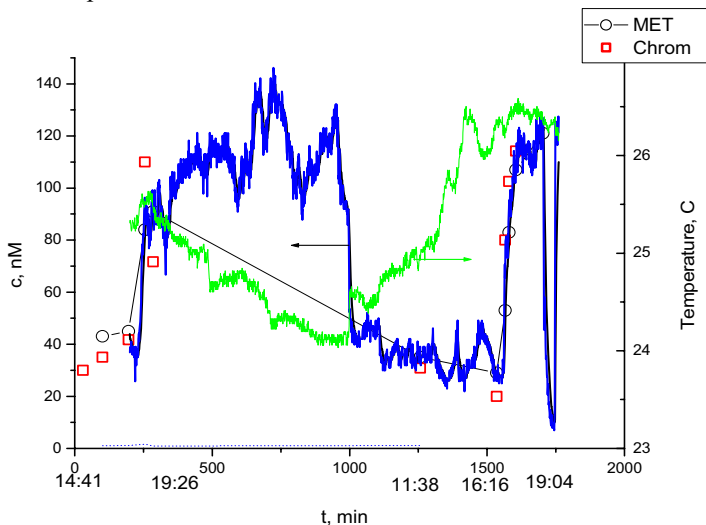


Рисунок 3. Данные датчика (черные кружки, черная линия) и хроматографического метода (красные квадратики). Синяя линия обработка показаний датчика с учетом времени его релаксации. Зеленая кривая показания датчика температуры.

Таким образом, использование датчика метана с обработкой сигнала дают достоверные данные, а проведенные измерения показывают, что содержание метана в природных водах обладает значительной изменчивостью как пространстве, так и во времени.

Работа проведена при поддержке гранта РФФИ №13-05-00494 и Программы Президиума РАН 23.

Experience of the application of the “Franatech” methane sensor showed that methodical modification is necessary to obtain reliable data. An employment of the methane sensor with a signal processing provides reliable data, which show that the concentration of methane in natural waters has considerable variability both in space and in time.

Иванов Г.И.

(ОАО «Севморгео», г. Санкт-Петербург, e-mail: gennady@sevmorgeo.com)

Метан и его гомологи в донных осадках арктических морей России

Ivanov G.I.

(JSC “Sevmorgeo”, Saint-Petersburg)

Methane and its homologues in the bottom sediments of the Russian Arctic

Одной из наиболее актуальных проблем современной науки является вопрос о закономерностях миграции основных парниковых газов – диоксида углерода (CO_2) и метана (CH_4). Как известно, эти компоненты – наиболее подвижное звено в круговороте углерода, являются продуктами аэробной (CO_2) или анаэробной деструкции (CH_4) органического углерода морского или наземного генезиса. Дисбаланс в глобальном цикле углерода проявляется в первую очередь в изменении атмосферного пула CO_2 и CH_4 , емкость которого определяется направлением и скоростями обмена между основными обменными резервуарами, сформированными в литосфере, гидросфере и атмосфере планеты [1]. В 2005 г. в состав комплекса работ на опорных профилях были включены геохимические работы [2]. В 2006–2008 гг. на профиле 4-АР эти работы были начаты [3]. Затем, 2009–2011 гг., продолжены на профиле 5-АР в Восточно-Сибирском море и 2-ДМ-М и 1-ОМ – в Охотском море [4]. Параллельно проводились детальные площадные работы в Гыданской губе [5]. Основной целью работ был зональный прогноз нефтегазоносности участков шельфа и уточнение строения фундамента и осадочного чехла. В ходе выполнения работ был накоплен большой фактический материал, который необходимо обобщить.

Методика работ детально описана в целом ряде публикаций [5–8] поэтому ограничимся лишь кратким изложением. Комплекс работ состоял из пробоотбора грунтовыми трубками и дночерпателями, вакуумной дегазации с применением ВД-1 и последующими аналитическими исследованиями по определению углеводородных газов (УВГ), газов воздушной группы (CO_2 , H_2 , O_2 , N_2), Сорг. и группового состава органического вещества (ОВ), массовой концентрации углеводородных соединений (УВ-соединений), группового состава ароматических соединений, индикаторной формы ртути с помощью БВ-1, АГП-01 и гранулометрического состава осадков. Важным элементом нашей методики было изучение изотопного состава углерода метана и его гомологов, а также углекислога газа. Дегазация проб проводилась на вакуумном дегазаторе ВНИГРИ конструкции ООО «СБНЭ-2». Объемы извлекаемого газа из донных осадков при дегазации с применением вакуумного дезинтегратора в среднем более чем в 3 раза выше, чем при использовании применяемых

аналогов. При этом степень извлечения метана возрастает в среднем в 2 раза в сравнении со степенью извлечения метана с применением устройств-аналогов; двуокиси углерода – в среднем в 19 раз. Самые значимые отличия в степени дегазации касаются наиболее информативной в нефтегазопроисловом отношении группы газовых показателей – газообразных гомологов метана. В процессе испытаний на тестовой коллекции донных осадков северо-восточного шельфа и водотоков побережья о. Сахалин было установлено, что при применении вакуумного дезинтегратора извлечение этана возрастает в среднем в 23 раза в сравнении со степенью извлечения этого газа с применением устройств-аналогов, пропана – в 25 раз, а бутана – в 26 раз [6–8]. Искажения состава углеводородных газов (УВГ), возникающие при недостаточной полноте их извлечении в процессе дегазации, существенно влияют на качество прогноза нефтегазонасыщенности по результатам донной геохимической съемки

Пороги определения: по УВГ – 10^{-6} , по газам воздушной группы – 10^{-2} , по гелию и водороду – 10^{-4} см³/дм³ донного осадка естественной влажности.

Изотопный анализ углерода метана производился в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по методике IRM-MS с помощью масс-спектрометра DELTA plus XL, снабженного препаративной приставкой GC/C-III, работающей в режиме «on line» (аппаратура производства фирмы ThermoFinnigan). Ошибка измерения величины $\delta^{13}\text{C}$ (1σ) составила 0.2‰ при использовании исходного количества газа от 0.1 до 1 мл.

На профиле 4-AP была выполнена 151 станция (рис. 1). В табл. 1 приведены результаты статистической обработки данных. Хорошо видно, что вариации содержаний метана и его гомологов очень значительные. Результаты в целом согласуются с данными предыдущих исследователей [1, 9–11, 12], но тем не менее, выделяются 4 участка повышенных концентраций. Как правило, они локализованы на участках концентрации относительно тяжелого изотопа углерода метана. Важнейшим элементом работ на опорном профиле 5-AP были геохимические работы (рис. 2). В таблице 1 приведены основные статистические параметры распределения содержания метана и его гомологов в Восточно-Сибирском море.



Рисунок 1. Схема расположения станций на профиле 4-AP

Наиболее масштабные работы были выполнены в Юрацкой и Гыданской губах [7]. Более чем на 400 станциях проводился комплексный пробоотбор и детальные аналитические исследования. Результаты приведены в таблице 2. По материалам работ было выявлено 5 районов нефтегазонакопления благоприятных для поиска нефти и газа – Юрибейско-Ладертойская, Оленинская, Гыданско-Юрацкая, Оленинская и Приявайский, уточнена дизъюнктивная тектоника района исследований (установлено местоположение Колтогорско-Уренгойского грабена-рифта), выполнена оценка перспектив нефтегазоносности в контурах тектонических структур второго порядка и даны рекомендации по направлениям дальнейших ГРП для подготовки недр к лицензированию.

Заключение.

В результате проведенных работ, получен большой объем новых данных о содержании метана и его гомологов в донных отложениях арктических морей: Баренцевом, Карском, Восточно-Сибирском. Выполненные изотопные исследования четко зафиксировали подток глубинных термогенных газов, вероятно обусловленный наличием залежей углеводородов. Дальнейшие исследования позволят более четко разделить биогенную и термогенную составляющие метана в донных осадках.

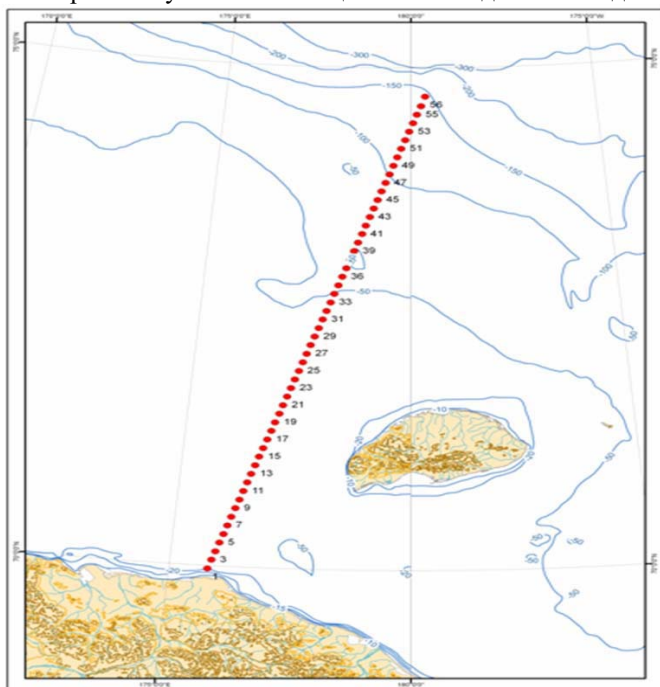


Рисунок 2. Карта местоположения станций на профиле 5-АР

Таблица 1. Статистические параметры распределения содержаний УВГ в донных осадках

газ	профиль 4-AP			Прифиль 5-AP			
	Сред.	Min	Max	Сред.	Min	Max	Ед. изм.
CH ₄	0.46	0.00079	7.41	0.08	<0.012	14.0	см ³ /дм ³
d13C _{CH₄}	-48.8	-57.4	-30.2	-57.0	-86.4	25.5	о/оо
C ₂ H ₄	0.01	0.000019	0.18	0.00006	<0.00001	0.003	см ³ /дм ³
C ₃ H ₆	0.02	0.000015	1.68	0.00007	<0.00001	0.19	см ³ /дм ³
C ₃ H ₈	0.02	0.000000	0.78	0.00007	<0.00001	0.11	см ³ /дм ³
iC ₄ H ₁₀	0.02	0.000000	0.62				см ³ /дм ³
nC ₄ H ₁₀	0.03	0.000000	1.26				см ³ /дм ³
Σ бутана	0.05	0.000000	1.32	0.0005	<0.00001	0.62	см ³ /дм ³

Таблица 2. Статистические параметры распределения содержаний углеводородных газов и газов воздушной группы (см³/дм³) в донных осадках Гыданской губы

	X	S	min	max	Ед. изм.
метан	0.03	0.02	0.001	43.76	см ³ /дм ³
d ¹³ C _{CH₄}	-61.4	15.4	-90.5	-10.7	о/оо
этилен	0.00006	0.00006	<0.00001	0.00341	см ³ /дм ³
этан	0.00007	0.00007	<0.00001	0.193646	см ³ /дм ³
пропан	0.00007	0.00179	<0.00001	0.106843	см ³ /дм ³
Σ бутана	0.0005	0.0006	<0.00001	0.619511	см ³ /дм ³

Примечание. X, S, min, max – статистические параметры (среднее, стандартное отклонение, минимальное и максимальное значения)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леин А.Ю., Иванов М.К. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 676 с.
2. Матвеев Ю.И., Верба М.Л., Липилин А.В. и др. Основные итоги десятилетних региональных комплексных геофизических исследований на Баренцево-Карском шельфе // Разведка и охрана недр. 2005. № 1. С. 3–6.
3. Иванов Г.И., Гончаров А.В., Прасолов Э.М., Горбенко Е.И., Краснюк А.Д. Региональные газогеохимические работы на арктических геотраверсах // Труды 9-й Международной конференции по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2009). СПб.: ХИМИЗДАТ, 2009. Т. 2. С. 299–304.
4. Иванов Г.И., Гончаров А.В., Обжиров А.И. и др. Газогеохимические работы на региональных геотраверсах Охотского моря // Труды 9-й Международной конференции по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2009). СПб.: ХИМИЗДАТ, 2009. Т. 1. С. 221–224.

5. Иванов Г.И. Комплексная геохимическая съемка для зонального прогноза нефтегазоносности Гыданской и Юрацкой губ (Карское море) // Океанология. 2011. Т. 51. № 5. С. 946–950.
6. Гончаров А.В. Комплексные геохимические исследования для решения нефтепоисковых и экологических задач в шельфовых зонах и на побережье морей России. // Новые идеи, теоретические обобщения и методические решения в нефтяной геологии. СПб.: Недра, 2005. С. 104–113.
7. Гончаров А.В. Технология и результаты комплексной донной геохимической съемки на нефть и газ в зоне транзитного мелководья морей России. // Сб. докладов первой научно-практической конференции «Транзитное мелководье – первоочередной объект освоения углеводородного потенциала морской периферии России». СПб.: Недра, 2004. С. 68–72.
8. Гончаров А.В., Максим А.Н. Методика, объекты и результаты морских геохимических исследований в транзитной зоне Тимано-Печорской НПП. // Сб. докладов первой научно-практической конференции «Транзитное мелководье – первоочередной объект освоения углеводородного потенциала морской периферии России». ВНИГРИ, СПб.: Недра, 2004. С. 192–197.
9. Большаков А.М., Егоров А.В. Результаты газометрических исследований в Карском море // Океанология. 1995. Т. 35. № 3. С. 399–404.
10. Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
11. Галимов Э.М., Кодина Л.А., Степанец О.В., Коробейник Г.С. Биогеохимия Российской Арктики. Карское море. Результаты исследований по проекту SIRRO 1995–2003 годы // Геохимия. 2006. № 11. С. 1139–1193.
12. Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990. 284 с.

As part of comprehensive geological and geophysical work carried out by "Sevmorgeo" in reference profiles 4-AP and AP-5, as well as during operations in areal Gydanskaya Bay were new data on the concentrations of methane and its homologues in sediments. The studies of the carbon isotopic composition of methane and picked his genetic nature.

Ковалева Е.С.

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

Формирование полей концентраций метана в Голубой бухте Черного моря

Kovaleva E.S.

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

Formation of methane fields in the Blue bay of the Black Sea

Исследования процессов формирования полей концентраций метана в воде имеют важное научное и практическое значение. Метан является основной составляющей природных углеводородных газов. На дне морей, океанов и других водных бассейнов могут создаваться условия, благоприятные для образования метана. В результате растворения в придонных водах этот газ может диффундировать в вышележащие слои воды, создавая поля повышенных концентраций. Частично он может подниматься на поверхность в виде пузырей. Выяснение генезиса метана (биогенного, катагенетического или абиогенного), обнаруженного в природных водах, вызывает особый интерес в настоящее время. И прежде всего это связано с поиском нефтегазоносных участков дна акваторий, где анализ углеводородных газов приобретает большое практическое значение [1].

Метан является важным звеном в цепи биогеохимического круговорота веществ. Образованный при разложении органического материала, он выступает в роли показателя биопродуктивности вод и трассера различных биогеохимических процессов в пресноводных и морских акваториях. Имея информацию о количестве растворенного в воде метана, можно косвенно оценить степень загрязнения вод органическими веществами, поступающими с материковым стоком.

Наконец в последнее время большую обеспокоенность вызывает вопрос о вкладе метана в парниковый эффект нашей планеты. Содержание этого газа в атмосфере составляет всего 1.8 ppm, однако активность метана примерно в 20 раз выше активности углекислого газа, таким образом, оценка эмиссии CH_4 входит в задачи современных климатических исследований [2].

Интерес к исследованиям полей метана в водах Черного моря дополнительно вызван спецификой вертикальной структуры его вод. Черное море – крупнейший метановый водоем на Земле [3]. Характерный профиль вертикального распределения метана в этой акватории – низкие концентрации (близкие к равновесным с атмосферой 0.045 мкл/л) в аэробной зоне, резкое возрастание концентраций до 300 мкл/л на глубинах от 150 м до 500–600 м и монотонное распределение CH_4 до дна [4].

Отклонения от этого профиля связаны с динамическими, микробиологическими и геохимическими процессами в водной толще и донных осадках. Анализ аномалий концентраций метана в водах с глубинами более 500 м особенно затруднено, так как обнаруженные превышения могут быть совсем малы по отношению к фоновым концентрациям. В аэробной зоне метанопоявления, наоборот, более заметны.

Объектом изучения в нашей работе является Голубая бухта Черного моря. Эта акватория выступает в качестве своеобразной модели образования и изменчивости полей концентраций метана в морской среде. В связи с этим исследование нацелено на выявление факторов, влияющих на формирование и изменения естественного фона концентраций CH_4 , и причин повышенного содержания метана в прибрежных аэробных водах.

В процессе нашего исследования происходил сбор данных концентраций метана в Голубой бухте (в поверхностном и придонном слоях, вблизи берега), впадающей в нее реке Ашамбе, соседней Геленджикской бухте. На данный момент массив данных представляет собой значения концентраций метана по съемкам в различные сезоны нескольких лет (таблица).

Таблица. Характеристика массива данных концентраций метана в исследуемом регионе.

Дата	Количество точек отбора проб воды		
	Голубая бухта	Р. Ашамба	Геленджикская бухта
Сентябрь 1999 г.	27		
Апрель 2001 г.	4	3	
Июль 2008 г.	5	8	
Июнь-июль 2011 г.	63	10	31
Январь-февраль 2012 г.	42	28	43
Июнь 2012 г.	38	11	
Сентябрь 2012 г.	76	19	
Январь-февраль 2013 г.	35	26	26
Май-июнь 2013 г.	43	31	

Отбор проб воды осуществлялся ведром с поверхности и батометром с придонного горизонта. Были использованы стеклянные банки с узким горлом, предварительно промытые дистиллированной водой и высушенные. Отбор производился по методике фазово-равновесной дегазации [5] следующим образом: каждая банка наполнялась водой с переливом одного объема, соответствующего для каждой банки. Газовая фаза создавалась откачиванием части жидкости специальным шприцем. Затем банка закрывалась крышкой с резиновой прокладкой и хранилась в таком положении, чтобы пузырек газа внутри не касался крышки для исключения возможного газообмена между пробой и атмосферным воздухом.

Определение концентраций метана в пробах воды производилось с

помощью газового хроматографа с пламенно-ионизационным детектором ХПМ-2, работающим на генераторе чистого водорода. Для ввода пробы использовался стеклянный шприц «Hamilton». Суммарная погрешность метода близка к 5%.

В среднем, содержание метана в водах Голубой бухты превышает равновесное с атмосферой значение на 2–3 порядка. Анализ значений концентраций метана в Голубой бухте в сравнении с имеющимися данными о содержании этого газа в водах Геленджикской бухты, а также данными в открытой части моря позволяет выявить факторы, вносящие вклад в формирование особой картины распределения CH_4 в исследуемой акватории.

По данным параллельных измерений содержания метана в двух бухтах в различные сезоны, в Голубой бухте фон концентраций метана выше, чем в Геленджикской. С одной стороны, причиной этому могут служить меньшие глубины дна в Голубой бухте, а соответственно большая биологическая продуктивность. Микробное образование метана в аэробных в водах акватории связано с зоной концентрации зоопланктона и продуктов его жизнедеятельности [6]. Однако Геленджикская бухта имеет полузамкнутую конфигурацию, затрудняющую ее водообмен с открытым морем. Несмотря на это, именно в Голубой бухте наблюдаются более высокие значения концентраций метана, что указывает на наличие дополнительных источников этого газа в данном районе.

Известно, что процесс образования метана особенно интенсивен в периодически затопляемых почвах, куда затруднено проникновение кислорода из атмосферы и где создаются анаэробные условия, благоприятные для развития метанообразующих бактерий [7]. Анализируя соответствующие закономерности распределения метана в морских и речных водах, можно сделать вывод, что речной сток и грунтовое питание являются одними из источников столь высокого содержания метана в Голубой бухте. Накопление CH_4 происходит на всем протяжении реки Ашамбы по направлению к ее устью, что подтверждается полученными нами данными.

Большой интерес вызывают локальные повышения содержания метана в придонных водах Голубой бухты (например в северо-восточной части в сентябре 1999 г. или в центральной части в июне 2011 г. и феврале 2012 г.). В период исследований 14 сентября 1999 года максимальное значение концентрации метана составляло 3.32 мкл/л. По данным наблюдений, точка, в которой были отобраны пробы с экстремальными концентрациями метана, находилась над осадком в пределах области размером около $5 \text{ м} \times 0.3 \text{ м}$. По-видимому, ее можно охарактеризовать как восстановленный осадок, о чем говорят его цвет – черный – и наличие пленки бактериального мата над поверхностью осадка. Снизу вверх из осадка к поверхности воды поднимались пузырьки газа. Эта ситуация, вероятно, представляет собой

начавшийся процесс диагенеза. При рассмотрении окислительно-восстановительной стратификации донных отложений отмечаются следующие известные особенности [8]: в анаэробных осадках после исчезновения кислорода происходят последовательное исчезновение NO_3^- -иона, накопление Mn^{2+} -ионов в ходе восстановления оксигидроксидов Mn(IV) , ниже в осадке локализуются охристые прослои, обогащенные Fe(III) и другими металлами, глубже которых часто следуют горизонты восстановления сульфатов иловой воды до сероводорода. Активное метанообразование происходит после снижения концентрации SO_4^{2-} -иона, после чего окислителем органического вещества может выступать кислород карбонатных и карбоксильных соединений [9–11]. Далее волновые явления в водах Голубой бухты, вероятно, стали причиной промывания и взмучивания верхнего слоя осадков, что привело к высачиванию метана в наддонную область. Происхождение же самого осадка, вероятно, связано с выносом материала водами реки Ашамбы. Похожая ситуация в бухте наблюдалась и в осенний период 2012 г. после сильного наводнения, в результате которого большое количество твердого материала отложилось на дне акватории.

В настоящей работе также уделялось внимание рассмотрению сезонных изменений концентраций метана в Голубой бухте по имеющимся данным. Первое, что можно отметить при сравнении летней и зимней ситуации, - это превышение летних концентраций метана над зимними, в среднем, на порядок. По всей видимости, это связано с большей активностью микробиологических процессов именно в летний период. Что касается влияния стока реки Ашамбы, то в феврале с ним в воды бухты попадает меньшее количество метана, чем летом. Однако зимой пресноводный шлейф выглядит более контрастно относительно общего фона содержания метана. Возможно, это связано с ослаблением воздействия ручьев и подземных вод в зимнее время.

На основании проведенных работ были выявлены общие закономерности формирования полей концентраций метана в Голубой бухте Черного моря. Установлено, что значительный вклад в насыщение вод метаном вносит сток реки Ашамбы. Другими источниками являются пресноводные ручьи, инфильтрация грунтовых вод, развитие процесса диагенеза в верхнем слое восстановленного осадка некоторых участков дна. В свою очередь, повышенное содержание метана в реке обусловлено влиянием грунтового питания и созданием застойных анаэробных условий в руслом расширении вблизи устья.

Зафиксированные сезонные колебания концентраций метана в Голубой бухте и прилежащих к ней водных объектах позволяют воссоздать в более полном виде принцип действия системы факторов метанообразования и метаноокисления в прибрежных аэробных водах и обратиться в дальнейшем к подробному описанию механизмов формирования полей метана в морской

среде.

Автор признателен А.В. Егорову, А.В. Поляковой, В.С. Архипкину, В.К. Часовникову, А.А. Полухину и всем, кто помогал в проведении настоящих исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №13-05-00495), Программы Президиума РАН №23П.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Егоров, А.В., Лобковский Л.И., Ковачев С.Л. и др. Метановая аномалия в водах Анапского шельфа и ее возможная связь с нефтегазоносными структурами. // Океанология. 2008. Т. 48. № 1. С. 73–82.
2. Бажин Н.М. Метан в атмосфере // Соросовский образовательный журнал. 2000 Т.6. № 3. С. 52–57.
3. Леин А.Ю., Иванов М.В. Крупнейший на Земле метановый водоем // Природа. 2005. № 2. С. 19–20.
4. Егоров А.В. Некоторые черты распределения метана в водной толще северо-восточной части Черного моря. // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. М.: Наука. 2002. С. 183–189.
5. Большаков А.М., Егоров А.В. Об использовании методики фазово-равновесной дегазации при газометрических измерениях в акваториях. // Океанология. 1987. Т. 27. № 5. С. 861–862.
6. Леин А.Ю., Иванов М.В. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.
7. Алексеев Ф.А., Войтов Г.И., Лебедев В.С., Несмелова З.Н. Метан. М.: Недра, 1978. 310 с.
8. Вершинин А.В., Розанов А.Г. Химический обмен на границе вода-дно в океанах и морях. М.: ГЕОС, 2002. 164 с.
9. Беляев С.С., Леин А.Ю., Иванов М.В. Роль метанобразующих и сульфатредуцирующих бактерий в процессах деструкции органического вещества // Геохимия. 1981. № 3. С. 437–444.
10. Martens C.S., Berner R.A. Methane production in the interstitial waters of sulfate – depleted marine sediments // Science. 1974. V. 185. P. 1067–1069.
11. Reeburg W.S. Interaction of sulphur and carbon cycle in marine sediments // Evolution of the global biogeochemical sulphur cycle / Eds. Brimblecombe, A. Yu. Lein. N.Y.: Wiley, 1989. SCOPE 39. P. 125–159.

In this paper we studied the processes of formation of methane fields in the Blue Bay, based on unique data from 1999 to 2013. Different sources of this gas and the peculiarities of the seasonal variability of methane concentration were analyzed.

Конюхов А.И.

(Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, e-mail: konyuhov@geol.msu.ru)

Климатические циклы и нефтегазоносные системы на окраинах материков в палеозойских океанах

Konyukhov A.I.

(Faculty of geology of Moscow State University, Moscow)

Climatic cycles and oil-and-gas bearing systems at the continental margins of Paleozoic oceans

Хотя океаны и моря, определявшие облик нашей планеты в палеозойскую эру, впоследствии перестали существовать, осадочные бассейны, которые сформировались на окраинах материков в это время, играют ведущую роль в качестве кладовых разнообразных полезных ископаемых, в том числе руд, солей, фосфоритов, угля, но главным образом нефти и газа. Самые древние из них были приурочены к окраинам океанов Япетус и Панталасса, возникших в конце протерозоя, другие сформировались позднее, после раскрытия Уральского и Рейского (Палеотетис) океанов. В палеозое мир оказался поделенным на две части: Гондвану – огромный материк, располагавшийся в высоких широтах южного полушария, и другие, менее крупные континенты, находившиеся недалеко от экватора. Это обстоятельство во многом предопределило состав и особенности строения пород-коллекторов, а также возраст и пространственное размещение нефтегазоматеринских толщ. Большинство палеозойских нефтегазоносных бассейнов образуют протяженные пояса, что обусловлено их приуроченностью к окраинам материков в океанах этого времени.

Крупнейший из поясов, возникших вокруг океана Япетус, охватывал северную окраину Гондваны. Он включает уникальный по размерам бассейн Персидского залива и менее крупные бассейны: Беркин, Тиндуф, Алжирский, Оманский, Парана и Каннинг. Другой пояс, протянувшийся на тысячи км вдоль восточной и южной периферии Лаврентии (Северной Америки в настоящее время), образуют Мичиганский, Центрально-Аппалачский, Иллинойский, Западный Внутренний и Пермский бассейны. От современной окраины Северной Америки в Атлантическом океане и Мексиканском заливе он отделяется поднятиями Аппалачей и Уачита.

Вдоль западных окраин Лаврентии и Гондваны в океане Панталасса сложился другой пояс, включавший такие крупные бассейны как Западно-Канадский, Уиллистонский и Аляскинский, а также ряд более мелких бассейнов: Свердруп, Биг Хорн, Винд Ривер, Тариха и Солеомоз. Один из древнейших поясов нефтегазонакопления, представленный ныне Таримским и Ордосским бассейнами Северного Китая, существовал, начиная с позднего докембрия, в Палео-Азиатском океане. Позднее, на

рубеже раннего и позднего палеозоя на западной окраине Уральского океана сформировались Баренцевоморский, Прикаспийский, Тимано-Печорский и Волго-Уральский нефтегазоносные бассейны.

В истории развития большинства палеозойских бассейнов выделяется несколько стадий: рифтовая, континентально-окраинная, коллизионная и постколлизионная. От самой ранней (протерозойской) рифтовой стадии сохранилось немного следов. Континентально-окраинная стадия в осадочных бассейнах Лаврентии и отчасти Балтики была отмечена аккумуляцией преимущественно карбонатных шельфовых осадков. В пределах древней береговой зоны они нередко замещались эвапоритами, а в подводной, более погруженной части карбонатного рампа – известковыми глинами, обогащенными сапропелевым ОВ. Именно на этом этапе сложились основные нефтегазоносные системы, включающие карбонатные коллекторы, нефтегазоматеринские отложения и флюидоупоры, в основном карбонатно-глинистые по составу. В одних бассейнах они представлены породами кембро-ордовикского, в других – силурийско-девонского, в третьих – миссисипского (ранний карбон) и раннепенсильванского (средний карбон) возраста. На коллизионном этапе, во время заложения передовых прогибов и роста горно-складчатых сооружений, сначала накапливались кремнистые, а затем терригенные отложения, в том числе и турбидиты.

Характерными для палеозоя были резкие климатические изменения. Помимо двух оледенений – в конце ордовика и на рубеже карбона и перми, которыми были охвачены огромные пространства в пределах Гондваны, в палеозое были и другие эпохи глобального похолодания климата. Наиболее отчетливо похолодание проявилось в конце силура и в раннем девоне (пржидольский и пражский века), на рубеже позднего девона и раннего карбона (турнейский век), а также в начале среднего карбона (башкирский век). В эти промежутки времени происходило увеличение площади ледников в тех частях Гондваны, которые располагались вблизи Южного полюса. Близость к нему предопределила преимущественно обломочный состав осадочных толщ, формировавшихся на окраинах этого материка в различные эпохи палеозоя. Коллекторами нефти и газа здесь служат песчаники и алевролиты, а экранами для залежей УВ глинистые породы.

Эпохи господства относительно холодного климата, сопровождавшиеся значительным снижением уровня морских вод, чередовались с эпохами резкого потепления, когда этот уровень быстро повышался. На окраинах Лаврентии, Балтики и Северо-Китайского блока это нашло отражение не только в строении осадочных толщ, но и в распределении на площади и в разрезе коллекторов, флюидоупоров и нефтематеринских отложений. В интервалы господства жаркого климата широкое распространение получали карбонатные осадки и эвапориты, в интервалы похолодания преобладали терригенные и кремнистые образования.

Эффективные коллекторы зачастую приурочены к поверхности

региональных несогласий. В бассейнах Лаврентии и Северного Китая это карбонатные породы, представленные вторичными доломитами и брекчией, образовавшейся в результате обрушения карстовых воронок и пещер. Они перекрыты глинистыми и карбонатно-глинистыми слабопроницаемыми отложениями. Поверхность несогласия нередко расчленена системами палеодолин, которые заполнены конгломератами и песчаниками. Формирование этих резервуаров происходило на фоне резких, на краткосрочных колебаний уровня моря, которые были характерны для эпох разрастания ледового щита в пределах суперматерика, Гондваны.

На протяжении первой половины палеозоя окраины материков неоднократно ставились зонами аккумуляции осадков, обогащенных сапропелевым ОВ. Особенно интенсивно их формирование происходило в конце раннего и в среднем кембрии, в среднем ордовике, на рубеже ордовика и силура, а также в конце раннего и в среднем силуре. В ордовике и силуре широчайшее распространение получили граптолитовые сланцы, исчезнувшие как специфический тип пород в конце раннего девона. Особый интерес представляют “hot shale” рудданского горизонта – граптолитовые сланцы, накапливавшиеся во впадинах ледникового рельефа во многих осадочных бассейнах Северной Африки и Аравийского полуострова еще до завершения позднеордовикского (гирнантского) оледенения. Позднее именно они генерировали большую часть УВ, которые ныне заключены в многочисленных залежах нефти и газа в этих бассейнах.

В странах Южной и Центральной Европы граптолитовые сланцы, присутствующие на разных уровнях разрезов силурийских и нижнедевонских отложений, накапливались в различных климатических условиях. В горизонтах лландоверийского и пржидольско-пражского возраста они вмещают прослои лидитов и кремнистых конкреций, тогда как венлокские и отчасти лудловские сланцы содержат много каолинита, а также пирофиллит и алунит, являющиеся продуктами латеритного выветривания. С потеплением климата, достигшим максимума в середине силурийского периода, была связана одна из наиболее масштабных морских трансгрессий палеозоя. Значительное похолодание в позднем силуре и начале девона, нашло отражение в широком распространении кремнистых отложений не только в пределах Иберийского, Армориканского, Саксо-Тюрингского и Богемского блоков континента Балтика, но и на южной окраине Лаврентии, где они представлены лидитами, спонголитами и новокулитами.

В позднем палеозое основными эпохами аккумуляции осадков с высоким содержанием сапропелевого ОВ, были вторая половина девонского периода и ранний карбон (миссисипское время). В Северной Америке “hot shale” этого возраста присутствуют практически во всех палеозойских бассейнах. Это тонкозернистые породы карбонатно-кремнисто-глинистого или кремнисто-глинистого состава свит Марселлус,

Масква, Антрим, Дювернэ, Нью Олбани, Баккен, Вудфорд, Барнетт и других, ставших известными благодаря начавшейся в последние годы масштабной добыче сланцевого газа и нефти. На окраинах других континентов в упомянутые выше эпохи также формировались толщи, содержащие значительные концентрации ОВ сапропелевого и смешанного, сапропелево-гумусового типов. Дело в том, что после завоевания суши высшими растениями в составе ОВ большую роль стал играть материал гумусовой природы. В отложениях верхнего карбона и перми, которые накапливались во время объединения материков и формирования Пангеи, он зачастую преобладает над сапропелевым.

Особенности распространения нефтематеринских отложений в палеозойских разрезах указывают на циклический характер климатических изменений в палеозойскую эру. Продолжительность отдельных циклов, включавших длительную фазу преобладания жаркого климата и более короткую, завершающую цикл фазу похолодания, составляла около 47-48 млн лет. Два из таких циклов завершились оледенением, другие – более или менее масштабным похолоданием. Цикличность климатических изменений в палеозое во многом определяла условия обитания на нашей планете. В пользу этого, например, свидетельствует тот факт, что через 47 млн. лет после окончания герцинского оледенения, завершившегося 299 млн. лет назад, произошли события, приведшие к вымиранию большинства видов палеозойской фауны и флоры. Эти события, случившиеся 252 млн. лет назад, открыли новую, мезозойскую эру в геологической истории Земли.

Epochs of predominance of the relatively cold climate in the Paleozoic alternated with epochs of drastic warming. Hot climate intervals were marked by the wide distribution of carbonates and evaporates; cold intervals, by the abundance of terrigenous and siliceous deposits. The sapropel-rich rocks were formed during different epochs. However, their domains on continental margins shrank drastically during cooling intervals. Duration of separate climatic cycles in the Paleozoic had been not less than 47–48 million years.

**Круглякова Р.П.¹, Дахнова М.В.², Шевцова Н.Т.¹,
Можегова С.В.², Назарова Е.С.², Тереножкин А.М.¹**

(¹ГНЦ ФГУП «Южморгеология», Роснедра, г. Геленджик; e-mail: kruglyakova@ymg.ru. ²ФГУП ВНИГНИ, Москва)

Естественные выходы нефти и газа на дне Хатангского залива моря Лаптевых

**Kruglyakova R.¹, Dachnova M.², Shevtsova N.¹, Mozheкова S.²,
Nazarova E.², Terenozhkin A.¹**

(¹State Scientific Centre of Russian Federation Federal State Unitary Geological Enterprise "Yuzhmorgeologiya", Rosnedra, Gelendzhik. ²FGUP VNIGNI, Rosnedra, Moscow)

Natural oil and gas seeps on the Khatanga Gulf by the Laptev Sea floor

В 2008–2010 гг. в рамках Государственного заказа в Хатангском заливе моря Лаптевых выполнен комплекс работ по оценке перспектив нефтегазоносности региона. В комплекс этих работ наряду с сейсмическими, грави- и магнитометрическими работами входили литолого-минералогические и геохимические исследования донных осадков с целью выделения аномалий, которые могут быть связаны с подтоком УВ из глубокозалегающих горизонтов. Комплекс геохимических исследований включал: определение в осадках метана, легких (C_2 – C_4) и тяжелых (C_5 – C_6) его гомологов, CO_2 , N_2 , высокомолекулярных углеводородов (ВМУ), Сорг. и битумоидов. Возможность использования геохимии ВМУ с поисковыми целями обуславливается тем, что их состав и распределение в незрелом ОБ осадков коренным образом отличаются от таковых в зрелых материнских породах и в нефтегазовых залежах. Комплекс изучения ВМУ включает метод суммарной сканируемой флюоресценции (*total scanning fluorescence – TSF*), газовую хроматографию (ГХ) и газовую хроматографию – масс-спектрометрию (ГХ-МС), метод Rock-Eval. **Метод TSF** даёт полуколичественную оценку содержания типичных для нефтей ароматических углеводородов. В современных осадках встречается в основном перилен. В зрелом органическом веществе и в нефтях ведущую роль играют относительно более низкомолекулярные ароматические углеводороды, образующиеся в процессе термического созревания ОБ. **Метод ГХ и ГХ-МС** позволяют идентифицировать углеводороды, мигрировавшие из зрелых материнских пород или залежей по специфике их состава и распределения. **Метод Rock-Eval** дает ценную информацию для диагностики эпигенетичных битумоидов в породах по величине S_1 /Сорг. Благодаря простоте и экспрессности, метод стали использовать для изучения незрелых морских отложений с целью определения типа и источников содержащегося в них ОБ.

В Хатангском заливе опробовано 50 станций осадков (77 проб).

Поверхностные отложения (0.5 м) – пески, ниже – от 0.5 до 2 м – илы. В осадках из УВГ преобладает *метан* – от 0.001 до 7.4 см³/кг, среднее – 0.28 см³/кг. Для осадков Хатангского залива характерны низкие содержание СН₄ по сравнению с осадками Енисейского залива, Черного моря и др. По полевым описаниям отмечено наличие гидротроилита в осадках, осадки характеризуются обильным содержанием аутигенных сульфидов, которые являются продуктами сульфатредукции. В поровой воде осадков вплоть до глубин 2 м содержится значительное количество сульфат-ионов, что способствует процессам сульфатредукции. Известно, что в анаэробных условиях при интенсивных процессах сульфатредукции затормаживаются процессы синтеза метана комплексом метанобразующих бактерий (метаногенез). Вероятно, этим объясняется низкое содержание метана в пелитовых илах в Хатангском заливе (на уровне «следов» – 17.4х10⁻³ см³/кг и ниже). Осадки обогащены N₂ (295 см³/кг), CO₂ (43 см³/кг). Содержание гомологов метана (в п×10⁻³ см³/кг): *лёгкие гомологи* – в среднем 0.32 (максимум – 1.25), *тяжёлые гомологи* – 0.31 (максимум – 0.68). На нескольких станциях (11%) величина К – ($\Sigma C_n H_{2n+2} / \Sigma C_n H_{2n}$) – 1.2÷3.7; в осадках отмечается аномально высокие содержание гомологов метана.

Методом TSF проанализировано 12 образца донных осадков, по интенсивности флуоресценции и длине волны возбуждения и эмиссии в них определена ароматическая составляющая нефтяных компонентов.

Признаки наличия в осадках нефтеподобных компонентов обнаружены практически во всех образцах, кроме осадка ст. 9р, где зафиксирован только перилен, характерный для незрелых осадков. Максимальная интенсивность флуоресценции от 1756 до 4109 ед. отмечена в осадках станций 31, 14, 15, 2; 12; 14; 33; 20, где кроме перилена осадок содержит и ароматические соединения, характерные для «зрелых углеводородов», т.е. признаки присутствия миграционных углеводородов (рис. 1).

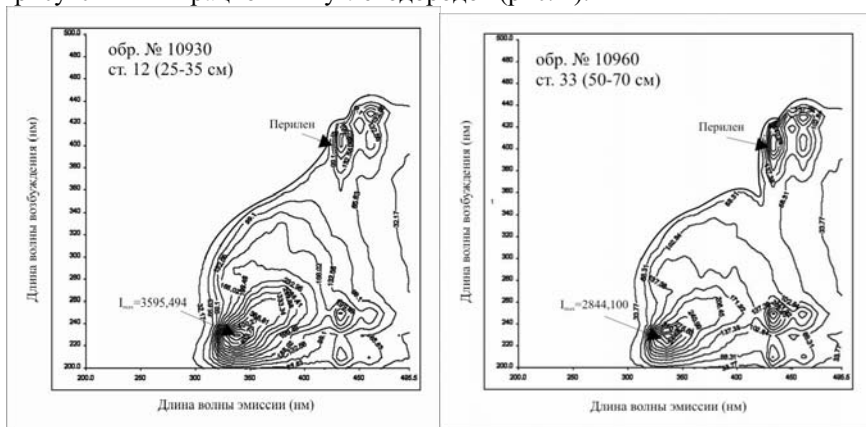


Рисунок 1. Спектры флуоресценции (TSF) экстрактов из осадков

Методом газохроматографического анализа (ГХ) определяется молекулярный состав *n*- и изо-алканов. По характеру хроматограммы алканов, наличие низкомолекулярных *n*-алканов $p\text{-C}_{15}$ – $p\text{-C}_{23}$ можно судить о примеси термогенных, глубинных углеводородов. По данным газохроматографических исследований гексановых экстрактов наиболее выраженные признаки примеси термогенных УВ фиксируются в осадках станций 12, 14, 20. К числу этих признаков относятся: полный набор и повышенная доля относительно низкомолекулярных *n*-алканов ($11.3 \div 23.3\%$), заметное увеличение доли относительно низкомолекулярных гомологов ($n\text{-C}_{15}\text{-}n\text{-C}_{20}$) в составе *n*-алканов, и существенно пониженные коэффициенты нечетности *n*-алканов в диапазоне $n\text{-C}_{25}\text{-}n\text{-C}_{31}$. Практически на всех станциях, где зафиксированы аномалии в составе ВМУ в осадках, обнаружено также повышенное содержание битумоидов ($0.0025\text{--}0.005\%$), а также в большинстве случаев аномалии по содержанию легких ($\text{C}_2\text{--C}_4$) и тяжелых ($\text{C}_5\text{--C}_6$) гомологов метана.

По комплексу геохимических признаков на акватории залива выделено 5 станций с микропроявлениями жидких УВ-флюидов (ст. 12, 20, 33, 31, 2); две станции – с естественным выходом УВГ (ст. 13, 38). Точечные микропросачивания жидких и газообразных УВ-флюидов приурочены к глубинным разломам, областям повышенной трещиноватости и пористости осадочной толщи (рис. 2). Полученные результаты свидетельствуют о высокой информативности современного комплекса методов анализа ВМУ в донных осадках при газо-геохимической съемке акватории. В осадках под воздействием глубинных УВ-потоков протекает интенсивное аутигенное минералообразование. На участках с проявлением жидких УВ-флюидов преобладает сульфидная минерализация (гидротроилит, мельниковит, пирит); на участках естественных выходов газов (метан, CO_2) – карбонатно-кальцевая минерализация (карбонатные корочки, кальцит, гипс).

По результатам геохимических исследований проведено районирование изученной акватории на зоны: *наиболее высокой, высокой и средней вероятности* перспектив нефтегазоносности. В заливе выделены четыре участка с аномально высокими показателями газообразных и жидких УВ-флюидов. Аномалия I приурочена к Сопочной группе поднятий, аномалия II – к Северо-Сибирской моноклинали, аномалия III – к Сындалской ступени, IV – к Нордвикской группе поднятий и к локальной структуре Новая. Выходы жидких УВ-флюидов на станциях 31 и 33 приурочены к соляному штоку и Нордвикской группе поднятий. Выход жидких УВ-флюидов на ст. 33 приурочен к локальной структуре Новая, на ст. 20 – к локальной структуре Косистое (рис. 3).

В Анабаро-Хатангской НГО по геофизическим данным оконтурены три зоны поднятий: Сопочная, Нордвикская и Киряко-Тасская, которые являются наиболее перспективными для поисков залежей УВ в Хатангском заливе. В настоящее время только одно нефтяное забалансовое

месторождение имеется на Нордвикском валу. На остальных валах месторождения еще не обнаружены. Сопочная группа поднятий входит в Белогоро-Тигянский вал, где имеются небольшие нефтяные месторождения (Кожевниковское и Южно-Тигянское). Геохимические аномалии совпадают с перспективными нефтегазоносными зонами, выделенными по методике ГОНГ (гравиметрическое обнаружение и оконтуривание залежей нефти и газа) и с локальными участками разуплотнения в осадочной толще, выделенными по данным гравirazведки, а также с AVO-аномалиями (рис. 2). Совпадение геохимических аномалий с перспективными зонами, выделенными на основании геолого-геофизических исследований, увеличивает обосновательную базу для прогноза нефтегазоносности изучаемого региона.

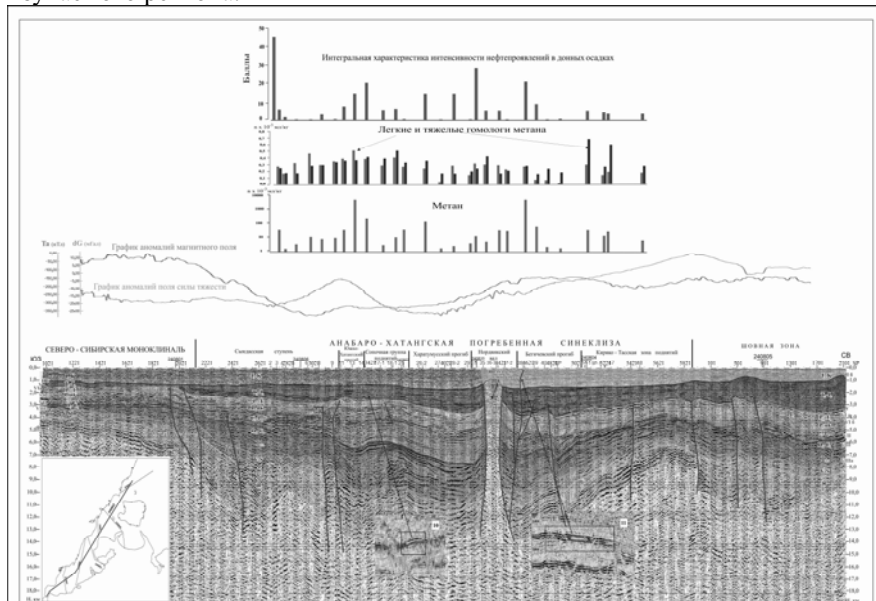


Рисунок 2. Сопоставление сейсмического разреза и грави-магнитного профилирования с геохимическими показателями в Хатангском заливе

Таким образом, комплекс геохимических исследований, включающий изучение высокомолекулярных углеводородов и углеводородных газов, как и геолого-геофизические исследования, показывают высокую перспективность на нефть и газ акватории Хатангского залива.

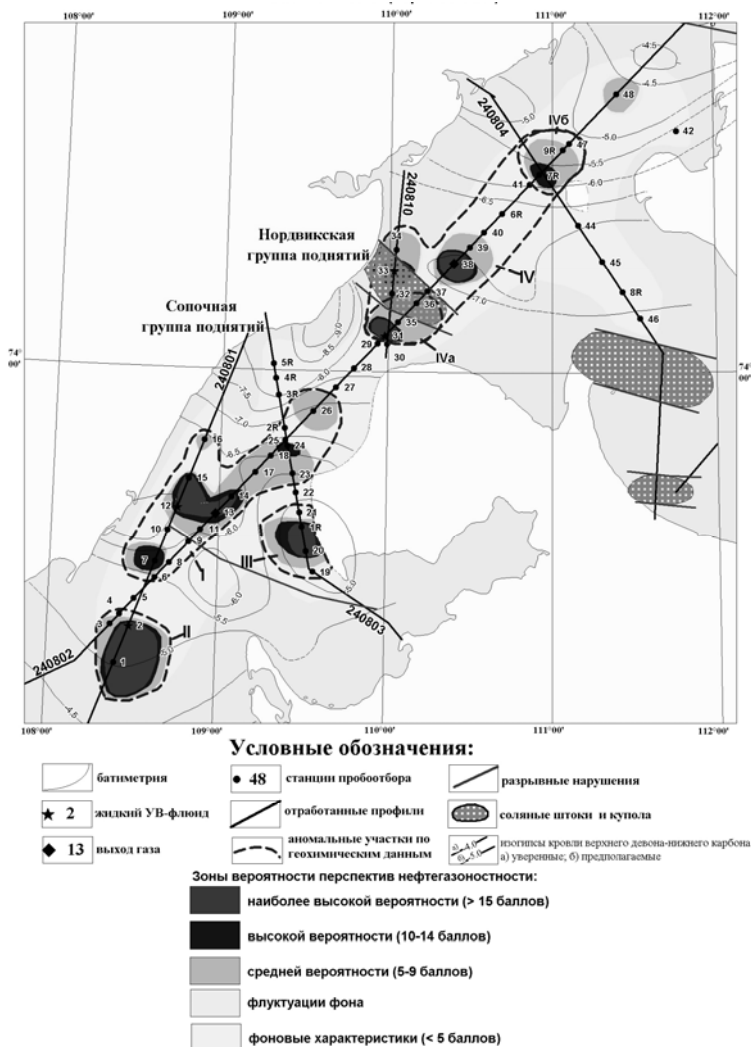


Рисунок 3. Схема районирования вероятности перспектив нефтегазоносности Хатангского залива по геохимическим данным

The complex of geochemical researches including studying of high-molecular hydrocarbons and hydrocarbonic gases, geologic-geophysical researches, show high prospects of oil and gas presence of the water area of Khatanga Gulf.

Левашов С.П.¹, Якимчук Н.А.¹, Корчагин И.Н.²

(¹Центр менеджмента и маркетинга ИГН НАНУ, Киев; e-mail:

yakymchuk@karbon.com.ua; ²Институт геофизики НАНУ, Киев; e-mail:

korchagin@karbon.com.ua)

Оценка нефтегазоносности перспективных объектов в Баренцевом море мобильными геофизическими методами

Levashov S.P.¹, Yakymchuk N.A.¹, Korchagin I.N.²

(¹Management and marketing Center of the Institute of Geological Sciences, Kyiv,

²Institute of Geophysics of Ukrainian National Academy of Science, Kyiv)

Hydrocarbon potential assessment of perspective structures on Barents Sea offshore by mobile geophysical methods

Введение. В последнее время существенно повысился интерес к поискам скоплений углеводородов (УВ) в Баренцевом море. Это обусловлено открытием трех месторождений в норвежском секторе – Skrugard, Havis и Norvarg. Подтверждением этого интереса можно считать также подписанные в 2012 г. НК «Роснефть» соглашения о стратегическом партнерстве с известными нефтяными компаниями ExxonMobil, Statoil и Eni с целью освоения ресурсов Баренцева, Карского и Черного морей.

Однако, материальные, финансовые и временные затраты на поисково-разведочные работы, бурение и добычу УВ на шельфе существенно возрастают по сравнению с аналогичными работами на суше. Еще более крупные ресурсы необходимы на освоение арктических и районов.

В связи с этим для повышения эффективности морских нефтегазопроисловых исследований дополнительно к сейсмическим привлекаются современные электромагнитные методы. Наиболее активно применяется электромагнитная технология Seabed Logging (controlled-source electromagnetic (CSEM)) компании EMGS [1–2].

В [1] приводятся результаты применения 3Д-модификации CSEM-технологии совместно с материалами 2Д-сеймики в Баренцевом море, в районе расположения месторождений Skrugard и Havis (рис. 1). В статье показано, что совместное использование 3D CSEM и 2D сейсмических данных улучшает выявление перспективных объектов. Описывается граф обработки данных CSEM, позволяющий определять новый атрибут электромагнитных данных – аномальное вертикальное сопротивление.

Работоспособность графа обработки данных CSEM демонстрируется на данных измерений в районе месторождений Skrugard и Havis (рис. 1). Оба месторождения проявились на картах CSEM. Выявлен также новый перспективный объект Lead1 недалеко от сухой скважины 7219/9-1 (рис. 1). Выполнена также оценка ресурсов УВ как для месторождений Skrugard и Havis, так и для вновь выявленного объекта Lead1 [1].

В 2010 г. авторы начали апробацию мобильной технологии частотно-

резонансной обработки данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) с целью «прямых» поисков горючих и рудных полезных ископаемых [3–5]. Этот метод позволяет обнаруживать и картировать аномальные зоны типа «залежь нефти», «залежь газа», «залежь газогидратов», и т.д. Дополнительно, в его рамках реализована методика предварительной оценки пластовых давлений в нефтегазовых коллекторах [4]. В [5] анализируются результаты применения этой технологии для оценки перспектив нефтегазоносности ряда структур в Баренцевом море. Статья [2] – одна из причин дополнительной апробации технологии.

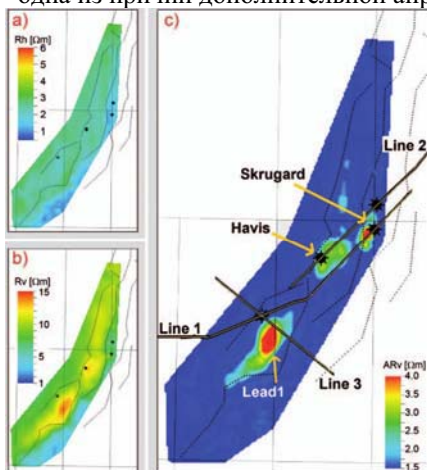


Рисунок 1. Усредненные карты аномалий CSEM: (а) горизонтальное сопротивление, R_h ; (б) вертикальное сопротивление, R_v ; (с) аномальное вертикальное сопротивление, AR_v [1].

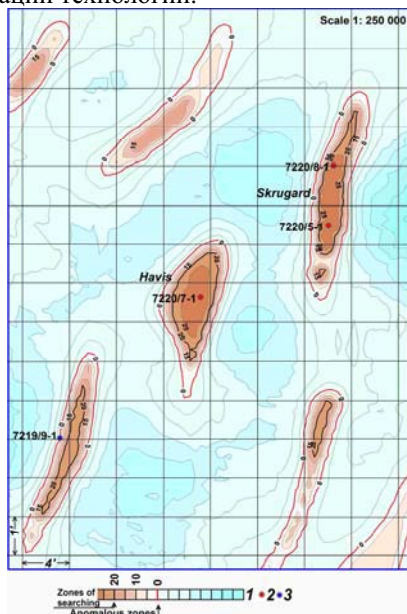


Рисунок 2. Карта аномальных зон типа «нефтегазовая залежь» в районе месторождений Skrugard и Havis на шельфе Норвегии в Баренцевом море. 1 – шкала максимальных значений пластового давления в коллекторах, МПа; 2 – продуктивные скважины; 3 – сухая скважина

Обработка данных ДЗЗ в районе месторождений Skrugard и Havis. Снимок участка обследования подготовлен для обработки в масштабе 1:250000 (рис. 2). В его пределы попали сами месторождения, три продуктивные скважины в их контурах, сухая скважина 7219/9-1, а также новый перспективный объект Lead1 (рис. 2).

В результате проведенной обработки в пределах обследованного участка обнаружено семь аномальных типа «нефтегазовая залежь». Две аномальных зоны зафиксировано в пределах месторождений Skrugard и Havis. При этом продуктивные скважины попадают здесь в контуры максимальных значений пластового давления, равные 25 МПа. Третья аномалия закартирована в

районе перспективного объекта Lead1. Расположенная здесь сухая скважина попадает в контуры изолинии 0 МПа. В пределах этой аномальной зоны имеется узкая область с относительно высокими значениями пластового давления (20 МПа), что позволяет считать ее перспективной на получение промышленных притоков УВ. В южной части участка обнаружена еще одна аномальная зона, в пределах которой также имеется участок повышенных значений давления (20 МПа). Две аномальные зоны зафиксированы в северной части участка обследования с максимальными значениями давления 15 МПа. Седьмая аномальная зона с максимальным значением давления 5 МПа выявлена в правом нижнем углу участка работ.

Другие участки изучения в Баренцевом море. В Арктическом регионе обработаны данные ДЗЗ в пределах Пахтусовской структуры, а также Центральной, Южной и Кольской структур (свод Федынского). Дополнительно, выполнена обработка данных ДЗЗ района Штокманского газоконденсатного месторождения (рис. 3) с целью подбора оптимальных параметров дешифрирования. Площади обработки: район Штокманского месторождения – 10000 км²; Пахтусовская структура – 13000 км²; Федынский участок – 10000 км².

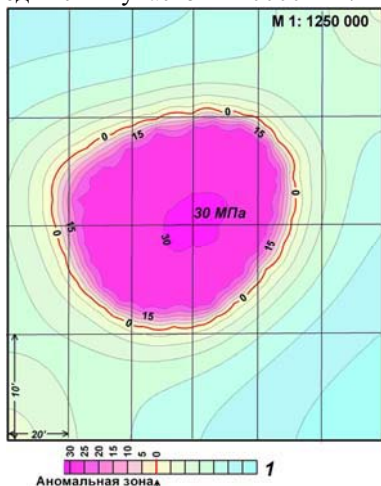


Рисунок 3. Карта аномальной зоны типа «газоконденсатная залежь» на площади Штокмановского ГКМ. 1 – шкала максимальных значений пластового давления, МПа.

Площадь аномалии: по изолинии 0 – 1240 км²; по изолинии 25 – 799 км².

пластового давления – 31 МПа.

Масштаб обработки данных ДЗЗ на Федынском участке – 1:1250000. В

Координаты участков и структур взяты из обзорной карты Баренцева моря. Фрагменты результатов обработки (рис. 3–5) по площади существенно меньше подготовленных данных ДЗЗ.

Масштаб обработки данных ДЗЗ Штокманского месторождения – 1:1250000. На участке закартирована крупная аномалия типа «газоконденсатная залежь» (рис. 3), которая полностью покрывает контур месторождения. В ее пределах максимальное значение пластового давления – 30 МПа. Масштаб обработки данных ДЗЗ Пахтусовской структуры – 1:1500000. Здесь обнаружена только одна аномальная зона типа «газоконденсатная залежь» небольших размеров (по отношению к площади структуры) (рис. 4). Максимальное значение

пределах структуры Центральная аномалий типа «залежь УВ» не обнаружено (рис. 5). В пределах структуры Южная закартирована аномалия типа «газоконденсатная залежь», площадь которой больше площади контура структуры на обзорной карте. У юго-восточной оконечности Кольской структуры закартирована аномалия типа «газоконденсатная залежь» (рис. 5). Однако, максимальное значение пластового давления в пределах этой аномальной зоны – всего 5 МПа. Площади аномалий на Южной структуре по изолинии 0 – 189 км²; по изолинии 20 – 80 км²; в районе Кольской – 0 – 210 км².

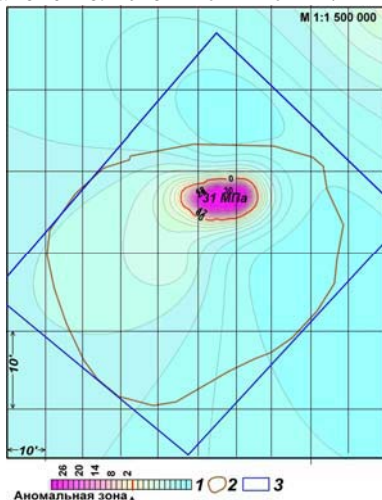


Рисунок 4. Карта аномалий типа «газоконденсатная залежь» на Пахтусовском участке. 1 – шкала максимальных значений пластового давления, МПа; 2 – контуры структуры; 3 – контур участка. Площадь аномалии: по изолинии 0 – 130 км²; 20 – 60 км²

В 2013 г. обработаны также данные ДЗЗ района расположения Варнекской структуры (поднятия). Здесь выделено семь аномальных зон площадью 232, 438, 45, 30, 82, 221 и 267 км². Максимальные значения пластового давления в их пределах равны 51, 40, 36, 36, 50, 34 и 50 МПа соответственно.

Выводы. 1. Выполненные исследования демонстрируют работоспособность частотно-резонансной технологии обработки данных ДЗЗ в арктическом регионе, а также свидетельствуют о целесообразности ее применения при проведении поисковых работ на нефть и газ.

2. Для района месторождений Skrugard и Navis получена новая и,

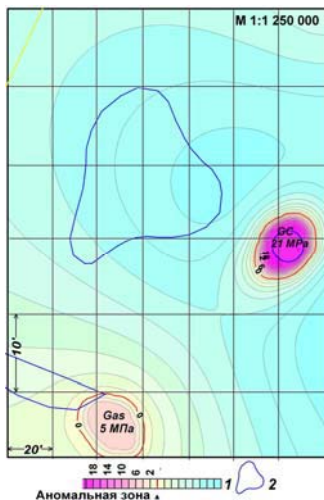


Рисунок 5. Карта аномалий типа «газоконденсатная залежь» в районе структур Центральная, Южная (справа) и Кольская (внизу) на Федыньском участке. 1 – шкала максимальных значений пластового давления, МПа; 2 – контуры структур

главное, независимая информация о перспективах его нефтегазоносности. В отличие от сейсмических и геоэлектрических данных ее можно классифицировать как «прямой признак нефтегазоносности». Она может быть использована для локализации участков проведения детальных работ, а также для выбора оптимальных мест заложения скважин.

3. Учитывая, что временные и материальные затраты на обработку данных ДЗЗ несопоставимы с затратами на проведение сейсмических и геоэлектрических исследований, то более широкое использование этой технологии в комплексе с традиционными геофизическими методами может способствовать существенному ускорению и оптимизации в целом геологоразведочного процесса на нефть и газ в арктическом регионе.

4. Крупная аномалия над Штокмановским месторождением позволяет констатировать, что гигантские и уникальные месторождения УВ в регионе (в случае их наличия) могут быть обнаружены мобильным методом.

5. В пределах трех площадей (рис. 3–5) не обнаружены аномальные зоны типа «залежь нефти».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Gabrielsen P.T., Abrahamson P., Panzner M., Fanavoll S. and Ellingsrud S. Exploring frontier areas using 2D seismic and 3D CSEM data, as exemplified by multi-client data over the Skrugard and Havis discoveries in the Barents Sea // First Break. 2013. V. 31. № 1. P. 63–71.
2. Feather K. The rapid adoption of seabed logging // Scandinavian Oil and Gas Magazine. 2007. № 5/6. P. 37–38.
3. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков // Геоинформатика. 2010. № 3. С. 22–43.
4. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Оценка относительных значений пластового давления флюидов в коллекторах: результаты проведенных экспериментов и перспективы практического применения // Геоинформатика. 2011. № 2. С. 19–35.
5. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Оценка перспектив нефтегазоносности отдельных структур Баренцева моря частотно-резонансным методом обработки данных дистанционного зондирования Земли // Геоинформатика. 2013. № 1.
The results to experimental approbation within Barents Sea offshore of technology of the remote sensing (RS) data processing and interpretation for the "direct" prospecting and exploration the hydrocarbon (HC) deposits are analyzed. Technology allows to find and map operatively the anomalous zones of "oil deposit" and (or) "gas deposit" type, which are conditioned by the HC deposits of different sizes and under different (including zero) values of reservoir pressure of fluids. Zones with raised reservoir pressure within mapped anomalies fix the areas, within which the probability of receiving of payable inflow of HC are substantially above.

Левашов С.П.¹, Якимчук Н.А.¹, Корчагин И.Н.²

(¹Центр менеджмента и маркетинга ИГН НАНУ, Киев; e-mail:

yakymchuk@karbon.com.ua; ²Институт геофизики НАНУ, Киев; e-mail:

korchagin@karbon.com.ua)

Новые данные о перспективах нефтегазоносности в районе структур Субботина и Палласа (Черное море)

Levashov S.P.¹, Yakymchuk N.A.¹, Korchagin I.N.²

(¹Management and marketing Center of the Institute of Geological Sciences, Kyiv,

²Institute of Geophysics of Ukrainian National Academy of Science, Kyiv)

New data about hydrocarbon potential in the region of Subbotina and Pallasa structures (Black Sea)

В докладе анализируются методические аспекты и особенности применения нового метода частотно-резонансной обработки и интерпретации (дешифрирования) данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) при поисках скоплений УВ в морских акваториях [1–4].

Оценка значений пластового давления. Результаты обработки данных ДЗЗ фрагмента Прикерченского шельфа (включая структуру Субботина) представлены в [4]. В пределах всех обнаруженных аномалий типа «залежь УВ» выделены участки с повышенными значениями пластового давления. Над структурными зонами Керченская, Морская, Глубокая, Союзная, Кавказская и Дрейфовая аномалии типа «залежь УВ» не зафиксированы. Зона с повышенными значениями пластового давления обнаружена также в пределах аномалии типа «залежь УВ», расположенной восточнее структуры Кавказская (аномалия Безымянная). Следовательно, поисковые работы первоочередного характера целесообразно проводить в пределах структур Южнокерченская, Абиha, Лычагина и Безымянная (рис. 1).

Обработка данных ДЗЗ в районе структуры Субботина. Более детально обследована (в масштабе 1:50000) структура (месторождение) Субботина [4]. Здесь выделена относительно крупная аномалия в центральной части структуры и три небольшие по площади. Общая площадь аномалии (по изолинии с нулевым значением) – 10.3 км². Учитывая, что скважина № 2, в которой не установлены продуктивные горизонты в отложениях майкопа, находится за пределами изолинии 30 МПа, то следующие скважины целесообразно размещать в пределах площади, которую оконтуривает эта изолиния (примерно 4.95 км²) (рис. 2, 3).

Детальные исследования в районе структуры Палласа. Данные ДЗЗ в районе структуры обработаны в масштабе 1:100000 (рис. 4). В ее пределах закартировано три аномалии типа «залежь УВ» различного размера и интенсивности – Западная, Центральная и Восточная. Площадь Западной аномалии – 12.3 км² (изолиния 0), 4.6 км² (изолиния 20), Центральной – 95.9 км² (изолиния 0), 62.2 км² (изолиния 20), 43.3 км² (изолиния 30) и Восточной – 14.8 км² (изолиния 0), 5.55 км² (изолиния 20), 2.35 км²

(изолиния 30). Наиболее перспективные участки для детального изучения и бурения расположены в пределах изолинии 30.

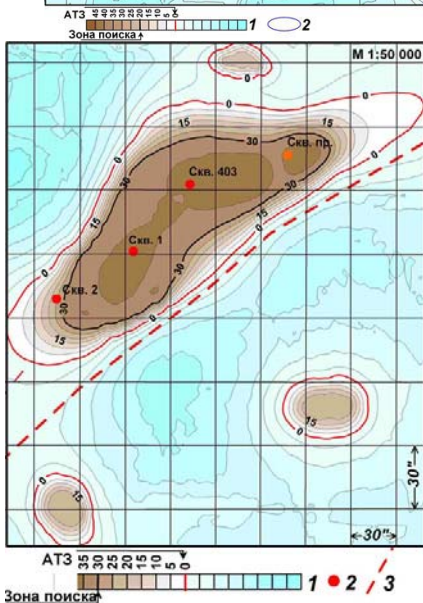
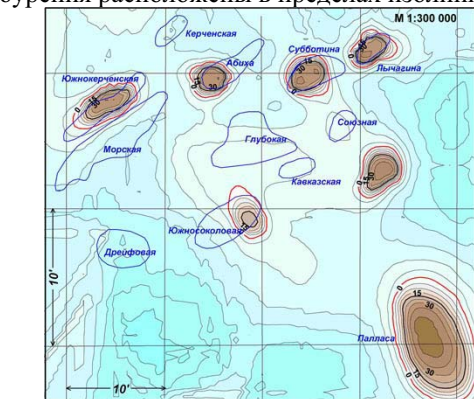


Рисунок 2. Карта аномальных зон типа «нефтегазовая залежь» в районе структуры Субботина. (По результатам дешифрирования данных ДЗЗ). 1 – шкала интенсивности аномального отклика (в средних значениях пластового давления, МПа); 2 – скважины; 3 – зоны тектонических нарушений по данным дешифрирования.

Сопоставление аномальных зон на Прикерченском и Вьетнамском

Рисунок 1. Карта аномальных зон типа «нефтегазовая залежь» в пределах мелководной части Прикерченского шельфа и структуры Палласа. (По результатам дешифрирования данных ДЗЗ). 1 – шкала максимальных значений пластового давления, МПа; 2 – контуры известных структур (по сейсмическим данным)

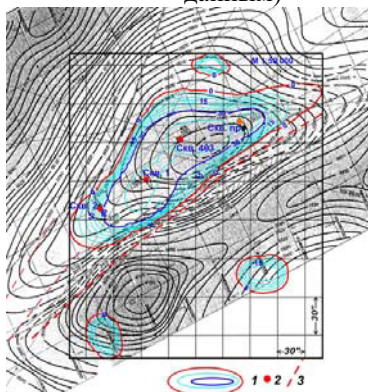


Рисунок 3. Карта аномальных зон типа «нефтегазовая залежь» на структурной карте отражающего горизонта Па. 1 – изолинии максимальных значений пластового давления, МПа; 2 – скважины; 3 – зоны тектонических нарушений.

шельфах. Для объективной оценки полученных результатов дополнительно выполнена обработка данных ДЗЗ района расположения месторождений нефти и газа Белый Тигр и Дракон на шельфе Вьетнама (рис. 5). В районе обследования закартированы аномальные зоны следующих размеров: Белый Тигр – нулевая (красная) изолиния – 234.9 км², изолиния 30 МПа – 136.04 км²; Дракон – нулевая (красная) изолиния – 158.06 км², изолиния 30 МПа – 101.49 км²; «Восточная» – нулевая (красная) изолиния – 65.76 км², изолиния 30 МПа – 36.38 км².

Картирование аномальных зон типа «риф» на структуре Палласа. В пределах структуры Палласа предполагается наличие карбонатной (рифовой) постройки [5]. В результате обработки данных ДЗЗ в ее пределах аномальные зоны типа «рифовая постройка» были зафиксированы.

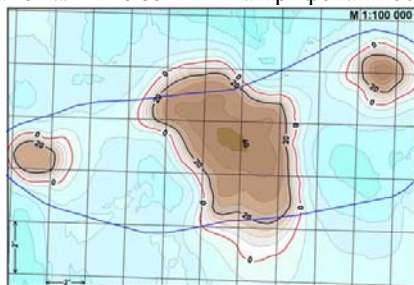


Рисунок 4. Карта аномальных зон типа «нефтегазовая залежь» в пределах структуры Палласа. 1 – шкала максимальных значений пластового давления, МПа; 2 – контуры структуры Палласа (по карте месторождений и структур Южного нефтегазоносного региона Украины, ЛО УкрГГРИ, на 01.01.2004 г.).

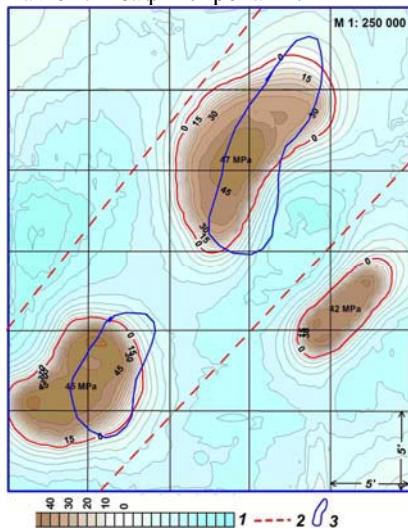


Рисунок 5. Карта аномальных зон типа «нефтяная залежь» района расположения нефтяных месторождений Белый Тигр и Дракон на шельфе Вьетнама (по результатам обработки и дешифрирования данных дистанционного зондирования Земли). 1 – шкала интенсивности аномального отклика (в максимальных значениях пластового давления, МПа); 2 – тектонические нарушения (по результатам обработки данных ДЗЗ); 3 – приближенные контуры структур, скопированные из опубликованных источников.

В дальнейшем обработка данных ДЗЗ района структуры с целью картирования рифовой постройки осуществлялась специальным методом частотно-резонансного сканирования спутниковых данных. По результатам

сканирования данных ДЗЗ в серии точек в пределах обнаруженных аномальных зон построены: 1) карта мощности «рифогенных отложений» в пределах аномальных зон типа «нефтегазовая залежь»; 2) карта глубин подошвы осадочного комплекса («рифогенных отложений»); 3) объемная модель «рифогенной постройки» (рис. 6); 4) объемная модель глубины расположения подошвы осадочного комплекса (рис. 7).

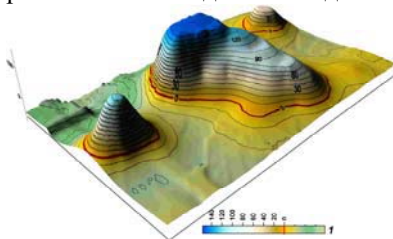


Рисунок 6. Объемное представление «рифогенных образований» в пределах аномальных зон типа «нефтегазовая залежь» в районе структуры Палласа. (По результатам частотно-резонансного сканирования данных ДЗЗ). 1 – шкала мощности «рифогенных отложений», м.

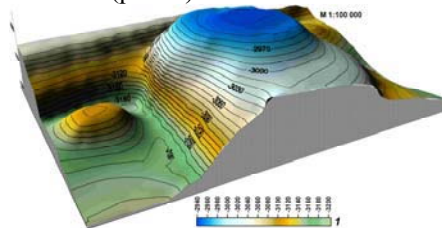


Рисунок 7. Объемное представление глубин подошвы осадочного комплекса («рифогенных отложений») в пределах аномальных зон типа «нефтегазовая залежь» в районе структуры Палласа. (По результатам частотно-резонансного сканирования данных ДЗЗ). 1 – шкала глубин, м.

Дополнительно в пределах отдельных структур и аномалий могут быть выполнены следующие работы.

1. Обработаны спутниковые данные более крупного масштаба и разрешения. Это позволит еще более уверенно локализовать участки для оптимального расположения поисковых и разведочных скважин.

2. Провести исследования геоэлектрическими методами СКИП и ВЭРЗ с борта судна. Съемка СКИП дает возможность уточнить контуры наиболее перспективных аномальных зон. Зондирование ВЭРЗ позволяет установить (оценить) глубины и мощности аномально поляризованных пластов типа «газ» и «нефть». Такого рода работы с борта судна позволяют получить необходимые параметры залежей для предварительной оценки запасов УВ в пределах обнаруженных и закартированных аномальных зон типа «залежь». Опыт совместного применения «спутниковой» технологии и геоэлектрических методов СКИП и ВЭРЗ у авторов имеется.

Выводы. В результате проведенных работ получена новая (дополнительная) и независимая информация о перспективах нефтегазоносности мелководной части Прикерченского шельфа и структуры Палласа, которая в комплексе и имеющимися материалами может быть использована для выбора объектов первоочередного детального

изучения и разбуривания. Оценка перспектив нефтегазоносности отдельных участков суши Причерноморья проводилась также с использованием технологии резонансно-частотной обработки данных ДЗЗ. В частности, на Егорлыцкой площади (Херсонская область) в 2010 г. этим методом обнаружено и закартировано четыре относительно крупных аномальные зоны типа «залежь газа». Одна из этих аномалий по площади соизмерима с аномальной зоной, закартированной в районе структуры Палласа (рис. 4). Это дополнительное свидетельство о необходимости проведения поисковых работ на нефть и газ в этом регионе.

Наглядно показана работоспособность мобильной технологии частотно-резонансной обработки и интерпретации данных ДЗЗ в морских акваториях. Учитывая мобильность технологии, ее практическое применение может существенным образом ускорить и оптимизировать геологоразведочный процесс на нефть и газ, как на суше, так и на шельфе. С ее помощью может быть выполнена оперативная оценка перспектив нефтегазоносности всех участков и структур в украинских секторах Черного и Азовского морей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков // Геоинформатика. 2010. № 3. С. 22–43.
2. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Оценка относительных значений пластового давления флюидов в коллекторах: результаты проведенных экспериментов и перспективы практического применения // Геоинформатика. 2011. № 2. С. 19–35.
3. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. О целесообразности оперативной оценки перспектив обнаружения новых скоплений углеводородов на территории Украины по данным дистанционного зондирования Земли // Геоинформатика. 2011. № 4. С. 5–16.
4. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Самсонов А.И., Божежа Д.Н. Методические аспекты применения технологии обработки и интерпретации данных дистанционного зондирования Земли при проведении поисковых работ на нефть и газ в акваториях // Геоинформатика. 2012. № 1. С. 5–16.
5. Лукин А.Е. Основные закономерности формирования залежей нефти и газа в Черноморском регионе // Геология и полезные ископаемые. Мирового океана. 2006. № 3. С. 10–21.

The new results of the oil and gas prospect assessment of the shallow part of Kerch shelf and the Pallas structure are given. They were obtained with the help of original technology of frequency-resonance processing and interpretation of remote sensing (RS) data in order to the "direct" searching and prospecting the hydrocarbons (HC), ore minerals, water-bearing reservoirs. With the technology of frequency-resonance processing and interpretation of remote sensing data using a rapid assessment of hydrocarbon potential of all sites and structures in the Ukrainian sector of the Black and Azov seas can be carried out.

**Левашов С.П.¹, Якимчук Н.А.¹, Корчагин И.Н.²,
Бахмутов В.Г.², Соловьев В.Д.²**

(¹Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, E-mail: korchagin@karbon.com.ua, ²Институт геофизики НАН Украины, Киев, E-mail: valera@igph.kiev.ua)

Результаты применения мобильных геофизических технологий для картирования скоплений газогидратов и оценки их запасов в породах осадочного чехла структур дна Западной Антарктики

**Levashov S.P.¹, Yakymchuk N.A.¹, Korchagin I.N.²,
Bakmutov V.G.², Solovyov V.D.²**

(¹Institute of the applied problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv, Ukraine, ² Institute of Geophysics of National Academy of Science of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

The results of mobile technology application for geophysical mapping and evaluation of gas hydrate accumulation reserves in sediments of the West Antarctic bottom structures

За последние 10–15 лет в Японии, Канаде, Индии, США, Германии, Норвегии, Китае, Корее, России, Украине и других странах проведены активные исследования в области разведки и разработки безопасных методов промышленного извлечения газа из гидратов, хотя на сегодняшний день таких универсальных, экологически безопасных и рентабельных промышленных технологий ещё не существует [1]. Однако, вполне вероятно, что газовые гидраты через 15–20 лет могут составить реальную конкуренцию традиционным углеводородам из-за вероятных огромных запасов и относительно неглубокого залегания в твёрдом состоянии.

Следует отметить, что оценки вероятных запасов метана в месторождениях Мирового океана с каждым годом значительно уменьшаются из-за сложности их картирования современными геофизическими методами. Проблема локализации мест концентрации и определения структурного положения газогидратов, а также оценки их запасов в осадочных толщах континентальных окраин Мирового океана по результатам геофизических исследований, стоит достаточно остро. Её решению может способствовать привлечение новых геофизических методов и технологий, которые дают независимую информацию о возможных площадях распространения скоплений газогидратов и их положении в разрезе осадочных толщ.

В сезонных работах 17-ой Украинской Антарктической экспедиции (УЕЭ) в 2012 г. был выполнен значительный объём геолого-геофизических исследований в Западной Антарктике, в т.ч. геоэлектрическими методами становления короткоимпульсного поля (СКИП) и вертикального

электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ).

Для повышения оперативности, расширения возможностей и достоверности решения конкретных поисковых задач была разработана новая методика комплексирования методов СКИП и ВЭРЗ с нетрадиционным для классической геофизики методом частотно-резонансной обработки и интерпретации (дешифрирования) данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) [2, 3]. При проведении исследований методом ВЭРЗ в пределах ранее закартированных спутниковых аномалий типа «залежь газогидратов» удалось получить новые геофизические данные для определения параметров аномальных пластов и их положения в разрезе, поскольку объектом поиска являлись газогидраты, а не сопутствующие аномалии и признаки (в данном случае сейсмические BSR-границы). Важным преимуществом проведенных геофизических работ явилась возможность обнаружения скоплений газогидратов в районах со слабо выраженными BSR-границами [2, 4].

Во время сезонных работ была проведена геоэлектрическая съёмка в режиме «поиск газогидратных аномалий» вблизи о. Анверс (район УАС Академик Вернадский). Выявленные восточнее о. Анверс аномальные зоны типа «залежь газогидратов» (рис. 1) были изучены методом ВЭРЗ, что позволило определить параметры этих скоплений. Залежи газогидратов сформированы на глубине 1000-1040 м в виде пласта переменной (от 4 до 20 м) мощности. Их длина достигает 4,5 км (рис. 2)

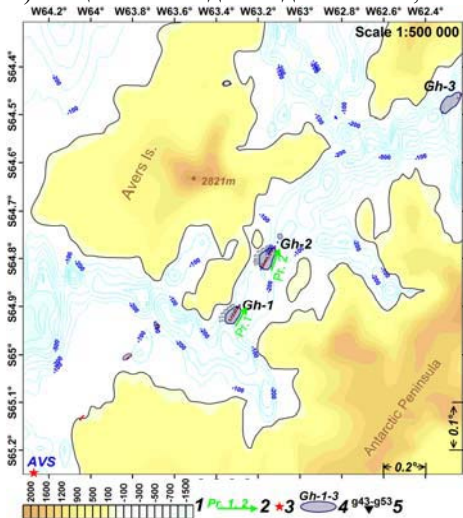


Рисунок 1. Контуры геоэлектрических аномальных зон типа «залежь газогидратов» на шельфе Антарктического п-ова. 1 – шкала абсолютных отметок глубин и высот (метры); 2 – линии вертикальных геоэлектрических разрезов; 3 – УАС «Академик Вернадский»; 4 – аномальные зоны типа «залежь газогидратов»; 5 – пункты ВЭРЗ.

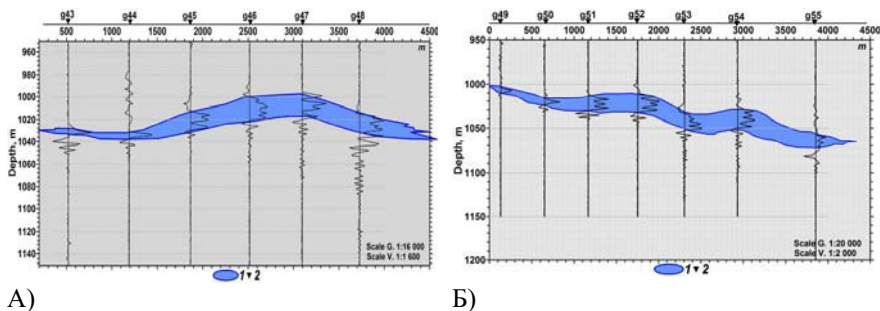


Рисунок 2. Вертикальный разрез вдоль геоэлектрических аномальных зон типа «залежь газогидратов» (Gh-1, Gh-2) на шельфе Антарктического п-ова в районе УАС «Академик Вернадский». Профили 1 (А) и профиль 2 (Б). 1 – зона АПП типа «залежь газогидратов»; 2 – пункты ВЭРЗ.

Положение профилей 1, 2 показано на рис. 1.

Результаты проведенных ранее в районе Южных Шетландских островов сейсмических исследований указывают на наличие, на глубинах 1000–4800 м, больших скоплений газогидратов, общий объем метана в которых составляет примерно $1.68\text{--}2.8 \times 10^{12}\text{ м}^3$ (при стандартных температуре и давлении) [4].

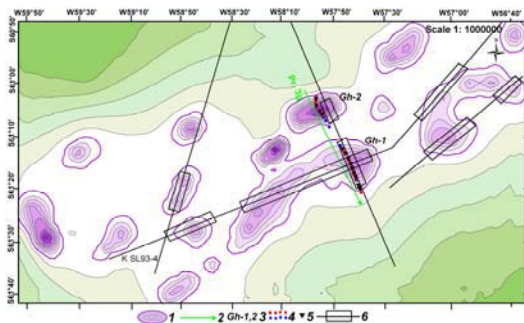


Рисунок 3. Карта геоэлектрических аномальных зон типа «залежь газогидратов» на материковом склоне вблизи Южных Шетландских островов (по результатам обработки и дешифрирования данных ДЗЗ и сезонных работ 17 УАЭ). 1 – аномальные зоны типа «залежь газогидратов» по результатам обработки и дешифрирования данных ДЗЗ; 2 – профиль зондирования ВЭРЗ; 3 – аномальные зоны типа «залежь газогидратов», зарегистрированные морской геоэлектрической съемкой; 4 – точки съемки методом СКИП (красные – положительные значения, синие – отрицательные); 5 – пункты ВЭРЗ; 6 – положение сейсмических профилей МОВ-ОГТ [4]. К SL93-4- сейсмический профиль через аномальную зону Gh-1, по [4].

На Южно-Шетландской континентальной окраине севернее о. Кинг Джордж, сейсмическими работами [4] была выявлена область BSR-зон,

соотносимых с формированием скоплений газогидратов. Результаты сейсмических исследований указывают на наличие больших скоплений газогидратов (на глубине 1000–4800 м), где общий объем метана составляет примерно $7.7 \times 10^{12} \text{ м}^3$ (при стандартных температуре и давлении) [4].

Для участков распространения зон BSR на континентальной окраине вблизи Южно-Шетландских островов были проинтерпретированы спутниковые данные с различными вариантами параметров обработки и выделены новые аномальные зоны типа «залежь газогидратов» (рис. 3).

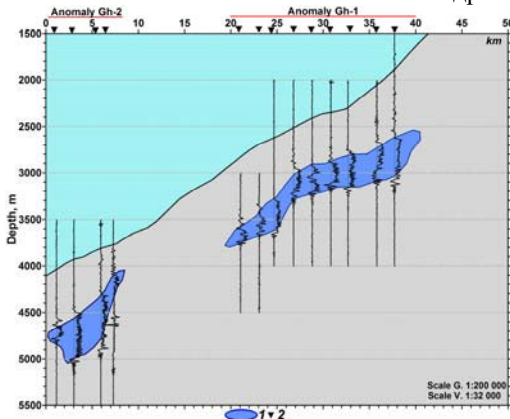


Рисунок 4. Вертикальный разрез вдоль геоэлектрических аномальных зон типа «залежь газогидратов» (Gh-1, Gh-2) на материковом склоне вблизи Южных Шетландских островов. 1 – зоны аномально поляризованных пластов типа «залежь газогидратов»; 2 – пункты ВЭРЗ. Положение аномальных зон показано на рис. 3.

По результатам ВЭРЗ были определены параметры двух аномально поляризованных пластов мощностью от 100 до 500 м, залегающих на глубине от 2500 до 5000 м при глубинах дна от 2000 до 4000 м (рис. 4). Сравнение данных, полученных разными методами, позволяет утверждать, что глубина аномально поляризованного пласта типа «залежь газогидратов» в зоне Gh-1, ранее выявленной по спутниковым данным (рис. 3) и положение BSR-зоны, определённое в этом же месте по данным сейсмических исследований [4, 5], практически совпадают.

Выводы. Предложены новые мобильные технологии выявления и картирования скоплений газогидратов, которые могут быть использованы при рекогносцировочных исследованиях в различных, в том числе и труднодоступных, регионах.

Впервые при изучении и картировании скоплений газогидратов Антарктики по комплексу данных (сейсморазведка, геоэлектрика и технологии дистанционного зондирования) удалось определить основные параметры толщи газогидратов, включая положение в разрезе, мощность и протяженность отдельных скоплений. Показано, что запасы газогидратов на

данном участке континентальной окраины Антарктического полуострова значительно превышают подсчитанные ранее. Это позволяет считать его перспективным районом для дальнейшего изучения процессов гидратообразования в структурах континентальной окраины Антарктиды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Макогон Ю.Ф. Газогидраты. История изучения и перспективы освоения // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. № 2 (20). С. 5–21.
2. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков. // Геоинформатика. 2010. № 3. С. 22–43.
3. Solovyov V.D., Bakhmutov V.G., Korchagin I.N. et al. Gas Hydrates Accumulations on the South Shetland Continental Margin: New Detection Possibilities // Jour. Geol. Res. V. 2011. 8 p. Doi:10.1155/2011/514082.
4. Jin Y.K., Lee M.W., Kim Y. et al. Gas hydrate volume estimations on the South Shetland continental margin, Antarctic Peninsula // Antarctic Science. 2003. V. 15. № 2. P. 271–282. DOI: 10.1017/S0954102003001275
5. Loreto M.F., Tinivella U., Accaino F. et al. Offshore Antarctic Peninsula Gas Hydrate Reservoir Characterization by Geophysical Data Analysis // Energy. 2011. № 4. P. 39–56.

During the 17th Ukrainian Antarctic Expedition (UAE, 2012) new geophysical data for the West Antarctica bottom structures were obtained. The geophysical investigations included the geoelectric methods of forming a short-pulsed electromagnetic field (FSPEF), vertical electric-resonance sounding (VERS) and the special method of remote sensing (RS) satellite data processing and interpretation. Three new anomalous zones of the "deposit of gas hydrates" type were mapped in the UAS "Academician Vernadsky" area. The parameters of two anomalous zones of the "deposit of gas hydrates" type with total thickness of 100–500m were determined at the continental slope of the South Shetland Islands. The presence of a number of "satellite" anomalous zones beyond the identified anomalies within the BSR-zones shows that gas hydrate reserves of this area are higher than previously calculated. New detailed data for local gas hydrate accumulations confirm the high potential perspectives of this part of the South Shetland margin and allow attributing it to one of the most promising areas of the Antarctic region.

Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н.

(Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, e-mail: lomtev@imgg.ru)

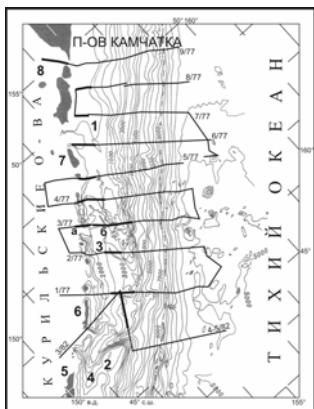
К строению и газоносности северной части Срединно-Курильского прогиба

Lomtev V.L., Patrikeev V.N.

(Institute of Marine Geology and Geophysics of FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk)

To the structure & gas presence of Northern Mid-Kuril trough

Ниже представлены итоги переинтерпретации профилей (ПР) НСП из рейсов НИС «Пегас»-1977 и «Морской геофизик»-1982 на севере Срединно-Курильского прогиба (рис. 1–5). НСП проводилось на 6–7-узловом ходу с электроискровыми источниками с запасенной энергией 100–150 и 25 кДж. Они обеспечивали регистрацию сейсмических сигналов в частотных диапазонах 40–120 (1977 г.) и 80–200 (1982 г.) Гц. Глубинность метода в кайнозойском чехле 1–2 км, разрешающей способность – 10–15 м.



Несогласия. Разделяют комплексы А-В (ПР 36,4/77) и связаны с поднятием и абразией хребта Северного Витязя и о-вов Большой Курильской гряды. Воздымание хребта на ПР 2-8/77 видно по налеганию и подъему осадков с максимумом (1.5 км) на ПР 36/77, взбросам на ПР2/77 и видимо 5/77 (бенчи). На островах и охотской окраине воздымания дна вызваны внедрением магмы в чехол ([1]; рис. 3, 4).

Рисунок 1. Батикарта региона с сечением изобат 500 м и схемой профилей НСП [2]: 1, 2 – Северный и Южный хребты Витязя соответственно; 3, 4 – север и юг Срединно-

Курильского прогиба и их главные каньоны Крузенштерна и Буссоль соответственно; 5 – о. Уруп; 6 – о. Симушир и прогиб Атласова; 7 – о. Онекотан и Онекотанское поперечное поднятие; 8 – Голыгинский прогиб. Выделены фрагменты ПР НСП на рис. 2–5.

На ПР 4/77 оно заметно по подъему комплекса А, асимметрии каньона и его намывных дамб у пикета 80 км, вызванной смещением русла из-за растущего перекаса дна, и сползанию осадков с шероховатыми сейсмофациями у бровки склона. Есть несогласия, связанные с палеоглубинами седиментационного бассейна. Последние близки высоте клиноформ с угловым несогласием в подошве. Так, на ПР 5/77 между пикетами 90 и 102 км в кровле комплекса Б обнаружена косослоистая,

абрадированная в кровле, осадочная лопасть мощностью 200 м (рис. 4). В период ее накопления и последующей абразии палеоглубины не превышали 300 м. Это меньше современных, например, клиноформ лопасти на ПР 5/77, частью абрадированных на уровне шельфа о. Харимкотан. Близкие значения палеоглубин были и при формировании лопасти мощностью 300 м у о. Райкоке (ПР 3а/77). Она осложнена молодыми взбросами, газовыми столбами и ВАМП-структурами (термин [3]), поэтому на профиле видно только одно ее крыло. Источник осадков – абразия близлежащих островов.

Угловое несогласие между комплексами **А** и **Б** на ПР 2/77 в подошве намывной дамбы каньона Крузенштерна [1] обусловлено более крутым залеганием турбидитов первого в сравнении с подстилающими (выделены двойной стрелкой на рис. 2. Его формирование видимо вызвано ростом скорости турбидитных потоков из-за увеличения перепада и энергии рельефа. Ту же природу имеют и несогласия между этими комплексами на ПР 1,36/77 и возможно 4/82 (двухфазное отражение).

Сейсмокомплексы А-В. Сведения о возрасте чехла и фундамента получены по редким драгировкам [4, 5] и данным геологии Курильских о-вов [1, 2]. В междуготовом прогибе на профилях НСП фундамент не выделяется, кроме ПР 1/77 (рис. 2–5). Кайнозойский чехол разделяется на верхний, контрастный комплекс с протяженными отражениями и нижний со слабыми отражениями, переходящий в прозрачную толщу. Т.о. нижний комплекс можно датировать миоценом, верхний – плиоценом или поздним плиоценом-квартером [4].

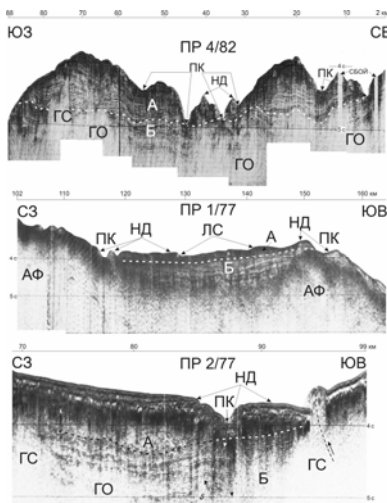


Рисунок 2. Фрагменты ПР 4/82, 1 и 2/77. Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега, горизонтальный – в км здесь и на рис. 3–5: АФ – акустический фундамент; А, Б – комплексы позднекайнозойского чехла, пунктир – несогласия здесь и на рис. 3–5;

ПК, НД – подводный каньон и его намывные дамбы здесь и на рис. 3, 4; ЛС – ложбина стока здесь и на рис. 3; ГО, ГС – газовые окна и столбы (газопроявления) здесь и на рис. 3–5; пунктир со стрелкой – сместитель взброса и смещение его висячего крыла здесь и на рис. 4.

В СЗ Пацифике контрастность кайнозойского чехла на профилях НСП и МОГТ связывают с терригенными осадками и пирокластикой [6]. Поэтому с учетом массового, био- и К-Аг датирования вулканитов о. Уруп [7] его

верхнюю, контрастную толщу следует датировать поздним миоценом-квартером. С учетом мощности (1-2 км) скорость ее аккумуляции составит 100-200 м/млн. лет. Вулканизм на хребте Витязя в кайнозое [5] с учетом ПР 36/77 очевидно был небольшим.

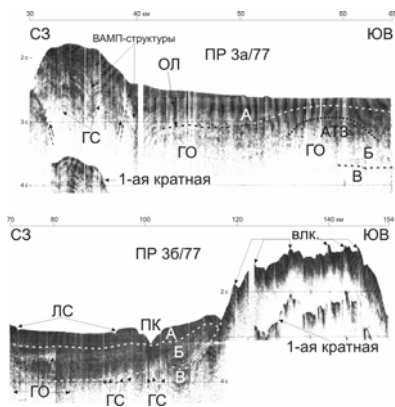


Рисунок 3. Фрагменты ПР 3а,б/77: В – древний комплекс здесь и рис. 4, 5; ОЛ – осадочная лопасть; АТЗ – аномалия типа «залежь» с кровлей, выделенной точками, здесь и рис. 4; влк. – вероятно вулканические постройки; ВМП-структуры – см. текст. Выделены кратные отражения здесь и на рис. 4, 5; другие обозначения на рис. 2.

Возраст комплексов **А-В** также можно оценивать по кривой палеоглубин Пасифики с учетом позднечетвертичного возраста шельфов [8]. Итак, по итогам изучения несогласий и комплексов чехла приходим к выводу о молодости междугового прогиба (поздний миоцен-квартер?).

Газопроявления. В МОВ известны более 50 лет [6]. На временных разрезах они опознаются по перерыву или заметному ослаблению интенсивности границ. По данным газового каротажа на Северном Сахалине газопроявления фиксируются по избыточному (~5-30%) газонасыщению осадочного чехла.

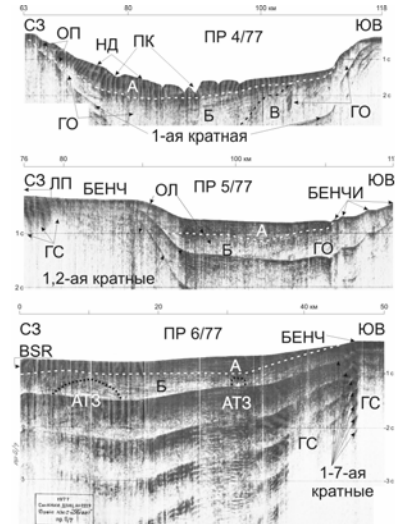
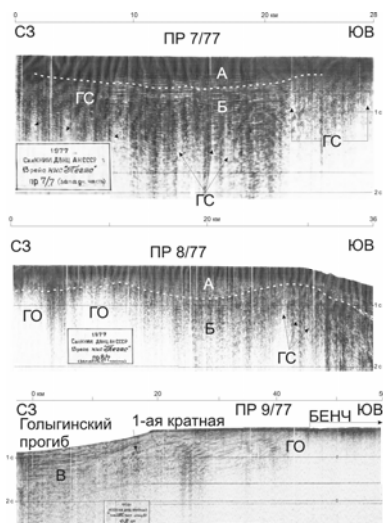


Рисунок 4. Фрагменты ПР 4-6/77: ОП – оползень; ЛП – край лавового потока на дне. Остальные обозначения на рис. 2.

В исследуемом регионе газопроявления обнаружены на всех профилях. С ними связано резкое ослабление отраженных волн с глубиной (газовые окна и столбы) и отсутствие отражений от фундамента. Заметим, что с усилением контрастности чехла на временных разрезах газопроявления не выделяются (ПР 3б/77). В таких случаях интерпретатору удобнее использовать поле кратных волн, где сейсмозапись существенно ослаблена (ПР 6/77). Отметим газовый столб вдоль молодого взброса на западном борту хребта Северного

Витязя (ПР 2/77) и протяженную (80 км) газонасыщенную зону в чехле мощностью 1.7 км на ПР 4/82 (рис. 2).

Газогидраты. Обнаружены на подводных окраинах, в том числе в Охотском море [9]. Их считают батиальными, но недавно они открыты и на



шельфах Сахалина [6, 10]. На севере прогиба газогидраты предполагаются на ПР 6/77 (рис. 4). Их присутствие, как и в [10], фиксирует цуг кратных волн, обусловленный скачком (до 2.5 км/с) скорости в газогидратах. Параллельная дну граница BSR «срезает» слои на западном крыле антиклинали у пикета 10 км. Как известные флюидоупоры [3, 9] газогидраты опознаются по газовым окнам и АТЗ под ними (ПР 6 и 3а/77).

Рисунок 5. Фрагменты ПР 7-9/77: BSR – bottom simulating reflector (отражающая граница в подошве газогидратов). Другие обозначения на рис. 2.

АТЗ. Выделяются на разрезах МОГТ, а недавно обнаружены на профилях НСП на батиали и абиссали Пацифики [6]. На Чайвинской структуре (СВ Сахалин) описаны два типа АТЗ: в своде ложный симметричный провал границ, захватывающий и низы покрывки, на периферии – ложный минигайот. Связь этих типов АТЗ с залежью УВ заверена бурением. На профилях НСП в междугловом прогибе нередко участки аномального рельефа отражающих границ, выражающиеся в резком или плавном их прогибании, которое зачастую не связано с тектоникой или седиментацией, а обусловлено избыточным газонасыщением. Последнее сопровождается уменьшением в них скорости распространения продольных волн, что вызывает искривление (прогибание) осей синфазности волн, отраженных от залегающих ниже этих отложений границ. Т.е. по амплитуде аномалии и мощности газонасыщенных отложений можно оценить величину уменьшения в них скорости продольных волн, которая определяет степень их газонасыщения. Однако эта оценка возможна при субгоризонтальном залегании и непрерывной корреляции границ, что выполняется лишь на некоторых участках, например, на ПР 6/77, пикеты 30–35 и отчасти 7–10 км. В их пределах определено уменьшение скоростей продольных волн в газонасыщенном слое мощностью 100 м примерно на 10–12%. Две ВАМП-структуры обнаружены близ о. Райкоке на ПР 3а/77. Это ложные провалы границ (АТЗ) распространяются вверх по разрезу, захватывая часть покрывки залегающей глубже залежи газа. Однако в их

пределах не выполняются условия горизонтальности и коррелируемости границ, поэтому инверсия скорости не определена, как и для крупной соседней АТЗ. С учетом невысоких оценок инверсии скорости и небольшой глубины залегания (сотни м) приходим к выводу, что формирование АТЗ на севере Срединно-Курильского прогиба связано с газогидратами (флюидоупор).

Отметим поднятие бортов, формирование ванны междугового прогиба и его замыкание на севере между ПР 8 и 9/77, которые надежно фиксирует молодая долинная сеть. В ее строении выделим узкие врезы (каньоны) и широкие (>10 км) ложбины неясного генезиса (ПР 1,36/77).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геолого-геофизический атлас Курильской островной системы. Л.: ВСЕГЕИ. 1987. 36 л.
2. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 179 с.
3. Scholl D.W., Cooper A.K. VAMP's – possible hydrocarbon bearing structures in Bering Sea basin // Bull. AAPG. 1978. V. 62. № 12. P. 2481–2488.
4. Корнев О.С. и др. О геологическом строении подводного хребта Витязь // Структура и состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 34–44.
5. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Геология и вулканизм подводного хребта Витязя на тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Океанология. 2011. Т. 51. № 2. С. 329–343.
6. Ломтев В.Л. и др. Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазопроисловых исследованиях // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. С. 107–119.
7. Ковтунович П.Ю. и др. Хронология и эволюция магматизма острова Уруп (Курильский архипелаг) по данным К-Аг датирования и диатомового анализа // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23. № 5. С. 32–44.
8. Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.
9. Матвеева Т.В., Соловьев В.К. Газовые гидраты Охотского моря: закономерности формирования и распространения // Рос. хим. ж. 2003. Т. XLVII. № 3. С. 101–111.
10. Ломтев В.Л., Литвинова А.В. Новое в геологическом строении подводной окраины Северного Сахалина (по геофизическим данным) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2012. № 1. С. 8–14.

New peculiarities of Northern Mid-Kuril trough structure are examined using data on SCP. Among them: unconformities in the Late Cenozoic cover and conditions of sedimentation; gas seeps as zones of break or visible weakening of reflectors; “field” type anomalies and has hydrates; small, possibly volcanic, cones on the submarine Northern Vityaz ridge; peculiarities of valley network structure.

Марина М.М., Берлин Ю.М.

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

Прогноз распределения органического вещества в кайнозойских отложениях Охотского моря

Marina M.M., Berlin Y.M.

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

Prediction of organic matter distribution in Genozoic sediments of the Okhotsk Sea

Прогноз распределения в разрезах осадочного чехла процентного содержания исходного для образования углеводородов (УВ) органического вещества (ОВ) и его типового состава является важнейшей составной частью разработанного в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН историко-генетического метода сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности акваторий [1, 2]. Выделить в большом по площади и разнообразном по строению Охотоморском регионе единообразно отдельные нефтегазоматеринские толщи не представляется возможным из-за значительной литологической изменчивости отложений в разных его районах. Поэтому кайнозойский осадочный чехол по совокупности геологических и сейсмических данных был разделен на четыре литолого-стратиграфических (сейсмостратиграфических) комплекса (снизу вверх): "D" – от палеоцена до нижней части нижнего миоцена, "C" – от верхней части нижнего миоцена до верхов среднего миоцена, "B" – от верхов среднего миоцена до верхов миоцена и "A" – от верхов миоцена до голоцена.

Для комплексов "D", "C" и "B" проведен прогноз распределения концентраций и типов ОВ, который сопряжен с рядом трудностей: отсутствие геохимических данных в обширной внутренней части Охотского моря, их неравномерное распределение в изученных разрезах, недостаточность индивидуальных данных для отдельных литологических разностей вследствие использования осредненных величин. В данной работе применены два метода прогноза. Первый – включал статистическую обработку разрозненных геохимических данных в отобранных образцах пород и шлама по единичным морским и сухопутным скважинам, на основании которых были рассчитаны стандарты средних концентраций органического углерода ($C_{\text{орг}}$) в пределах отдельных структурных зон. Второй метод прогноза применялся для большей части акватории, не изученной бурением, и основывался на численном моделировании, проведенном на основании статистической обработки обширного банка данных по Мировому океану [3]. Численные модели использовались для описания комплексного влияния на содержание ОВ основных геологических характеристик: литологический состав отложений, скорость осадконакопления, морфоструктурное и геодинамическое положение

осадочного бассейна. Расчеты проводились по сети оценочных точек, каждая из которых отражала определенную тектоническую зону. При этом не оставались без внимания построенные по сейсмическим данным карты мощностей и литологического состава кайнозойских отложений. В итоге для вышеназванных комплексов были построены три карты распределения концентраций $C_{орг}$.

Прогноз типов ОВ в комплексах для большей части Охотоморского региона основывался на анализе палеогеографических и литофациальных данных и их связи с концентрациями $C_{орг}$. Также использовались данные химико-битуминологических анализов параметрических морских скважин Магаданские 1, 2, пробуренных в пределах северо-западного шельфа Охотского моря, скважины 1-Крестовская, пробуренной на суше юго-западной оконечности Камчатки [4–6] и некоторых морских скважин в Западно-Сахалинском бассейне. Принимались во внимание результаты петролитических исследований на приборе Rock Eval.

Характерной особенностью распределения концентраций $C_{орг}$ в комплексе "D" являются значительные колебания их средних значений – от 0.5 до 1.7%. Кроме того, прогнозируются отложения с $C_{орг} \leq 0.5\%$. С учетом проанализированных материалов геохимических исследований в Магаданской скважине №1, анализа геологического развития северной части Охотоморского региона (Магаданский и Тинровский осадочно-породные бассейны) можно полагать, что отложения комплекса "D" содержат ОВ смешанных типов – гумусово-сапропелевый (III–II) или сапропелево-гумусовый (II–III) и значительно реже гумусового типа (III). Распространение этих отложений по площади можно условно увязать с концентрациями $C_{орг}$. Первому из них соответствует зона с содержанием $C_{орг}$ от 1,4 до 1.7% и более, второму – 0.8–1.4%, а третьему – 0.5% и менее.

Отложения с концентрациями $C_{орг}$ 0.5–0.8% и 0.8–1.1% и значительно реже 1.1–1.4% прогнозируются в Западно-Камчатском, Северо-, Южно- и Западно-Сахалинском и Дерюгинском бассейнах. В акваториальной части первого из них прогнозируется ОВ II–III типа. В пределах юго-западной окраины Камчатки расположен Гольгинский осадочный бассейн, который имеет продолжение в акваторию. По аналогии с его сухопутной частью, где проанализированы геохимические материалы в скв. Крестовская 1, в его акваториальной зоне можно предполагать в отложениях комплекса "D" концентрации $C_{орг}$ 0.5–0.8% преимущественно II–III типа. В Северо-Сахалинском бассейне, где содержания $C_{орг}$ чаще всего не превышают 0.5–1.1%, прогнозируются смешанные (II–III или III–II) типы ОВ. Аналогичные типы и концентрации ОВ предполагаются для отложений комплекса "D" и в Дерюгинском бассейне, примыкающем к Северо-Сахалинскому с востока. Для Южно-Сахалинского бассейна характерны низкие содержания $C_{орг}$ и, достаточно условно, III тип ОВ. В Южно-Сахалинском бассейне, учитывая многообразный литолого-фациальный состав отложений и разнообразие

палеогеографических обстановок их формирования, можно прогнозировать в комплексе "D" наличие двух типов ОВ: III и II–III.

В отложениях комплекса "C" выделены зоны со средним содержанием $C_{орг}$ 0.5–0.8%, 0.8–1.1% и редко – 1.1–1.14%. Учитывая имеющийся геохимический материал по Магаданской скв. 1, литологический состав отложений, предполагается накопление ОВ в основном смешанного II–III и реже III типов. Распределение их по площади также проводится в пределах выделенных зон концентраций $C_{орг}$: первый ограничивается зоной 0.8–1.4%, а второй – 0.5–0.8% и менее. В Западно-Камчатском бассейне данные пиролитических исследований пород свидетельствуют о наличии в отложениях комплекса ОВ главным образом III типа, где $C_{орг}$ составляет 0.5–0.8%. На карте распределения $C_{орг}$ прогнозируется также зона концентраций 0.8–1.1%, которая, возможно, оконтуривает, отложения с ОВ II–III типа с преобладанием гумусового. В Голыгинском осадочном бассейне ОВ отложений комплекса "C" по данным пиролиза изученных образцов в скв. Крестовская 1 относится в основном к III типу. В Присахалинских бассейнах отличительной чертой времени формирования комплекса "C" является господство терригенной седиментации, приведшей к широкому распространению песчано-алеврито-глинистых отложений. Выделено два типа ОВ: смешанный II–III (возможно, с преобладанием гумусового) и III. Они же, по-видимому, характерны и для отложений Дерюгинского бассейна. В Курило-Южно-Охотской системе прогибов прогнозируется распространение алеврито-глинистого кремнистого комплекса и вулканогенного [5]. В соответствии с этим и распределением концентраций $C_{орг}$ (0.5–0.8%, 0.8–1.1%) можно предполагать распространение здесь отложений с ОВ III и II–III типов.

В отложениях литолого-стратиграфического комплекса "B" чаще всего прогнозируются следующие концентрации $C_{орг}$: 0.5–0.8%, менее 0.5% и редко 0.8–1.1% и даже 1.1–1.4%. В западной и северо-западной частях Охотского моря по данным геохимических исследований образцов пород Магаданской скв. 1 отложения комплекса "B" характеризуются наличием ОВ смешанного состава, но с преобладанием гумусового типа. В пределах Западной Камчатки в разновозрастных терригенных отложениях ОВ преимущественно III типа. В Западно-Сахалинском бассейне породы комплекса изучены по ряду пробуренных скважин и имеют песчано-алеврито-глинистый состав. Данные геохимических исследований показывают, что большинство изученных образцов содержат ОВ преимущественно II–III типа с преобладанием гумусовой компоненты. В восточной части Присахалинской системы бассейнов комплекс "B" сложен алеврито-глинисто-кремнистыми породами, в пределах впадины Дерюгина [5] и песчано-алеврито-глинистыми. Можно прогнозировать наличие двух типов ОВ – II–III и III. В Курило-Южно-Охотской системе прогибов ОВ тех же типов.

Полученные данные являются важнейшей основой для дальнейших исследований по оценке углеводородного потенциала кайнозойских отложений Охотского моря на основе применения историко-генетического метода оценки перспектив нефтегазоносности акваторий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодекян А.А., Троцюк В.Я., Берлин Ю.М. и др. Генетические исследования нефтегазоносности акваторий. М.: Наука. 1980. 276 с.
2. Троцюк В.Я. Прогноз нефтегазоносности акваторий. М.: Недра, 1982. 200 с.
3. Троцюк В.Я., Марина М.М. Органический углерод в отложениях Мирового океана. М.: Наука, 1988. 173 с.
4. Варнавский В.Г., Жаров Г.Л., Кириллова Г.А. и др. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна. Владивосток, 2002. 143 с.
5. Веселов О.В., Ильев А.Я., Кононов Е.В., и др. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 160 с.
6. Грецкая Е.В., Крапивенцева В.В., Сергеев К.Ф. Углеводородный потенциал осадочных отложений Голыгинского бассейна (Камчатка) // ДАН, 2008. Т. 420. № 6. С. 796–798.

Prediction concentration and types of organic matter distribution in Cenozoic sediments of the Okhotsk Sea evaluated using the historic-genetic method developed at the P.P. Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences. Three schematic maps showing spatial distribution of concentration and types of organic matter was drawn.

Обжиров А.И.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: obzhirov@poi.dvo.ru)

Возможные источники углеводородов и их участие в формировании газогидратов в Охотском море **Obzhirov A.I.**

(V.I.II'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, e-mail: obzhirov@poi.dvo.ru)

Possible sources hydrocarbon and its participate to form gas hydrate in Okhotsk Sea

Введение

Лаборатория Газогеохимии ТОИ ДВО РАН выполняет изучение распределения природных газов и их потоков, в том числе углеводородов, в литосфере, гидросфере и атмосфере с 1977 года. В морских условиях Дальневосточных морей выполняется геолого-геофизический комплекс исследований. В него входит сейсмоакустические, гидроакустические, газогеохимические, литологические, морфоструктурные, океанологические и другие исследования. С 1998 по 2012 годы они выполнялись по трем международным проектам – Российско-Германскому (ГЕОМАР, 1998-2004 гг.), Российско-Японско-Корейскому ХАОС (2003-2006 гг.) и Российско-Японско-Корейскому САХАЛИН (2007-2012 гг.). В результате выполненных исследований в Охотском море было открыто более 500 потоков пузырей метана из донных отложений в воду и 17 площадей, в донны осадках которых открыты газогидраты. В работе представлены обнаруженные закономерности распределения природных газов, образования газогидратов с обоснованием возможных источников метана и других природных газов. Рассматриваются мантийный, термогенный и микробный источники.

Цель и методика газогеохимических исследований

Основной целью исследований является использование газогеохимических критериев как индикаторов для решения различных геологических задач, в том числе поиска месторождений углеводородов на море и суше. Эти исследования важны для выяснения [1, 2]: – влияния и участия природных газов на физико-химические, сейсмо-тектонические и др. геологические процессы, в том числе формирование залежей УВ; – определения источников метана, образующих морфоструктуры в донных осадках, газовые гидраты и нефтегазовые залежи; – использование природных газов для картирования зон разломов и оценки их современной сейсмо-тектонической активизации; – влияния потоков метана на экологию окружающей локальной среды и глобального изменения (потепления) климата. Для извлечения газа использовались методы вакуумной дегазации и метод Head Space. Определялись CH_4 , тяжелые углеводородные газы C_2 -

C₄, He, H₂, O₂, N₂.

Источники углеводородов, образующих залежи.

1. Глубинный подток газов, образующих углеводороды.

Из ядра Земли и мантии в земную кору проникают водород и углерод, которые, при существующих в недрах температуре, давлении и окислительно-катализаторов, образуют жидкие и газообразные углеводороды, углекислый и другие газы (рис. 1). Они пронизывают земную кору, участвуют в процессе метаморфизма пород, образования гранитов и месторождений углеводородов в кристаллических породах и осадочных бассейнах [2].

В тоже время, при воздействии водных флюидов на ультраосновные породы формируются серпентиниты и при этом образуется метан, который проникает в верхние горизонты пород и слои осадков. При этом, природный газ имеет динамическую энергию. Мигрируя к поверхности с больших глубин и давлений, газы расширяются в верхних горизонтах, создают трещины, расширяют их и участвуют в создании условий землетрясений. При этом с одной стороны, газ является воздушной смазкой, с другой, способствует перераспределению углеводородов по зонам разломов из глубоких горизонтов в вышезалегающие структуры.

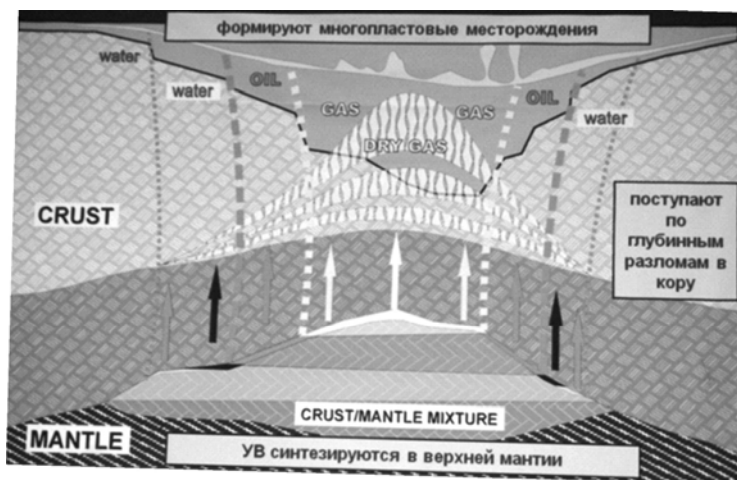


Рисунок 1. Схема дегазации мантии и участия глубинной газовой составляющей в формировании структур и нефтегазовых залежей в верхней литосфере

2. Термогенный источник углеводородов.

В Охотском море нами обнаружено более 500 выходов пузырей газа из донных отложений в воду и частично в атмосферу. При этом, важно отметить, во-первых, в газе присутствует в основном метан (90–95%). В результате исследований [3] выяснено главное. Основное количество

метана, который образуют газогидраты, является термогенный метан нефтегазосодержащих пород и других источников недр – угольный метан, глубинный метан литосферы. Термогенный метан проникает к поверхности по зонам разломов и в условиях низкой температуры и высокого давления формируют газогидраты. При этом на поверхности метан частично перерабатывается микробами в связи с чем, изотопное отношение метана облегчается и его $\delta^{13}\text{C}$ изменяется в среднем от -55 до -65‰. Этот вывод очень важен тем, что газогидраты взаимосвязаны с нефтегазовыми залежами, являются хорошими покрывками и консервантами метана. В этом случае запасы метана в газогидратах могут быть очень значительными.

В работе [3] представлен пример формирования газогидратов в районе нефтегазовых залежей на Аляске. Газогидраты обнаружены в районе нефтегазовых месторождений Прадхо Бей и Купарук Ривер. В этом регионе формирование слоев газогидратов взаимосвязаны с нефтегазовыми залежами (Рис. 2а и 2б). На этих месторождениях газ из нефтегазосодержащих пород по зоне разлома поднимается вверх и в зоне, благоприятной по давлению и температуре для образования газогидратов, формируются слои газогидратов. Газогеохимическими исследованиями в Восточно-Сибирском море [4] в донных осадках обнаружена аномалия метана (0.9 ммоль/л) на глубине моря 41 м в зоне разлома. Это показывает, что и в морях Арктики идут те же процессы, как в Охотском море.

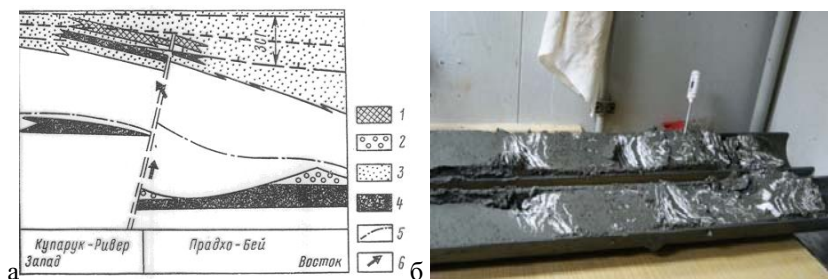


Рисунок 2. (а) Схематический разрез гидратсодержащего района месторождений Купарук-Ривер и Прадхо-Бей (Аляска). 1– гидратсодержащие отложения; 2 – газовые шапки месторождений; 3 – свита Сагаваниркток (ЗСГ – зона стабильности газогидрата); 4 – нефтегазосодержащие отложения; 5–подошва морских сланцев; 6 – направление движения газа; (б) газогидраты в Охотском море (светлые слои внутри донных илистых осадков).

Мигрирующий из недр газ пронизывает верхние слои донных осадков и с поверхности дна проникает в водную толщу в виде пузырей, проникая почти вертикально в верх на расстояние 300–600 и более м от дна, достигая иногда поверхности (рис. 3), что характеризует его высокое давление, а

значит глубокие слои пород, содержащие нефть и газ; в-третьих, газ-метан поступает к поверхности по зонам разломов и в верхних слоях донных осадков образуются газогидраты в зоне их стабильности. При этом, гидраты расширяют осадочные слои, создают структуры – бугры, а потоки газов образуют ямки, создают оползни. Эти явления образуют морфоструктуры на поверхности дна и в осадочной толще.

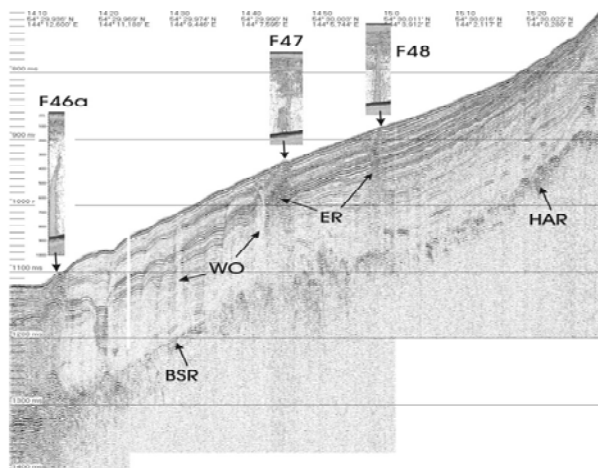


Рисунок 3. Схематический сейсмический разрез на Сахалинском северо-восточном склоне впадины Дерюгина Охотского моря. BSR – подошва газогидрат-содержащих пород, WO, ER, HAR – отсутствие сейсмических отражений в связи с потоком газа. F46a, F47, F48 – гидроакустический вид выходов пузырей метана из донных отложений в воду

3. Микробный метан

Микробный метан образуется бактериями в воде и донных осадках. Его количество зависит от наличия органического вещества, температуры, отсутствие кислорода и других условий. В Охотском море наибольшие его концентрации образуются в донных илистых осадках на перегибе шельфа в склон, на глубинах 300–400 м. В придонной воде концентрация микробного метана достигает 100–120 нл/л и 1000–1200 нл/л в верхних слоях донных осадках. Концентрации метана в придонной воде и в донных осадках указывают на его подток из глубоких горизонтов мантийного и (или) термогенного генезиса. В газогидратах может присутствовать 5–10% микробного метана в смеси с мантийным и термогенным.

Заключение

Таким образом, согласно нашим исследованиям в Охотском море следует, сделать вывод, что основным источником метана в этом регионе является термогенный метан нефтегазосодержащих слоев нефтегазовых

месторождений. Метан по зонам разломов поступает из недр к поверхности и в зоне стабильности газогидратов, в районе метановых потоков в донных осадках, образуются газогидраты. Изотопный состав углерода метана изменяется (облегчается) в связи с его фракционированием в процессе микробной переработки термогенного метана - окисления и вновь образования в подповерхностных слоях донных осадков.

Проведенные исследования показывают, что выявленное в результате многолетнего мониторинга усиление газо-гидротермальной активности в Охотском море связано с общим тектоническим оживлением земной коры в переходной области от Азии к Тихому океану. Эманация и концентрации метана и сопутствующих газов в приповерхностных слоях коры могут служить своеобразной “смазкой” или “подушкой”, способствующей сдвигу и перемещению блоков коры в условиях сейсмической активизации при имеющихся тектонических напряжениях. Их следует рассматривать как один из факторов усиления геодинамического эффекта. Поэтому газогеохимические поля и газо-гидротермальные источники можно использовать для оценки прогноза сейсмической активности региона, картирования зон активных разломов, поиска залежей углеводородов и газогидратов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Обжиров А.И. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. М.: Наука, 1993. 139 с.
2. Obzhirov A., Shakirov R., Salyuk A. et al. Relations between methane venting, geological structure and seismo-tectonics in the Okhotsk Sea // *Geo-Marine Letters*. 2004. V. 24. № 3. P. 135–139.
3. Loranson T.D., Collet T.S., Hunter R.B. Gas geochemistry of the Mount Elbert gas hydrate stratigraphic test Well Alaska North slope implications for gas hydrate exploration in the Arctic // *Marine and Petroleum Geology*. 2011. V. 28. P. 343–360.
4. Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Обжиров А.И. Некоторые газогеохимические особенности осадков Восточно-Сибирского моря // *Региональные проблемы*. 2012. Т. 15. № 1. С. 33–40.

Represent data of sources hydrocarbon that may form gas hydrate in Okhotsk Sea. It is mostly thermogenic gas oil-gas deposit and possible from mantel gas. Microbial methane gives small percent in mixture gases.

Пестрикова Н.Л., Обжиров А.И.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, e-mail: natap81@mail.ru)

Газовые гидраты и подводная газовая разгрузка в Охотском море

Pestrikova N.L., Obzhirov A.I.

(V.I.I.I'ichev Pacific Oceanological Institute of the Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok)

Gashydrates and gas discharge in the Sea of Okhotsk

Открытие природных газовых гидратов (на суше и в море), их высокая энергоёмкость, понимание их роли в глобальных и региональных природных процессах привлекает интерес ученых всего мира. Огромное внимание уделяется вопросам изучения закономерностей формирования-разрушения газовых гидратов и возможности их использования в качестве нетрадиционного углеводородного сырья.

В настоящее время в Охотском море известны три района, где в донных отложениях присутствуют газогидраты [1–10]: восточный сахалинский склон (впервые обнаружены в 1991 г., предполагались в 1988 г. в результате обнаружения подводных газовых факелов), Припарамуширский район Курильских островов (1986 г.) и Курильская котловина (2012 г.). Скопления газогидратов обнаружены в донных осадках в районе очагов газовой разгрузки, контролируются такими флюидопроводниками, как зоны разломов, диапиры и, возможно, грязевые вулканы.

К 2009 г. в районе северо-восточного сахалинского склона выявлены около 400 выходов природного газа (преимущественно метанового состава) из донных отложений в воду и 11 структур, где отобраны газовые гидраты. Газогидраты зафиксированы в приповерхностных слоях донных осадков в результате грунтового пробоотбора в разнообразных формах, но главным образом, в виде линз, слоев, прослоев, их фрагментов. Экспедиционные исследования 1998–2002 гг. показали, что узлы пересечений разрывных нарушений в пределах субмеридиональной разломной зоны являются основными структурами, которые определяют положение мощных выходов газа на северо-восточном шельфе и склоне о. Сахалин и впадине Дерюгина.

Изучение газовой составляющей осадков Охотского моря показало, что в осадках, не содержащих газовые гидраты, концентрации метана обычно возрастают с 200 см и достигают 0.1–1.0 мл/л. В гидратсодержащих отложениях эта закономерность нарушается, так как гидратоносные горизонты содержат достаточно большой объем метана и могут встречаться на различной поддонной глубине. В газогидратсодержащем керне независимо от интервала концентрация метана увеличивается до 500 мл/л и более, достигая порой 3000 мл/л.

В 2009 г. был изучен новый район подводной газовой разгрузки в

Охотском море, расположенный южнее ранее открытых площадей газогидратопоявления и выходов природного газа из донных отложений в воду в пределах северо-западного сектора акватории [9]. Обнаружено около 200 газовых выходов. Выявлены аномалии метана в придонном слое воды порядка 1000–2000 нл/л. Исследованы осадочные донные отложения. Выявлены участки в пределах нового южного района перспективные на газогидратоносность (повышенные значения метана в осадке, наличие творожистой структуры при визуальном обследовании поднятого материала и пр.). Однако, в отличие от уже известной площади признаки присутствия газогидратов здесь тяготеют к более глубоким горизонтам отложений, проявления метана по величине меньше, чем в северной части. Возможно, это связано с более глубинным нахождением самих газогидратов в новом районе.

В 2010 г. в пределах нового обширного района распространения газовых выходов [10], открытого в 2009 г. и расположенного южнее известной северной площади, обнаружены газогидратсодержащие отложения (на трёх станциях). Также зафиксировано около 200 выходов пузырей метана из донных отложений в воду. В донных осадках, отобранных в районе газовых выходов, обнаружена аномальная концентрация метана (200 мл/л), которая в 1000–10000 раз превышает фон. В придонном слое воды в районе газовых потоков отмечена концентрация метана 2000–4000 нл/л, что превышает фон в 100 раз и более. Выявленные в донных осадках слои газогидратов обнаружены на глубине около 2 м от дна. Мощность газогидратсодержащей толщи составляла почти 1 м. Кроме того, геофизической съемкой выделены структуры с потоками газа и изменением поверхности дна с образованием неровностей, сформированных, вероятно, газо-флюидными потоками, поднимающимися из глубоких слоев осадочного чехла.

В процессе исследований по газогидратной теме в 2012 г. получены следующие результаты (59 рейс на НИС «Академик М.А. Лаврентьев»).

1) Впервые на юге Охотского моря в Курильской котловине обнаружены газовые гидраты. Они вскрыты в донных осадках на западном склоне котловины со стороны залива Терпения.

2) Несколько южнее площади, где были открыты газовые гидраты, на склоне Курильской котловины, на глубине 2200 м обнаружен мощный поток пузырей метана из донных отложений в воду, который практически достигает поверхности моря (запись гидроакустической аномалии, Саломатин А.С.).

3) В донных осадках, которые были отобраны в районе газовых выходов из морского дна, обнаружены аномальные концентрации метана (до 100 мл/л), которые превышают фон в 1000 и более раз. Кроме метана, в газе в небольших количествах присутствовали этан, пропан и углекислый газ.

4) В районе газовых выходов в придонном слое воды концентрация метана достигала 1000–2000 нл/л. При приближении к поверхности моря

концентрация метана в воде снижалась почти до фоновой (30–40 нл/л), и на поверхности она увеличивалась до 120–150 нл/л. Распределение концентраций метана в воде при отсутствии потока метана из донных отложений в воду – в пределах фона.

В целом, особенности районов газогидратопроявления в пределах Охотского моря проявляются в наличии морфонеровностей морского дна (холмы, воронки) и в воздействии газовых выходов (потоков метана) на биоту, проявляющемся в формировании своеобразных оазисов жизни (бурное развитие бактериальных матов, концентрирование живых моллюсков *Calypotgena* и/или *Conchocele* по мере приближения к центральным частям газовых выходов), не характерных для территорий с фоновыми концентрациями метана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. 199 с.
2. Комплексные геологические, гидрологические, газогеохимические и геофизические исследования в районе распространения газовых гидратов в Охотском море: заключит. отчет по результатам экспедиционных исследований по проекту «ШАОС-2» в 36 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 21 мая – 10 июня 2005 г. / ТОИ ДВО РАН ; рук. Обжиров А.И.; исполн. Николаева Н.А. [и др.]. Владивосток, 2005. 123 с.
3. Комплексные геологические, гидрологические, газогеохимические и геофизические исследования в районе распространения газовых гидратов в Охотском море: отчет по результатам экспедиционных исследований по проекту «ШАОС-3» в 39 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 24 мая – 19 июня 2006 г. / ТОИ ДВО РАН; рук. Обжиров А.И.; исполн. Николаева Н.А. [и др.]. Владивосток, 2006. 76 с.
4. Biebow N. and Huetten E. (eds.) KOMEX Cruise Reports I & II RV Professor Gagarinsky, Cruise 22, RV Akademik M.A. Lavrentyev, cruise 28. GEOMAR Report 82 INESSA. Kiel, Germany. 1999. 188 p.
5. Biebow N., Kulinich R., and Baranov B. (Eds.). Kurile Okhotsk Sea Marine Experiment (KOMEX II). Cruise Report: RV Akademik Lavrentyev, cruise 29. Leg 1–2. 2002. 190 p.
6. Dullo W.-Chr., Biebow N., and Georgeleit K. (Eds.). SO178-KOMEX Cruise Report: RV SONNE. Mass exchange processes and balances in the Okhotsk Sea. Germany. 2004. 125 p.
7. Matveeva T., Soloviev V., Shoji H., Obzhirov A. (Eds.). Cruise Report CHAOS-1: RV Academic M.A. Lavrentyev, cruises 31 and 32. S-Pb.: VNIIOkeangeologia, 2005. 164 p.
8. Obzhirov A.I., Salyuk A.N., Shakirov R.B. et al. Methane flux and gas hydrates in the Sea of Okhotsk // Science and techniques in the gas industry. Moscow: Publishing house ООО “IRTS Gasprom”. 2004. № 1–2. P. 20–25.

9. Shoji H., Jin Y.K., Obzhirov A. and Baranov B. (Eds.) Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2009, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 47. Published by the New Energy Resources Research Center Kitami Institute of Technology. Kitami, Japan, February, 2010. 136 p.
10. Jin Y.K., Shoji H., Obzhirov A. and Baranov B. (Eds.) Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2010, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 50. Published by Korea Polar Research Institute. Korea, January, 2011. 129 p.

Nowadays in the Sea of Okhotsk there are 3 areas of gashydrate occurring in the bottom sediments: the eastern Sakhalin slope (for the first time they were discovered in 1991, hypothesized in 1988 as a result of reveal of submarine gas fluxes), the area nearby Paramushir Island (1986), and the Kuril Basin (2012). Gashydrates are discovered in the bottom sediments in gas vent areas, located nearby fluidconductors like active deep faults, diapirs and, possible, mud volcanoes.

Разницын Ю.Н.

(Геологический институт РАН, e-mail: razn46@mail.ru)

Геологическая модель формирования неоткрытых месторождений углеводородов на южном шельфе Кубы
Raznitsin Yu.N.

(Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Geologic model of undiscovered hydrocarbon fields formation on the southern shelf of Cuba

Нефтегазоносный район Карибского моря, являющего собой типичный пример межматериковых морей, относится к числу богатейших НГР мира, однако, запасы углеводородов (УВ) здесь уже в значительной степени исчерпаны. Речь идет, прежде всего, о Маракайбском районе Венесуэлы (лагуна Маракайбо), Венесуэльском заливе, северном шельфе Венесуэлы, шельфе острова Тринидад. Куба выпадает из этого списка, поскольку практически все месторождения нефти сосредоточены в пределах ее северной части и прилегающего шельфа Атлантики, а ее южный шельф в этом отношении совершенно стерилен. Исправление такого положения и рассмотрение вероятного сценария становления углеводородного потенциала последнего являются целью настоящего доклада.

Промышленная нефтегазоносность Кубы сосредоточена внутри аккреционной призмы [1], оформившейся в качестве Северо-Кубинского складчато-надвигового пояса [2], а также непосредственно к северу от линии надвига офиолитов и вулканогенно-осадочных пород террейна Саса (основных составляющих элементов призмы) на южную окраину карбонатной позднемезозойской Флоридско-Багамской платформы и установлена в двух провинциях: Северо-Кубинской и Южно-Кубинской [3]. В пределах первой главными генераторами нефти являются отложения относительного автохтона – карбонатные шельфовые отложения поздней юры-неокома и терригенно-карбонатные породы апта-турона, характеризующиеся большими концентрациями органического вещества и высоким уровнем его катагенетической превращенности [4]. Механизм генерации УВ, предложенный более 30 лет тому назад этим автором, включает в себя усиление прогрева подстилающих нефтепроизводящих толщ под влиянием надвигающихся аллохтонных масс и геодинамической нагрузки на эти толщ пакета покровов, создающих благоприятную обстановку для образования дополнительных порций УВ и отжатия их из нефтематеринских пород и последующей миграции по разломам в пласты – коллекторы верхних частей разреза надвинутых образований. Аналогичной точки зрения придерживаются в настоящее время американские геологи, полагая, что генерация УВ происходила в процессе тектонического становления Северо-Кубинского складчато-надвигового пояса в позднем

мелу-палеогене, причинно связанного с раскрытием Юкатанской впадины [2]. Кубинские исследователи полагают, что образование УВ имело место после шарьирования [3].

В Южно-Кубинской провинции основным источником нефти служат маастрихт-палеоценовые отложения. Расчеты показали, что количество органики, содержащееся в них, не могло генерировать нефть в объемах, близких к реально разведанным ее запасам на месторождениях [4]. В связи с этим возникает вопрос о наличии дополнительного источника УВ, способного восполнить их дефицит. При этом наиболее вероятен вертикальный переток нефти из нефтепроизводящих толщ, развитых в основании террейна Саса. Данное положение подтверждается результатами бурения скважины Хатибонико-78: под четырехкилометровой толщиной основных и ультраосновных пород этой скважиной вскрыты серпентиниты, пропитанные по трещинам легкой светло-коричневой нефтью. Ниже, на глубине 4300 м, скважина вошла в метаморфические сланцы [4]. Более того, в сообщении, датированном 1945-м годом, говорится о 1200 неглубоких (180–360 м) скважин в этом же районе, вскрывших тектонизированные серпентиниты, содержащие нефть [5]. Связанные с серпентинитами, часто не имеющие промышленного значения, месторождения нефти обнаруживались на небольшой глубине вблизи выхода на поверхность многочисленных нефтяных сипов. Вообще, вся нефтяная промышленность Кубы началась с открытия в 1881-м году в центральной части острова месторождения Мотембо (легкая нефть), приуроченного к серпентинитовому массиву [6]. При этом, если нефти Северо-Кубинской провинции тяжелые и сверхтяжелые, то при движении к югу они становятся все более легкими по составу [3]. Это обстоятельство позволяет предполагать существование двух различных источников УВ. Первый связан с нефтематеринскими карбонатными шельфовыми образованиями мезозойской окраины Северо-Американского материка, генерирующими тяжелые нефти с высоким содержанием смолисто-асфальтовых компонентов. Для легких нефтей низкой плотности, как известно, характерно преобладание метановых УВ. Где же находится источник последних и какова их природа? Рассмотрим этот вопрос сначала с общих позиций, перейдя затем к конкретным районам Южной Кубы и ее шельфа.

Крупнейшим достижением последних лет явилось открытие в Срединно-Атлантическом хребте активных гидротермальных полей, связанных с серпентинитами и характеризующихся интенсивными водород-метановыми аномалиями. Все эти поля приурочены к выходам серпентинитов в осевой части САХ, тяготеют к участкам “сухого” спрединга, где мантийные образования выведены в верхние горизонты коры по пологим глубинным срывам (detachment faults) непосредственно в рифтовой зоне. Формировавшиеся при этом надвиги и зоны срыва (shear zones) способствовали проникновению морской воды в толщу мантийных

ультрамафитов, обеспечивая тем самым масштабные процессы их серпентинизации [7]. Выполненные расчеты свидетельствуют о принципиальной возможности генерации огромных количеств метана при серпентинизации мантийных ультрамафитов в начальных условиях образования нефти [8]. При этом молекулярный водород, который также выделяется при серпентинизации ультрамафитов, служит энергетическим субстратом жизни для разнообразных хемосинтезирующих организмов, в изобилии живущих вблизи гидротермальных источников – черных курильщиков. При исследовании роли водорода и металлов в становлении и эволюции метаболических систем М.А. Федонкиным [9] показано, что несмотря на обилие генерируемого водорода, его содержание в большинстве сред весьма низкое. Это объясняется активным поглощением водорода прокариотами, выделяющими при этом метан. Таким образом, присутствие метана в среде является также результатом водородного метаболизма, а не только реакции водорода с углекислотой, растворенной в морской воде. Это обстоятельство в еще большей степени влияет на продуктивность по выходу метана в сторону ее увеличения при серпентинизации ультрамафитов.

Однако, практически полное отсутствие осадочного чехла в осевой части Срединно-Атлантического хребта, несмотря на гигантские объемы водорода и метана, образующихся при серпентинизации мантийных образований, не способствует формированию скоплений УВ, в которых обеспечивалась бы их сохранность. Иная ситуация имеет место во впадинах окраинных и межматериковых морей, представляющих собой «малые» океанические бассейны, заполненные мощными толщами осадков за сравнительно короткий промежуток времени и могущие быть нефтегазосборными площадями для скоплений УВ в пределах их шельфов [10]. Более того, расчеты показывают, что продуктивность таких бассейнов по выходу водорода и метана на единицу площади в три раза выше, чем для рифтовых зон Срединно-Атлантического хребта [8].

Имея в виду все вышесказанное, вероятный сценарий становления углеводородного потенциала южного шельфа Кубы сводится к следующему. Разрез офиолитов Кубы до своего разобщения и вхождения в состав аккреционной призмы острова представлял собой меланократовый фундамент Юкатанской впадины [6], сформировавшийся в результате диффузного «сухого» спрединга. Основной срыв на начальной стадии растяжения был приурочен к поверхности М и сопровождал выведение мантийных образований на поверхность дна в сферу седиментации. Тем самым в Юкатанской впадине, также как в Атлантическом океане, обеспечивалась интенсивная серпентинизация мантийных ультрамафитов с выделением метана и водорода. Но в отличие от САХ, где имеет место спрединг центрального типа, диффузный спрединг в Юкатанской впадине обеспечил формирование множества каналов дренирования водорода и

метана в серпентинитовом субстрате, что в значительной степени увеличило выход этих газов на поверхность дна. Доказательства принципиальной возможности существования мощных процессов генерации абиогенного метана при серпентинизации ультрамафитов на дне окраинных и межматериковых морей вообще, и в Юкатанской впадине в частности, получены недавно в спрединговом центре трога Кайман, ограничивающего впадину с юга: в основании западного борта рифта и в верхней части рифтовых гор открыты интенсивные метановые плюмы с характерными низкими отношениями Mn/CH_4 [11], являющимися диагностическим признаком присутствия на дне серпентинитов.

Компенсация режима растяжения в Юкатанской впадине в позднем мелу и в эоцене реализовалась в становлении аккреционной призмы Кубы в обстановке сильнейшего субмеридионального сжатия [8]. Анализ пространственных закономерностей развития неотектонических впадин и поднятий острова свидетельствует о сохранении режима сжатия, вектор которого направлен на север, и в позднеэоцен-четвертичное время [12]. Причиной этого сжатия стало направленное боковое давление со стороны продолжающей расширяться впадины, приведшее к тектоническому нагнетанию и накачке сформированных в ней метановых углеводородов в корневую зону глубинных северовергентных надвигов, маркированную, по нашему мнению, полосой интенсивных магнитных аномалий [13], прослеживающейся в субширотном направлении через южный шельф Кубы, что обеспечило латеральную миграцию флюидов в верхние горизонты кайнозойского чехла в протяженной области северного борта Юкатанской впадины и прилегающей части Кубы.

Таким образом, в рамках предложенной модели возможно сделать выводы о наличии нефтегазоносной провинции с легкой нефтью в пределах южного шельфа Кубы, в настоящее время практически не изученного. Для подтверждения данного прогноза необходимо в первую очередь провести на шельфе и континентальном склоне комплекс сейсмических работ с целью обнаружения каналов миграции углеводородных газов и структурных ловушек типа принадвиговых антиклиналей, подобно тому, как это имеет место на шельфе Восточного Сахалина в западной части Охотоморского региона [10], тектоническое положение и история геологического развития которой сходны с таковыми в рассматриваемом районе северной периферии Карибского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Разницин Ю.Н. Мантийный диапиризм как причина формирования глубоководных впадин и окружающих центробежно-вергентных аккреционных призм Карибского региона // Геология морей и океанов. Материалы XX Международной Научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва. 18–22 ноября 2013.

2. Schenk C.J. Jurassic-Cretaceous Composite Total Petroleum System and geologic models for oil and gas assessment of the North Cuba Basin, Cuba // U.S. Geological Survey North Cuba Basin Assessment Team, Jurassic-Cretaceous Composite Total Petroleum System and geologic assessment of oil and gas resources of the North Cuba Basin, Cuba. U.S. Geological Survey Digital Data Series DDS-69-M, chap. 2. 2008. 94 p.
3. Echevarria R.G., Hernandez-Perez G. et al. Oil and gaz exploration in Cuba // Jour. Petroleum Geology. 1991. V. 14. Is. 2. P. 259–274.
4. Клещов К.А. Особенности развития нефтегазоносных бассейнов островных дуг // Нефтяная промышленность. Серия «Нефтегазовая геология и геофизика». 1981. Вып. 5. С. 4–7.
5. Another Serpentine Discovery for Cuba // Oil and Gas Journal, 14th July. 1945. P. 96.
6. Levis J.W. Occurrence of oil in igneous rocks of Cuba // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1932. V.16. № 8. P. 809–818.
7. Разницын Ю.Н. Роль тектонического расслаивания литосферы в образовании гидротермальных полей и метановых факелов в Атлантическом океане // Геотектоника. 2003. № 6. С. 1–15.
8. Дмитриев Л.В., Базылев Б.А., Борисов М.В. и др. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Рос. журн. наук о Земле. 2000. Т. 1. № 1. С. 1–13.
9. Федонкин М.А. Роль водорода и металлов в становлении и эволюции метаболических систем // Проблемы зарождения и эволюции биосферы / Э.М. Галимов (ред.). М.: Книжный дом «Либроком», 2008. С. 417–437.
10. Разницын Ю.Н. Геодинамика офиолитов и формирование месторождений углеводородов на шельфе Восточного Сахалина // Геотектоника. 2012. № 1. С. 3–18.
11. Тектоника республики Куба: Объяснительная записка к Тектонической карте Кубы масштаба 1: 500 000 / Ю.М. Пушаровский, А.А. Моссаковский, Г.Е. Некрасов и др. М.: Наука, 1989. 79 с.
12. German C.R., Bowen A., Coleman M.L. et al. Divers styles of submarine venting on ultraslow spreading Mid-Cayman Rise // PNAS. 2010. V. 107. № 32. P. 4020–4025.
13. Буш В.А., Щербакова И.Н. Новые данные по глубинной тектонике Кубы // Геотектоника. 1986. № 3. С. 25–41.

In this report is deduced about new petroleum province on the southern shelf of Cuba. The emplacement of this province inseparably associated with geodynamics of neighboring Yucatan basin.

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А.

(Геофизический центр РАН, Москва, e-mail: rodnikov@wdcb.ru)

Астеносферные диапиры и нефтегазоносность осадочных бассейнов Охотского моря

Rodnikov A.G., Zabarinskaya L.P., Sergeyeva N.A.

(Geophysical Center RAS, Moscow, e-mail: rodnikov@wdcb.ru)

Asthenospheric diapirs and oil-and-gas content of the Okhotsk Sea sedimentary basins

Рассматриваются вопросы глубинного строения кайнозойских осадочных впадин Охотского моря и роль процессов, протекающих в мантии, в частности в астеносфере, в формировании осадочных бассейнов и накоплении в них углеводородов. На рис. 1. выделены четыре осадочные впадины в Охотском море: Северо-Сахалинская впадина, впадина Дерюгина, впадина Татарского пролива и Курильская впадина. Все они расположены в сейсмически активной области, их образование связано с астеносферными диапирами. Геолого-геофизическими исследованиями установлено, что отличительной особенностью строения региона Охотского моря, как и всей переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану, является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры горячей аномальной мантии, процессы в которой обуславливают формирование осадочных бассейнов Охотского моря.

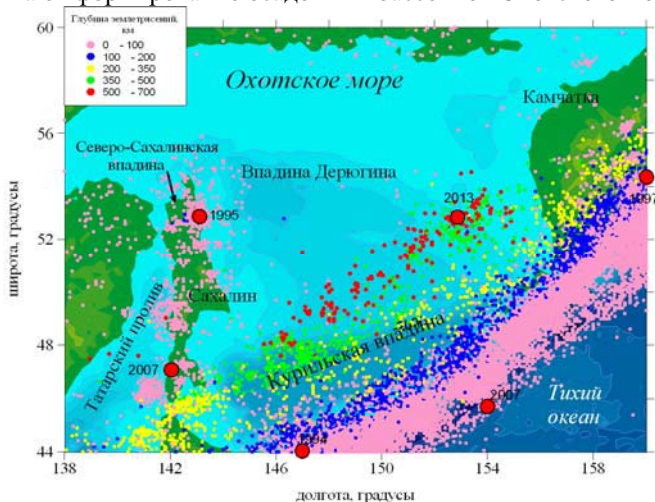


Рисунок 1. Сейсмичность региона Охотского моря и расположение осадочных бассейнов

На рис. 2 представлена объемная модель глубинного строения

литосферы Охотского моря. Вверху показан рельеф дна Охотского моря с отдельными осадочными впадинами. Внизу показана поверхность астеносферы, содержащая первичные магматические очаги. Астеносфера в Охотском море располагается в верхней мантии на глубине 50–70 км, а под Северо-Западной котловиной Тихого океана на глубине около 100 км. От астеносферы отходят диапиры частичного плавления вещества, которые достигают глубины 20–30 км под осадочным трогом Татарского пролива, впадиной Дерюгина и Курильской котловиной, обуславливая активный тектонический режим, проявляющийся в вулканической, сейсмической и гидротермальной деятельности. Над астеносферными диапирами в осадочном чехле Татарского пролива и впадины Дерюгина зафиксированы залежи углеводородов, а в Курильской котловине на вершинах подводных вулканов установлена сульфидная минерализация [1].

Под Северо-Сахалинской осадочной впадиной, содержащей почти все нефтегазовые месторождения Сахалина, астеносфера в настоящее время расположена на глубине около 70 км, а в позднемезозойскую эпоху, во время накопления углеводородов, достигала подошвы земной коры.

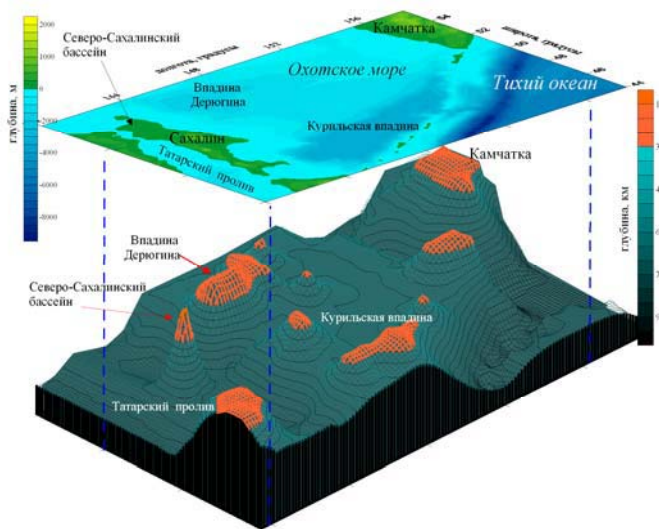


Рисунок 2. Глубинное строение осадочных впадин в Охотском море. Вверху – батиметрия; внизу – астеносфера. Красным показаны первичные очаги магмообразования. От астеносферы отходят диапиры аномальной мантии, содержащие углеводородные и рудные флюиды. Над ними расположены осадочные бассейны

В Татарском проливе (рис. 3), где обнаружены нефтегазовые проявления,

выделены три этапа магматической активности, свидетельствующие о различных глубинах областей магомгенерации: начальный рифтогенез (55–24 млн. лет), проявляющийся в эоцен-олигоценовых базальтоидах; ниже-среднемиоценовая стадия (23–15 млн. лет.) максимального растяжения, представленная толеитами, к этому времени приурочено формирование месторождений углеводородов. Завершается магматическая активность излияниями среднемиоценовых-плиоценовых (11–3.5 млн. лет.) базальтоидов [1].

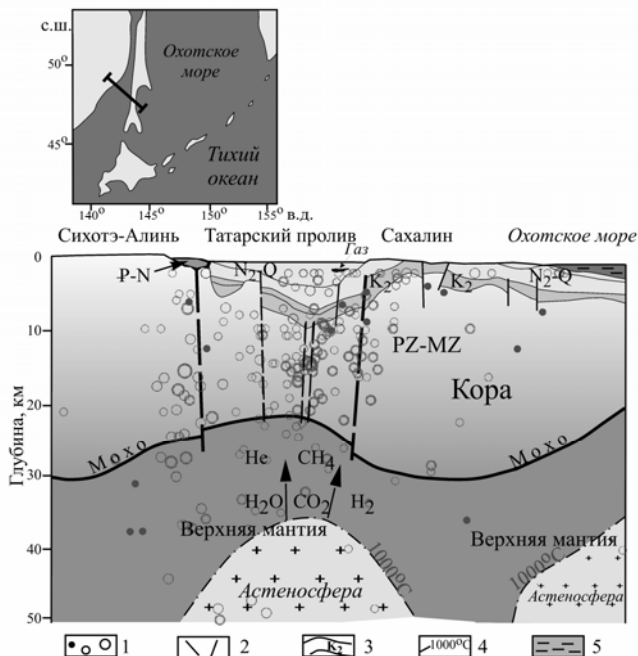


Рисунок 3. Глубинное строение осадочного прогиба Татарского пролива.

Вверху – схема расположения профиля. Геологический возраст: PZ – палеозой, MZ – мезозой, K₂ – верхний мел, P – палеоген, N – неоген, Q – четвертичные отложения. 1 – положения очагов землетрясений, 2 – разломы, 3 – геологические слои; 4 – изотерма, °C, 5 – водная толща

Приуроченные к грабенам Курильской впадины базальтоиды включают ранне-среднемиоценовые (14–11 млн. лет) разности со свойствами известково-щелочной серии, средне-позднемиоценовые (9–7 млн. лет) деплетированные базальты и андезиты, близкие толеитовой серии и базальтоиды известково-щелочной серии (1.07 и 0.84 млн. лет). Выделенные возрастные группы базальтоидов Курильской впадины связаны с

последовательными стадиями растяжения континентальной коры, обусловленного внедрением астеносферного диапира (рис. 4).

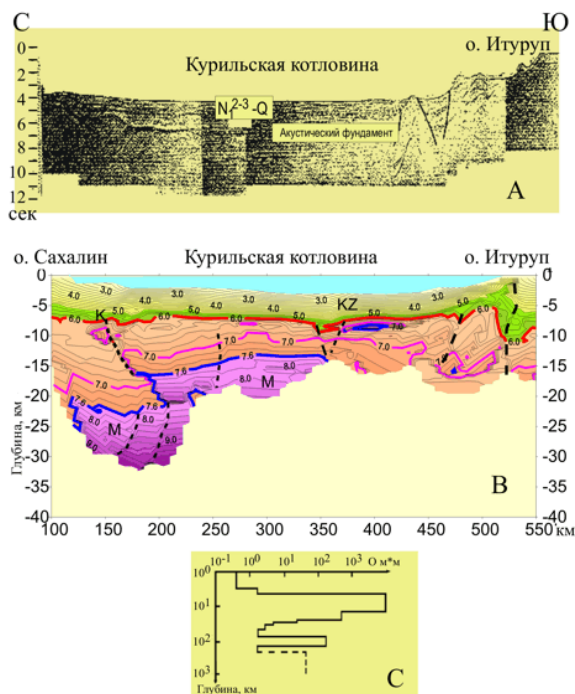


Рисунок.4. Глубинное строение Курильской котловины [2]. А – осадочный чехол Курильской котловины по данным МОВ. В – разрез земной коры, построенный по данным ГСЗ. С – строение мантии по электромагнитным данным

Впадина Дерюгина образовалась на месте древнего глубоководного желоба после завершения в раннем палеогене субдукции плиты Охотского моря под Сахалин. Впадина Дерюгина расположена над горячим плюмом – астеносферным диапиром, обнаруженным на глубине примерно 25 км. За кайнозойскую эру здесь накопились мощные песчано-глинистые отложения (рис. 5).

Северо-Сахалинский нефтегазоносный бассейн сформировался на месте существовавшей в мезозойское время задуговой впадины. В связи с этим, подтверждается предположение о перспективности для поисков нефти и газа мезозойского фундамента [2].

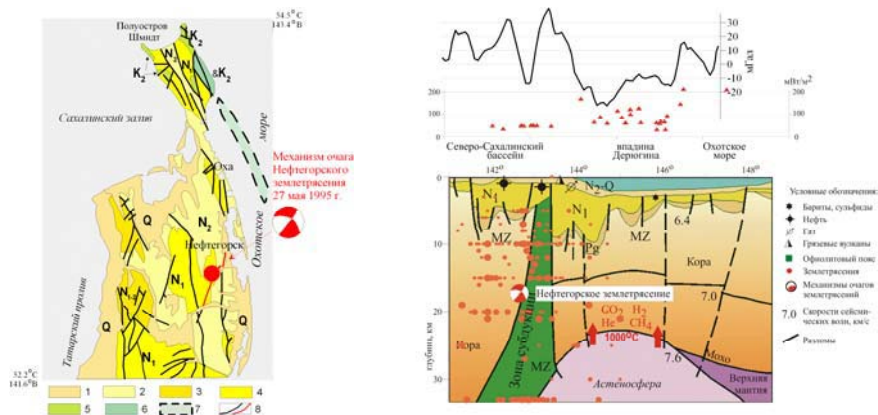


Рисунок 5. Слева – геологическое строение Северного Сахалина: 1 – квартер; 2 – плиоцен; 3 – неоген; 4 – миоцен; 5 – верхний мел; 6 – офиолиты на п-ове Шмидта; 7 – офиолиты, простирающиеся вдоль восточного побережья Сахалина; 8 – разломы. Справа – геодинамическая модель глубинного строения Северо-Сахалинской впадины и впадины Дерюгина

Астеносферные диапиры с частичным плавлением вещества представляют собой каналы, по которым глубинные флюиды, несущие продукты дегазации Земли, проникают в осадочные бассейны, обеспечивая преобразование органического материала и являющиеся дополнительным источником углеводородов. Состав мантийных флюидов, играющих важную роль в формировании залежей углеводородов в осадочных бассейнах окраинных морей и островных дуг, определен на основании газогеохимических съемок в молодых рифтовых структурах и изучения газовых включений в породах верхней мантии из кимберлитовых трубок. Так, в рифтах окраинных морей исследования выявили высокое содержание гелия, водорода, метана и углекислого газа [3]. Изучение состава жидких и газовых включений в алмазах и в породах кимберлитовых трубок также показало содержание, помимо выше указанных газов, значительное количество жидких углеводородов [4]. Главными компонентами мантийных флюидов являются углекислый газ, метан, водород, фтор, хлор, селен, мышьяк, иридий, ртуть, сурьма и другие элементы. Один миллион кубических километров лавы содержит не менее 10^{14} тонн метана и столько же углекислого газа [1], а при извержении базальтовых лав Сибирской трапповой провинции в течение 1 млн. лет выделилось свыше 10^{13} т углекислого газа [5].

Изучение глубинного строения недр Земли под осадочными впадинами, содержащими нефть и газ, дает возможность разработать дополнительный подход к прогнозированию перспектив нефтегазоносности на основе

построения геолого-геофизических моделей осадочных впадин, выделить эпохи наивысших темпов дегазации астеносферных диапиров, определяющей формирование месторождений углеводородов. Кроме того, выяснение геодинамической обстановки региона в прошлом помогает определить условия образования древних залежей полезных ископаемых, ныне перекрытых морскими осадками.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-00029).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б. и др. Геотраверс региона Охотского моря // Вестник КРАУНЦ. Серия «Науки о Земле». 2005. № 5. С. 45–58.
2. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и биологические катастрофы в истории Земли // Мантийные плюмы и металлогения. Петрозаводск-Москва, 2002. С. 77–85.
3. Обжиров А.И., Астахова Н.В., Липкина М.И. и др. Газо-геохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 1999. 184 с.
4. Зубков В.С. К вопросу о составе и формах нахождения флюида системы С-Н-N-O-S в РТ-условиях верхней мантии // Геохимия. 2001. № 2. С. 131–145.
5. Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Нтафлос Т. Ювенильный поток углекислоты и причины глобальных изменений окружающей среды на границе пермь-триас // Доклады РАН. 2004. Т. 399. № 6. С. 815–817.

The deep structure of the Cenozoic sedimentary basins in the Sea of Okhotsk: the Deryugin Basin, the North Sakhalin oil and gas basin, the Kuril basin, the Tatar Strait Trough is discussed. The formation of these basins is associated with processes going on in the mantle, specifically in the asthenosphere.

Сорохтин Н.О.¹, Лобковский Л.И.¹, Козлов Н.Е.²

(¹Москва, Институт Океанологии РАН, e-mail: nsorokhtin@mail.ru; ²Апатиты, Геологический институт Кольского научного центра РАН; Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета, e-mail: kozlovne@afmgtu.apatity.ru)

Осадочные комплексы Тимано-Варангерского пояса байкалид – перспективная область обнаружения месторождений УВ сырья

Sorokhtin N.O.¹, Lobkovskiy L.I.¹, Kozlov N.E.²

(¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Geological Institute, Kola SC RAS, Apatity branch of Murmask State Technical University, Apatity)

Timan-Varangersk belt sedimentary complexes – a promising field of detection of oil and gas deposits

Оценка перспектив формирования крупных скоплений углеводородного сырья и, в том числе, сланцевого газа и нефти в терригенных толщах рифея Тимано-Варангерского пояса напрямую зависит от условий их геологического строения и геодинамической эволюции. Было доказано, что они сформировались на пассивной окраине древней Русской плиты и, впоследствии, зажаты без субдукционного поглощения между ней и “молодой” Баренцевоморско-Печорской литосферной плитой с фундаментом гренвилевского возраста. Оценка нефтегазоносного потенциала данной территории может быть актуально в связи с растущими потребностями развивающегося горно-промышленного комплекса Кольского региона и Архангельской области в доступных энергоресурсах.

Определение масштабов проявления, временных эпох генерации и зон локализации углеводородного сырья в пределах западной части арктического шельфа России связано с выявлением и обоснованием особенностей развития региона в прошлые геологические эпохи. Карско-Баренцевоморский нефтегазоносный бассейн достаточно хорошо изучен геолого-геофизическими методами, однако закономерности пространственно-временного распределения УВ в его пределах и историко-генетические аспекты развития региона остаются на сегодняшний день практически неисследованными.

В процессе эволюции Восточно-Европейской платформы (ВЕП) ее северная и северо-западная (в современных румбах) оконечность в постархейское время, по-видимому, периодически испытывала процессы раскола и коллизионного сочленения с Североамериканской литосферной плитой [1]. На это указывает сопоставимость структурно-вещественных комплексов свекофеннид Балтийского щита и Кетилид южной Гренландии и Канады, сформированных около 1.9–1.8 млрд. лет назад во время закрытия Свекофеннского палеоокеана при формировании суперконтинента

Мегагея (1.9–1.8 млрд. лет). Позднее, в раннем и среднем рифее (1650–1350 млн. лет назад) достоверные геологические данные в этой части платформы отсутствуют, что может косвенно указывать на процессы раскрытия океана Палеояпетус, разделившего некогда единые Канадско-Гренландские континентальные образования и родственные им структурно-вещественные комплексы Балтийского щита.

В Перитиманской области и в Кандалакшско-Двинском бассейне, в интервале 1350–1050 млн. лет развивались структуры прогибания фундамента и накопления континентальных терригенных осадков с примесью вулканитов [1]. В это же время на северо-востоке Русской плиты начинают формироваться шельфовые и склоновые осадочные комплексы пассивной окраины континента. Данные события хорошо согласуются с фактическим материалом о времени распада суперконтинента Мегагея (Штилле) около 1.7 млрд. лет назад, продолжавшегося вплоть до позднего рифея (около 1.0 млрд. лет назад), когда был сформирован следующий в истории Земли суперконтинент Мезогея (Родиния) [2]. В это время в северо-западной периферической зоне ВЕП формируется Дальсландская складчатая область, являющаяся продолжением Гренвильского пояса в Канаде и Гренландии и маркирующая зону закрытия океана Палеояпетус.

В венде (650–570 млн. лет), процессы ее пенеппенизации привели к формированию комплекса континентальных терригенных осадков со следами тиллитов на северо-западе [3] и прибрежно-морских образований на севере в районе п-ова Варангер [4]. В это же время продолжалось накопление осадочного комплекса шельфовых и континентально-склоновых образований на северной и северо-восточной пассивной окраине Русской плиты.

Условия относительного тектонического покоя в восточной и северо-восточной частях ВЕП в течение очень продолжительного отрезка времени (около 780 млн. лет с 1350 по 570 млн. лет) свидетельствуют о возможном накоплении огромных масс, потенциально нефтегазоносных осадочных образований на шельфе, склоне и в подножии континента. В эту эпоху континент последовательно мигрировал из приэкваториальной зоны Земли (около 1.0 млрд. лет назад), где он находился в момент формирования Мезогеи в приполярные области (800–650 млн. лет назад), а затем обратно (около 550 млн. лет) [2].

Осадочные комплексы среднего рифея представлены сероцветными полимиктовыми конглобрекциями, конгломератами и гравелитами с прослоями алевролитов и псаммитов. В верхних частях разреза наблюдается переслаивание сероцветных аргиллитов, алевролитов, полимиктовых псаммитов и конгломератов с линзами и конкрециями карбонатных пород. Позднерифейские и вендские образования представлены переслаиванием разноцветных кварцевых, олигомиктовых и аркозовых псаммитов, алевролитов, пелитов и доломитов. В разрезе встречаются прослои

полимиктовых конглобрекций с обломками фосфоритов и карбонатных стяжений. Вторичные преобразования соответствуют стадии метазенита – начального метаморфизма [5]. Геодинамические условия накопления перечисленных комплексов отвечают единому латеральному ряду шельфовых, континентально-склоновых и подножно-континентальных образований [6].

Присутствие в разрезе фосфоритов и карбонатных стяжений указывает на существование в то время эпиконтинентальных морских условий в северо-восточной части литосферной плиты и наличие зоны апвеллинга. Это же касается и карбонатных стяжений, которые способны формироваться за счет выпаривания солей карбоната на мелководье и в умеренных, субтропических или аридных климатических условиях. Практически полное отсутствие наложенных процессов магматизма, метаморфизма и складчатости свидетельствует об отсутствии в этой части ВЕП каких-либо признаков активной окраины континента как на стадии эволюции окраино-континентального бассейна, так и в последующие эпохи.

В позднем венде – раннем кембрии, около 620–540 млн. лет назад произошло сочленение северной и северо-восточной оконечности Русской плиты с Баренцево-Печорской плитой (БПП), которая впоследствии была разделена на Свальбардскую, Северокарскую и Печорскую [1]. При этом к северо-западу от нее еще существовал океан Япетус, сформированный после распада суперконтинента Мезогея (Родиния). Процесс приращения ВЕП в этой ее части протекал без интенсивной складчатости и магматизма. По-видимому, сочленение двух континентов происходило по линии касательного проскальзывания, подобно смещающимся вдоль трансформного разлома блокам.

Процесс сочленения двух плит привел к надвиганию шельфовых и континентально-склоновых образований среднего и позднего рифея и венда на окраину ВЕП и формированию в районе п-овов Средний и Рыбачий крупных правосторонних сдвиговых и взбросо-надвиговых структур. А.П. Симонов с соавторами [7] отмечает, что процессы формирования Тимано-Варангерской шовной зоны сопряжены с резким уменьшением мощности разреза в северо-западном (Кольско-Канинском) сегменте, тогда как в юго-восточном (Тиманском) наблюдаются многократное его увеличение. К этому следует добавить, что в разрезе отсутствуют образования раннего рифея и, лишь в самой юго-восточной части Тимано-Варангерской шовной зоны присутствуют осадки данного возраста [1].

Описанные факты мы связываем с правосторонне-сдвиговым сочленением двух литосферных плит, при котором разделяющий их океанический бассейн был закрыт без субдукционного поглощения на большей ее части. При этом наиболее молодые фрагменты разреза шельфовых и континентально-склоновых образований Восточно-Европейской платформы были взброшены на край плиты, а частью срезаны,

перемещены и сгружены в юго-восточном направлении. Более древние, раннерифейские комплексы, слагавшие нижние уровни склона и подножья континента, скорее всего, были захоронены в нижней части сформированной шовной зоны. Эти процессы привели к увеличению степени складчатости и метаморфизма, вплоть до зеленосланцевой фации в пределах Канинской и Тиманской части разреза, а так же к проявлению контрастного магматизма от гранитоидного и гранодиоритового до габбро-диабазового. Еще южнее (в Предуралье) эта зона переходит в конвергентную структуру о чем свидетельствует вскрытый бурением комплекс магматических пород островодужного типа [1].

Вслед за А.Н. Дмитриевским и М.Д. Белониным [8], описываемая территория была нами разделена на ряд закономерно расположенных в пространстве нефтегазоносных бассейнов и провинций [9, 10] (рис.).



Рисунок. Нефтегазоносные бассейны и провинции запада Российской Арктики по А.Н. Дмитриевскому и М.Д. Белонину [8] с изменениями и дополнениями. 1 – контур береговой линии; 2 – государственная граница и граница ответственности арктического сектора России; 3 – срединная линия между территориями России и Норвегии; границы нефтегазоносных бассейнов, областей и провинций

При этом пространственно-временные закономерности размещения типов УВ, а так же геолого-геодинамический анализ корообразующих и преобразующих процессов показал, что бассейны Северного, Норвежского и Западно-Баренцевского морей резко отличны от Баренцево-Северо-Карской, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской провинций и, скорее всего, могут быть разделены на два крупных генетических типа [9]. К первому типу можно отнести те, которые в процессе эволюции

нефтегазоносных бассейнов претерпели один – каледонский (Норвежско-Баренцевский НГБ) или два, каледонский и герцинский этапы тектономагматической активизации (Зап. Норвежский), а ко второму только один – герцинский (Баренцево-Северо-Карский, Тимано-Печорский и Западно-Сибирская НГП). Кроме этого в пределах южной части Баренцево-Северо-Карской и Тимано-Печорской провинций, на границе с архейскими комплексами Балтийского щита выделяется самостоятельная зона потенциального нефтегазонакопления рифейского возраста, что подчеркивает ее уникальность и возможность существенного приращения совокупного УВ потенциала. Эта область примечательно тем, что процессы генерации углеводородного сырья в ней протекали на протяжении наиболее продолжительного времени (около 800 млн. лет), а общий потенциал был сформирован в результате проявления трех тектоно-термальных эпох: байкальской, каледонской и герцинской.

Исследования структурно-вещественных комплексов северо-западной части Тимано-Варангерского пояса показали, что полого залегающие и слабометаморфизованные осадочные толщи рифея могут обладать очень большим нефтегазоносным потенциалом как традиционного, так и нетрадиционного типов. Изучение физических свойств горных пород разреза выявило наличие благоприятных условий для формирования залежей УВ сырья и, в первую очередь, для скоплений “сланцевого газа”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
2. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
3. Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений // Тр. ГИН. 1978. Вып. 308. 202 с.
4. Raaben M.E., Lubtsov V.V., Predovsky A.A. Correlation of stromatolitic formations of northern Norway (Finnmark) and northwestern Russia (Kildin Island and Kanin Peninsula) // Nor. Geol. Unders. 1995. P. 233–246.
5. Чикирев И.В. Верхнедокембрийские фосфоритсодержащие отложения Кольского полуострова. Автореф. на соискание степени канд. наук. М.: МГУ, 1995. 18 с.
6. Негруца В.З., Басалаев А.А., Чикирев И.В. Баренцевоморский фосфоритовый бассейн. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1993. 119 с.
7. Симонов А.П., Губерман Д.М., Яковлев Ю.Н. и др. Рифейская нефть полуострова Рыбачий: миф или ключ к принципиально новому направлению нефтегазопроисловых работ на шельфе Баренцева моря? // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1. № 2. С. 121–140.
8. Дмитриевский А.Н., Белонин М.Д. Перспективы освоения нефтегазовых ресурсов Российского шельфа // Природа. 2004. №9. С. 6–15.

9. Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Чикирев И.В. и др. Эволюция северо-западной части Тимано-Варангерского нефтегазоносного бассейна // Вестник КНЦ РАН. 2011. № 3. С. 3–20.
10. Sorokhtin N.O., Chilingarian G.V., Kozlov N.E., Glaznev V.N. Oil and gas content of the Eurasian western arctic shelf and prediction criteria of searching hydrocarbonic raw materials in a coastal zone of the Kola region // Izvestia RANS (Russian academia of natural sciences). Sp. is. 2012. V. 21. P. 119–135.

Assessment of prospects of the formation of large accumulations of hydrocarbons, including, shale gas and oil terrigenous sequences of the Riphean Timan-Varanger belt directly depends on the conditions of their geological structure and geodynamic evolution. Allocated us a new, potentially oil-gas pool, on the one hand is characterized by the formation of the buried at great depths powerful (up to 12 km in the coastal zone of the Peninsula Rybachy) sedimentary strata passive margin riphean continent, and with another – to the development of the kaledonian and gercinian time Norwegian-Mezen system of rifts. The paper considers development of this region and substantiates the spatial-temporal regularities of interaction of geodynamic processes affecting the situation of deposits of traditional and non-traditional types of oil and gas on the example of the North-Western part of the Kola Peninsula.

Суетнова Е.И.

(Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва)

Влияние эволюции порового давления в процессе накопления слоев осадков на процесс аккумуляции газовых гидратов

Suetnova E.I.

(Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow)

Influence on a gas hydrate accumulation the evolution of pore pressure during the accumulation of sediment layers

Газовые гидраты в естественных условиях представляют собой кристаллические образования из газа (главным образом метана) и воды, подобные льду, которые формируются и стабильны в определенном диапазоне давления и температуры [1]. Благоприятные для образования и стабильности газовых гидратов давления и температуры, а также и присутствие газов биогенного и термогенного происхождения широко распространены в структурах океанского дна, что в основном реализуется в зонах континентальных окраин и окраинных морей [2]. Предыдущие исследования показали, что накопление газовых гидратов в осадочной толще зависит от течения базовых процессов тепломассопереноса, формирующих Р-Т условия стабильности гидратов, и от скорости фильтрации газонасыщенного порового флюида [3–6]. В этих исследованиях модельные расчеты проводились для однородного процесса осадконакопления, то есть для случаев, когда на дно поступали осадки с постоянными свойствами в течение геологической истории процесса осадконакопления. Однако, геофизические исследования показывают, что в течение геологической истории на дно континентальных окраин и окраинных морей поступали осадки с различными физическими свойствами, что определялось изменением внешних условий седиментации (извержения вулканов, трансгрессии и регрессии моря, усиление выноса иловых масс с континентов и т.д.). Учитывая, что процесс уплотнения накапливающихся осадков и градиент порового давления, и скорость фильтрации поровых флюидов к поверхности взаимосвязаны и определяются как скоростью осадконакопления, так и физическими, реологическими и фильтрационными свойствами осадков [7, 8], представляется необходимым исследовать влияние изменений свойств осадков, поступающих на дно в течение истории осадконакопления на процесс аккумуляции газовых гидратов в зоне их стабильности.

В настоящей работе приводятся результаты исследования эволюции порового давления, процессов фильтрации и накопления газовых гидратов в порах при последовательном накоплении на морском дне различных слоев осадков с отличающимися реологическими и флюидодинамическими

свойствами. Математическая модель описывает комплексный процесс, включающий последовательное накопление слоев флюидонасыщенных осадков, их прогрев и вязко-упругое уплотнение, и обусловленную уплотнением фильтрацию насыщающего газосодержащего флюида, и осаждение газовых гидратов из флюида в порах в зоне реализации РТ условий стабильности гидратов [4]. Система дифференциальных уравнений, описывающая процесс аккумуляции газовых гидратов в естественных условиях в накапливающихся и уплотняющихся осадках вязкоупругой реологии, состоит из 7 уравнений в частных производных сформулированных для среды растущей мощности с граничными условиями, отражающими геофизические характеристики процесса осадконакопления [4]. Система является существенно нелинейной в силу нелинейной зависимости проницаемости от пористости и нелинейной зависимости производных скоростей деформации среды осадков и фильтрации от вязкости. Сформулированные уравнения отражают не только влияние процесса осадконакопления и уплотнения осадков на аккумуляцию газовых гидратов, но и влияние накопления газовых гидратов в поровом пространстве на течение этих базовых процессов. Необходимая для расчетов процедура приведения системы к безразмерному виду позволила сформулировать параметры (числа) подобия системы, которые являются безразмерными нелинейными комбинациями физических, реологических, флюидодинамических свойств осадков и скорости их накопления и определяют шкалы времени и скорости и давления. В расчетах использовались параметры в диапазоне типичных физических свойств осадков и скоростей роста мощности осадочных слоев по литературным данным. Численно анализировались процессы эволюции порового давления и аккумуляции газовых гидратов в течение накопления со скоростью 10^{-10} м/сек и уплотнения осадков, за период времени вплоть до накопления 6 км. мощности. На рисунке 1 показаны в безразмерном виде результаты расчетов эволюции порового давления на глубине нижней границы зоны стабильности газовых гидратов. Результаты математического моделирования показывают, что в течение истории процесса последовательного накопления слоев осадков с различными реологическими и флюидодинамическими свойствами возникают возмущения порового давления, и, следовательно, скорости адвекции порового флюида и скорости уплотнения осадков, что оказывает влияние на процесс гидратонакопления.

Увеличение порового давления влечет за собой смещение нижней границы зоны стабильности газовых гидратов, определяемой по пересечению кривой термодинамического равновесия гидрат-флюид и кривой распределения температуры в зависимости от порового давления флюида в осадках. На рис. 2 показаны в безразмерном виде результаты расчетов эволюции гидратонасыщенности на нижней границе зоны

стабильности газовых гидратов для модельного случая накопления слоев осадков с различными свойствами и однородных осадков для сравнения.

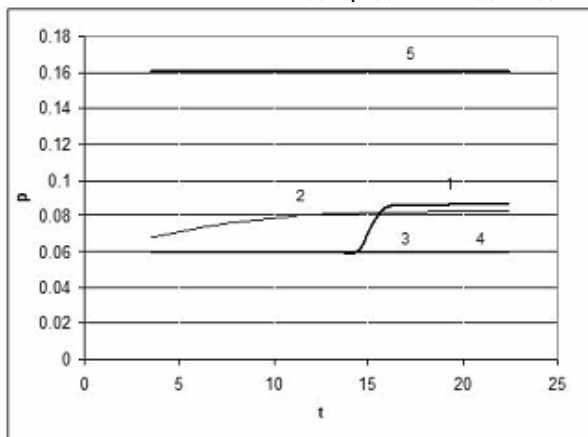


Рисунок 1. Эволюция порового давления на нижней границе стабильности газовых гидратов: 1 – уменьшение коэффициентов вязкости и проницаемости поступающих на поверхность дна осадков ($\eta_1=0.5\cdot\eta_0$, $k_1=0.01k_0$) с момента безразмерного времени 14.8; 2 – постоянные пониженные значения коэффициентов эффективной вязкости и проницаемости поступающих на дно осадков ($\eta_1=0.5\cdot\eta_0$, $k_1=0.01k_0$); 3 – базовые значения постоянных коэффициентов эффективной вязкости и проницаемости (η_0 , k_0) поступающих на дно осадков; 4. – гидростатическое давление; 5 – литостатическое давление.

Рис. 2 показывает, как меняется градиент роста гидратонасыщенности и сама гидратонасыщенность после изменения состава осадков, поступающих на морское дно. Для выбранных параметров падения вязкости и проницаемости расчеты показали, что влияние уменьшения вязкости преобладает над влиянием уменьшении проницаемости, так как уменьшение вязкости значительно ускоряет процесс уплотнения, тем самым увеличивая скорость фильтрации. Из результатов расчетов, приведенных на рис. 2 можно также заключить, что итоговая гидратонасыщенность зависит также и от времени, прошедшего с момента изменения свойств осадков.

Таким образом, результаты модельных расчетов с использованием типичных физических параметров осадков показывают, что гидратонасыщенность и давление порового флюида в придонной зоне стабильности газовых гидратов в морских осадках зависит не только от значений флюидодинамических и реологических параметров осадков в этой зоне, но и от значений параметров осадков поступавших ранее в течение истории осадконакопления и от времени, прошедшего с момента изменения

этих параметров.

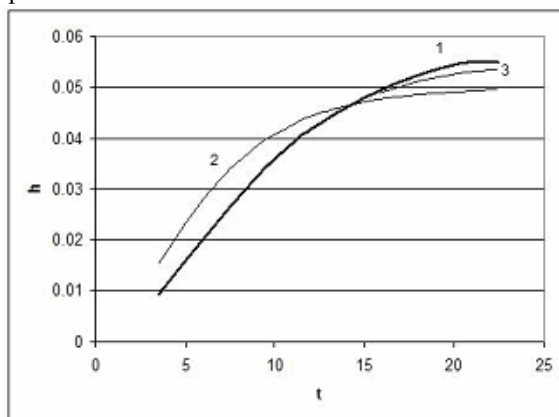


Рисунок 2. Эволюция гидратонасыщенности на нижней границе стабильности газовых гидратов. Обозначения см. рис. 1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sloan E.D. Clathrate hydrates of natural gases. 2 ed. 1997.
2. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. ВНИИОкеангеология. 1994. 199 с.
3. Davie M.K., Buffett B.A. Sources of methane for marine gas hydrate: inferences from a comparison of observations and numerical models // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 206. № 1–2. P. 51–63.
4. Суетнова Е.И. Накопление газгидратов и уплотнение накапливающихся осадков: проблема взаимовлияния процессов // *Докл. РАН.* 2007. Т. 415. № 6. С. 818–822.
5. Liu X., Flemings P.B. Dynamic multiphase flow model of hydrate formation in marine Sediments // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. № B03.101.
6. He L., Matsubayashi O., Lei X. Methane hydrate accumulation model for the Central Nankai accretionary prism // *Marine Geology.* 2006. V. 227. P. 201–214.
7. Suetnova E.I., Vasseur G. 1-D Modelling rock compaction in sedimentary basin using visco-elastic rheology // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 178. P. 373–383.
8. Суетнова Е.И. Уплотнение неоднородных осадков вязко-упругой реологии // *Физика Земли.* 2003.

Pore pressure and gas hydrate evolution are analyzed by mathematical modeling. The numerical results of the case of sequential deposition of sedimentary layers which have the different rheology and permeability manifested the influences of such a differences on the resulting pore pressure and saturation of gas hydrate.

**Тарасенко Г.В., Ахметова Т.Д., Исатаев Б.К., Нуранов А.Б.,
Амирханова А.О.**

(Каспийский государственный университет технологий и инжиниринга им.
Ш.Есенова, e-mail: tarasenko-genadi@rambler.ru)

**Электрическое происхождение нефти на основе теории
тектоники плит скольжения**

**Tarasenko G.V., Akhmetova T.D., Isataev B.K., Nuranov A.B.,
Amirkhanova A.O.**

(Sh.Esenov Caspian State University of Technologies and Engineering)

**Electrical origin of oil on the basis of the theory of plate
tectonics slide**

Стремительное развитие научно-технического прогресса привело к глобальному изменению климата, что может констатировать факт о неправильно выбранном курсе земной цивилизации в энергетической концепции, основой которой служит углеводородное сырье. Подход к оценке ресурсов и запасов углеводородов заключался в фиксации общих количественных показателей, заключенных в недрах полезных ископаемых. До сих пор в странах СНГ официально действует Классификация запасов и ресурсов, утвержденная Советом Министров СССР (1983 г.) и базирующаяся на принципах, сформулированных в 1928 г. На этой Классификации основаны учет, структура и содержание государственного баланса ресурсов и запасов нефти и газа. Но подсчитанные запасы не кончаются и приходится пересчитывать их по новой теми же методами подсчета запасов. Наступило время переосмыслить накопленные геолого-геофизические данные о процессах флюидообразования и их роли в строении планеты Земля.

В работе, на основе новейших открытий в исследованиях космоса, строения планеты Земля, геодинамики, сейсмотомографии и геолого-геофизических данных, на примере Прикаспийской впадины и ее обрамления обосновывается геодинамическая модель нефтегазообразования с позиций тектоники плит скольжения.

Со времен А. Вегенера прошло 100 лет, но так и не найден механизм передачи энергии для привода горизонтальных движений во внутриконтинентальные плиты удаленных более чем на 1000 км от альпийского пояса Евразии и тем более от осей срединно-океанических хребтов (спрединга). Накопленные за это время геолого-геофизические данные подтверждают расслоение литосферы от мантии до поверхности. Горизонтальные зеркала скольжений, стилолитовые швы по керну, листрические разломы по сейсмическим данным, колебание уровня внутриконтинентальных морей, структурообразования, сейсмологии и других данных говорят о движении и расслоении внутри осадочных,

метаморфических и магматических толщ, происходящих за счет разности скоростей горизонтальных движений от ядра (20–40 м/сек), мантии (1–10 м/год) и литосферы (2–16 см/год). Происходит тектоническая эрозия геолитодинамических комплексов (чешуй, пластин), и их скольжение в горизонтальном направлении на древние плиты, микроконтиненты, островные дуги в зависимости от геологической ситуации, где происходит разрушение горных пород и поставка их обратно в рифтовые зоны и океаны.

С позиций фиксизма таким инструментом являлся ороген, поставляющий осадки во впадину. От веса она прогибалась и достигала больших глубин с высокими ТР-условиями для генерации УВ. Эта аксиома «классической» теории нефтегазообразования действует и на основе теории тектоники плит, где рифты служат теми же глубокими впадинами, из которых генерируются углеводороды. Такая геодинамическая модель нефтегазообразования ставит теорию тектоники плит в тупиковое положение.

Накопленные геологические данные на основе теории тектоники плит скольжения позволяют дополнить саму теорию, связанную с тектонической эрозией геолитодинамических комплексов за счет постоянных горизонтальных движений и вызванных ими автоколебаний (эффект жерновов), приводящих к сокращению комплексов снизу, в подошве и кровле которых образуются базальные пачки, тектонические и гидротермальные карсты. Они являются каналами грязевых палеовулканов, угольных пластов и современных месторождений нефти и газа. Происхождение флюидов, из которых образуются многие месторождения полиметаллов, фосфоритов, урана, минеральных углей, нефти и газа имеют один генезис и одну геодинамическую модель – субдукционную литосферу.

Мобилистские геодинамические модели позволили существенно углубить наши знания в одной из самых важных областей генезиса месторождений полезных ископаемых, в области изучения источников флюидов и рудного вещества.

Специалисты в области теории рудообразования и металлогении отказались от объяснения формирования эндогенных месторождений флюидами и рудными веществами, отделившимися от остаточных магматических очагов только гранитной магмы. Появились представления о разных источниках флюидов и рудного вещества. Например, признавалось возможное существование гидротермально-магматических (ювенильных), гидротермально метаморфических и гидротермально-вадозных рудных растворов. Высказывались предположения о преобладании трех основных групп источников рудообразующих веществ эндогенных рудных месторождений: 1) ювенильных, связанных с подкоровой базальтовой магмой земной коры, 2) ассимиляционных, связанных с палингенной гранитной магмой земной коры, 3) фильтрационных, связанных с

внемагматической циркуляцией подземных вод.

Созданные в настоящее время и совершенствуемые мобилистские геодинамические модели еще более приблизили нас к пониманию объективно существующих закономерностей – связей между месторождениями полезных ископаемых и источниками рудного вещества и флюидов.

Теория тектоники плит по-новому объясняет два очень важных процесса, существующих в природе, и позволяет существенно уточнить представления об условиях формирования эндогенных месторождений и источниках рудообразующих флюидов.

Первый – это процесс формирования океанической коры в зонах срединноокеанических хребтов, в результате которого наращиваются массы магматического вещества на раздвигающихся окраинах литосферных плит. Следствием всестороннего изучения механизма этого процесса (исследования срединноокеанических хребтов, глубоководное бурение и т. д.) явился отказ от гипотезы об инициальном ультраосновном и базальтовом магматизме на ранней стадии развития геосинклинальных трогов. Признано, что подушечные базальтовые лавы формируются в прогибах на склонах срединноокеанических хребтов, а ультраосновные комплексы представляют собой истощенные (после выплавки базальтовой магмы) образования верхней мантии. Были открыты и детально исследованы скопления медно-цинковых колчеданных руд в быстро расширяющихся срединноокеанических хребтах на Восточно-Тихоокеанском поднятии, в Галапагосском рифте и хр. Хуан-де-Фука. Таким образом, существенно уточнены представления об источниках рудных веществ месторождений, связанных с офиолитовым комплексом геологических формаций. Однако не меньшее значение имеет и вывод об аллохтонном залегании пород этого комплекса в континентальной земной коре, что существенно меняет подход к оценке перспектив и определению направлений поиска новых глубокозалегающих месторождений хромитов, платиноидов, медно-цинковых колчеданных и некоторых марганцевых месторождений.

Вторым важным процессом является процесс субдукции – поддвигания и поглощения земной коры и заключенных в ней (и на ней) образований. До создания теории тектоники литосферных плит геологи в процессах рудообразования признавали значительную роль гранитного слоя земной коры, реже базальтового и залегающей под границей Мохо верхней мантии (на глубину 30–70 км) как источников флюидов и рудного вещества (а некоторые – и углеводородов). Единственно возможным путем миграции рудного вещества в верхние горизонты земной коры предполагались вертикальные глубоко проникающие разломы.

Геодинамические мобилистские модели, предусматривающие поддвигание одной плиты под другую, позволили исследователям взглянуть на большие глубины и увидеть в качестве первичных источников рудных

веществ и флюидов образования, погружаемые под литосферные плиты, сложенные не только земной корой, но верхней мантией, имеющей значительную мощность. Они позволили обратить внимание на возможность участия в процессах магматизма, вулканизма и рудообразования глубоко преобразованных (серпентинизированных и амфиболитизированных, обогащенных значительными количествами связанной воды и летучих) консолидированных пород океанической коры, а также и верхнего рыхлого покрова осадков, накапливающихся в океанических абиссальных впадинах и желобах. В значительной степени уточнились представления о месте и условиях развития гранитоидного магматизма в земной коре, а также источниках больших масс ювенильных флюидов и летучих газов.

Необходимо отдать должное представлениям А.В. Королева, который еще в 1957 г. предложил гипотезу о решающей роли в процессах рудообразования глубинных сколов (т. е. зон Беньофа или зон поддвига литосферных плит), проникающих в верхние оболочки Земли на глубину до 800 км. Ссылаясь на известную работу А.Н. Заварицкого («Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях», 1946 г.), он указывал, что глубинные сколы являются грандиозными нарушениями, вытягивающимися на тысячи километров и определяющими размещение глубоководных впадин и цепей вулканов. Такие сколы, как мобильные зоны ослабленного давления, имеют исключительное значение в качестве путей выхода с больших глубин газообразных и расплавленных продуктов дифференциации первичной земной материи. Поверхность глубинного скола с отходящими в ее висячий бок разломами первого порядка и более мелкими разломами представляет систему, по которой происходит движение продуктов дифференциации земной материи из глубинных частей земного шара к его поверхности. Таких глубинных сколов на современном этапе изучения глубинного сейсмического материала не оказалось, но связь с мантией подтверждается.

Как следует из рассмотрения геодинамических моделей и анализа эволюции некоторых орогенных поясов, зон поддвига и поглощения свидетельствуют об интрузивном и вулканическом магматизме в надвигаемых плитах островных дуг и активных окраин континентов и связанными с ними процессами формирования гидротермально-магматогенного рудообразования. На основании анализа размещения месторождений в энсиматических островных дугах устанавливается связь меди и золота в медно-порфировых и золоторудных месторождениях с процессом переработки океанической коры и тесная генетическая связь этих месторождений с интрузиями гранодиоритовой и кварцево-диоритовой магмой. Процесс первоначального отделения меди и золота наблюдается в ранние этапы развития орогенов активных окраин кордильерского и андийского типов. Видимо, электровзрывы в карстовых пустотах

карбонатных пород, приводит к одновременному отделению из тех же магм избыточных количеств железа и марганца и формированию скарново-магнетитовых, меднорудных и стратиформных марганцевых месторождений.

Представления о выплавке магм и физико-химических превращениях веществ в зоне поддвигания существенно приблизили нас к пониманию условий формирования источников флюидов и рудных веществ эндогенных месторождений, имеющих тесную пространственную и временную, а следовательно, и генетическую связь с магматизмом. Это в большой мере относится к меди, железу, марганцу, золоту, свинцу, цинку, серебру, в меньшей мере к фольфраму и олову. Присутствие редких металлов в нефти также указывает на ее глубинное происхождение, связанное с ядерно-плазменными реакциями в мантии в зонах поддвига за счет трансформации химических элементов на основе лабораторных исследований электровзрывов (Уруцкоев Л.).

Поддвигание и поглощение литосферных плит и пластин – процесс скупивания континентальной коры, при котором происходит поддвигание одной плиты под другую, а также динамический метаморфизм, сопровождаемый отжимом и выдавливанием в верхние горизонты смежных областей захороненных поровых вод, и нарушением геодинамического режима пластовых вод, существующих артезианских бассейнов. В результате этих процессов отжимаются и перемещаются флюиды, которые при своем движении могут извлекать, экстрагировать и включать в свой состав целый ряд рудных веществ. Таким механизмом служит «эффект жерновов», вызываемый разностью скоростей горизонтальных тектонических перемещений геолитодинамических комплексов (пластин, чешуй) континентальной земной коры. Это приводит к формированию эпитермальных, не имеющих видимой связи с магматизмом, месторождений меди, полиметаллов, ртути, урана и молибдена, а также, вероятно, и некоторых типов золоторудных месторождений, т.е. тех, которые имеют фильтрационный источник. Анализ условий формирования месторождений этой группы связан скорее всего с трансформацией химических элементов во время электровзрывов в базальных пачках и карстах. Для каждой определенной геодинамической обстановки необходимо выяснить роль осадочных или изверженных пород, возможно, являющихся источником рудного вещества, а также определить причины и пути миграции флюидов.

Одним из главных факторов, определяющих латеральную металлогеническую зональность в орогенах активных окраин, является субдукционная литосфера, состоящая из процессов субдукции и обдукции, по которым идет миграция флюидов, обогащенных различными растворенными минералами. В зоне субдукции происходит поставка горных пород в мантию, где образуются флюиды, а в зоне обдукции происходит

эксгумация горных пород на поверхность. В зависимости от расстояния миграции флюиды сорбируют или адсорбируют с размульченными (эффект жерновов) вмещающими породами базальных пачек и карстов, образуя таким образом вторичные отложения (уголь, полиметаллы и др.). Процесс дегидратации (вторичных отложений) зависит от термобарических условий и ядерно-плазменных реакций происходящих за счет накопления электрического разряда в земной коре (как в электроконденсаторе), приводящих к взрывным и кумулятивным эффектам формирующие алмазоносные кимберлитовые трубки. Дальнейшие исследования должны установить роль электровзрывов в земной коре в единстве образования нефти, угля, алмазов.

Rotation geosphere from the core to the surface leads to the dynamo effect of the planet Earth, which serves as a generator of electricity in large quantities. Storage of energy generated in this way is the lithosphere, which has the properties of electrical capacitor. Earth capacitor plates are rocks (layers), and gasket (dielectric), in turn, is a fluid circulating (migratory) between the layers. The fluids are formed in subduction zones from rocks, which contain organic matter and that the expense of electricity converted into oil. During the absorption of the rocks are ground into powder (flour) due to the effect of millstones, which forms due to the difference the speed of the plates (strata) and geosphere.

Ульянова М.О.

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

Газонасыщенные осадки Гданьского бассейна Балтийского моря

Ulyanova M.

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

Review of the gassy sediments study results in the South-Eastern Baltic

Донные осадки российского сектора юго-восточной части Балтийского моря и двух мелководных заливов (Вислинского и Куршского) были изучены в 2003–2013 гг. в рамках экологического мониторинга нефтяного месторождения D-6 и грантов РФФИ. Основными используемыми методами являлись: анализ архивных материалов АО ИО РАН, геоакустическое профилирование, геохимический анализ проб осадков и воды, расчет диффузионного потока метана из осадка в воду.

Были выделены два типа осадков, насыщенных газом – покмарки (кратеры, по [1]) и собственно газонасыщенные осадки (ГНО). Все ГНО приурочены к зоне распространения илов и локализации разломных зон, которые могут способствовать миграции газа из недр. Картирование распространения ГНО позволило посчитать их площадь: покмарки – 1.7 км², ГН илы – около 300 км². Было оконтурено 7 крупных (согласно классификации, используемой в [2]) покмарков различной морфологии, обычно вытянутой с юго-запада на северо-восток формы.

Самая крупная геоакустическая аномалия, связанная с наличием газа в осадке, находится в центральной части Гданьской впадины на глубинах 104–106 м. Общей особенностью всех аномалий было частичное или полное отсутствие изображения тонкой структуры осадка.

В пространственном отношении распределение углеводородных газов (метан, этан, пропан) четко подразделяется на два подрайона. Зона прибрежного мелководья с преобладанием обломочных отличается низкими концентрациями метана. В глубоководной зоне – в глинистых осадках Гданьской впадины концентрация метана выше, что обусловлено резким увеличением дисперсности илов. У основания Куршской косы на глубине около 30 м по пропану, как и по этану, проявляется аномальный участок с повышенной концентрацией. Он расположен в зоне разрывных нарушений и нефтегазоносной структуры D-29, приуроченной по схеме тектонического районирования к Западно-Куршскому валу [3].

Максимальный диффузионный поток метана из осадка в придонную воду в открытом море наблюдался на периферии покмарка. Средние величины потока для покмарка оцениваются в 0.8 мкмоль/дм³*сут, тогда

как для ГНО – 0,1 мкмоль/дм³*сут [4].

Поток метана в Куршском заливе (южной части) выше, чем в Вислинском, что объясняется более тонким гранулометрическим составом осадков, высоким содержанием Сорг и пресноводностью водоема. В Вислинском заливе поток метана различается в пространстве и во времени, что может быть связано с периодическим заток солёных морских вод через Балтийский пролив. Зимой в условиях ледостава поток метана значительно ниже, чем в летний и осенний сезоны. Средняя величина потока в заливах в летний сезон составила 0.4 мкмоль/дм³*сут, что сопоставимо с ГНО открытой части моря.

Авторы признательны Н.В. Пименову, Т.А. Канапачкому и всем, кто помогал в проведении исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 11-05-01093 и 13-05-90725).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
2. Judd A., Hovland M. Seabed fluid flow. The impact on geology, biology, and the marine environment. Cambridge, 2007. 475 p.
3. Отмас А.А., Чегесов В.К., Арутюнов В.А. Структура осадочного чехла и история тектонического развития региона // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 8. С. 4–13.
4. Ulyanova M., Sivkov V., Kanapatsky T. et al. Methane fluxes in the southeastern Baltic Sea // Geo-Mar Lett. 2012. V. 5 (32). P. 535–544. doi:10.1007/s00367-012-0304-0.

Distribution of the gassy sediments, hydrocarbon gases (methane, ethane, and propane), as well as diffusive methane fluxes was studied in the South-Eastern Baltic Sea by geoacoustical and geochemical methods. Also are presented results of seasonal changes in diffusive methane fluxes in shallow Curonian and Vistula Lagoons (Russian parts).

Хубльдигов А.И.

(Атлантическое отделение института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Калининград, e-mail: a_hubldikov@mail.ru)

Нефтегазоносность Балтийского моря

Khubldikov A.I.

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

Oil-and-gas content of the Baltic Sea

По мнению большинства исследователей структурно-тектонические факторы являются определяющими при формировании осадочного чехла, толщин и вещественного состава отложений, типа структур, цикличности тектонических движений и осадконакопления, т.е. условий, в которых протекают процессы нефтегазообразования и формирования залежей нефти и газа. Акватория Балтийского моря в тектоническом плане является частью Балтийской синеклизы Восточно-Европейской платформы. Платформенный чехол синеклизы залегает на докембрийском кристаллическом фундаменте. В составе чехла установлены отложения всех геологических систем фанерозоя и венда.

Изучение нефтегазоносности Балтийского моря начиналось по мере накопления геологической информации о строении осадочного чехла примыкающей территории и получения в 1962–1965 гг. первых притоков нефти из отложений верхнего ордовика на территории Литвы и Калининградской области и из отложений среднего кембрия на территории Латвии. В 1968 г. получены первые промышленные притоки нефти из среднекембрийских отложений в Литве и Калининградской области РСФСР. В конце 60-ых – начале 70-ых нефтепоисковые работы проведены на островах Готланд, Эланд и Готска-Санден и в прилегающих водах. Открыта нефтяная залежь в рифовых известняках ордовика на о. Готланд. Комплексные нефтегеологические работы по изучению верхней части осадочного чехла выполнены в 1973 г. с борта НИС «Академик Курчатов» [1]. В эти годы повышается интенсивность геофизических работ различными методами на Балтийском море, подтверждается общность геологического строения, прежде всего палеозойских отложений, в пределах моря и прилегающей суши. Планомерные геофизические нефтепоисковые работы после открытия нефтяных месторождений на прилегающей суше проводит ВНИИ МОРГЕО в пределах акватории СССР. В это время проходит внедрение в производство сейсморазведочных работ современных методов, направленных на повышение эффективности подготовки локальных нефтеперспективных объектов. В результате установлены опорные отражающие горизонты в кровле пермских отложений и в ордовике, оценены глубины залегания фундамента и установлено его региональное погружение на юг, выявлены основные структурные элементы осадочного чехла, разделенные тектоническими

нарушениями и локальные поднятия. Резко увеличиваются объемы морских геофизических, особенно сейсмических, работ на Балтике в пределах экономических зон СССР, Польской народной республики и ГДР во второй половине 70-ых годов силами Совместной Организации «Петробалтик» – специализированного предприятия по поискам нефти и газа на Балтийском море. Отрабатывается сеть региональных профилей (4 на (6–8) км), что составляет основной объем исследований, на отдельных участках сеть дополняется поисковыми и детальными профилями (1 на (1–2) км). В 1981–1986 гг. основные объемы сейсморазведочных работ по выявлению и подготовке нефтеперспективных локальных структур были выполнены, пробурены поисково-параметрические и разведочные скважины, открыты нефтяные месторождения в кембрийских песчаниках в акваториях Польши и СССР. Кроме этого основными результатами этих периода стали создание фонда структур; серии структурных карт по отражающим горизонтам во всех структурно-формационных комплексах осадочного чехла (протерозойско-нижнекембрийском, кембрийско-нижнедевонском, девонско-пермском, пермско-неогеновом); тектонической основы. Была разработана достаточно точная скоростная модель разреза; уточнена стратиграфическая привязка всех выделенных отражающих горизонтов на основе данных ВСП и моделирования разреза.

В настоящее время все промышленные месторождения нефти и газа в акватории Балтийского моря открыты на шельфах республики Польша и Российской Федерации и приурочены к отложениям кембрия. При этом на польском шельфе выявлены 4 газоконденсатные залежи (B4, B6, B16, B21) и 3 нефтяные (B3, B8 и B24) [2], а наиболее крупное из морских нефтяных месторождений – Кравцовское (D6) находится на шельфе России. Кроме того, есть несколько месторождений нефти с забалансовыми запасами на шельфах Польши, Литвы и России. Единственным промышленно-региональным комплексом являются терригенные отложения среднего кембрия. В районе рассматриваемых месторождений нефтеносный горизонт залегает на глубинах 2000–2200 м. В составе кембрийского горизонта почти повсеместно выделяются до 5–7 прослоев мелко-среднезернистых песчаников толщиной от 5 до 35 м, разделенных пачками алевролитов и глин толщиной от 2 до 10 м. Суммарная толщина песчаников составляет 40–80 м. В региональном плане с северо-востока на юго-запад возрастает глинистость разреза, повышается содержание глинистого и кварцевого цемента. В этом же направлении снижаются фильтрационно-емкостные свойства коллекторов. В акватории Балтийского моря их открытая пористость колеблется от 10–14% на северо-востоке до 4–7% на юге. Проницаемость кварцевых песчаников на Кравцовском месторождении (D6) меняется от 20 до 400 мД, а на месторождении B16 не выше первых десятков мД. Среднекембрийский нефтеносный горизонт перекрывается глинисто-карбонатными отложениями преимущественно ордовика, толщина

которых вблизи побережья Латвии достигает 170 м и более. Отдельные горизонты ордовика, представленные органогенно-детритовыми, афанитовыми и биоморфными известняками в отдельных районах прилегающего побережья нефтеносны. Наиболее крупное скопление нефти в рифогенных известняках верхнего ордовика известно на о. Готланд и прилегающем шельфе, где велась промышленная добыча [3]. Многочисленные испытания скважин на приток на прилегающей территории Латвии, Литвы и Калининградской области России промышленного интереса не составили. Возможно, применение современных технологий позволит вернуться вновь к вопросу о перспективности этих отложений для их промышленного освоения. Вышележащие отложения силура представлены мощным комплексом терригенных и карбонатных пород, распространенным на всей рассматриваемой акватории. С точки зрения нефтеносности эти отложения в акватории Балтийского моря представляют достаточно спорный интерес, так как даже известные нефтепроявления в рифогенных известняках на прилегающей суше, на море неизвестны. Широко обсуждаемый вопрос о перспективах поисков «сланцевого газа» [4] в лlandoверийских сланцевых аргиллитах с достаточно высоким содержанием органики представляет несомненный интерес. По данным каротажа они регионально выдержаны, имеют достаточную толщину, известны интенсивные газопроявления при бурении скважин на прилегающей суше, но этот вопрос требует отдельного обсуждения, особенно для условий моря. Вышележащие отложения девона и перми, несмотря на имеющиеся случаи нефтепроявлений могут изучаться при проведении поисков на основной перспективный горизонт – кембрийские отложения.

Таким образом, основным объектом поисков нефти и газа в акватории Балтийского моря являются нефтеперспективные локальные структуры в отложениях кембрия. При этом изучение и систематизация геологических материалов по вышележащим отложениям естественно должно быть продолжено.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодекян М.М., Волколаков Ф.К. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Центральной Балтики. М. Недра, 1976.
2. Kotarba M.J., Kosakowski P. et al. Petroleum system and potential of hydrocarbon exploration in the lower palaeozoic strata of the polish Baltic basin // The International Conference “Baltic-Petrol’2010”. Gdansk – Krakow, 2010. P. 9–10.
3. Нефтяные месторождения Прибалтики / Под ред. Г.Б. Восилюса. Вильнюс: Мокслас, 1987.
4. Poprawa P. Shale gas and shale oil exploration in the lower Paleozoic complex of the Baltic basin // The International Conference “Baltic-Petrol’2010”.

Gdansk – Krakow, 2010. P. 21–22.

The main objects of oil and gas exploration in the Baltic Sea are local oil prospective structures in the Cambrian deposits. Herewith, 4 gas condensate reservoir and 3 oil fields have been identified on the Polish shelf, and the major offshore oil field Kravtsovskoye (D6) is located on the shelf of Russia. The largest accumulation of oil in the reef limestones of the Upper Ordovician has been known at the Gotland Island and the adjacent shelf. The question about the prospects of "shale gas" searching in the Llandovery shale mudstones with high content of organic matter is of a great interest.

Шакиров Р.Б.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток; e-mail: ren@poi.dvo.ru)

Углеводородные и другие газы вулканов Менделеева и Головнина (о. Кунашир)

Shakirov R.B.

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

Hydrocarbon and other gases in the Mendelev and Golovnin Volcanoes (Kunashir Island)

Курильская вулканическая дуга – одна из самых активных систем проницаемости, по которой в атмосферу выбрасывается сложная газовая смесь. Изучение этого явления является актуальной задачей как фундаментальных, так и экологических исследований. Цель данной работы: исследование распределения свободных и растворенных углеводородных газов вулканов Менделеева и Головнина на о. Кунашир с применением современных методов газовой хроматографии и масс-спектрометрии [1]. Эти вулканы проходят стадию затухающей переходной пост-вулканической деятельности – сольфатарно-мофетную. Они были выбраны для исследований, потому что в пределах их построек и рядом с ними распространены как активно газифицирующие сольфатары (высокотемпературные, от +100°C и выше), так и газодынные и термоминеральные источники, в том числе контролируемые отдельными от вулканов разломами.

Состав газов вулканических систем Курильских островов активно изучался в 70-е годы [2–5], в последующие десятилетия интенсивность этих исследований резко упала вплоть до отсутствия актуальных данных. Предшественниками установлено, что основными компонентами дегазации вулканов Курильских островов являются CO₂, CO, H₂, HCl, H₂S, NH₃, CH₄, N₂, HCNS, SiF₄, B(OH)₃, Ar и др. Главным компонентом дефлюидизации вулканов являются пары воды (90–95%). В общем случае из макрокомпонентов преобладает углекислый газ, затем в порядке уменьшения концентрации следуют сернистые газы и азот. На этом фоне резко выделяются источники преимущественно азотного и азотно-углекислотного состава. По содержанию углеводородных газов резко выделяется остров Итуруп, где концентрации метана в сумме с углеводородными газами достигали 58%. Измерения, сделанные в прежние годы из различных источников о. Итуруп, показывали здесь наличие ураганных концентраций углеводородных газов [2]. Содержание CO₂ в газах вулканов Курильских островов в среднем составляло 68%, кислорода 6.7%, азота 28%, углеводородных газов (в сумме) 4%, угарного газа 0.04%, сероводорода 3.9%, сернистого газа 0.8%, хлористого водорода 0.4%,

водорода 1.1%, благородных газов (аргон, криптон, ксенон в сумме) 0.6%, гелия и неона в сумме не более 0.01%. Более или менее равномерно распределены углекислый газ, сернистые газы, а целый ряд компонентов, таких как метан и азот имеют очень контрастный характер распространения. Содержание водорода в отдельных случаях также достигало ураганных значений (39%, влк. Черный, о. Чирпой). Кислород в целом распределен равномерно и в норме не превышает одного процента. На некоторых островах зафиксированы аномально высокие содержания азота до 99% (о. Итуруп, о. Кунашир) при концентрациях кислорода близких к нулю. Примечательно, что на этих островах и в тех же объектах (о. Итуруп: ист. Горячий, Сернозаводский, Рейдовский; о. Кунашир: ист. Третьяковский, ист. Верхне-Столбовской, месторождение парогидротерм «Горячий Пляж») предшественниками отмечены также максимальные концентрации метана [2]. Так, в Рейдовском источнике содержание азота составляло 52.6–80.5% при содержании метана 7.4–13.3%, в источнике Горячий Ключ 28.3% и 57.73%, а на о. Кунашир в источнике на участке «Горячий пляж» 64.98% и 21.17% соответственно. В регионе подобная взаимосвязь уже отмечалась. Например, наблюдения за вариациями химического состава газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана (о. Сахалин) выявили увеличение содержания углеводородных газов и азота на фоне снижения концентраций углекислого газа под влиянием Невельского землетрясения 2007 г.

В пределах вулкана Менделеева газы, отобранные в свободной фазе на двух сольфатарных полях в привершинной части вулкана представлены главным образом углекислым газом (48–78%), небольшой примесью кислорода и азота (в сумме 3.9–11.9%), серо-содержащими газами 16.4–24.2 ppm. Распределение углеводородных газов отличается: на северо-восточном сольфатарном поле концентрация метана 0.14–0.41%, этан 24–36 ppm, пропан 2–3 ppm, бутан 0.02 ppm. На северо-западном сольфатарном поле концентрации метана были в 10 раз меньше: метан 0.02–0.04%, также в меньших концентрациях наблюдался этан 2–12 ppm и пропан 0.01–0.1 ppm, но немного выше концентрация бутана 0.3–0.4 ppm. Характерно, что одновременно с повышенными концентрациями углеводородных газов на северо-восточном сольфатарном поле, там же обнаружен водород 0.1–0.9%, а на северо-западном поле он не был зафиксирован. Содержание серо-содержащих газов на северо-восточном сольфатарном поле также немного выше, чем на северо-западном: 17–24 ppm и 16–18 ppm соответственно. Таким образом, наблюдается определенное различие по содержанию углеводородных газов, водорода и серо-содержащих газов между двумя сольфатарными полями. Наряду с химическим составом, также наблюдается различие в изотопном соотношении углерода метана этих сольфатарных полей: на северо-восточном (две пробы): -32.5–39.5 ‰, а на северо-западном (три пробы) -37.9–40.6 ‰. Также на северо-восточном сольфатарном поле был определен изотопный состав углерода этана: -26.5–

29.0%. Сольфатарные углеводородные газы вулкана Менделеева соответствуют газам термогенным и метаморфогенным, которые образуются при восстановлении углекислого газа водородом. В Охотоморском регионе метан с таким изотопным составом характерен для изотопно тяжелых нефтяных газов Сахалина и Камчатки (от -34 до -54‰), а также газов генерируемых углистым веществом на высоких стадиях метаморфизма. Изотопный состав углерода углекислого газа одинаков для северо-восточного и северо-западного сольфатарных полей и находится в пределах -3—-3.8‰. По этой изотопной характеристике он относится к типичным эндогенным газам.

В газовом составе термальных источников в. Головнина преобладают CO_2 и сернистые газы (общая сумма – 55%), 42% газов приходится на азот и редкие газы. Сольфатары этого вулкана имеют иной газовый состав (CO_2 – 52%, серосодержащие газы 45%) чем при сходных температурах на вулкане Менделеева. Нами были опробованы водные термальные проявления – озеро Горячее и небольшой ключ на его берегу с температурой +93°C. При содержании метана 0.001–0.004 мл/л в пробах из оз. Горячего и ключа на его берегу изотопный состав углерода показал -39.4‰. Таким образом, по генезису метан вулкана Головнина сходен с термогенными газами вулкана Менделеева. Также в незначительных количествах содержатся этан и пропан. Растворенный водород составил 0.013 мл/л. Значение изотопного состава углерода углекислого газа составляет $\text{C}^{13}\text{-CO}_2$ -6.1‰, что соответствует эндогенным газам. По определениям [5], изотопный состав углерода CO_2 вулканических газов Курильских островов и Камчатки (пробы отобраны в 1965 году в трех различных районах современной активной фумарольной и сольфатарной деятельности: на юге пол-ва Камчатка и на островах Парамушир и Кунашир) варьирует в значениях $\delta^{13}\text{C}$ от -1.1‰ до -18.3‰, т.е. авторские данные по объекту близки к среднему значению $\text{C}^{13}\text{-CO}_2$ района исследований. По совокупности изотопно-газеохимических параметров углеводородные газы на большинстве объектов опробования на о. Кунашир относятся к термогенным газам – продуктам преобразования органического вещества осадочных пород под действием эндогенного тепла и глубинным газам. Этан, пропан и бутан не превышают концентрации 80 ppm и являются сопутствующими продуктами процессов генезиса углеводородов. Основным компонентом в исследованных объектах является CO_2 (ср. 53% об.) за исключением обособленного источника «Добрый Ключ» (CO_2 0.04%), газовый состав которого представлен преимущественно азотом (93%). По распределению изотопов углерода углекислого газа, можно отметить тенденцию увеличения доли тяжелого изотопа в газах сольфатар по отношению к отдельным ключам и водным термальным проявлениям. По этой же особенности наиболее тяжелый по углероду углекислый газ обнаруживается ближе к центру вулкана. Отметим, что 2/3 объема вулканических построек Курильской островной дуги со стороны

Охотского моря находятся под водой и покрыты осадками, мощность которых увеличивается к подножиям островов. Поэтому интерпретация генезиса вулканических газово-флюидных компонентов осложняется тем (углеводородные газы, водяной пар), что сопряженные с вулканической постройкой осадочные толщи вносят свой вклад в газово-флюидный режим островодужных вулканов.

Исследование выполнено при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации, Соглашение 8319 «Нетрадиционные ресурсы метана Дальнего Востока России: распределение, генезис, промышленное значение, экология».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шакиров Р.Б. Особенности химического и изотопного состава углеводородных газов вулканов Менделеева и Головнина (о. Кунашир) // Геохимия. № 1. 2014. В печати
2. Гидротермы Курильской вулканической области. Отчет ДВНЦ АН СССР ИВ в 2-х кн. Отв. исп. Л.Н. Барабанов. Петропавловск-Камчатский, 1976. 787 с.
3. Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 211 с.
4. Алексеев Ф.А., Войтов Г.И., Лебедев В.С., Несмелова З.Н. Метан. М.: Недра, 1978. 310 с.
5. Высоцкий И.В. Геология природного газа. М.: Недра, 1979. 392 с.

The results of hydrocarbon and other gases distribution study in Mendeleev and Golovnin volcanoes and springs on Kunashir Island are presented. Presence of methane, ethane, propane and butane in volcanic gases is revealed. Hydrocarbon gases of Kunashir Island mainly have a deep thermogenic and metamorphic origin, and their distribution also depends on structural position from volcanic eruptive centers. Thermogenic gases, probably, is a consequences of high temperature destruction of organic matter covered by volcanic rocks during volcanoes formation. The enhancing of hydrocarbon gases generation in Kurile Basin sediments toward Kurile volcanic arc proposed.

***ГИДРОТЕРМЫ И РУДЫ НА ДНЕ
ОКЕАНОВ И МОРЕЙ***

***HYDROTHERMS AND ORES ON
THE BOTTOMS OF THE SEAS AND
OCEANS***

Батурин Г.Н.¹, Добрецова И.Г.², Дубинчук В.Т.³

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН; г. Москва, gbatur@ocean.ru;

²Полярная Геолого-разведочная экспедиция Минприроды РФ, г. Санкт-Петербург;

³Всероссийский Институт минерального сырья, г. Москва)

Гидротермальные марганцевые корки и медистые отложения Срединно-Атлантического хребта (19° и 13 с.ш.)

Baturin G.N.¹, Dobretsova I.G.², Dubinchuk V.T.³

(¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Polar Geological Prospecting

Expedition, St. Petersburg; ³Russian Institute of Mineral Resources, Moscow)

Hydrothermal manganese crusts and copper-rich deposits on the Mid-Atlantic Ridge (19° and 13° N)

Исследование рудоносности рифтовых зон океана было впервые начато в Красном море и в Индийском океане в зоне тройственного сочленения подводных горных хребтов. В дальнейшем эти исследования охватили все крупнейшие рифтовые зоны океана, в первую очередь Восточно-Тихоокеанское подводное (ВТП) и Срединно-Океанский хребет (САХ), где продолжается открытие новых рудопоявлений и рудных полей при участии морских геологов многих стран.

Срединно-Атлантический хребет является в этом плане одним из наиболее перспективных объектов. Так, в ходе проведения поисково-разведочных работ в рейсах научно-исследовательского судна “Профессор Логачев” недавно были открыты новые рудные поля в пределах САХ, в частности, на 19° и 13° с.ш. На первом из них обнаружены залежи марганцевых корок, на втором – гидротермально измененные осадки, импрегнированные самородной медью.

Материал для настоящего исследования, собранный И.Г. Добрецовой, представлен двумя штуфами плотных марганцевых корок толщиной до 10 см и двумя образцами гидротермально преобразованных осадков.

Минеральный состав материала исследован В.Т. Дубинчуком методами современной аналитической электронной микроскопии. Элементный состав образцов определяли методом ИСП-МС в ИПТМ РАН с использованием отечественных и международных стандартов состава изверженных и осадочных пород под руководством В.К. Карандашева.

В настоящем сообщении приводятся основные полученные нами результаты о минеральном и химическом составе рассматриваемых образцов. Что касается химического состава материала, то в данном случае мы используем сведения о содержании только тех элементов, которые изучались ранее на других аналогичных объектах на срединно-океанских хребтах и которые можно сопоставить с нашими данными.

Марганцевые корки

В минеральном составе марганцевых корок доминирует вернадит,

формы выделения которого разнообразны, включая скопления глобул диаметром от 1 до 10 и более мкм (рис. 1), а также агрегаты частиц разного размера и формы.

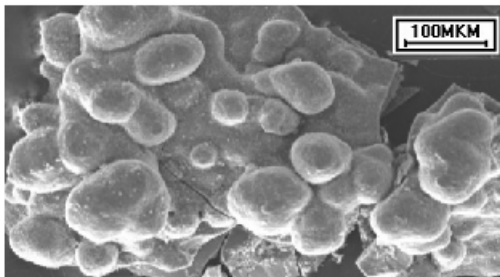


Рисунок 1. Глобулы вернадита

Содержание в корках ряда макро- и микроэлементов представлено в табл. 1, в которой в целях сопоставления приведено также среднее содержание тех же элементов в гидротермальных корках Тихого океана по данным японских исследователей [1]

Как видим, наши образцы существенно отличаются от тихоокеанских рудных корок по содержанию ряда макро- и микроэлементов. Наш материал существенно богаче марганцем и сильно обеднен железом, благодаря чему отношение в нем Mn/Fe многократно выше: 72 и 4000 в двух наших образцах против 47.7 в тихоокеанских корках. Наряду с этим наши образцы обогащены общей серой, но в той или иной мере обеднены прочими макроэлементами, в первую очередь алюминием, титаном и фосфором, при сопоставимом содержании кальция, магния, натрия и калия.

Что касается рудных элементов и микроэлементов, то наши образцы существенно обогащены молибденом и в меньшей степени медью, хромом и ураном, но при этом заметно обеднены прочими рассматриваемыми микроэлементами.

Содержание платины в рассматриваемых образцах представляет особый интерес в связи с широким распространением обогащенных этим металлом марганцевых корок [2]. В работе [1] данные о содержании платины не приводятся. В рассматриваемых образцах ее содержание составляет 0.100 г/т, что совпадает с оценкой ее среднего содержания в гидротермальных корках Мирового океана – 0.069 г/т [2]. В пелагических железомарганцевых конкрециях ее среднее содержание составляет 0.23 г/т [3], а в гидrogenных корках – 0.45 г/т [2].

Медистые гидротермальные осадки

Обогащенная медью порода в толще обычных пелагических отложений представляет собой уплотненных прослой, состоявший, видимо, из таких же осадков, импрегнированных рудоносным флюидом, который растекся в горизонтальном направлении в рыхлом осадке, не достигнув поверхности

дна.

Таблица 1. Химический состав корок, % (третья колонка – данные [1])

Элемент (%)	Обр.1	Обр.2	Тих.океан	Элемент (г/т)	Обр.1	Обр.2	Тих. океан
MnO	50.1	61.5	47.7	Ni	126	134	287
Fe ₂ O ₃	0.77	0.17	26.7	Zn	122	23.6	238
Mn/Fe	71.5	4000	19.8	Pb	1.2	0,24	45
Al ₂ O ₃	0.25	0.10	297	V	81.2	30.3	225
TiO ₂	0.04	0.03	0.24	Cr	111	140	48
CaO	2.0	3,1	3.47	W	1.5	0.5	31.6
MgO	3.5	0.68	3.25	AS	13.1	10.7	33.2
Na ₂ O	2.8	5.3	3.20	Cd	4,6	0.073	16
K ₂ O	1.6	0.32	1.21	Sb	21	8.4	25.5
P ₂ O ₅	0.040	0.039	0.29	Th	0.18	0.040	0.65
S	0.22	0.25	0.064	U	0.51	9.9	2.1
Ba	0.0428	0.0196	0.1376	Zr	4.4	2.1	23
Sr	0.0317	0.0248	0.0555	Y	4.6	1.3	17
Li	0.0704	0.056	0.0436	Nb	0.33	0.11	9.9
Mo	0.1136	0.1030	0.0327	Pt	0.100	0.100	-

Наиболее примечательной особенностью этой породы является наличие в ней самородной меди, выделения которой имеют форму плотных скоплений палочковидных и червеобразных частиц различного размера (рис. 2).

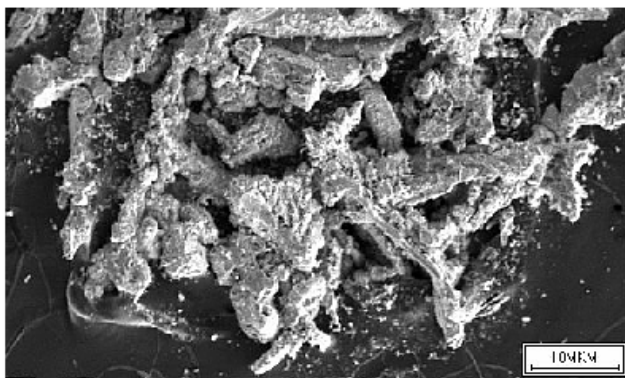


Рисунок 2. Агрегат частиц самородной меди

Результаты определения содержаний главных рудных элементов и некоторых микроэлементов в этих образцах совместно с аналогичными данными о составе обогащенных медью сульфидных руд САХ [4] приведены в таблице 2.

Таблица 2. Содержание металлов в минерализованных осадках (САХ) и сульфидных рудах (ТАГ)

Элемент	САХ-1	САХ-2	Среднее	ТАГ-1	ТАГ-2	ТАГ-3	Среднее
Cu %	22.7	5.59	14.1	25	32.5	39	32
S %	0.30	0.17	0.23	35.8	26.4	22.6	28.3
Fe %	1.9	4.1	2.0	29	18.3	20.2	23.7
Zn %	0.019	0.013	0.016	0.52	1.19	0.63	0.80
Ni г/г	5.9	5.5	5.7	-	-	-	-
Pb	20.2	29.1	24,6	100	200	200	180
Co	3.4	5.1	4.2	32	3	3	19
Ag	0.26	0.19	0.23	20	40	10	23
As	26.4	48.2	35	28	44	64	45
Sb	1.8	2.8	2.3	5	14	24	14
Se	5.2	2.9	4.0	13	10	10	11
Mo	2.4	2.8	2.5	197	21	286	167

Авторы работы [4] также обнаружили в своих образцах микровключения самородной меди – вторичные продукты распада сульфидов меди. Но в нашем материале сера практически отсутствует, и медистый прослой сформировался, вероятно, при высачивании металлоносного флюида в осадочную толщу. Природа этого явления остается пока неясной и требует дополнительного специального исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Usui A., Someya M. Distribution and composition of marine hydrogenetic and hydrothermal manganese deposits in the northwest Pacific // Manganese mineralization: geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits. Geol.Soc.Spec. Publ. 1997. № 119. P. 177–198.
2. Аникеева Л.И., Казакова В.Е. Геохимия кобальтбогатых Fe-Mn корок // Кобальтбогатые руды Мирового океана. Санкт-Петербург. ВНИИОкеангеология. 2002. С. 55–91.
3. Батулин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 344 с.
4. Hannington M.D., Thompson G., Rona P.A., Scott S.D. Gold and native copper in supergene sulfides from the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1988. V. 333. № 6168. P. 64–66.

The two new ore bodies on the Mid-Atlantic Ridge consisting of a) Mn crusts and b) native copper-enriched sediments have been found and investigated using mineralogical and ISP-MS methods.

Батури́н Г.Н.¹, Лобус Н.В.¹, Комов В.Т.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Шири́шова РАН; Москва, gbatur@ocean.ru;

²Институт биологии внутренних вод им. И.Д. Папанина, пос. Борок Ярославской обл.)

Ртуть в современных и древних фосфоритах

Baturin G.N.¹, Lobus N.V.¹, Komov V.T.²

(¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Institute of Biology of inland waters, Borok, Yaroslav region)

Mercury in Recent and Ancient phosphorites

Микроэлементный состав фосфоритов как главного источника удобрений, производимых для интенсивного развития сельского хозяйства, является одним из главных критериев оценки их качества. Ртуть как один из главных токсикантов входит в их число, что побуждает исследовать ее поведение в фосфоритовых рудах для оценки перспектив их освоения. Несмотря на это, геохимия ртути в фосфоритах исследована слабо.

Первая оценка среднего содержания этого элемента была предложена Альтшулером [1] на основании трех анализов фосфоритовых руд: одного марокканского (эоцен) и двух американских – из формаций Панго Ривер (Северная Каролина, миоцен) и Боун Вэлли (Флорида, плиоцен). Содержание ртути в этих образцах составляло соответственно 0.055, 0.085 и 0.025 г/т, или в среднем 0.054 г/т, что и служило долгое время неким эталоном.

Но неуклонное расширение сырьевой базы требует апробации этой величины, для чего необходимо накопление новых корректных данных по широкому спектру месторождений и рудопроявлений фосфоритов, которые почти все являются образованиями морского генезиса. При этом следует отметить, что согласно современным данным среднее содержание ртути в глинистых осадочных породах континентов составляет 0.0089 г/т [2].

Настоящая работа базируется на результатах исследования распределения ртути в серии коллекции фосфоритов полученных как со дна современного океана, так и с нескольких крупных промышленных месторождений на континентах. Океанский материал представлен современными фосфоритовыми конкрециями и фосфатизированными копролитами морских львов с шельфа Намибии, а также фосфоритовыми породами с островов Науру, Рождества и Сала-и-Гомес и миоценовыми фосфоритами с подводных гор Японского моря. Образцы с континентов представлены олигоценовыми фосфоритами Чиатурского месторождения (Грузия) и эоцен-позднемиоценовыми фосфоритами Северной Африки и Ближнего Востока.

Материал со дна океана собран первым автором, а образцы из наземных месторождений предоставлены в наше распоряжение коллегами – А.В. Ильиным (ГИН РАН), Ж. Люка (Страсбургский Университет) и Э.Л.

Школьников (ДВГИ ДВО РАН).

Определение ртути выполнены в г.Борке методом беспламенной атомной абсорбции на анализаторе ртути РА-915 с использованием приставки ПИРО-915, ООО «ЛЮМЕКС», СПБ. Определение органического углерода выполнено химическим методом в аналитическом подразделении ИО РАН (аналитик Н.П. Толмачева), определение прочих элементов – методолом ИСП-МС в ИПТМ РАН под руководством В.К. Карандашева.

Результаты определений содержания ртути, фосфора, кальция, серы и органического углерода представлены в таблице.

В современной плотной фосфоритовой конкреции (обр. 1) и в фосфатизированном копролите морского льва (обр. 2) содержание ртути составляет 0.029–0.038 г/т. Такое же содержание (0.029 г/т) установлено в крупной фосфоритовой конкреции (вероятно, плиоценового возраста) с шельфа Анголы (обр. 4). Но в нефоссилизированном рыхлом копролите морского льва (обр. 3) содержание ртути много выше – 0.261 г/т, что сопровождается повышенным по сравнению с другими современными образцами содержанием органического углерода (1.35%) и серы (0.96%).

Фосфориты с островов Науру (Индийский океан) и Сала-и-Гомес (Тихий океан) содержат 0.023 и 0.043 г/т ртути (обр. 5 и 7), но образец фосфорита с острова Рождества (обр. 6), сложенный мелкими фосфатными глобулами в железистой оболочке, обогащен ртутью до 1.06 г/т.

В миоценовых фосфоритах с подводных гор Японского моря содержание ртути колеблется в пределах от 0.044 до 4.18 г/т. Наиболее обогащены ртутью образцы 8 и 9 (4.18 и 0.110 г/т), обогащенные также железом (3.7%) и, вероятно, пиритной серой. В образцах 9–12 содержание ртути снижается до 0.044–0.077 г/т, что сопровождается снижением содержания оксида железа до 1.3–2.6 %.

В олигоценовых фосфоритах Чиатурского месторождения содержание ртути колеблется в пределах 0.008–0.082 г/т. В четырех образцах (13–16) оно составляет 0.008–0.018 и лишь в образце 17 поднимается до максимальной величины. Примечательно, что образец с минимальным содержанием ртути обеднен, а с максимальным содержанием – обогащен серой и органическим углеродом.

В фосфоритах Северной Африки и Ближнего Востока ртуть также распределяется неравномерно.

Содержание ртути колеблется в диапазоне 0.022–1.05 г/т, причем обе крайние величины относятся к фосфоритам Марокко, исследованным более детально (обр. 18–25).

Марокканские фосфориты делятся по содержанию ртути на две группы – обедненные этим элементом (18–20, 22, 23) и обогащенные им (21, 24, 25). В первых содержание ртути составляет 0.022–0.062 г/т (в среднем 0.040), во вторых 0.228–1.05 г/т (в среднем 0.602).

В фосфоритах Туниса (обр. 26–28) и Иордании (29, 30) содержание

ртути в целом одинаково – соответственно 0.189–0.304 г/т (в среднем 0.248 г/т) и 0.225–0. 275 г/т (в среднем 0.250 г/т).

Последний образец в этой серии – фосфорит из египетского месторождения Бейда (31), расположенного близ побережья Красного моря. Содержание ртути в этом образце оказалось относительно низким (0.0091 г/т), несмотря на повышенное содержание серы (1.4%).

Таблица. Состав фосфоритов (%) и содержание в них ртути (г/т)

№№ пп	№ обр.	P ₂ O ₅	CaO	Fe ₂ O ₃	Собщ	Сорг	Hg
Шельф Намибии (Атлантический океан)							
1	46-8	32.4	48.7	0.09	0.71	0.87	0.029
2	47-12	31.2	50.7	0.08	0.68	0.71	0.038
3	209	27.7	43.1	0.12	0.96	0.68	0.261
4	1215	21.77	34.27	4.60	1.22	0.76	0.029
Острова Науру, Рождества и Сала-и-Гомес							
5	Н-1	38.95	52.26	0.40	1.09	0.36	0.023
6	Р-196	29.55	11.90	11.14	0.56	0.17	1.065
7	3В/3	31.4	10.2	1.67	0.4	0.36	0.043
Подводные горы Японского моря							
8	3111	25.13	26.2	3.7	-	-	4.18
9	3113	26.4	34.0	3.7	-	-	0.110
10	3142	28.94	36.4	2.6	-	-	0.044
11	3150	27.35	32.4	1.3	1.08	0.91	0.052
12	2270	28.0	32.0	2.4	0.50	0.80	0.077
Чиатурское месторождение (Грузия)							
13	Ч-51	22.3	37.9	1.3	0.46	-	0.017
14	Ч-52	21.2	19.9	1.5	0.40	0.27	0.018
15	Ч-53	20.0	19.9	2.1	0.41	0.20	0.017
16	Ч-54	15.3	26.4	1.3	0.33	0.11	0.008
17	Ч-77	26.6	48.0	2.0	0.51	0.32	0.082
Марокко, Тунис, Иордания, Египет							
18	37193	31.4	56.3	0.11	0.55	-	0.029
19	37199	30.2	52.4	0.20	0.59	-	0.038
20	41428	30.4	50.4	0.12	0.55	-	0.048
21	41623	30.8	50.1	0.22	1.2	-	0.505
22	55820	24.7	40.6	0.46	0.68	-	0.062
23	55835	27.9	48.7	0.23	0.67	-	0.022
24	82ф	25.5	42.3	0.36	0.56	-	0.228
25	83ф	30.9	52.4	0.20	0.58	-	1.05
26	85ф	30.4	47.3	0.10	0.68	-	0.189
27	87ф	23.2	36.6	0.22	1.1	-	0.25
28	89ф	13.1	37.0	0.56	0.66	-	0.304
29	95ф	25.4	44.5	0.35	1.4	-	0.275
30	101ф	26.2	39.3	1.2	0.49	-	0.225
31	ЕГБ	21.5	34.5	0.50	1.4	-	0.091

Приведенные результаты свидетельствуют о том, что в фосфоритах разного состава и возраста из различных районов мира наблюдается явный тренд к относительноному (по сравнению со средним составом осадочных пород) обогащению их ртутью, что в определенной степени сопряжено с содержанием в них серы и органического вещества.

Последнее наблюдение согласуется с установленным ранее систематическим обогащением ртутью углеродистых пород мира [3]. Наряду с этим следует обратить внимание на другое обстоятельство, а именно на то, что повышенное содержание ртути в породах, в том числе в осадках и рудных образованиях на дне Мирового океана, может быть связано с эндогенной поставкой этого элемента в зонах тектонической активности, что неоднократно описывалось в литературе [4, 5]. О том же свидетельствуют факты обогащения ртутью железомарганцевых корок в конкрециях в тектонически- и вулканически-активных зонах, в частности, в Чукотском и в дальневосточных морях [5–7]. В связи с этим появление в некоторых фосфоритах (например, на о. Рождества и на подводных вулканических горах дальневосточных морей) может быть связано с поступлением эндогенной ртути.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Altschuler Z.S. The geochemistry of trace elements in phosphorites // *SEPM Spec. Publ.* 1980. № 29. P. 19–30.
2. Григорьев Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // *Геохимия.* 1980. № 7. С. 785–792.
3. Ketris M.P, Yudovich Y.E. Estimation of clarks for carbonaceous biolithes: world averages for trace element contents in black shales and coals // *Intern. Journ. of coal Geology.* 2009. P. 135–148.
4. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986. 225 с.
5. Озерова Н.А. Ртутная дегазация Земли // *Ртуть в биосфере – эколого-геохимические аспекты.* М.: ГЕОХИ, 2010. С. 24–31.
6. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. О составе железомарганцевых конкреций Чукотского и Восточно-Сибирского морей // *Докл. РАН.* 2011. Т. 440. № 1. С. 93–99.
7. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Рашидов В.А. Гидротермальные корки Охотского моря // *Океанология.* 2012. Т. 52. № 1. С. 95–108.

The study of mercury distribution in phosphorites from sea bottom and land deposits showed its relative enrichment as compared to shales as well as partial relation to sulfur and organic carbon concentration. Besides, in some cases the endogenic input may play its role.

**Бельтенов В.Е.¹, Рождественская И.И.¹, Иванов В.Н.¹,
Бабаева С.Ф.²**

(¹ФГУНПП «ПМГРЭ», г. Ломоносов, e-mail: ocean-party@peterlink.ru;

²ВНИИОкеанология, г. С-Петербург, e-mail: andreev@vniio.ru)

Новые гидротермальные поля в пределах Российского разведочного района

**Beltenev V.Ye.¹, Rozhdestvenskaya I.I.¹, Ivanov V.N.¹,
Babayeva S.F.²**

(¹PMGE, Lomonosov, ²VNIIOkeanologiya, St-Petersburg)

New hydrothermal fields at the territory of Russian exploration area

Целью 35 рейса НИС «Профессор Логачёв» (март–сентябрь, 2012 г.), организованного Полярной морской геологической экспедицией совместно с ВНИИОкеанология, являлось проведение поисковых работ в пределах Российского разведочного района в рамках контракта, заключенного между Российской Федерацией и Международным органом по морскому дну ООН (МОМД) [1, 2]. Было изучено 15 самых северных блоков Российского разведочного района, расположенных в интервале широт от 20°01′ до 20°54,36′ с.ш. [1]. На данном отрезке САХ к 2012 году открыто и изучено два рудных поля: Зенит-Виктория (20°08′ с.ш.) и Пюи де Фоль (21°30.5′ с.ш.) [2].

Ключевым методом при проведении поисковых работ являются придонные профильные электроразведочные работы по измерению потенциала естественного электрического поля (ЕП), выполняемые в комплексе с гидроакустическим профилированием комплексом ГБО «МАК-1М».

В ходе работ были установлены аномалии ЕП в районах известных рудных полей Зенит-Виктория и Пюи де Фоль, а на трех профилях были выявлены новые аномалии ЕП. При геологических исследованиях в районах, где были установлены новые аномалии ЕП, были подняты массивные сульфидные руды.

Первое рудное поле, открытое в рейсе, получившее название Юбилейное (центр: 20°09.2′ с.ш. и 45°44.4′ з.д.), расположено в западном борту рифтовой долины, в привершинной части первой рифтовой гряды в интервале глубин 2350–2550 м (рис. 1). По данным подводных теленаблюдений рудное поле включает в себя два рудных тела. Рудное тело 1 имеет размеры 420х260 м, гидротермальные образования подняты на девяти станциях опробования и представлены массивными медно-колчеданными рудами пирит-халькопиритового состава, серно-колчеданными рудами пиритового состава с большим количеством кварца и опала, оксигидроксидными железомарганцевыми корками. Рудное тело 2

расположено в 400 м к северо-востоку от тела 1 и имеет размеры 200x100 м (?). Контуры рудного тела 2 четко не установлены, вероятно, краевые части рудного тела перекрыты карбонатными илами. Сульфидные руды подняты на трех станциях опробования и представлены серно-колчеданным типом, пиритового, марказит-пиритового состава.

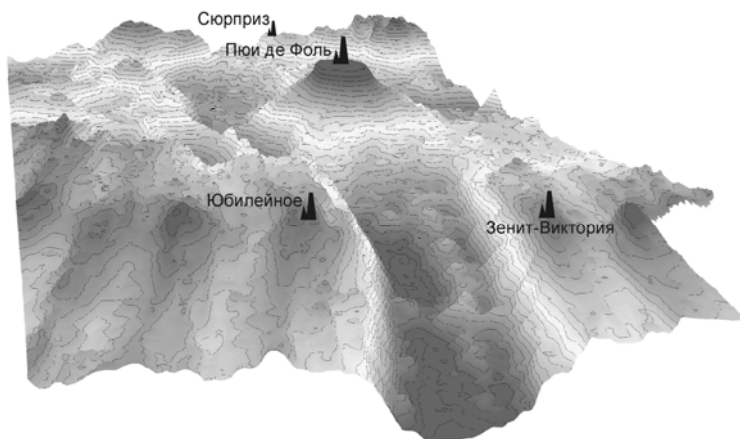


Рисунок 1. Местоположение рудных полей в структуре САХ

Предварительные данные по средним содержаниям металлов в массивных рудах для поля Юбилейное, рассчитанные по штучным пробам (29 проб) составляют: железо – 32.57%, медь – 6.82%, цинк – 0.66%, золото – 0.63 г/т, серебро – 20.83 г/т.

Второе рудное поле было открыто на заключительном этапе электроразведочных работ и получило название – рудное поле Сюрприз. Поле расположено на террасе в восточном борту рифтовой долины (центр 20°45,4' с.ш. и 45°38,6' з.д.) в интервале глубин 2800–2850 м (рис. 1). Контуры поля не установлены. Гидротермальные образования подняты на пяти станциях опробования и представлены массивными рудами марказит-пиритового, марказитового состава и оксигидроксидными корками.

Содержания металлов в рудах поля Сюрприз, рассчитанные по 3-м штучным пробам составляют: железо – 40.02%, медь – 0.33%, цинк – 0.26%, золото – 1.91 г/т, серебро – 29.27 г/т.

Открытые рудные поля залегают на базальтах N-типа MORB. Признаков современной гидротермальной активности в полях гидрофизических параметров не установлено.

Впервые в рифтовой долине САХ открыты два рудных поля, расположенных симметрично по обоим бортам долины и приуроченные к идентичным структурам (рис. 1). Поле Юбилейное приурочено к батиметрическому минимуму 1-ой рифтовой гряды, являющейся границей западного борта рифтовой долины, тогда как поле Зенит-Виктория к

батиметрическому минимуму 1-ой рифтовой гряды, являющейся границей восточного борта рифтовой долины. Можно предполагать, что магматический очаг, сформировавший гигантский вулкан Пюи де Фоль, создает область «избыточного вулканизма», выраженную в образовании крупных вулканических структур, как в зоне нетрансформного разлома, где расположен вулкан, так и в сегментах, примыкающих к северу и югу (неовулканические поднятия). Магматические очаги, формирующие осевые неовулканические поднятия в днище рифтовой долины, могут являться источником тепла для образования гидротермальных систем, а фиксируемые по обоим бортам долины краевые разломы глубокого заложения, вероятно, служат подводящими каналами для разгрузки этих гидротермальных систем.

Рейс НИС «Профессор Логачёв» был организован ФГУНПП «ПМГРЭ» и финансировался Федеральным агентством по недропользованию Министерства природных ресурсов и экологии РФ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельтенёв В.Е., Иванов В.Н., Самоваров М.Л. и др. Результаты поисковых работ на полиметаллические сульфиды в Атлантике в 2011-2012 годах в пределах Российского разведочного района // R-Ridge 13. Тез. докл. С.-Петербург. 2013. С. 12–14.
2. Черкашев Г.А., Иванов В.Н., Бельтенев В.Е. и др. Сульфидные руды северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 2013. Т 53. № 5. С. 1–14.

Two new inactive hydrothermal fields with massive sulfide deposits were discovered at the axial zone of the MAR between latitudes of 20°01'N and 20°54.36'N in the 35th cruise of the R/V “Professor Logachev”. The first hydrothermal field discovered in this cruise, was named “Yubileynoye” (centre at: 20°09.2'N; 45°44.4'W), is situated on the first rift ridge of the western flank of the rift valley. The second one was named “Surprise”, is situated on a terrace in the eastern slope of the rift valley (centre at: 20°45.4'N and 45°38.6'W).

Блинова Е.В.

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: blinova.helen@gmail.com)

Влияние гидротермальной системы на преобразование химического состава осадков в активной рифтовой впадине Гуаймас в Калифорнийском заливе

Blinova E.V.

(Geological Institute RAS, Moscow)

The influence of a hydrothermal system on the alteration of sediments in the Guaymas basin rift in the Gulf of California

Впадина Гуаймас Калифорнийского залива представляет собой рифтовую долину, в которой активно проявляется гидротермальная деятельность. Во впадине выделяются два трога – северный и южный (рис. 1). В пределах этих двух трогов в рамках 64 рейса международной программы глубоководного бурения (IODP) была пробурена серия скважин. В южном троге, где измеренная величина теплового потока достигала 30 ЕТП [1], была пробурена скважина 477 и углубляющая ее скважина 477А. Скважины 481/481А и 478 имеют не такие высокие показатели теплового потока и расположены в южном троге и на небольшом трансформном разломе между двумя трогами соответственно.

Основное отличие впадины Гуаймас от других рифтовых впадин мирового океана заключается в том, что толщина осадочного покрова составляет здесь несколько сотен метров [2]. Осадки, представленные гемипелагическими илами и турбидитами имеют позднеплейстоценовый возраст. Скважина 477/477А вскрыла базальтовый силл толеитового состава, мощностью 47 метров, внедренный в толщу осадков на глубине 58 м. В осадках скважин 478 и 481/481А было встречено несколько силлов разной мощности.

Осадки во впадине Гуаймас в разной степени изменены под воздействием гидротермальных процессов [3–5]. Наиболее интенсивные изменения выявлены в южном троге в скважине 477А. Осадки представлены песчаниками и песчанистыми алевролитами. В них установлена новообразованная минеральная ассоциация: кварц-альбит-хлорит-эпидот-сфен-пирит-пирротин [3, 4], которая отражает температуру минералообразования около 300°C. В южном троге действуют гидротермальные источники с температурой, достигающей 320°C [6], максимальная замеренная температура составляет 359°C [7], обнаружены также гидротермальные постройки [6, 8].

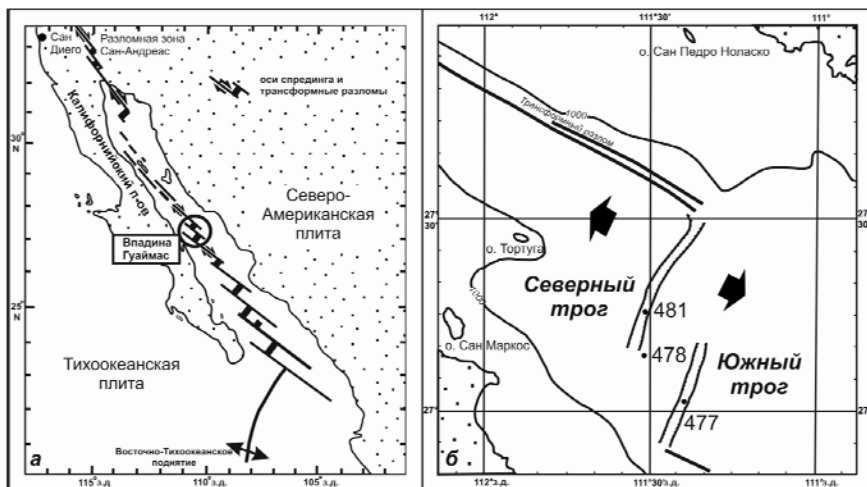


Рисунок 1. Структурно-тектоническая схема строения Калифорнийского залива (а) [2] с дополнениями и расположение скважин глубоководного бурения (б) [9] с дополнениями

Для выявления влияния осадочного покрова на трансформацию состава растворов, проходящих сквозь него, были изучены гидротермально измененные осадки из южного трога впадины Гуаймас (скважина 477А), а также исходные неизмененные осадки из скважин 481, 481А и 478. Определение содержания макро-и микроэлементов в валовых образцах осадков проведено методами масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой, рентгено-флуоресцентного анализа и мокрой химии.

Для решения этой задачи, кроме изучения осадков, привлечены данные по составу гидротерм во впадине Гуаймас, перекрытой осадочным чехлом, и гидротермальных источников на 21° с.ш. ВТП, где нет осадков [10]. Допущение, что растворы, разгружающиеся в океане на 21° с.ш. и в других районах ВТП по составу близки, позволило растворы, поступающие в осадочный покров, приравнять к гидротермам на 21° с.ш. ВТП и на этом основании ориентировочно оценить изменения состава горячего раствора при его прохождении сквозь осадочную толщу в южном трого впадины Гуаймас [6].

Результаты сравнительного изучения содержания химических элементов в гидротермально измененных и неизмененных осадках показали, что процесс взаимодействия раствор-осадок влияет в разной степени для разных элементов на трансформацию состава горячих растворов, мигрирующих сквозь осадочный покров. Наиболее выражено участие осадков в изменении состава растворов для Zn, Cu, Cd и Fe^{++} , содержание которых в

гидротермально измененных осадках возрастает примерно в 7 раз (Zn, Cu) и в 3 и 5 раз (Fe⁺⁺ и Cd, соответственно), обедняя этими элементами растворы, а также для Rb, As, K, Br и Cl, которыми измененные осадки обедняются (например, Rb примерно в 30 раз), соответственно обогащая растворы. Обогащение осадков Ag и Sr и сильное их обеднение Ba и Li показывает, что осадочный покров также участвует в изменении концентрации этих элементов в гидротермах, уменьшая содержание Ag и Sr в растворах, и обогащая их Ba и Li. Сильное обеднение гидротерм Mn во впадине Гуаймас по сравнению с гидротермальными источниками на 21° с.ш. ВТП не связано с прохождением растворов сквозь осадки. Содержания Pb, Co, Be, Si и Ca в гидротермально измененных и неизмененных осадках близки, показывая, что осадочный покров для этих элементов практически не участвует или участвует слабо в трансформации состава растворов. Под воздействием гидротермальных процессов содержание Al и Na в осадках почти не изменяется, концентрация Mg в гидротермально измененных осадках слабо увеличивается. Результаты проведенного исследования показывают также, что растворы, поступающие в осадочный покров, отличаются по составу от гидротерм на 21° с.ш. ВТП (район без осадочного чехла). Основной причиной этого различия может являться то, что во впадине Гуаймас морская вода в нисходящих потоках поступает в магматический фундамент уже трансформированная при прохождении ее сквозь осадочный покров, в то время как на 21° с.ш. ВТП ее изменение начинается в базальтах. Таким образом, на примере впадины Гуаймас Калифорнийского залива получено наиболее приближенное к действительности понимание влияния осадочного покрова на трансформацию состава растворов, проходящих сквозь осадки, перекрывающие зону спрединга.

В этом исследовании использованы образцы пород, предоставленные Программой океанского бурения, которая спонсируется Национальным научным фондом США и странами участниками программы под управлением Объединенных океанографических институтов.

Исследование проведено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 11-05-00347).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Williams D.L., Becker K., Lawver L.A., Von Herzen R.P. Heat flow at the spreading centers of the Guaymas Basin, Gulf of California // *Geophys. Res.* 1979. V. 84. P. 6757–6796.
2. Curray J.R., Moore D.G. et al. Init. Repts. DSDP. Washington, 1982. V. 64. Part 1. P. 507.
3. Kastner M. Evidence for two distinct hydrothermal systems in the Guaymas Basin // Curray J.R., Moore D.G., et al. Init. Repts DSDP, 64, Pt. 2: Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1982. P. 1143–1157.

4. Kelts K. Petrology of hydrothermally metamorphosed sediments at deep sea drilling site 477, southern Guaymas basin rift, gulf of California // Curry J.R., Moore D.G., et al. Init. Repts DSDP, 64, Pt. 2: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1982. P. 1123–1136.
5. Niemitz J.W. Geochemistry of sediments, Leg 64, Gulf of California // Curry J.R., Moore D.G., et al. Init. Repts DSDP, 64, Pt. 2: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1982. P. 695–713.
6. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Научный Мир, 2006. 527 с.
7. Peter J.M. Scott S.D. Mineralogy, composition, and fluid-inclusion microthermometry of seafloor hydrothermal deposits in the southern trough of Guaymas Basin, Gulf of California // Canad. Miner. 1988. V. 26. P. 567–587.
8. Lonsdale P., Bischoff J.L., Burns V.M. et al. A high-temperature hydrothermal deposit on the seabed at a Gulf of California spreading center // Earth and Planet. Sci. Letter. 1980. V. 49. P. 8–20.
9. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
10. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный Мир, 1998. 340 с.

Hydrothermal solutions from Guaymas Basin are transformed while going upward through the sedimentary cover. There is a great influence of sediments on the changing contents of Zn, Cu, Cd, Ba, Li, Rb, As, K, Fe⁺⁺, Br and Cl in the solutions. For Pb, Co, Be, Si, Ca, Al, Na, Mg and Mn this influence is not so obvious.

Добрецова И.Г.¹, Молодцова Т.Н.², Галкин С.В.²

(¹Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Санкт-Петербург, e-mail: dobro54@mail.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

**Предварительные данные по составу фауны,
ассоциированной с неактивными сульфидными рудными
полями северной приэкваториальной части Срединно-
Атлантического хребта (12°58'–13°31'с.ш.)**

Dobretsova I.G.¹, Molodtsova T.N.², Galkin S.V.²

(¹Polar Marine Geosurvey Expedition, StPetersburg; ²P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Preliminary data on fauna associated with inactive
hydrothermal sulfide fields on the Northern Subequatorial Mid
Atlantic Ridge (12°58'–13°31'N)**

Гидротермальные экосистемы северной части Срединно-Атлантического хребта – одни из самых изученных в Мировом Океане [1–3]. В настоящее время из гидротермальных экосистем Северной части САХ отмечено около 200 видов [4, 5]. Однако фауна периферии гидротермальных экосистем (т.н. фоновых сообществ) остается слабо изученной. В свете планирующей разработки глубоководных рудных сульфидных полей и необходимости экологической оценки разработки сульфидных месторождений, исследования фоновой фауны и фауны рудных полей становятся все более актуальными.

В ходе 26, 30, 32 и 34 рейсов НИС "Профессор Логачев" на Срединно-Атлантическом хребте, в рудных узлах Ашадзе (12°58' N) и Семенов (13°31' N), а также на рудном поле Ириновское (13°20' N) [5] (см. рисунок) был собран уникальный биологический материал.

Все биологические образцы, полученные из рудных месторождений, были собраны первым автором из геологических орудий лова, включая грейфер, геологическую драгу и коробчатый пробоотборник. Животных фотографировали, снимали с субстрата и затем фиксировали 70% этиловым спиртом или высушивали. Часть материала была получена из уже высушенных геологических образцов. В связи с особенностями использованных орудий лова и методики сбора, в полученной коллекции практически не была представлена фауна мягкого субстрата.

Фауна, собранная в районе неактивных гидротермальных сульфидных полей, довольно немногочисленна, однако в ряде случаев некоторые валуны были плотно заселены эпифауной. Эпифауна в большей степени представлена на гидротермальных корках гидроокислов железа, в меньшей степени на базальтах и в очень незначительном количестве на сульфидных.



Рисунок. Схема расположения рудных сульфидных полей, с которых были получены биологические образцы (по [3])

В основном животные наблюдались в кавернах, расщелинах и трещинах крупных камней и валунов. Размеры большинства животных, полученных из геологических орудий лова, не превышали 5 см, что делает практически невозможной оценку их численности и распределения при использовании

видеонаблюдений, проведенных в целях геологической разведки. На подводном телепрофилировании были заметны только крупные стеклянные губки, колонии горгониевых кораллов и офиуры.

Фауна неактивных сульфидных полей в основном представлена неподвижными прикрепленными сестонофагами, такими как губки (Demospongiae: Cladorhizidae; Hexactinellidae: Rissolidae), октокораллы (Paragorgiidae, Acanthogorgiidae, Primnoidae, Isididae, Chrysogorgiidae), черные кораллы (Cladopathidae, Schizopathidae), гидроиды, сцифоидные медузы (полипоидная стадия медуз отряда Coronata) и мшанки, а также организмами, ассоциированными с крупными неподвижными сестонофагами, такими как уsonoгие раки и офиуры. Живые многощетинковые были собраны в активной части поля Семёнов. Трубки полихет нескольких семейств присутствовали на высушенных геологических образцах.

По всей видимости, в собранных и исследованных образцах отсутствуют эндемики. По крайней мере, некоторые из отмеченных нами видов (например, горгониевый коралл *Metallogorgia melanotrichos* (Octocorallia: Chrysogorgiidae) и ассоциированная с этим видом офиура *Ophiocreas oedipus* (Ophiuroidea: Asteroideae: Asteroideidae), а также черный коралл *Bathypathes* cf. *alternata* (Hexacorallia: Antipatharia) представляют собой космополитические или широко распространенные в нижней батии виды. Данные, представленные в настоящей работе, являются в значительной степени предварительными. Геологические видеотрансекты, полученные в исследуемом районе, слабо пригодны для биологических целей, поскольку фауна района слабо изучена и слишком небольшое количество биологических образцов доступно для сопоставления. Для достоверной оценки возможного влияния разработки глубоководных сульфидных месторождения на глубоководную фауну нам представляется абсолютно необходимым использование биологических орудий лова в сочетании с принятым протоколом сбора биологических образцов и желательно присутствие биологов в рейсах.

Авторы глубоко признательны экипажу и научному составу 26, 30, 32 и 34 рейсов НИС "Профессор Логачев", а также Е.М. Крыловой, К.Р. Табачнику, О.Н. Зезиной (ИОРАН), А.В. Мартынову (Зоологический музей МГУ), выполнившим определение собранных животных.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-04-01332), Президиума РАН (Программа 23 тема 9.1) и Контракта №8664 Министерства образования и науки Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галкин С.В. Гидротермальные сообщества Мирового океана. Структура, типология, география. М.: ГЕОС. 2002. 199 с.
2. Галкин С.В., Сагалевиц А.М. Гидротермальные экосистемы Мирового

океана: исследования с глубоководных обитаемых аппаратов «Мир». М., ГЕОС. 2012. 224 с.

3. Kiel S. (Ed.). The vent and seep Biota. Aspects from microbes to ecosystems. Dordrecht, Heidelberg, London, NY: Springer, 2010. 487 p.

4. Гебрук А.В., Миронов А.Н. Биogeография гидротерм Срединно-Атлантического хребта // Экосистемы атлантических гидротерм / Отв. ред. Виноградов М.Е., Верещака А.Л. М.: Наука, 2006. С. 119–162.

5. Desbruyères, D., Segonzac M. Handbook of deep-sea hydrothermal vent fauna. Brest: IFREMER. 1997. 279 p.

5. Черкашев Г.А., Иванов В.Н., Бельтнев В.И. и др. Сульфидные руды Северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 2013. № 5. С. 1–14.

Basing on limited material collected in 26th, 30th, 32nd and 34th cruises of RV Professor Logachev we provide preliminary results on megafauna associated with inactive hydrothermal massive sulfide fields on the Mid Atlantic Ridge at 12°58'–13°31'N. Fauna is relatively scarce and mostly presented by sessile filter-feeders. Due to the sampling procedure no soft sediment fauna was obtained for studies. At hard substrata fauna was more abundant at hydrothermal Fe-oxyhydroxide deposits and relatively less common at basalts. Only few animals were found at sulfide deposits. Majority of fauna collected from geological grabs and dredges is of moderate to small size (< 5.0 cm) and inhabiting the crevices of the rocks and boulders so it can be hardly distinguished from video records.

Ермакова Л.А., Черкашев Г.А., Андреев С.И.

(ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, e-mail: livia77@inbox.ru)

Некоторые аспекты гидрофизической и гидрохимической характеристики водной толщи в пределах Российского разведочного района

Ermakova L.A., Cherkashev G.A., Andreev S.I.

(VNIIOkeangeologiya, Saint Petersburg)

Some aspects of the hydrophysical and hydrochemical characteristics of the water column within the Russian exploration area

29 октября 2012 года между Министерством природных ресурсов и экологии Российской Федерации и Международным Органом по Морскому дну ООН (далее – МОМД ООН) был подписан контракт на разведку глубоководных полиметаллических сульфидов (далее – ГПС) в международном районе Мирового океана – приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта (САХ).

В соответствии с Конвенцией ООН по морскому праву [1], дно морей и океанов и его недра за пределами национальной юрисдикции, а также его ресурсы, являются общим наследием человечества (ст. 136), и их разведка и разработка осуществляются на благо человечества в целом, от имени которого действует Международный орган по морскому дну (ст. 137, 140). Согласно разработанным МОМД ООН Правилам поиска и разведки полиметаллических сульфидов в Районе [2], Контрактор принимает необходимые меры в целях предотвращения, сокращения и сохранения под контролем загрязнения и других опасностей для морской среды, вытекающих из его деятельности в Районе, насколько это реально возможно, используя осторожный подход и передовую природоохранную практику.

В данной связи особую актуальность приобретает изучение как уже имеющихся, так и получаемых данных не только о морском дне в пределах Российского разведочного района (далее – PPP), но и обо всей водной толще над ним.

В значительной степени это связано с проблемой сохранения гидротермальных сообществ, на структуру и функционирование которых оказывают влияние не только геологические процессы, но и гидрофизические и гидрохимические факторы. Кроме того, гидротермальные экосистемы располагаются как на поверхности дна, так и в водной толще над гидротермальными полями, а порой и на удалении от них (на личиночной стадии развития планктонных организмов). При этом определение границ между гидротермальными экосистемами и фоновыми

пелагическими сообществами (которые следует изучать и сохранять в той же степени, что и гидротермальные) затруднено, а влияние их друг на друга является взаимным. Также следует учитывать наличие потоков органического вещества фотосинтетического происхождения из поверхностного слоя в сторону дна и хемосинтетического происхождения из гидротермальных систем в окружающие воды [3].

Другой аспект касается оценки и минимизации техногенного влияния на водную среду, которое в той или иной степени неизбежно повлечет за собой разработка ГПС: любые изменения на морском дне повлекут за собой возмущения не только в придонных водах, но и в вышележащих слоях.

Первым шагом в дальнейшем изучении водной толщи в пределах РРР стали обобщение и анализ уже имеющихся материалов с целью создания гидрофизической и гидрохимической характеристики Района. Основой для этого послужили данные, полученные в ходе 24, 26, 28, 30, 32, 33, 34 рейсов НИС «Профессор Логачев», материалы ряда экспериментов, проводимых в рамках WOCE (the Upper Ocean Thermal Program, the Sea Surface Salinity Program, WOCE Surface Drifter Program, WOCE profiling floats, WOCE Hydrographic Program [4]), некоторые данные NOAA/OAR/ESRL PSD: the NCEP Reanalysis project [5], а также литературные источники (Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны [6]; WOCE Atlas Volume 3: Atlantic Ocean [7] и др.).

На основании перечисленных материалов были описаны термохалинные процессы и водные массы в границах РРР, мутность воды, циркуляция вод, даны характеристики волнения, приливов и колебаний уровня, рассмотрен гидрохимический режим водной толщи (рН, щелочно-хлорный коэффициент, содержание растворенного кислорода, нитратов, фосфатов и силикатов, а также растворенных меди, марганца, железа и цинка).

Степень детализации названной характеристики Района напрямую зависит от объема имеющихся данных, поэтому не все перечисленные параметры были достаточно подробно освещены.

Дальнейшее изучение данной проблемы предполагает, с одной стороны, углубленный поиск и включение в создаваемые базы данных информации, полученной в российских (прежде всего, академических) экспедициях, а с другой – начало исследований в пределах РРР для получения оригинальных данных по фоновым эколого-океанологическим параметрам, рекомендованным инструктивными документами МОМД, и регулярных систематических натурных наблюдений для мониторинга состояния окружающей среды в ходе разведочных работ в рамках выполнения международных контрактных обязательств Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Конвенция ООН по морскому праву от 10 декабря 1982 г. Режим доступа: http://www.un.org/depts/los/convention_agreements/texts/unclos/unclos_r.pdf –

свободный. Загл. с экрана. – Яз. рус.

2. Проект правил поиска и разведки полиметаллических сульфидов в Районе (документ МОМД ООН: ISBA/16/C/L.5). Режим доступа: <http://www.isa.org.jm/files/documents/RU/16Sess/Council/ISBA-16C-L5.pdf> -

свободный. Загл. с экрана. – Яз. рус.

3. Экосистемы Атлантических гидротерм. // Под ред. Виноградова М.Е., Верещаки А.Л. М.: Наука, 2006. 352 с.

4. Schlitzer, R., Electronic Atlas of WOCE Hydrographic and Tracer Data Now Available, Eos Trans. AGU, 81(5), 45, 2000.

5. NCEP (National Centers for Environmental Prediction) Reanalysis project: data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD. Режим доступа: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/> - свободный. Загл. с экрана. – Яз. англ.

6. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. Главное Управление геодезии и картографии Министерства обороны СССР, 1977. 333 с.

7. WOCE Atlas Volume 3: Atlantic Ocean. Режим доступа: http://www-pord.ucsd.edu/whp_atlas/atlantic_index.html - свободный. Загл. с экрана. – Яз. англ.

On the basis of the materials received in different years the attempt of creation of the hydrophysical and hydrochemical characteristic of water thickness in borders of the Russian prospecting area on deep-water polymetallic sulphides is undertaken. It is important in the light of forthcoming prospecting of polymetallic sulphides and performance the international contract obligations of the Russian Federation.

Илатовская П.В., Семёнов П.Б., Серов П.И.

(ФГУП “ВНИИ Океангеология им И.С. Грамберга”, Санкт-Петербург, e-mail: polinka2501@gmail.com)

Газообразные углеводороды в донных осадках и придонно-пограничном слое водной толщи и кобальтмарганцевые корковые образования (на примере континентального шельфа южного Вьетнама)

Platovskaya P.V., Semenov P.B., Serov P.I.

(FGUP “I.S. Gramberg VNIOkeangeologia”, St. Petersburg)

Hydrocarbon gases in bottom sediment and near-bottom water and cobalt-manganese crusts (for example the continental shelf offshore South Vietnam)

Кобальтмарганцевые корковые образования были обнаружены в юго-восточной части Южно-Китайского моря в 2009 году сотрудниками ФГУП ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга при проведении экспедиционных работ, направленных на выявление и оконтуривание возможных залежей углеводородов (рис. 1). Встает вопрос об источнике поступления вещества для образования кобальтмарганцевых корок.

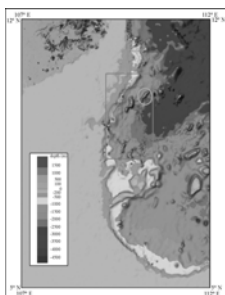


Рисунок 1. Положение района работ. Окружностью выделено подводное поднятие

В тектоническом плане подводное поднятие (рис. 2) является антиклинальной складкой, крылья которой представляют собой ослабленную зону, содержащую большое количество разрывных нарушений, которые можно рассматривать как наиболее проницаемые зоны для мигрирующих флюидов.

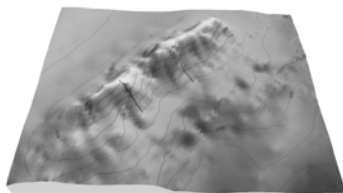


Рисунок 2. 3D-модель рельефа возвышенности в пределах района драгирования. Черными линиями показаны профили драгирования

Проведенные исследования по распределению содержаний газообразных углеводородов (УВГ) в газовой фазе донных осадков и придонно-пограничном слое водной толще указывают на наличие участков, характеризующихся аномальными содержаниями метана, углекислого газа и азота, а также повышенными содержаниями УВГ состава C_2-C_5 (ТУВГ). Учитывая результаты сейсморазведки 2D, мы полагаем, что упомянутые газообразные компоненты мигрируют из скоплений нефти и газа в разрезе осадочного чехла [1]. В пределах участков аномальных значений УВГ были подняты кобальтомарганцевые корки.

Известно, что нефть обогащена такими тяжелыми металлами как Ni, Co, V, Cr, Cu, Zn, Pb [2]. Как показали исследования Путикова О.Ф. с соавторами [3] месторождения нефти могут являться дополнительными источниками поступления этих элементов в верхние части осадочного чехла. При этом, по пути движения флюида, микропузырьки газа, (в основном метан, азот, водород) захватывают металлы в подвижных формах нахождения и переносят к дневной поверхности в водной и газовой фазах (эффект “природной ионной флотации”), образуя наложенные ореолы рассеяния химических элементов в донных осадках

Исходя из вышесказанного, были проведены исследования, целью которых являлось установление возможной связи между содержанием УВГ и металлов в донных осадках, поступление которых является дополнительным источником рудных компонентов при образовании кобальтомарганцевых корок.

Корковые образования были подняты на двух станциях драгирования, расположенных вдоль склона вулканического поднятия (рис. 2). Одна из станций приурочена к участку аномальных значений УВГ (рис. 3). Образцы представлены обломками коренных пород, корковыми конкреционными образованиями, а также отдельными мелкими конкреционными образованиями.

Опробование донных осадков проводилось гравитационной и гидростатической трубками, на корпусе которых были смонтированы батометры для одновременного отбора воды из придонно-пограничного слоя водной толщи. Для извлечения газовой компоненты из донных осадков

отбиралась проба массой 300-500 г в интервале 1,5-1,6 м, а из придонной воды отбиралась проба объемом 10 л. Газовая экстракция образцов осуществлялась непосредственно на борту судна с помощью установки для дегазации СУОК – ДГ (Патент (19) RU (21) 2007146504), разработанной при участии специалистов ФГУП «ВНИИОкеангеология» им. И.С.Грамберга.

Определение компонентного состава углеводородов из газовой смеси донных осадков выполнялось методом газовой хроматографии на хроматографе SHIMADZU 2014 с пламенно-ионизационным детектором. Состав неуглеводородных газов (азот, кислород, углекислый газ) в газовой фазе образцов определялся на газовом хроматографе SHIMADZU 2014 с детектором по теплопроводности.

Для определения подвижных форм химических элементов был использован метод атомно-адсорбционной спектроскопии (ААС) с использованием ААС спектрофотометра Квант 2. Пробоподготовка заключалась в приготовлении солянокислых вытяжек (5% HCl), извлекающих металлы, связанные с оксидами и гидроксидами железа и марганца.

Донные осадки в районе исследования в основном представлены алевропелитами, часто песчанистыми за счет примеси карбонатного детрита. С поверхности развит окисленный слой мощностью до 10 см коричневого цвета с бурыми пятнами, сильно обводненный. Ниже цвет осадка изменяется на зеленовато-серый, до коричневатого-серого на глубине около 3 м. В осадке присутствуют линзы и прослои песка и глины мощностью от нескольких миллиметров до первых сантиметров.

Среди проанализированных газообразных углеводородов максимальные значения содержания характерны для концентрации ТУВГ (14000 нл/кг), указанное значение превышает “фоновое” в 14 раз. Превышение максимального содержания метана (9086 нл/кг) над “фоновым” составляет 10 раз. Установленная прямо-пропорциональная зависимость между содержанием метана и ТУВГ, вероятно, указывает на единый источник поступления газовой смеси.

На схеме распределения концентраций ТУВГ в донных осадках выделяется зона повышенных значений, ориентированная в субширотном направлении с юго-запада на северо-восток и совпадающая с контуром подводного поднятия. Значения содержаний ТУВГ здесь варьируют в пределах от 3000 до 14000 нл/кг.

В целом следует отметить, что все аномальные зоны, выявленные как для концентраций УВГ, так и для концентраций углекислого газа и азота в донных осадках и придонно-пограничном слое водной толщи, имеют простираение с юго-запада на северо-восток и совпадают (ТУВГ, CO₂, N₂) или перекрывают (метан) контур подводного поднятия.

Отношением метана к сумме УВГ состава C₂-C₅ в донных осадках, которое на территории подводного поднятия имеет значение меньше

единицы, указывает на преобладание суммы ТУВГ над метаном, что доказывает глубинное происхождение газовой смеси. Это подтверждается и значением коэффициента влажности [4]. Значение данного показателя составляет более 5%, что соответствует термогенному происхождению газовой смеси.

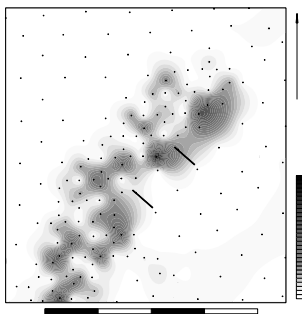


Рисунок 3. Схема распределения концентраций ТУВГ в донных осадках по площади исследуемой акватории (точками показаны станции отбора проб, черными линиями - профили драгирования).

Таким образом, приведенные выше данные подтверждают, что площади с аномальными содержаниями углеводородных и неуглеводородных газов связаны с эпигенетическим процессом их накопления, носят миграционный характер и, по всей видимости, связаны со скоплением углеводородов в разрезе осадочного чехла.

Совместное рассмотрение изменения валовых содержаний металлов (Fe, Mn, Cu, Co, Ni) и УВГ в донных осадках, а также содержание металлов в водных вытяжках из донных осадков указывает на их коррелированность (рис. 4).

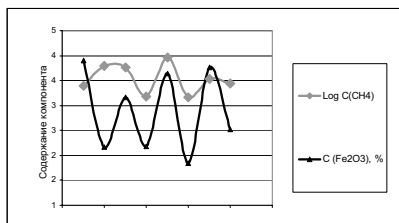


Рисунок 4. График распределения логарифма содержания метана в донных осадках и Fe_2O_3 в солянокислых вытяжках по профилю.

Примечания: С – содержание компонента.

Коэффициенты корреляции между содержаниями метана в донных осадках и металлов в солянокислых вытяжках из донных осадков

характеризуются значимыми положительными значениями.

Анализ площадного распределения содержаний металлов из солянокислых вытяжек показывает, что максимальные значения приурочены к подножью вулканического поднятия, к наиболее ослабленным в тектоническом плане зонам, в то время как минимальные значения в большей степени характерны для донных осадков, приуроченных к верхней части поднятия. Аналогичные тенденции распределения по площади имеют железо и марганец.

Полученные данные согласуются с теорией струйных ореолов рассеяния металлов над нефтегазовыми месторождениями, т.к., с одной стороны, подводное поднятие является проницаемой зоной для мигрирующих флюидов, обеспечивающих интенсивную вертикальную миграцию металлов в подвижных формах с газовыми пузырьками к поверхности морского дна, а затем в придонную воду, а с другой, наличие скоплений углеводородов, в частности нефтяных залежей, которые являются источником поступления рудных элементов для образования кобальтмарганцевых корок на поверхности морского дна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Илатовская П.В., Семёнов П.Б., Рыськова Е.О. и др. Распределение газообразных углеводородов в донных отложениях и придонно-пограничном слое водной толщи континентального шельфа южного Вьетнама // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/1/54_2012.pdf
2. Катченко С.М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л: Гостоптехиздат, 1959. 271 с.
3. Путиков О.Ф., Вешев С.А., Алексеев С.Г. и др. Струйные ореолы рассеяния над нефтегазовыми залежами в неоднородных породах // Геофизика. 2000. №.1. С. 52.
4. Abrams M.A. Significance of hydrocarbon seepage relative to petroleum generation and entrapment // Marine and Petroleum Geology. 2005. № 22. P. 457–477.

Aerial distribution of sedimentary and near-bottom water hydrocarbon gases along with metal content in diluted sedimentary HCl extracts has been examined within the volcanic structure of the South Vietnam continental shelf.

It is proposed that the fluid migration from deep oil-gas bearing layers provides the transfer metals mobile form which can be an additional source of ore-forming elements to form Co-Mn crusts occurring on the volcanic structures, such as guyot.

Кузьмина Т.Г., Хохлова И.В., Рощина И.А., Русаков В.Ю.

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, e-mail: kuzminatg@inbox.ru)

Рентгенофлуоресцентный анализ химического состава сульфидных руд и его применение для гидротермальных осадков САХ

Kuzmina T.G., Khokhlova I.V., Roschina I.A., Rusakov V.Yu.

(Vernadskiy Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow)

X-ray fluorescence analysis of the chemical composition of the sulfide ores and it's application for the hydrothermal sediments of the Mid-Atlantic Ridge

Континентальные месторождения сульфидных руд – источники получения цветных и благородных металлов - интенсивно разрабатываются, однако их ресурсная база не возобновляема и в качестве альтернативы в настоящее время уже рассматриваются глубоководные полиметаллические сульфиды дна Мирового океана. Исследования древних континентальных и глубоководных колчеданных руд современного происхождения показали достаточное сходство их элементного, текстурно-структурного и минерального составов [1].

Одним из наиболее перспективных методов для определения химического состава этих объектов может считаться РФА. В настоящее время существует достаточное количество публикаций по применению рентгенофлуоресцентного метода для анализа руд и продуктов их переработки, но исследователи, как правило, ограничиваются определением концентраций 5–6 элементов [2].

Цель данной работы состояла в разработке методики рентгенофлуоресцентного количественного определения в сульфидных рудах таких элементов, как: Na, Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ge, As, Se, Sr, Zr, Mo, Ag, Cd, Sb, Te, Ba, Au, Pb, Bi из одной навески пробы с применением простого способа подготовки ее к анализу.

Работа выполнена на рентгенофлуоресцентном спектрометре AXIOS Advanced (фирмы "PANalytical B.V.", Holland), оснащенном рентгеновской трубкой с Rh анодом мощностью 3 kW. Прибор обеспечивает возможность количественного определения концентраций элементов от кислорода до урана в диапазоне $n \cdot 10^{-4}$ –100 %.

В работе использованы стандартные образцы состава и пробы сульфидных руд, проанализированные методами мокрой химии, пробирного и нейтронно-активационного анализов.

Выбраны оптимальные параметры излучателя и способ подготовки проб к анализу. С использованием математического планирования эксперимента установлено, что снизить значения пределов обнаружения

элементов возможно, в первую очередь, путем увеличения диаметра излучателя [3]. Поэтому используются пробы диаметром 4 см, что соответствует максимальному фокусному пятну рентгеновской трубки на данном спектрометре. Хорошо растертый материал пробы весом 5 г. прессуется в таблетку с добавлением в качестве связующего вещества раствора поливинилового спирта. Выбраны аналитические линии, условия их возбуждения и регистрации.

Проведенные нами исследования показали [4], что использование для РФ количественного анализа сульфидных руд единого набора калибровочных уравнений приводит к тому, что для целого ряда элементов (рудных и элементов примеси) погрешности не удовлетворяют требованиям ОСТ 41-08-205-04. Это объясняется тем, что диапазоны концентраций как петрогенных, так и рудных элементов в сульфидных рудах велики и матричные эффекты в этих образцах существенно отличаются друг от друга. Поэтому все имеющиеся в нашем распоряжении образцы сульфидных руд были объединены в группы, близкие по элементному составу. Для этого использован Ward's method (метод Уорда) кластерного анализа – один из многомерных статистических методов, в котором минимизируется внутригрупповая сумма квадратов расстояний между точкой (объектом) и средней по кластеру, содержащему этот объект.

Все используемые в кластерном анализе образцы разделились на два больших кластера, каждый из которых, в свою очередь, разделился на два более мелких (рис. 1).

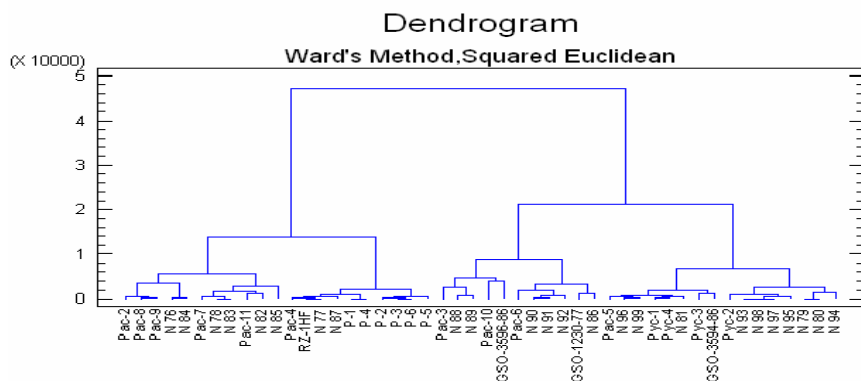


Рисунок 1. Дендрограмма кластерного анализа

На рис. 2 показаны средние значения элементов для каждого кластера (кластеры пронумерованы последовательно слева направо). Очевидно, что два больших кластера отличаются друг от друга, в первую очередь, по содержанию Si, а разделение на более мелкие кластеры внутри больших происходит, в основном, по содержанию Zn, S, Fe. Кроме того, третий

кластер отличается повышенными концентрациями Pb и Ba.

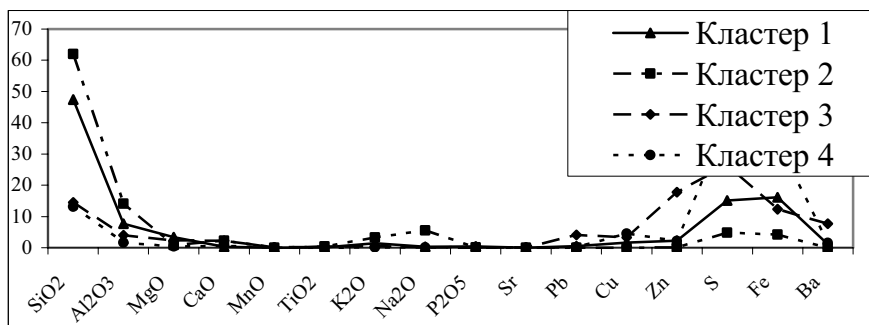


Рисунок 2. Средние содержания рудных и петрогенных элементов в 4-х кластерах

На основании данных статистического анализа нами разработано четыре варианта РФ методики количественного определения элементного состава сульфидных руд – получено четыре набора калибровочных уравнений, в каждом из которых использованы стандарты, входящие в соответствующий кластер.

Для расчета калибровочных уравнений использован способ классической эмпирической модели α – коррекции, предлагаемой программным пакетом SuperQ спектрометра AXIOS Advanced.

Проведена оценка метрологических характеристик методики. Оценка повторяемости анализов по всем кластерам показала, что за редким исключением (например, Cr - в первом, S - во втором, Te - в третьем, кластерах) случайные погрешности лежат в пределах, допустимых требованиями к рядовым анализам. Правильность анализа, установленная по t-критерию для реперных образцов по каждому кластеру, не выявила значимых расхождений результатов анализа с аттестованными данными.

Для того чтобы определить, по какому из четырех вариантов методики анализировать пробу неизвестного состава, необходимо предварительно получить характеристику элементного состава исследуемого образца, используя методику полуколичественного анализа IQ+, входящую в комплект программного обеспечения спектрометра. Эта методика позволяет в режиме непрерывного сканирования просмотреть весь спектр характеристического рентгеновского излучения пробы. Расчет концентраций элементов проводится по методу фундаментальных параметров (ФП) и базируется на стандартных образцах фирмы "PANalytical B.V.". Чтобы адаптировать методику для сульфидных руд, к ним были добавлены по одному стандартному образцу состава из каждого кластера. Это позволило существенно снизить погрешность анализа

сульфидных руд. Схема проведения анализа неизвестной пробы представлена на рис. 3.



Рисунок 3. Общая схема анализа

Разработанные варианты количественной методики применены для анализа проб как континентальных, так и глубоководных сульфидных руд.

Так, нами было проанализировано более 200 проб осадочного материала, полученного с рудных полей «Семенов» и «Краснов» (район САХ). Предварительный анализ по программе IQ+ позволил сделать вывод, что данные пробы (по концентрациям Si, Fe, и S) относятся к третьему и четвертому вариантам методики, по которым и были получены уже количественные данные их элементного состава. В таблице в качестве примера приведены диапазоны изменения концентраций элементов, полученных с помощью РФА, для 70 проб четырех колонок вертикальных разрезов, поднятых с рудного поля «Семенов».

Таблица. Диапазоны изменений концентраций элементов рудного поля «Семенов»

Элемент	Δ%	Элемент	Δ%	Элемент	Δ%
Na	0.19–0.85	Ca	0.07–23.0	Sr	0.03–0.7
Mg	0.03–1.4	Ti	0.04–0.24	Zr	0.003–0.02
Al	0.10–1.3	V	0.02–0.08	Mo	0.007–0.02
Si	0.3–8.5	Mn	0.03–0.15	Ba	0.18–38.0
P	0.02–0.13	Fe	9.2–68.0	Pb	0.05–0.17
S	0.37–36.2	Cu	0.5–10.2	As	0.02–0.044
K	0.04–0.27	Zn	0.2–0.7	Co	0.024–0.032

Результаты РФА позволили установить принципиальную схему литохимического строения гидротермально-осадочного разреза, ее вертикальную и горизонтальную зональность [5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Large R. Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic Terrains // *Economic Geology*. 1977. V. 72. P. 549–579.
2. Смагунова А.Н., Белова Р.А., Кюн В.А. и др. Применение РСА для контроля качества продуктов обогащения в потоке пульпы // *Аппаратура и методы рентгеновского анализа. Сборник статей ЛНПО «Буревестник»* Вып. 6. Л: Машиностроение. Ленинградское отделение, 1970. С. 177.
3. Кузьмина Т.Г., Рощина И.А., Хохлова И.В. Эффект дополнительного возбуждения при рентгенофлуоресцентном определении благородных металлов в ненасыщенных слоях // *Ж. аналит. химии*. 2012. Т. 67. № 5. С. 511–516.
4. Хохлова И.В., Кузьмина Т.Г., Рощина И.А. и др. Исследование возможностей использования рентгенофлуоресцентного метода для определения химического состава сульфидных руд // *Аналитика и контроль*. 2012. Т. 16. № 4. С. 425–431.
5. Русаков В.Ю., Шилов В.В., Рыженко Б.Н. и др. Минералого-геохимическая зональность осадков гидротермального узла «Семенов» (13°31' - 13°30' Срединно-Атлантического хребта) // *Геохимия*. 2013. № 8. С. 717–742.

X-ray fluorescence analysis was applied for determination of chemical composition of the sulfide ores. Cluster analysis (Ward's method) was used to divide the sulfide ores on four groups. For each group were obtained the calibration equations for all elements. X-ray analysis was applied for the determination of the chemical composition of the metalliferous and ore-bearing sediments.

Летникова Е.Ф.¹, Черкашина Т.Ю.²

(¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, e-mail: efletnik@igm.nsc.ru; ²Институт земной коры СО РАН, Иркутск)

Различные источники поступления вещества при накоплении венд-кембрийских фосфоритов северного сегмента Палеоазиатского океана

Letnikova E.F.¹, Cherkachina T.Yu.²

(¹Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk; ²Institute of Earth Crust SB RAS, Irkutsk)

Various source areas for material during the sedimentation of Vend – Cambrian phosphorites from the northern part of Paleo Asian Ocean

В пределах южного складчатого обрамления Сибирской платформы выделены два фосфоритоносных бассейна, приуроченных к венд-кембрийским карбонатным шельфовым отложениям чехла Тувино-Монгольского микроконтинента – Боксон-Хубсугульский (БХФБ) – и метасадочным породам слюдянской серии Слюдянского метаморфического комплекса – Слюдянский (СФБ). Фосфатные руды в этих двух структурах накапливались в осадочных бассейнах различной геодинамической природы в один интервал времени в пределах северного сегмента Палеоазиатского океана. В настоящий момент нет четкого ответа на вопросы об обстановках и механизме фосфоритонакопления, источниках поступления рудного вещества. Являются ли фосфориты БХФБ и СФБ результатом единого процесса, обусловленного поступлением вещества из одного источника, или каждый из этих двух бассейнов имел свою историю развития и локальные источники поступления фосфора в среду седиментации.

Анализ геохимических характеристик фосфоритов Боксон-Хубсугульског бассейна (Хара-Нурское, Хубсугульское и Буренхэнское месторождения) позволил установить, что все руды имеют однотипный характер распределения рассеянных и редкоземельных элементов, что является следствием накопления в пределах шельфа Тувино-Монгольского микроконтинента при пассивном тектоническом режиме.

Для фосфоритов Боксон-Хубсугульского бассейна характерно два типа распределения РЗЭ, обусловленных их составом – кремнистые и карбонатные. Кремнистые фосфориты имеют наклонный пологий тренд распределения РЗЭ ($La/Yb = 2.8–6.7$) с некоторым обогащением легких относительно тяжелых лантаноидов. Для этого типа фосфатных руд типичными являются отрицательные Eu ($Eu/Eu^* = 0.56–0.76$) и Ce ($Ce/Ce^* = 0.19–0.29$) аномалии. В единичном случае отмечена положительная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 3.2$). Распределение РЗЭ в карбонатном типе руд БХФБ

отличается от кремнистого более пологим наклоном тренда ($La/Yb = 5.2-8.6$) и отсутствием или невыраженной отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.92-0.99$) (рис. 5). Отмечается присутствие выраженной отрицательной Ce-аномалии ($Ce/Ce^* = 0.24-0.59$) в этом типе руд. Содержание РЗЭ во вмещающих отложениях изученных серий БХФБ ниже относительно их концентраций в фосфоритах.

Стоит отметить для всех руд этого фосфоритоносного бассейна не типичную для осадочных пород Nd положительную аномалию, отмеченную также рядом авторов для современных фосфоритов шельфа Намибии. Анализ распределения рассеянных и редкоземельных элементов делает модель апвеллинга более приемлемой, чем размыв коры выветривания в плане поставки фосфора в бассейн седиментации. На это так же указывают значения $\epsilon_{Nd(500 \text{ млн.лет)}}$ в изученных фосфоритах от -1.8 до -4.3 . При этом разновозрастные бокситы в пределах этой структуры характеризуются вариациями ϵ_{Nd} от -5.4 до -12.7 .

Отсутствие Eu аномалии, хорошо выраженная Ce аномалия, специфичный набор редких элементов, близкие к нулю значения ϵ_{Nd} типичны не только для изученных фосфоритов БХФБ, но и для разновозрастных марганцевых руд и баритов той же части Палеоазиатского океана. Подобные геохимические характеристики отмечены для современных металлоносных осадков связанных с подводными гидротермальными полями в пределах Мирового океана.

В строении Слюдянского метаморфического комплекса можно выделить две фосфатоносные свиты – култукскую и перевальную. В обоих случаях фосфатные руды представлены кварц-диопсид-апатитовыми породами. Общий геохимический облик фосфоритов всех типов руд изученных свит имеет однотипный характер, что свидетельствует о накоплении в едином осадочном бассейне этих отложений. Для метафосфоритов СФБ характерна выраженная отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^*=0.71-0.82$) и отсутствием Ce-аномалии. Подобное поведение церия типично для осадков, накапливающихся в проксимальных частях бассейна относительно источника поступления церия в морские воды. Обстановки седиментогенеза отложений слюдянской серии восстанавливаются как задуговые бассейны, для которых характерны: базитовый вулканизм, поствулканические гидротермы и привнос пирокластики. Вероятнее всего, значения ϵ_{Nd} для этих фосфоритов вполне закономерно имеют узкий интервал вариаций от -7.1 до -7.4 и отражают влияние поствулканических гидротерм при формировании этих руд.

При сопоставлении геохимических и изотопных характеристик близких по возрасту мелководных фосфоритов в осадочных бассейнах южного обрамления Сибирской платформы выявлены два типа, различающиеся по распределению РЗЭ и изотопных характеристикам в них, обусловленных различными геодинамическими обстановками накопления и источниками

поступления вещества в бассейны седиментации. Накопление фосфоритов протекало в пределах шельфа Тувино-Монгольского микроконтинента в результате аппвеллинга глубинных вод при основном вкладе фосфора, связанного с подводными гидротермами.

Фосфориты Слюдянского бассейна накапливались в задуговом бассейне в перерывах между вулканической активностью, в то время когда короткоживущие поствулканические гидротермы в большом количестве поставляли в бассейн седиментации термальные воды, обогащенные, в том числе, фосфором. При активизации вулканической деятельности накопление этих руд затухало и начиналась терригенная седиментация с привнесом вулcano- и пирокластического материала.

Таким образом, в позднем венде–раннем кембрии в пределах северного сегмента Палеоазиатского океана существовало два основных источника поступления фосфора – долгоживущие гидротермальные поля и кратковременно существующие поствулканические гидротермы задуговых бассейнов. Вклад фосфатного вещества, связанного с размывом кор выветривания Сибирской платформы не установлен.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 12-05-00569, 13-05-120025) и Президиума СО РАН (проект № 68).

We have determined the influence of two types of hydrotherms on the formation of Vend - Cambrian phosphorites in the Northern part of Paleo Asian ocean in the range of hydrothermal fields of paleo ocean and short-living postvolcanic hydrotherms in back arc basins.

**Лыгина Т.И., Григорьева Ж.В., Иванов В.В.,
Миноранский Д.Е., Седышева Т.Е., Тетикова О.А.**

(ГНЦ ФГУП «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: lyginat@ymg.ru)

Новые находки признаков гидротермального воздействия на образования осадочного чехла рудной провинции

Кларион-Клиппертон

**Lygina T.I., Grigorieva J.V., Ivanov V.V., Minoranskiy D.Eu.,
Sedysheva T.Eu., Tetikova O.A.**

(SSC “Yuzhmorgeologiya”, Gelendzhik)

New findings of a hydrothermal impact on sedimentary rocks in the Clarion-Clipperton ore province

В мае 2012 года при проведении ГНЦ ФГУП «Южморгеология» комплексных геолого-разведочных работ на железомарганцевые конкреции в центральной части рудной провинции Клирион-Клиппертон (Северо-Восточная котловина Тихого океана) были обнаружены новые проявления внутриплитной гидротермальной деятельности. Работы проводились на НИС «Геленджик» и включали геологическое опробование, гидролокацию бокового обзора и геоакустическое профилирование комплексом МАК-1М и непрерывное фототелепрофилирование комплексом Нептун-Ц.

Проявления внутриплитной эндогенной активности обнаруживаются на площади провинции Клирион-Клиппертон начиная с конца 70-х годов прошлого века. Гидротермальные образования обнаружены в виде металлоносных осадков, вулканогенных кремней и даже в виде сульфидных руд халькопиритового состава [1–4]. В последние годы число таких находок увеличивается, в связи с планомерными работами ГНЦ «Южморгеология» по изучению строения морского дна на площади Российского разведочного района – лицензионного участка Российской Федерации, находящегося в центральной части провинции [5–6].

Значительная часть обнаруженных проявлений гидротермальной активности связана с депрессионными структурами воронкообразной формы, прорезающими осадочную толщу на разную глубину. Эти структуры имеют форму, близкую к изометричной, иногда вытянутую. Их линейные размеры достигают 1.5 км, глубина – от первых десятков метров до 100 м и более. Воронки, как правило, приурочены к приподнятым частям рельефа, часто отмечается их групповое или цепочечное расположение. В воронках обнаружены железомарганцевые и цеолититовые корки, металлоносные осадки, железистые монтмориллониты, нонтронит, диккит и другие гидротермальные отложения. На бровках бортов обычно отмечается резкое увеличение количества железомарганцевого рудного материала вплоть до формирования конкреционных мостовых. Под днищами воронок геоакустическим профилированием фиксируются выступы акустического

фундамента, которые, по нашим представлениям, являются субвулканическими базальтовыми телами изометричной или линейной формы [5]. С линейными телами связаны цепочки воронок. Согласно представлениям авторов, воронки являются следствием растворения известковых пород фильтрующимися сквозь них низкотемпературными гидротермальными флюидами, отделившимися от внедрившейся в осадочную толщу магмы.

Одна из таких воронок с размерами 1500×700 м и видимой глубиной около 55 м была опробована драгированием в мае 2012 г. Воронка пересечена геоакустическим профилем. Абсолютные глубины в днище воронки составляют от 4800 до 4850 м. В ее днищевой части обнажается магматическое тело (экструзия типа штока) диаметром в основании около 500 м и высотой около 100 м.

В результате троекратного драгирования днища воронки получены магматические и осадочные породы разных типов: базальты, осадочные породы глинисто-известкового состава, металлоносные смектитовые глины, оруденелые глинистые породы, рудные корки (фрагменты рудной плиты), конкреционно-корковые образования (ККО) (рис. 1).



Рисунок 1. Дражная проба одного из профилей драгирования днища воронки

1. Базальтовые породы впервые подняты из воронок. Хотя наличие магматических тел под днищами воронок ранее постоянно отмечалось на геоакустических материалах, до настоящего времени опробовать их не

удавалось. Базальты подняты в результате целенаправленного прицельного драгирования штока с использованием высокоточной системы подводной навигации УКБС «Posidonia-6000». Образцы базальтов представлены двумя обломками: крупный угловатый обломок неправильной формы размером около 25 см и массой около 9 кг (рис. 1) и мелкий угловатый обломок размером около 7 см и массой около 250 г. Кроме этого в ядре ККО размером около 10 см обнаружен фрагмент стекловатой корки закалывания базальта. Оба обломка представлены толеитовым базальтом с редкими мелкими вкрапленниками плагиоклаза и оливина (петрографические и петрохимические определения В.В. Авдонина, В.А. Широких). В базальте и в закалочном стекле крупного обломка обнаружены реликты захваченных и метасоматически изменённых осадков, что вместе с рядом других петрографических и петрохимических особенностей свидетельствует о наличии горячих контактов и внедрении базальтов в осадки (определения и заключение И.Г. Добрецово́й). Определение абсолютного возраста К-Аг методом (аналитик В.А. Лебедев) дало для мелкого образца интервал 16.6 ± 1.2 млн. лет, для крупного по двум параллельным определениям 18.3 ± 1.8 млн. лет и 20.5 ± 1.8 млн. лет. Возрастные интервалы перекрываются и соответствуют раннему миоцену.

2. **Породы глинисто-известкового состава (мергели)** получены не из коренного залегания, а в виде 56 окатанных уплощенных обломков размером до 38 см. Породы окрашены в различные оттенки коричневого цвета, на их поверхности и на разрезе видны обильные вкрапления тонкодисперсного рудного материала черного цвета. Плотность пород $1.55\text{--}1.73\text{ г/см}^3$, влажность 60-94%. Карбонатность определена в интервале 58.8-67.7% CaCO_3 , содержания SiO_2 аморфного и углерода органического, соответственно, 0.16–0.19% и 0.07–0.41%, P_2O_5 0.33–0.39%. В породах обнаружено аномально высокие содержания марганца (до 1.09%), железа (до 3.88%), меди (до 263 г/т) и никеля (114 г/т) (содержания приводятся для валового состава, без пересчета на бескарбонатное вещество), существенно превышающие содержания в типичных известковых породах района работ. По содержанию Mn (>1%) эти породы могут быть отнесены к категории металлоносных. Минеральный состав сложен кальцитом и нонтронитом. На основе биостратиграфических определений по фораминиферам и известковому наннопланктону, возраст пород по разным образцам определен широким интервалом от позднего эоцена до раннего миоцена (определения Л.Ф. Копаевич, О.Б. Дмитренко).

3. **Металлоносные смектитовые глины** также подняты в виде 26 окатанных обломков валунной и галечной размерности (до 30 см). Глины шоколадно-коричневого цвета, плотные, пористые, землистые, насыщенные тонкодисперсным рудным марганцево-окисным веществом черного цвета. Марганцево-окисная минерализация имеет гнездово-вкрапленный характер. Плотность пород $1.08\text{--}1.17\text{ г/см}^3$, влажность 254-316%. Глины содержат до

3.4% CaCO_3 , 0.50% Сорг., 0.49% Si аморф. и 0.92% P_2O_5 . По содержанию рудных элементов глины относятся к категории металлоносных: в их составе до 7.4% марганца, 12.1% железа, 2885 г/т никеля, 2524 г/т меди, 585 г/т цинка. В глинах содержится также значительное количество молибдена (132 г/т) и бария (4700 г/т). Минеральный состав основной массы глин определен методом ИКС как нонтронитовый (определения М. Ф. Вигасиной, В.Н. Столповской), рентгено-фазовым анализом как смектитовый низкой степени кристалличности (О.М. Дара, Н.А. Пальчик).

Наибольший интерес среди образцов металлоносных смектитовых глин представляют фрагменты, имеющие сквозные каналы диаметром до 4 см. Внутренняя часть каналов выполнена черным железомарганцево-окисным веществом, образующим корку толщиной до 5 мм (рис. 2).

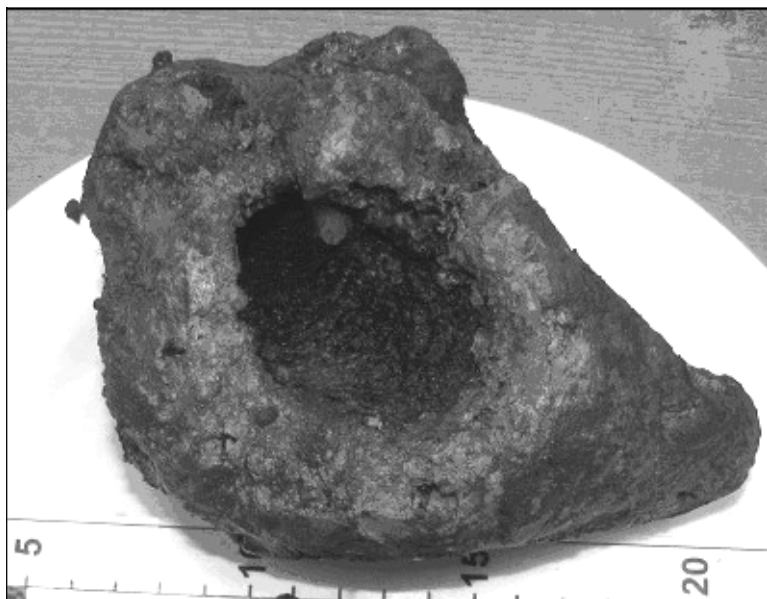


Рисунок 2. Образец смектитовой глины со сквозным отверстием (каналом), выполненным изнутри рудным веществом

В ряде случаев отмечено сложное зональное строение слоев, выполняющих каналы, выражающееся в чередовании рудных железомарганцево-окисных и нерудных смектитовых слоев, содержащих до 12% барита. Обнаружены сложные структуры типа лестничных жил. Рудное вещество, выполняющее крупный канал, по данным электронной микроскопии, представляет собой полиминеральную смесь оксидов железа и марганца крайне низкой степени раскристаллизованности, состоящую из

вернадита, Fe-вернадита, асболан-бузерита, Mn-фероксигита и примеси силикатов (определения А.В. Сивцова, В.Т. Дубинчука).

4. **Оруденелые породы** представляют собой ноздреватые, пористые, пронизанные полостями и каналами и пропитанные марганцево-окисным рудным веществом (бернессит, Cu-Ni-асболан) глинистые осадки, литифицированные под воздействием пневматолито-гидротермальных процессов (определения и заключение И.Г. Добрецовой).

Таким образом, в обследованной воронке обнаружены породы с прямыми признаками гидротермального флюидогенного воздействия. По-видимому, часть образцов представляет собой фрагменты аппаратов (труб), поставивших железомарганцевый окисный рудный материал из эндогенного источника на заключительной низкотемпературной стадии развития гидротермальной системы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bischoff J.L., Heath G.R., Leinen M. Geochemistry of Deep-Sea Sediments from the Pacific Manganese Nodule Province // Domes Sites A, B, and C. Marine Science. 1979. V. 9. P. 397–436.
2. Bischoff J.L., Piper D.Z., Quintero P. Nature and origin metalliferous sediment in Domes site C, Pacific manganese nodule province // Collog. Intern: La genese des nodules de manganese. 1979. № 289. P. 119–137.
3. Юбко В.М., Горелик И.М., Братанов А.А. Металлоносные осадки и рудопроявления сульфидов зоны Кларион-Клиппертон // Геохимические исследования океанических железомарганцевых конкреций и вмещающих осадков. Геленджик: НПО «Южморгеология», 1992. С. 53–56.
4. Юбко В.М., Стоянов В.В., Горелик И.М. Геологическое строение и рудоносность зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана // Советская геология. 1990. № 12. С. 72–80.
5. Т.И. Лыгина Внутриплитная вулканическая и гидротермальная активность в океане – новые факты // Природа. 2010. № 5. С. 36–45.
6. Губенков В.В. Находки кремней в пределах Российского разведочного района зоны Кларион-Клиппертон // Геология морей и океанов. Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва: ГЕОС, 2011. Т. 2. С. 162–165.

A funnel-shaped depression with an intrusive stock exposed in its floor has been investigated. The new findings of a hydrothermal impact on sedimentary rocks in the Clarion-Clipperton ore province obtained.

**Мелекесцева И.Ю.¹, Масленников В.В.^{1,2},
Масленникова С.П.¹**

(¹Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, e-mail: melekestseva-irina@yandex.ru;

²Ожно-Уральский Государственный Университет, филиал в г. Миассе)

Элементы-примеси в сульфидах гидротермального узла

Семенов, 13°31' с.ш. САХ: данные ЛА-ИСП-МС анализа

Melekestseva I.Yu.¹, Maslennikov V.V.^{1,2}, Maslennikova S.P.¹

(¹Institute of Mineralogy, UB RAS, Miass, e-mail: melekestseva-irina@yandex.ru; ²South-Ural State University, Miass Branch)

Trace elements in sulfides from the Semenov hydrothermal cluster, 13°31' N, MAR: LA-ICP-MS data

Хорошо известно, что руды континентальных колчеданных месторождений являются источником не только Cu, Zn или Pb, но и ряда элементов-примесей, таких как, например, Au и Ag. Поскольку современные гидротермальные сульфидные залежи рассматриваются в качестве полезных ископаемых будущего, необходимо знать не только содержание основных металлов, но и понимать распределение элементов-примесей в сульфидах. В настоящей работе рассматривается микропримесный состав дисульфидов железа гидротермального узла Семенов (13°31' с.ш. САХ). Состав примесей был определен ЛА-ИСП-МС анализом, который в последние годы стал эффективным инструментом исследования минералов. Анализы выполнены на приборе New Wave 213-нм с квадрупольным масс-спектрометром Agilent 4500 в Центре по изучению генезиса рудных месторождений (CODES) Тасманийского университета (г. Хобарт, Австралия).

Гидротермальный узел Семенов был открыт в 30-м рейсе НИС «Профессор Логачев» (2007 г.) в западном борту рифтовой долины САХ [1, 2]. Узел состоит из 5 полей и находится на подводной горе, вытянутой по широте на 10 км при ширине около 4.5 км. Гора имеет сложное геологическое строение, в котором участвуют серпентинизированные ультрамафиты, габброиды, базальты, метабазальты и плагиограниты. Наши исследования основаны на образцах, отобранных непосредственно в 30-м рейсе на неактивных полях Семенов-1, 3 и 4 с преобладанием серноколчеданных руд.

Сульфиды полей Семенов-1 (13°30.87' с.ш., ст. 186 и 292) и Семенов-4 (13°30.24' с.ш., ст. 145) представляют собой продукты среднетемпературной (<250 °C) гидротермальной деятельности на флангах сульфидных полей. Они характеризуются тонкокристаллическими, почковидными, пористыми, коллоидными, зональными, фрамбоидальными и крупнокристаллическими сростаниями минералов. Главные минералы – барит, пирит, марказит; второстепенные – сфалерит, кварц и гематит;

редкие – галенит, халькопирит, пирротин. Пиритовые брекчии поля Семенов-3 ($13^{\circ}30.70'$ с.ш.) образовались в результате разрушения гидротермальных руд с текстурами, подобными таковым руд полей Семенов-1 и -4. Главными минералами являются пирит, марказит и кварц, второстепенные минералы – халькопирит и гематит, редкие – сфалерит, пирротин, борнит, ковеллин, ярозит. Прожилково-вкрапленные сульфиды в сильно измененных базальтах были драгированы на поле Семенов-4 ($13^{\circ}30.24'$ с.ш.). Пирит является главным минералом, реже встречаются гематит, халькопирит, сфалерит, пирротин, кварц.

ЛА-ИСП-МС данные показывают, что сульфиды из разных полей и генераций в одной станции опробования накапливают разные микроэлементы, а ранние дисульфиды Fe содержат высокие концентрации большинства микропримесей по сравнению с поздними (таблица).

Поле Семенов-1. Тонкозернистый пирит-1 ст. 186 обогащен большинством элементов-примесей и обеднен Ti, Hg и Tl относительно кристаллического пирита-2. Фрамбоидальный пирит-1 ст. 292 обогащен Ti, V, Mn, As, Mo, Sb, Au, Hg и Tl относительно пирита-2 и большинством элементов, за исключением Pb, относительно пирита-3. Пирит-2 концентрирует больше Co, Cu, Cd, Sn, W, Pb и U по сравнению с фрамбоидальным пиритом и большинство элементов (кроме Mn, Au, Hg и Tl) по сравнению с пиритом-3. Последний обеднен всеми микроэлементами относительно пирита-1 и -2. Марказит характеризуется меньшими содержаниями большинства элементов, за исключением Mn, Hg и Pb относительно пирита-1 и Mn, Au, Hg и Tl – относительно пирита-2, но обогащен всеми элементами-примесями по сравнению с пиритом-3.

Поле Семенов-3. Пирит-1 и -2 из обломков ранних руд в сульфидных брекчиях обогащены большинством элементов-примесей (кроме Ti, Co, Ni, As и Se) по сравнению с кристаллическим пиритом-3. Новообразованный пирит-4 содержит повышенные концентрации большинства элементов, за исключением Co, Au и Hg по сравнению с пиритом-1 и -2 и Co, As и Se по сравнению с пиритом-3. Подобно полю Семенов-1, марказит обеднен многими микропримесями (за исключением Ti, V, Cr, Mn, Mo, Sb, Tl и U) относительно кластического пирита-1 и -2 и обогащен всеми элементами относительно пирита-3. Пирит-4, в свою очередь, обогащен всеми элементами-примесями по сравнению с ранним марказитом и содержит самые высокие концентрации Cu и Zn по сравнению с другими дисульфидами Fe.

Поле Семенов-4. Тенденции обогащения или обеднения элементами-примесями дисульфидов Fe сходны с выше описанными с небольшими исключениями. Пирит-1 ст. 286 обогащен всеми микропримесями, за исключением «высокотемпературных» Co, Cu и Se по сравнению с пиритом-2. Марказит обогащен примесями, кроме Co, Zn, As, Se and U относительно пирита-1 и Co и Se относительно пирита-1. Кристаллический

пирит-1 ст. 145 характеризуется повышенными содержаниями V, Cu, Mo, Sn, Hg и Tl по сравнению с пиритом-1 ст. 186 и пониженными содержаниями Co, Cu и Se по сравнению с пиритом-2. Жильный кристаллический пирит ст. 153 обеднен всеми элементами-примесями относительно кристаллического пирита ст. 145 и пирита-1 и -2 ст. 286.

Таблица. Средние содержания элементов-примесей в дисульфидах Fe гидротермальных полей узла Семенов, г/т

ст	мин	n	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se
186	py1	3	1.39	0.47	0.54	2.64	0.28	0.87	287	380	158	4.14
	py2	3	1.64	0.11	0.28	1.63	0.00	0.01	0.13	5.24	0.10	0.58
292	pyF	8	2.87	21	4.21	338	0.07	1.27	49	776	1044	0.87
	py2	3	1.46	1.78	4.09	4.75	14	1.32	1831	1158	93	1.46
	py3	4	1.50	0.80	0.35	8.46	0.01	0.05	0.98	6.42	59	0.79
	mc	9	1.57	3.57	0.65	899	0.01	0.17	0.98	87	68	0.49
284	py1-2	6	1.45	1.24	0.91	132	24	7.85	886	531	232	89
	py3	5	2.36	0.15	0.00	4.40	346	13	111	27	331	149
	py4	7	3.32	1.14	1.39	213	14	11	2239	1072	239	113
	mc	7	1.77	4.29	1.61	179	2.11	0.49	309	342	194	1.93
153	py	4	1.81	0.01	0.93	0.00	0.91	0.23	31	0.00	5.96	0.97
145	py	3	1.52	2.31	0.76	3.15	0.10	0.37	253	365	87	2.86
286	py1	7	1.41	1.06	1.22	16	21	1.54	189	362	211	58
	py2	6	1.33	0.02	0.86	1.13	405	0.21	391	2.74	102	289
	mc	7	1.50	3.45	1.63	15	2.36	3.48	410	122	127	2.83
ст	min	n	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Au	Hg	Tl	Pb	U
186	py1	3	79	18	0.35	8.89	15	1.44	0.58	1.81	95	0.65
	py2	3	0.02	0.01	0.02	0.09	0.00	0.00	2.06	5.07	0.02	0.00
292	pyF	8	1283	13	0.06	0.26	12	0.66	2.57	34	10	5.98
	py2	3	66	11	3.39	3.34	5.11	0.10	0.90	3.83	57	11
	py3	4	4.37	0.55	0.06	0.06	0.71	0.22	2.09	27	40	0.08
	mc	9	99	0.49	0.04	0.13	1.37	0.62	3.36	22	33	0.39
284	py1-2	6	27	23	0.52	1.50	2.27	1.03	16	7.06	134	0.33
	py3	5	12	0.41	0.00	0.18	0.57	0.08	13	4.25	10	0.07
	py4	7	102	56	2.39	1.92	4.51	0.27	14	14	244	1.57
	mc	7	218	3.63	0.52	0.64	2.91	0.24	1.64	15	29	2.52
153	py	4	1.27	0.01	0.02	0.37	0.00	0.01	0.07	0.00	0.13	0.00
145	py	3	71	0.42	0.08	0.20	1.13	0.10	0.44	12	59	0.06
286	py1	7	33	2.02	0.71	0.14	3.16	0.50	0.28	3.21	254	0.53
	py2	6	21	0.17	0.04	0.10	0.28	0.03	0.25	0.03	2.63	0.02
	mc	7	61	7.21	0.70	0.30	2.89	0.53	0.44	10	265	0.46

n – количество анализов; мин – минерал, py – пирит, pyF – фрамбоидальный пирит, mc – марказит.

Выводы. Одни и те же генерации пирита из разных гидротермальных полей, которые образовались в сходных условиях, обогащены большинством элементов-примесей относительно поздних генераций пирита. Это указывает на поступление большинства элементов из первичного гидротермального флюида. Поздние генерации пирита

кристаллизовались из флюида, обедненного большинством микропримесей. Кристаллический пирит, отлагавшийся из новых порций флюида в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом, может быть обогащен Cu и Zn.

Дисульфиды Fe, которые формировались на поверхности морского дна, сильно обогащены элементами-примесями относительно кристаллического пирита в базальтах. Это связано с тем, что элементы-примеси наиболее эффективно извлекаются из флюида, когда горячий флюид смешивается с холодной морской водой на поверхности дна. Все ранние генерации дисульфидов Fe обогащены Au относительно поздних.

Авторы благодарят В.Н. Иванова и В.Е. Бельтенева (ФГУНПП ПМГРЭ, г. Ломоносов) за возможность отбора образцов в 30-м рейсе НИС «Профессор Логачев», Р. Ларжа и Л. Данюшевского (CODES, Университет Тасмании, Хобарт, Австралия) – за содействие в получении ЛА-ИСП-МС анализов.

Исследования поддержаны программой Президиума РАН № 23 (№ 12-П-5-1003) и грантом РФФИ (11-05-00187-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I. et al. A new hydrothermal field at 13°30' N on the Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News. 2007. V. 16. P. 9–10.
2. Бельтенева В.Е., Иванов В.Н., Рождественская И.И. и др. Новые данные о строении гидротермальных полей в районе 13°31'с.ш. (рудный узел «Семенов») // Мат. XVIII Международ. научн. конф. (Школы) по мор. геологии «Геология морей и океанов». Москва, 2009. Т. II. С. 133–136.

Trace elements in massive sulfides from the Semenov hydrothermal cluster (13°31' N, MAR) were studied with LA-ICP-MS analysis. The same generations of pyrite from the different fields, which are formed under similar formation conditions, are close in enrichment in most trace elements relative to late pyrite. The late crystalline pyrite was crystallized from the fluid depleted in most trace elements. The Fe-disulfides, which were formed on the seafloor, are strongly enriched in trace elements relative to the sub-seafloor crystalline pyrite. Gold is concentrated in the early generations of pyrite and marcasite.

Михайлик П.Е.

(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: mikhailik@fegi.ru)

Источники галлия в гидротермально-осадочных Fe-Mn корках Японского моря

Mikhailik P.E.

(Far East Geological Institution FEB RAS, Vladivostok)

Gallium sources in hydrothermal Fe-Mn crusts from the Sea of Japan

С появлением методов масс-спектрометрии для многоэлементного анализа, стало возможным из одной пробы получать информацию о концентрации большинства элементов. При изучении химического состава этим методом были определены высокие концентрации Ga в гидротермально-осадочных Fe-Mn корках Курильской, Идзу-Бонин и Кермадек островных дугах [1], а также Японского моря [2, 3], и, кроме того, гидротермальных корках Охотского моря [4].

В настоящее время отсутствуют специализированные работы, посвященные геохимии Ga в морских отложениях. Выяснению этого вопроса на примере гидротермально-осадочных Fe-Mn корок Японского моря посвящена данная работа.

П.Е. Михайликом и А.И. Ханчуком [2], а также Г.Н. Батуриным [3] были определены высокие концентрации галлия в Fe-Mn корках с подводных возвышенностей Беляевского и др. Как известно Fe-Mn корки широко распространены на подводных вулканах глубоководных котловин Японского моря. С целью выявления высоких концентраций Ga в пределах Японского моря (> 50 г/т) нами был выполнен валовый химический состав 46 образцов Fe-Mn корок подводных возвышенностей Восточно-Корейской, Гебасс, Кольцо, Евланова. Кроме того, для заверки полученных ранее результатов по содержанию Ga [2, 3] в Fe-Mn корках подводной возвышенности Беляевского нами было проведено повторное его определение. Полученные данные по концентрации Ga показывают, что они варьируют от 2 до 28 г/т, а количество Ga в Fe-Mn корках подводной возвышенности Беляевского граничит от 18.8 до 19.5 г/т. С этой же целью, были проанализированы породы субстрата (52 пробы базальтов). Максимальная концентрация Ga в базальтах составила 27 г/т.

При определении галлия методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, на примере установления уровней концентрации этого элемента в Fe-Mn образованиях возникают аналитические трудности. Появляются основные интерференции на массах изотопов галлия ^{69}Ga и ^{71}Ga , связанные с наложениями, формируемыми такими элементами, как Ba, Mn, Ce и Nd, содержание которых в Fe-Mn образованиях может быть

достаточно высоким. В случае использования квадрупольного ИСП–МС спектрометра при определении Ga предпочтительнее использовать изотоп ^{71}Ga . Наиболее распространённый изотоп ^{69}Ga подвержен наложению со стороны $^{138}\text{Ba}^{++}$, что ведет к завышению истинных концентраций Ga [5].

Влияние двузарядного иона Ba на концентрацию Ga отчетливо прослеживается в диагенетических ЖМК зоны Кларион-Клиппертон. Это отражается в прямолинейной зависимости содержаний Ga и Ba ($R = 0.996$). Аналогичная ситуация характерна для Fe-Mn корок Охотского [6] и Берингова морей. В ЖМК Чукотского и Восточно-Сибирского морей [7], а также в корках Курильской островной дуги [8] содержания Ga не зависят от концентрации Ba. Однако количество Ga в этих пробах не велико, а количество Ba сопоставимо с Fe-Mn образованиями, обогащенных Ga. В Fe-Mn корках Японского моря выявлена умеренная зависимость между содержаниями этих двух элементов, $R=0.57$. Поэтому, скорее всего, Fe-Mn корки подводной возвышенности Беляевского обогащены Ga. Это подтверждается исследованиями Г.Н. Батурина [3], которым выполнено изучение образцов Fe-Mn корок с этой же структуры по методике, примененной при анализе химического состава Fe-Mn корок Курильской островной дуги [8], где отсутствует связь между накоплением Ba и Ga.

Высокие содержания Ga (среднее 307 г/т) в Fe-Mn корках подводного вулкана Беляевского, по мнению Г.Н. Батурина [3] может быть связано с «повышенным содержанием этого элемента в коренных породах дна Японского моря». Однако, проведенные нами специальные исследования химического состава слабоизмененных базальтов, слагающих подводную возвышенность Беляевского, показали, что они содержат Ga в пределах 17–18 г/т, что отвечает его средней концентрации в магматических породах. [9].

В осадках Японского моря установлены пеплы и тефра вулкана Чанбайшань, которые обогащены Ga до 35.3 г/т, а его концентрация в аналогичных образованиях со склонов вулкана достигает 105.4 г/т [10]. По данным В.Т. Съедина и Т.А. Емельяновой [11] наиболее молодые базальты характеризуют плиоценовый возраст подводной возвышенности Беляевского (4.4 ± 0.3 млн. лет). Поставка пеплового материала вулканом Чанбайшань в акваторию Японского моря достоверно продолжается последние 0.5 млн лет [10]. Следовательно, в Fe-Mn корках Японского моря может накапливаться пепловый материал периферийных вулканов. Проведенное нами исследование геохимии редкоземельных элементов и иттрия (РЗИ) в четырех минеральных фазах Fe-Mn корок методом последовательного селективного выщелачивания вулкана Беляевского показало, что алюмосиликатная составляющая сформирована эдафогенным веществом базальтов возвышенности Беляевского, континентальной пирокластикой вулкана Чанбайшань (Пектусан), а также эоловой пылью азиатских пустынь. Поэтому высокие содержания Ga в Fe-Mn корках подводной возвышенности Беляевского, могут формироваться за счет

накопления пеплового материала вулкана Чанбайшань, породы которого характеризуются высоким (до 300 г/т) содержанием Ga [12]. Железомарганцевые корки с высоким содержанием галлия приурочены к подводным возвышенностям, находящимся в зоне распространения пирокластики вулкана Чанбайшань. Концентрация Ga в пепловых прослоях, характеризующих извержения других вулканов и расположенных по периферии Японского моря, в целом не превышают кларк [10].

В монографии «Геохимия элементов-гидролизатов» под ред. А.Б. Ронова [13] указано, что в осадках и ЖМК пелагиали океана концентрации Ga незначительны и уточняется, что этот элемент не сорбируется осигидроксидами железа и марганца. В.С. Савенко [14] и А.В. Дубинин, Т.Ю. Успенская [15] показали, что Ga в диагенетических ЖМК приэкваториальной части Восточной Пацифики, связан не с основными рудными фазами (оксиды Mn и гидроксиды Fe), а с алюмосиликатной составляющей. В гидрогенных и гидротермально-осадочных Fe-Mn корках тропических областей Западной Пацифики и Атлантики концентрации Ga остаются на уровне кларка [16]. Анализ корреляционных связей элементов, выявленный ими при селективном выщелачивании показал, что Ga тесно связан с марганцевой фазой.

Наши данные по селективному выщелачиванию Fe-Mn корок подводной возвышенности Беляевского показали, что около 80% Ga связано с оксидами Mn, которые представлены тодорокитом и бёрнесситом [2, 3]. Связь Ga с оксидами Mn свидетельствует в пользу его гидротермальной природы. Таким образом, полученные данные указывают на то, что источником Ga в Fe-Mn корках подводной возвышенности Беляевского Японского моря являются, скорее всего, поствулканические подводные гидротермы, а также большую роль в накоплении Ga мог играть пирокластический материал континентальных вулканов (в нашем случае это Чанбайшань (Пектусан)) периферии моря.

Выводы

Результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что:

1. существуют трудности при определении методом ИСП-МС содержаний Ga в гидротермально-осадочных Fe-Mn корках при высоких концентрациях бария и некоторых других элементов;
2. галлий в гидротермально-осадочных Fe-Mn корках задуговых бассейнов сосредоточен, главным образом, в марганцевой фазе (около 80 %), что согласуется с данными фазового анализа проведенного с гидротермально-осадочными Fe-Mn корками зон спрединга [16];
3. существенная доля Ga в гидротермально-осадочных Fe-Mn корках с вулканических сооружений Беляевского и Медведева в Японском море сосредоточена в остаточной алюмосиликатной фазе и представлена, вероятно, пепловым материалом вулкана Чанбайшань (Пектусан), т.к.

пеплы только этого вулкана в колонках морских осадков характеризуются повышенным содержанием Ga относительно пепловых прослоев других вулканов [10];

4. повышенные содержания Ga в гидротермально-осадочных Fe-Mn корках вулканических сооружений задуговых бассейнов являются важным признаком, указывающим на наличие ГПС, в том числе и несущих благороднометальную минерализацию;

5. проведенный анализ динамики Ga на мировом рынке показал растущую потребность в этом элементе, что в свою очередь стимулирует увеличение объемов его производства;

6. представленные материалы, в том числе и цитируемые, убедительно свидетельствуют о возможном приросте к общим континентальным запасам и морских галлийбогатых гидротермально-осадочных Fe-Mn корок и ассоциирующихся ГПС.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Президиума ДВО РАН (проект 12-I-П23-01).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникеева Л.И., Казаков В.Е., Гавриленко Г.М., Рашидо В.А. Железомарганцевые корковые образования Западно-тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУН. 2008. №1. С. 10–31.
2. Михайлик П.Е. Ханчук А.И. Железомарганцевые корки с подводных вулканов задуговых бассейнов – новый генетический тип месторождений галлия // ДАН. 2011. Т. 439. № 4. С. 520–529.
3. Батурин Г.Н. Геохимия гидротермальных железомарганцевых корок Японского моря // ДАН. 2012. Т. 445. № 2. С. 179–184.
4. Михайлик П.Е. Состав строение и условия формирования железомарганцевых корок Японского и Охотского морей: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2009. 22 с.
5. Блохин М.Г., Зарубина Н.В., Михайлик П.Е. Определение галлия методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на примере анализа железомарганцевых корок Японского моря // Масс-спектрометрия. 2013. Т.10. № 3. (в печати).
6. Михайлик П.Е., Деркачев А.Н., Чудаев О.В., Зарубина Н.В. Железомарганцевые корки подводных возвышенностей трога Кашеварова (Охотское море) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 1. С. 32–43.
7. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. О составе железомарганцевых конкреций Чукотского и Восточно-Сибирского морей // ДАН. 2011. Т. 440. № 1. С. 93–99.
8. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Рашидов В.А., Железомарганцевые корки Охотского моря // Океанология. 2012. Т.52. № 1. С. 95–108.
9. Вершковская О.В., Зуева Т.И., Прокопчук В.П. Минеральное сырье. Галлий. Справочник. М.: Геоинформмарк. 1998. 17 с.

10. Сахно В.Г., Уткин И.В. Пеплы вулкана Чанбайшань в осадках Японского моря: идентификация по микро- и редкоземельным элементам и определения возраста их извержений // ДАН. 2009. Т. 428. № 5. С. 641–647.
11. Съедин В.Т., Емельянова Т.А. Вулканические комплексы Японского и Охотского морей на основе радиоизотопного датирования (по данным драгирования) // Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика» (Россия, Республика Бурятия, Улан-Удэ, 5–8 сентября 2006 г.). Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2006. Т. 2. С. 343–347.
12. Сахно В.Г. Новейший и современный вулканизм Юга Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2008. 128 с.
13. Геохимия элементов-гидролизатов. М.: Наука, 1980. 240 с.
14. Савенко В.С. Физико-химический анализ процессов формирования железомарганцевых конкреций в океане. М.: ГЕОС, 2004. 156 с.
15. Дубинин А.В., Успенская Т.Ю. Геохимия и особенности процесса марганцевого рудообразования в осадках биопродуктивных зон океана // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 1. С. 3–18.
16. Koschinsky A., Hein J.R. Uptake of elements from seawater by ferromanganese crusts: solid-phase associations and seawater speciation // Marine Geology. 2003. № 198. P. 331–351.

Research of gallium concentration in hydrothermal Fe-Mn crusts and basalts from the Sea of Japan is conducted. It is established that to one of gallium sources can be ashes from Changbaishan volcano.

Михайлик П.Е.¹, Иванов М.В.²

(¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток;

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток.)

Содержания ртути в железомарганцевых корках подводных гор северо-западной Пацифики

Mikhailik P.E.¹, Ivanov M.V.²

(¹Far East Geological Institute Far Eastern Branch, Vladivostok, ²V.I. Il'ichev Pacific Ocenological Institute Far Eastern Branch, Vladivostok)

New data on the concentration of mercury in ferromanganese crust from submarine seamounts of the northwest Pacific

В северо-западной части Тихого океана на подводных горах и поднятиях широко распространены железомарганцевые корки различного генезиса. Одним из признаков указывающим на их происхождение является концентрация некоторых элементов индикаторов, таких как Li, Co, Hg, PЗЭ, и др. Высокое содержание ртути, является наиболее значимым из индикаторов гидротермального генезиса железомарганцевых образований открытой части океана. Проведенная авторами работа посвящена выяснению справедливости данного высказывания для железомарганцевых корок задуговых бассейнов (окраинные моря) [1].

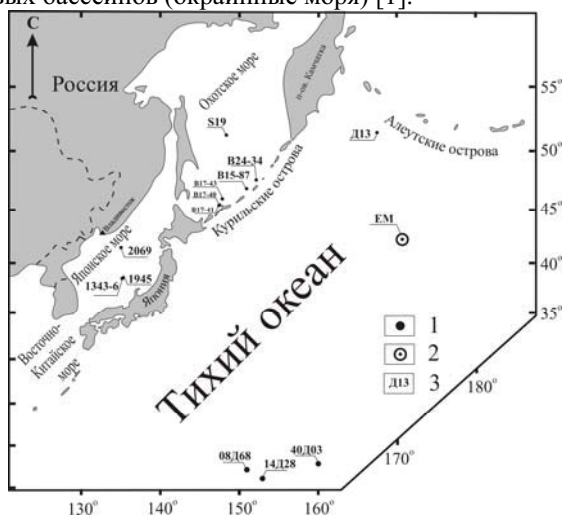


Рисунок 1. Расположение станций отбора железомарганцевых корок.

1 – станции драгирования, 2 – скважина глубоководного бурения (скв. 431 DSDP), 3 – номер станции.

Материалом для исследований послужили образцы железомарганцевых образований С-3 Пацифики, полученных в различных рейсах на НИС

«Первенец» (25-й, 34-й, 36-й рейсы), «Зоне» (178-й рейс), «Геленджик» (объект 6-06 и 6-07) сотрудниками ДВГИ ДВО РАН, ТОИ ДВО РАН, а также ГНЦ «Южморгеология». Для определения ртути использовался отечественный анализатор ртути РА-915+ с пиролитической приставкой ПИРО-915. Нижний предел обнаружения – 0.5 мг/т.

Полученные данные по содержанию ртути показывают, что гидротермальные железомарганцевые корки с подводных вулканов Японского моря характеризуются содержанием ртути от 445 до 1860 мг/т (аномалией считается концентрация Hg больше 120–150 мг/т), что в несколько раз выше, чем её концентрация в гидрогенных Fe-Mn корках гайотов С-3 Пацифики. Количество ртути на много меньше, чем её концентрация в этих же образцах, определенная ранее методом ИСП-МС (до 2920 мг/т). Более того, высокое содержание Hg 490 – 2400 мг/т было выявлено в гидрогенных железомарганцевых корках Курильской островной дуги, которое анализировалось методом ИСП-МС при одновременном многоэлементном определении. В гидрогенных рудных образованиях трога Кашеварова, концентрации ртути так же повышены (178–350 мг/т). Значения Hg полученные ранее для этих образцов (ИСП-МС) граничат в пределах 840–2490 мг/т.

Приведенные факты указывают на уникальность железомарганцевого рудогенеза окраинных морей, где на формирование железомарганцевых корок влияют многие факторы и определение генезиса не возможно по одному или двум признакам. Накопление ртути в железомарганцевых образованиях окраинных морей требует более детальных исследований с привлечением данных о роли микробиального фактора участвующего при формировании железомарганцевых образований.

Проведенные исследования показывают, что высокая концентрация ртути в Fe-Mn образованиях задуговых бассейнов не является значимым индикатором, отражающим гидротермальный генезис Fe-Mn корок, как это было установлено для Fe-Mn корок открытой части океана. Кроме того показано, что концентрации Hg, установленные при многоэлементном определении методом масс-спектрометрии (ИСП-МС) не корректны, в связи с тем, что ртуть и её соединения являются летучими.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Михайлик П.Е., Ханчук А.И., Михайлик Е.В. и др. Новые данные о концентрации ртути в железомарганцевых корках подводных гор северо-западной пацифики // Доклады Академии Наук. 2012. Т. 447. № 5. С. 546–551.

These investigations demonstrate that a high concentration of mercury in Fe–Mn crusts from back-arc basins is not a significant indicator of hydrothermal genesis of Fe–Mn crusts, as this was established for Fe–Mn crusts of the open area of the ocean. In addition it was demonstrated that analysis of Hg concentration performed by the multi-element method (ICP-MS) was not correct, since mercury and its compounds are volatiles.

**Михайлик П.Е., Михайлик Е.В., Зарубина Н.В.,
Блохин М.Г.**

(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: mikhailik@fegi.ru)

Геохимия РЗЭ и иттрия в гидротермально-осадочных Fe-Mn корках Японского моря по результатам фазового анализа

**Mikhailik P.E., Mikhailik E.V., Zarubina N.V.,
Blokhin M.G.**

(Far East Geological Institution FEB RAS, Vladivostok)

Geochemistry of REE and Yttrium in hydrothermal Fe-Mn crusts from the Sea of Japan: evidence from phase analysis

Fe-Mn корки с подводных вулканов Японского моря по текстурно-структурным признакам и ряду минералого-геохимических критериев характеризуются, как гидротермально-осадочные [1]. Однако распределение нормализованных по сланцу или хондриту [2], редкоземельных элементов и иттрия (РЗИ) в некоторых образцах свидетельствует о водородной примеси (наличие положительной цериевой ($Ce/Ce^* > 1$) и отрицательной иттриевой ($Y/No < 28$) аномалий), что, в свою очередь, затрудняет суждение о генезисе. Причем это наблюдается в образцах Fe-Mn корок с одной станции драгирования.

Для выявления причины такого распределения нами впервые для гидротермально-осадочных Fe-Mn корок изучено распределение РЗИ в минеральных фазах.

Материалом для исследования послужили образцы Fe-Mn корок драгированные в 36-м рейсе НИС «Первенец» с подводной возвышенности Беляевского (Центральная котловина Японского моря, ст. 2069/2 (41°26,0' с.ш. 134°59,6' в.д., глубина 2500-2200 м)) Е.П. Леликовым и В.Т. Съединым (ТОИ ДВО РАН) и переданные нам для изучения. Образцы 2069/2-2 и 2069/2-15-1 представляют верхние слои корок, 2069/2-П7 – Mn-рудную брекчию, которая является их субстратом. Особенности вещественного состава изученных Fe-Mn корок детально рассмотрены в [1].

Данные рентгенофазового и электронно-микроскопического исследования показывают, что образцы сложены тодорокитом, бёрнесситом, пиролюзитом и, в редких случаях, небольшим количеством вернадита [1, 3].

Распределение РЗИ и основных элементов в минеральных фазах Fe-Mn корок (I – легкорастворимая биогенная, II – марганцевая, III – железистая, IV – остаточная алюмосиликатная) проводилось методом селективного выщелачивания подробно изложенного в [4], в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН.

I фаза (легко выщелачиваемые катионы и карбонаты) Концентрация РЗИ в этой вытяжке не превышает 11.5%, с минимальными значениями для церия – 0.13–0.42% и максимальными для иттрия – 9.33–11.22% (рис). Сумма РЗИ для фазы I в исследуемых образцах граничит в пределах 2.2–4.3% от их общей суммы.

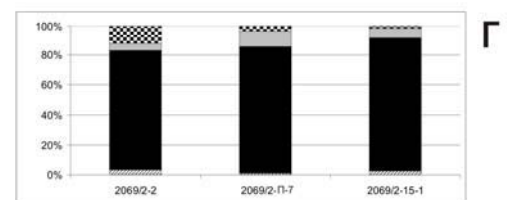
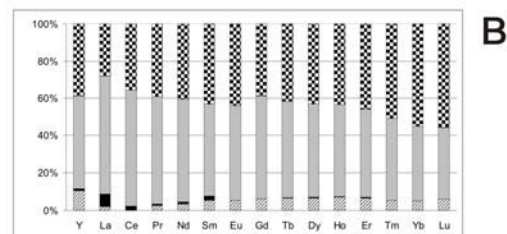
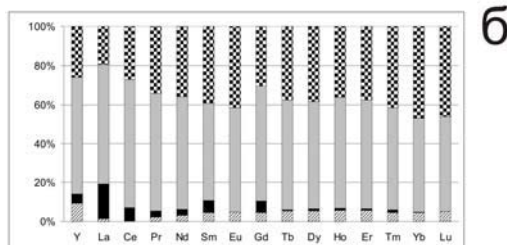
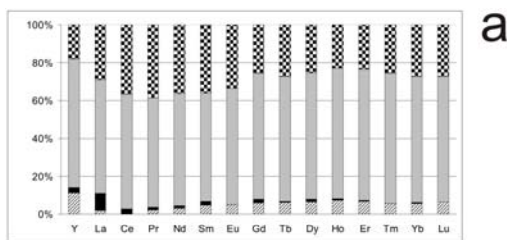
II фаза представлена элементами, ассоциирующимися с марганцевыми минералами. В данной вытяжке содержится наименьшее количество РЗИ с максимальным накоплением лантана до 17.86% (2069/2-П7), для двух других проб его содержание составляет – 8.89% (2069/2-2) и 6.70% (2069/2-15-1). Содержание Eu и Lu во всех образцах, а также Gd, Tm и Yb в образце 2069/2-15-1 находится ниже предела обнаружения. Сумма РЗИ фазы II граничит в пределах 2.3–6.7%.

III фаза (элементы, ассоциирующиеся с оксигидроксидами железа) характеризуется основным количеством РЗИ, сумма которых от их валового содержания составляет 62% (2069/2-2), 62.4% (2069/2-П7) и 56.1% (2069/2-15-1).

IV фаза (элементы входящие в состав остаточного алюмосиликатного каркаса). В этой фазе сумма РЗИ, достигает 37.4% для образца 2069/2-15-1 (рис.), 30.6% (2069/2-2) и 28.6% (2069/2-П7).

Отличительная особенность накопления РЗИ в Fe-Mn корках подводной возвышенности Беляевского – отсутствие европия и лютеция в Mn фазе (рис. 16). Основная часть Eu содержится в железистой (50.42–61.27% от общего количества) и алюмосиликатной (33.56–44.09%) составляющих. Лютеций также приурочен к этим фазам. В гидрогенных Fe-Mn корках по данным [5] количество Eu и Lu в Mn фазе высоко, содержание Eu изменяется от 14.92 до 24.39% от валового, а Lu – от 16.43 до 22.92%. Максимальное количество этих элементов сосредоточено в фазе III (до 80%), а в алюмосиликатной (фаза IV) – от сотых долей до первых (Eu 0.08–1.74%; Lu 0.04–0.94%) процентов.

Данные по валовому содержанию РЗИ исследуемых Fe-Mn корок свидетельствуют о наличии отрицательной Eu аномалии, а это не характерно для гидротермальных образований. Этот факт отмечен для япономорских гидротермальных Fe-Mn корок Г.Н. Батуриным [3] и объясняется им как следствие деплетированности гидротермального флюида европием, обусловленного «значительной продолжительностью вулканогенно-гидротермального процесса». Однако наши исследования минеральных фаз показали, что наличие отрицательной Eu аномалии связывается, скорее всего, со скоростью роста, а не истощенностью флюида европием. Отсутствие в фазе II Tm и Yb, также, скорее всего, обусловлено высокой скоростью роста гидротермально-осадочных Fe-Mn корок, так как в гидрогенных Fe-Mn корках гайотов [5] эти элементы присутствуют в марганцевой фазе в количестве 15.16–24.62% от их общего количества.



 1
  2
  3
  4

Рисунок 1. Распределение РЗИ в минеральных фазах в Fe-Mn корок подводной возвышенности Беляевского: а – обр. 2069/2-2; б – обр. 2069/2-П7; в – обр. 2069/2-15-1; г – соотношения минеральных фаз в объеме пробы.

1 – I фаза (легко выщелачиваемые катионы и карбонаты); 2 – II фаза (оксиды Mn); 3 – III фаза (оксигидроксиды Fe); 4 – IV фаза (остаточная алюмосиликатная).

Данные свидетельствуют о том, что более 90% всех РЗИ содержится в железистой и алюмосиликатной фазах. Причем в фазе III распределение РЗИ, в анализируемых нами гидротермально-осадочных и изученных М. Бау и А. Кошински [5] гидrogenных Fe-Mn корках – близко. Это позволяет предположить, что на состав РЗИ в гидротермально-осадочных корках оказывает существенное влияние гидрогенная составляющая. Таким образом, затруднительно оценить вклад гидротермального железа в накопление РЗИ, так как концентрация его настолько мала, что она обезличивается в общей рудной массе. Состав РЗИ, сорбированных на оксигидроксидах железа гидротермального генезиса, повторяет в целом состав придонной океанской воды и существенно отличается от состава РЗИ промежуточных вод, где происходит образование гидrogenных фаз [6]. Следовательно, состав РЗИ оксигидроксидных фаз отражает источники оксигидроксидов железа, участвующих в формировании Fe-Mn корок.

Неоспоримый интерес вызывает распределение РЗИ в остаточной алюмосиликатной фазе, в которой сосредоточено от 28.6 до 30.6% от общего содержания металлов. Состав РЗИ алюмосиликатной части определяется как эндогенной, так и экзогенной составляющей. Речной сток (3%) и абразия берегов (0.7%) [7], в данной работе не рассматриваются в связи со значительным удалением подводной возвышенности Беляевского от континента. Результаты по распределению РЗИ в алюмосиликатной фазе Fe-Mn корок показывают, что их состав сформирован эндогенным веществом базальтов возвышенности Беляевского, континентальной пирокластикой [8], а также золовой пылью азиатских пустынь [9, 10].

Таким образом, приведенные данные по распределению РЗИ в минеральных фазах гидротермально-осадочных Fe-Mn корок подводной возвышенности Беляевского позволяют сделать следующие выводы:

- РЗИ гидротермально-осадочных Fe-Mn корок Японского моря сорбируются в первую очередь оксигидроксидами железа;
- концентрация РЗИ в остаточной алюмосиликатной фазе является вторым по значимости фактором, определяющим их состав;
- Mn фаза составляющая до 80% объема гидротермально-осадочных Fe-Mn корок, занимает подчиненное место в накоплении РЗИ;
- реальный график распределения РЗИ в гидротермально-осадочных Fe-Mn корках задуговых бассейнов отражается в сумме РЗИ железистой и алюмосиликатной фаз.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проект 12-I-П23-01).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Михайлик П.Е. Состав строение и условия формирования железомарганцевых корок Японского и Охотского морей: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2009. 22 с.

2. McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes / *Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements* (Lipin B.R. and McKay G.A., eds.) // *Rev. Mineral.* 1989. V. 21. P. 169–200.
3. Батулин Г.Н. Геохимия гидротермальных железомарганцевых корок Японского моря // *ДАН.* 2012. Т. 445. № 2. С. 179–184.
4. Koschinsky A., Halbach P. Sequential leaching of marine ferromanganese precipitates: Genetic implications // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. P. 5113–5132.
5. Bau M., Koschinsky A. Oxidative scavenging of cerium on hydrous Fe oxide: Evidence from the distribution of rare earth elements and yttrium between Fe oxides and Mn oxides in hydrogenetic ferromanganese crusts // *Geochemical Journal.* 2009. V. 43. P. 37–47.
6. Стрекопытов С.В., Дубини А.В., Волков И.И. Общие закономерности поведения РЗЭ в пелагических осадках Тихого океана // *Литология и полезные ископаемые.* 1999. № 2. С. 133–145.
7. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
8. Сахно В.Г. Новейший и современный вулканизм Юга Дальнего Востока // Владивосток: Дальнаука, 2008. 128 с.
9. Jahn B., Gallet S., Han J. Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian sections, Loess Plateau of China: eolian dust provenance and paleosol evolution during the last 140 ka // *Chemical Geology.* 2001. V. 178. P. 71–94.
10. Greaves M.J., Elderfield H., Sholkovitz E.R. Aeolian sources of rare earth elements to the Western Pacific Ocean // *Marine Chemistry.* 1999. V. 68 P. 31–37.

For the first time concentrations of the rare earth elements and yttrium (REY) were determinate in the four basic mineral phases of hydrothermal Fe-Mn crusts from the Sea of Japan. The actual plot of REY distribution in hydrothermal Fe-Mn crusts of the Sea of Japan is result of sum of REY concentration in hydrous Fe oxide and residual fractions.

Русаков В.Ю., Рыженко Б.Н.

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва,
e-mail: rusakov@geokhi.ru)

Гидротермально-осадочный литогенез

Rusakov V.Yu., Ryzhenko B.N.

(V.I. Vernadskiy Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow)

Hydrothermal-sedimentary lithogenesis

На основе разработанных ранее геохимических и изотопно-химических моделей гидротермально-осадочного литогенеза, мы предлагаем объединенную модель, учитывающую результаты изучения отложений, как древних океанов, так и современных. Основой для создания этой модели послужили данные минерального, химического и изотопного состава гидротермальных растворов, дисперсного взвешенного вещества “черных курильщиков” и гидротермальных плюмов, а также металлоносные проксимальные и дистальные отложения. В общем виде, эту модель можно условно разделить на три части: эволюционная модель (рис. 1), а также модель седиментации и постседиментационного преобразования гидротермально-осадочного материала (рис. 2).

Эволюционная модель. На ранних этапах эволюции гидросферы относительно мелководные океаны в значительной степени ограничивали формирование массивных сульфидных отложений, а восстановительные условия среды обеспечивали насыщение водных масс растворенными формами металлов, а также кремнием. Постепенное повышение парциального давления кислорода в атмосфере привело к вертикальной стратификации протоокеанов, сформировав поверхностный слой, в котором благодаря процессам окисления начали образовываться первые гидротермально-осадочные частицы. Их осаждение на дно, вероятно, контролировалось динамикой атмосферных (шторма) и климатических (сезонные изменения) явлений. Нельзя также исключить влияние приливно-отливных колебаний уровня океана. В любом случае, все перечисленные процессы, могли нарушать устоявшуюся вертикальную стратификацию водных масс, что приводило к периодическому насыщению поверхностных вод растворенными формами элементов, включая металлы. Это, в свою очередь, могло инициировать развитие не только процессов хемогенного окисления, но и живых организмов. Последние нуждались в непрерывном поступлении питательных веществ, которыми их обеспечивала глубинная вода. Схожую ситуацию можно наблюдать в современных океанах в виде зон апвеллинга. Как правило, эти зоны приурочены к шельфовым акваториям, имеют схожие масштабы и формы с отложениями ВІГ и характеризуются повышенной первичной продукцией.

По мере роста парциального давления кислорода в атмосфере возрастала и глубина окисленного слоя, постепенно расширяя область формирования

железистых формаций. Кульминацией их распространения стало беспрецедентное в истории Земли повышение содержания кислорода в атмосфере между ~2.45–2.2 млрд.л.н. Очевидно, этому способствовали два обстоятельства: резкое понижение границы между восстановленными и окисленными водами (т.е. более глубокая аэрация водных масс), а также расширение площадей континентов с обширными шельфовыми зонами. Последнее способствовало их сохранению в геологической летописи.

В протерозое гидродинамический режим водных масс и более глубокая аэрация океанов инициировали развитие окислительных процессов, что, в свою очередь, нашло отражение в формировании сульфатных, а затем и окисных минералов в проксимальных металлоносных отложениях. Однако окончательно “современный” облик глубоководные гидротермально-осадочные отложения приобретают только к палеозою, что было обусловлено устойчивой аэрацией наиболее глубоководных районов Мирового океана. С этого периода полностью прекращается формирование мелководных железистых формаций, а механизм рассеивания рудного вещества начинает контролироваться гидротермальными плюмами. Палеозойские колчеданные месторождения по своему литологическому и минеральному составу схожи с массивными рудными телами гидротермальных полей современных океанов. Они также имеют схожую вертикальную и латеральную зональность гидротермально-метасоматических и гидротермально-осадочных отложений. Более того, с палеозоя пропадает “разрыв” между проксимальными и дистальными металлоносными отложениями, а переходы между ними становятся плавными (“размытыми”). В палеозое гидротермально-осадочная седиментация полностью локализована в глубинных частях океанов.

Модель седиментации и постседиментационного преобразования гидротермально-осадочного материала. Поскольку минеральный и химический состав проксимальных и дистальных отложений сильно отличается, то субаквальный диагенез и последующие постседиментационные преобразования для этих типов отложений реализуются по-разному. По этой причине эти преобразования в работе рассматриваются отдельно.

Проксимальные отложения формируются за счет продуктов разрушения рудного тела, а также осаждения дисперсного рудного вещества из восходящих плюмов. Полученные данные показали, что постседиментационные минералого-геохимические преобразования отложений тесно связаны с миграцией наиболее подвижных металлов, таких как Cu и Mn. Так, на примере современных гидротермальных полей и палеозойских колчеданных месторождений было установлено широкое развитие вторичных минералов меди, как в результате инфильтрационно-метасоматических процессов, так и инфильтрационных.

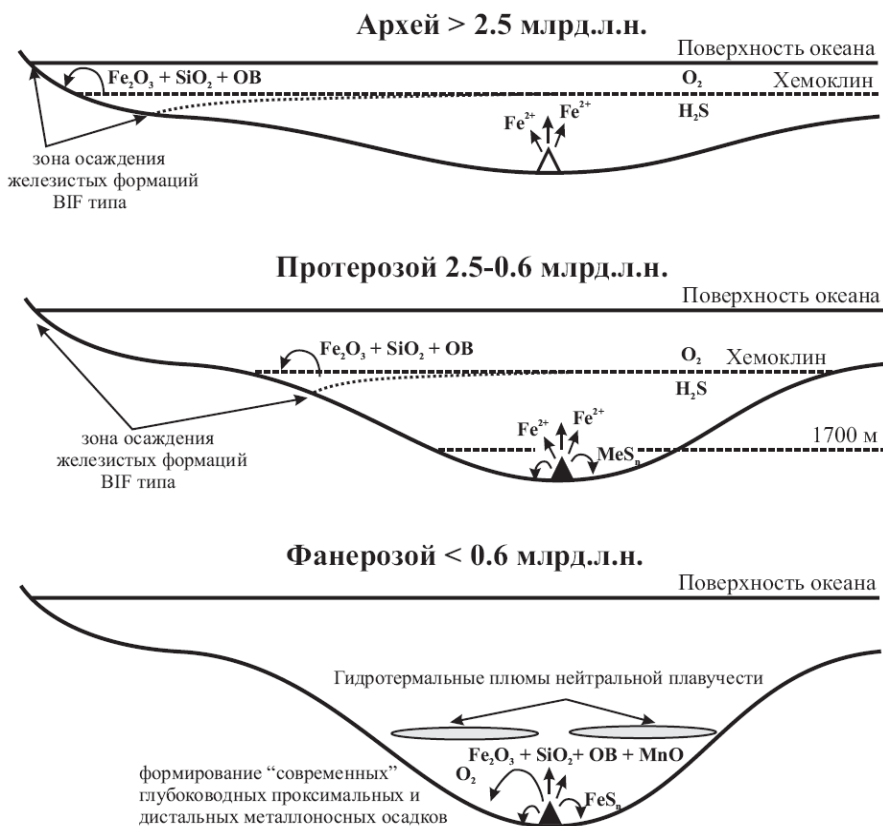


Рисунок 1. Объединенная модель гидротермально-осадочной седиментации на разных эволюционных этапах развития гидросферы (эволюционная модель). Пояснения см. в тексте.

При низком парциальном давлении кислорода устойчивыми оказываются ассоциации, включающие барит, пирит, халькопирит и сфалерит. Повышение парциального давления кислорода постепенно приводит к замещению пирита халькопиритом, а затем и халькопирита сульфидами меди (халькозин, ковеллин). В наиболее окислительных условиях в системе появляется атакамит. Согласно нашим данным, в карбонатных осадках он может быть единственным медным минералом. Отсутствие атакамита в околорудных отложениях колчеданных месторождений определяется его чувствительностью, как к температурному режиму, так и активности Cl^- и CO_2 . Более высокая активность углекислого газа ведет к замещению атакамита малахитом. Если процесс инфильтрации рудоносных осадков заходит глубоко (это происходит, как правило, в условиях низких скоростей

фоновой седиментации), то осадки полностью теряют минералы меди, а оставшиеся сульфиды замещаются сидеритом или гематитом в зависимости от активности CO_2 . В палеозойских колчеданных месторождениях подобные отложения часто представлены кварц-гематитовыми породами, получившими в отечественной литературе название – госсаниты.

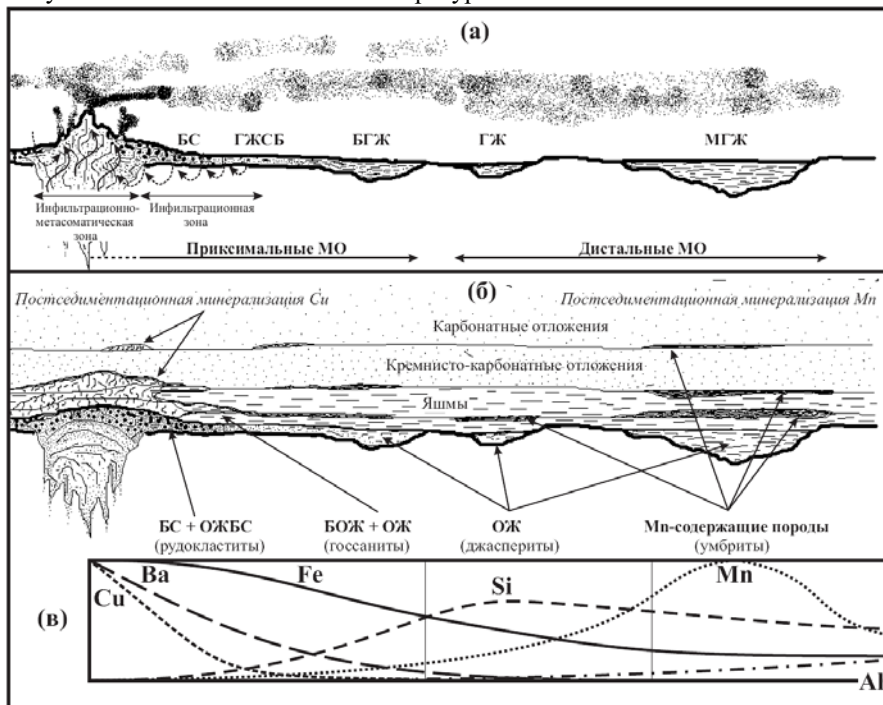


Рисунок 2. Объединенная модель гидротермально-осадочного литогенеза. (а) – Седиментация. Гидротермально-осадочные отложения: БС – баритово-сульфидные, ГЖСБ – гидроксидно-железисто-сульфидно-баритовые, БГЖ – баритово-гидроксидно-железистые, ГЖ – гидроксидно-железистые, МГЖ – марганцево-гидроксидно-железистые. (б) – Постседиментационные преобразования. Гидротермально-осадочные породы: БС – баритово-сульфидные, ОЖБС – оксидно-железисто-баритово-сульфидные, БОЖ – баритово-оксидно-железистые, ОЖ – оксидно-железистые. Наиболее яркими вторичными преобразованиями гидротермально-осадочных отложений являются – мобилизация Си из рудного тела и рудокластитов, а также Мп из МГЖ отложений, с их последующим осаждением на более высоких стратиграфических горизонтах. (в) – Изменение содержания главных химических элементов в гидротермально-осадочных отложениях с дистанцией от массивного рудного тела (в скобках приведены названия пород).

Единственными минералами, сохраняющимися под воздействием диагенетических, катагенетических и метагенетических трансформаций, являются барит и Fe-хлориты. Последние в отложениях подобного типа замещают практически все глинистые минералы.

Дистальные отложения, в отличие от проксимальных, формируются в условиях, сходных с фоновым осадконакоплением. Вследствие чего, их отличительной особенностью является отсутствие гидротермальных сульфидных минералов, неустойчивых в окислительной морской воде. В дистальных металлоносных отложениях они имеют исключительно диагенетическое происхождение. Наиболее подвижным элементом в дистальных гидротермально-осадочных отложениях является Mn. Так, согласно данным А.И. Брусницына [1], в марганцеворудных отложениях широко представлены вторичные, как диагенетические, так и ката- и метагенетические минералы. Первичные окислы и гидроокислы Mn практически полностью преобразуются, уступая ведущую роль диагенетическим (гаусманит, родохрозит, марганцевый кальцит), а затем катагенетическим (кариопилит) и метагенетическим (тефроит, родонит) минералам. Более того, в силу более высокой миграционной способности Mn по сравнению с Fe, дистальные металлоносные осадки могут практически полностью терять марганцевые минералы, преобразуясь в гематит-кварцевые породы (джаспериты). При этом, Mn часто формирует самостоятельные отложения в виде марганцеворудных тел на более высоких стратиграфических горизонтах. Таким образом, минеральный состав и облик дистальных отложений, испытавших эти преобразования, меняется фактически полностью. Именно этим можно объяснить сложность в установлении их генезиса, нашедшее свое отражение в широком спектре теоретических моделей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брусницын А. И. Минералогия марганцевоносных метаосадков Южного Урала. СПб.: С.-Петербург. гос. ун-т, 2013. 160 с.

We propose joint model of the hydrothermal-sedimentary lithogenesis which consists of three main parts: (Fig. 1) evolution model, as well as (Fig. 2) sedimentation and post-sedimentation alteration of the hydrothermal-sedimentary matter.

Судариков С.М.

(Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, e-mail: sergei_sudarikov@mail.ru)

О строении гидротермальных плюмов САХ

Sudarikov S.M.

(National University of Mineral Resources “Gornyi”, VNIIOkeangeologia, St. Petersburg)

On the structure of the MAR hydrothermal plumes

Во время экспедиции *DIVERSEXPEDITION* на НИС АТЛАНТИС структура придонных вод нескольких гидротермальных полей Атлантики изучалась автором СТД-зондированием с отбором гидрохимических проб из аномальных горизонтов. Одновременно производились погружения на ГОА ЭЛВИН, в процессе которых отбирались пробы гидротермальных растворов, руд и осадков [1].

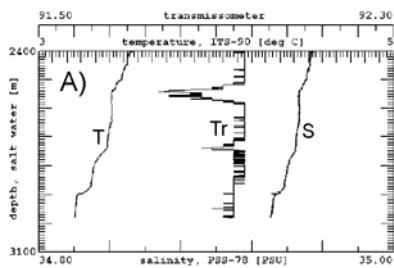
Впервые были изучены физические и химические характеристики гидротермальных плюмов в относительно короткий период времени на большинстве гидротермальных полей Северной Атлантики (рис. 1).

Наблюдения во время погружений ГОА ЭЛВИН показали, что гидротермальные поля имеют несколько зон разгрузки низкотемпературных диффузных флюидов через осадки и пористые подстилающие породы и сульфидные руды (мерцающие воды) и могут играть значительную роль в общей разгрузке флюида. Тем не менее, их вклад в формирование плюма, вероятно, не так уж велик. Мощные плюмы нейтральной и положительной плавучести (Рэйнбоу, Брокен Спур) связаны с интенсивной разгрузкой высокотемпературного гидротермального флюида. В случае превалирования медленного диффузного истечения над высокотемпературным, формируются слабые придонные (30–60 м над дном) аномалии мутности с отчетливыми аномалиями температуры и солености (Лаки Страйк). Похожие характеристики придонной части водной толщи были отмечены на поле Логачев, на котором также присутствуют «мерцающие воды». Во время погружений ГОА ЭЛВИН на поле Снейк Пит было видно, что значительную часть в разгрузке флюида занимает диффузное истечение. И действительно, графики СТД придонной воды в этой области показывают слабые аномалии мутности и отсутствие аномалий температуры и солености.

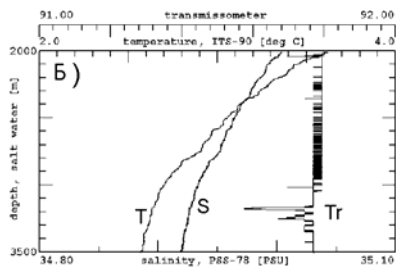
Таким образом, структура придонных вод над гидротермальными полями отражает влияние на нее флюида различных типов истечения. Как результат, большинство плюмов отчетливо слоисты [1, 2]. Каждый слой проявляет себя отдельным максимумом мутности и, как правило, аномалиями температуры и солености.

Наиболее отчетливыми на графиках прозрачности были плюмы с нейтральной плавучестью, имеющие максимальную мутность. При значительных глубинах источника (~ 3000 и более) аномалии мутности

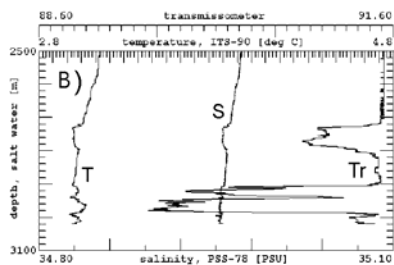
сопровождаются отрицательными аномалиями температуры и солёности, сформированными проникновением холодных и менее солёных придонных вод (рис. 1в). На некоторых гидротермальных полях Атлантики температурное влияние проявляется в плюмах положительной плавучести в 30–60 м над дном [3].



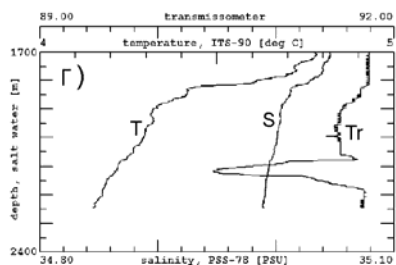
Логачев



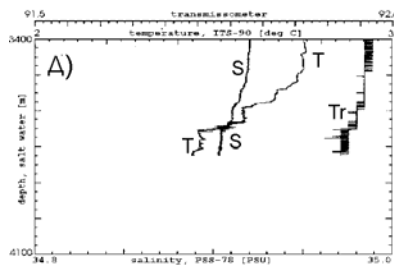
Снейк Пит



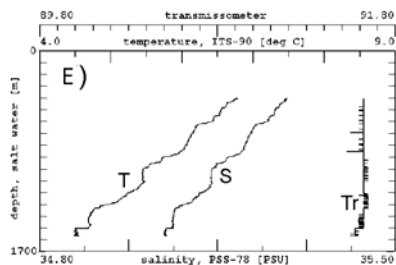
Брокен Спур



Рэйнбоу



Нептунс Бирд



Лаки Страйк

Рисунок 1. Графики прозрачности (Tr), температуры (T) и солёности (S) над гидротермальными полями Атлантики [1].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sudarikov S., Zhirnov E. Hydrothermal Plumes along the Mid-Atlantic Ridge: Preliminary Results of the CTD Investigations During the DIVERS Expedition (July 2001) // InterRidge News. 2001. № 10 (2). P. 33–36.
2. Sudarikov S.M., Roumiantsev A.B. Structure of hydrothermal plumes at the Logatchev vent field, 14°45'N, Mid-Atlantic Ridge: evidence from geochemical and geophysical data // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2000. № 101. P. 245–252.
3. Судариков С.М., Каминский Д.В. Особенности геохимии придонных вод в зонах разгрузки гидротермальных растворов срединно-океанических хребтов // Геохимия. 2010. № 3. С. 317–321.

Structure of hydrothermal plumes along the Mid-Atlantic ridge were investigated during the DIVERS Expedition (July 2001). Results of the CTD investigations at several vent fields are observed. The turbidity anomalies are accompanied by negative temperature and salinity anomalies in the case of the high depth of hydrothermal vents.

Судариков С.М.^{1,2}, Змиевский М.В.¹

(Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, e-mail: sergei_sudarikov@mail.ru)

Формы миграции рудных элементов в гидротермальном растворе источников поля Логачев (СAX)

Sudarikov S.M.^{1,2}, Zmievskii M.V.¹

(National University of Mineral Resources “Gornyi”, VNIIOkeangeologia, St. Petersburg)

Ore elements migration forms in the hydrothermal solutions of vents from the Logachev field (MAR)

Исходные материалы получены в экспедиции НИС «Атлантис» в ходе гидрохимического опробования источников при погружении на обитаемом подводном аппарате «Элвин». Опробовались источники в зонах разгрузки Ирина-2 и Квест. Опробование плюмов проводилось в том же рейсе комплексом «Розетт» в процессе гидрофизических исследований.

Анализ гидрохимических проб проводился методом ИСП-спектроскопии в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ.

Гидротермальный плюм является главным индикатором при поиске гидротермальной активности и сопутствующих сульфидных руд на дне Мирового океана.

Основными методами обнаружения гидротермальных плюмов являются гидрофизический и гидрогеохимический методы. В последнее время важным элементом гидрогеохимических методов становится изучение форм миграции элементов в гидротермальном растворе. Изучение форм миграции элементов необходимо для решения задач формирования гидротермальных растворов, прогноза изменения их состава и характера металлоносности, оценки характера взаимодействия растворов с горными породами и минералами в недрах гидротермальной системы, количественной оценки масштабов и направленности этих процессов и возможности использования термальных вод в качестве гидроминерального сырья («жидких руд»). В ближайшей перспективе знание о соотношении различных форм миграции дает возможность совершенствовать анализ растворов при помощи ион-селективных электродов, используемых при поисках гидротермальных плюмов в океане.

Расчеты форм миграции производились для Zn и Cu в конечном гидротермальном растворе и при его разгрузке во всплывающей и латеральной частях гидротермального плюма.

Для расчета состава конечного гидротермального раствора было необходимо обработать имеющиеся данные с помощью анализа сопряженных концентраций, основываясь на имеющихся представлениях об отсутствии серы и магния в составе конечного гидротермального раствора.

Термодинамические расчеты форм миграции химических элементов в

природных водах основаны на использовании закона действующих масс в равновесных системах. При этом природные водные растворы, в том числе и подземные воды, условно относятся к равновесным системам (принцип частичных или локальных равновесий).

Результаты расчетов форм водной миграции:

1) в конечном гидротермальном растворе: $[\text{Zn}^{2+}] = 35.89\%$, $[\text{ZnCl}^+] = 61.36\%$, $[\text{ZnCl}_2] = 2.75\%$, $[\text{ZnOH}^-] = 0.00\%$; $[\text{Cu}^{2+}] = 27.05\%$, $[\text{CuCl}] = 71.81\%$, $[\text{CuCl}_2^0] = 1.14\%$, $[\text{CuOH}^-] = 0.00\%$.

2) при разгрузке раствора (восходящий плюм): $[\text{Zn}^{2+}] = 45.37\%$, $[\text{ZnCl}^+] = 39.49\%$, $[\text{ZnCl}_2] = 9.56\%$, $[\text{ZnOH}^-] = 0.19\%$, $[\text{ZnSO}_4] = 5.39\%$; $[\text{Cu}^{2+}] = 41.62\%$, $[\text{CuCl}] = 51.49\%$, $[\text{CuCl}_2^0] = 4.53\%$, $[\text{CuOH}^-] = 0.13\%$, $[\text{CuSO}_4] = 2.21\%$.

3) в гидротермальном плюме нейтральной плавучести: $[\text{Zn}^{2+}] = 45.46\%$, $[\text{ZnCl}^+] = 26.19\%$, $[\text{ZnCl}_2] = 4.04\%$, $[\text{ZnOH}^-] = 0.22\%$, $[\text{ZnSO}_4] = 24.07\%$; $[\text{Cu}^{2+}] = 50.00\%$, $[\text{CuCl}] = 34.61\%$, $[\text{CuCl}_2^0] = 2.47\%$, $[\text{CuOH}^-] = 1.39\%$, $[\text{CuSO}_4] = 11.50\%$.

Миграция меди и цинка вверх по циркуляционной системе происходит с повышением доли свободной и сульфатной формы и с понижением хлоридной. Таким образом, при проведении гидрогеохимических поисков гидротермальных источников на океаническом дне по соотношению различных форм миграции в плюме можно судить о близости точки опробования к гидротермальному источнику. Это позволяет усовершенствовать методику интерпретации данных гидрогеохимических исследований.

Forms of ore elements migration in the field “Logachev” (14°45' N) hydrothermal solutions were researched. According to thermodynamic calculations the main migration forms of zinc and copper were determined in the vent orifice and buoyant hydrothermal plume. Basic rules of their changing were established.

Суханова А.А., Бабаева С.Ф., Артемьева А.А.

(ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга», Санкт-Петербург, e-mail: lesyawinx15@yandex.ru)

Геохимия элементов-примесей в гидротермальных сульфидах рудного поля «Ашадзе-1»

Sukhanova A.A., Babaeva S.F., Artemyeva A.A.

(FSUE “I.S.Gramberg’s VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg)

Geochemistry of elements impurity in hydrothermal sulfides of “Ashadze-1” ore field

Сульфидные руды гидротермального поля «Ашадзе-1» достаточно хорошо изучены [1], однако остается актуальным вопрос об особенностях химического состава минеральных разновидностей руд, особенно элементов – примесей, имеющих практическое значение. Рассматривались (всего 302 пробы) сфалеритовые, пирит-пирротиновые, изокубанитовые, халькопиритовые руды, руды с преобладанием вторичных сульфидов меди (в дальнейшем, именуемые медные) и продукты их окисления – гидроксиды и оксиды железа. Элементный состав руд представлен в таблице 1.

Таблица 1. Среднее содержание элементов в разновидностях руд гидротермального поля Ашадзе-1.

Элемент	Среднее содержание элементов в рудах разных типов					
	Sph	PP	HX	Is	Chp	Cu
Si, %	0,41	2,53	11,01	2,48	0,37	0,21
Al, %	0,08	0,28	1,94	0,56	0,13	0,17
Fe, %	19,28	36,29	25,65	33,22	32,60	26,09
Mg, %	0,18	0,93	6,10	0,79	0,18	0,09
Ca, %	0,13	1,19	46,33	1,30	-	-
Mn, %	0,03	0,09	1,65	0,10	0,01	0,01
S, %	31,14	37,59	1,42	31,19	31,96	30,94
Cu, %	5	1,79	1,12	10,97	23,39	34,80
Zn, %	30,91	1,49	0,19	2,18	2,76	0,24
Pb, ppm	608,59	243,92	193,70	77,46	72,67	65,75
Au, ppm	1,68	1,48	0,24	3,69	4,57	1,19
Co, ppm	725,12	619,88	197,21	1490,59	4368,36	2850,63
Ni, ppm	46,68	143,89	-	190,12	422,06	962,14
Ag, ppm	138,73	21,58	6,02	14,36	22,67	13,44
Cd, ppm	455,58	29,13	8,03	34,89	47,77	7,75
Sb, ppm	56,46	21,28	21,14	-	-	-
Ba, ppm	251,54	376,70	3427,57	-	-	-

Примечание: Sph – сфалеритовые руды, PP – пирит-пирротиновые руды, HX – гидроксиды и оксиды железа, Is – изокубанитовые руды, Chp – халькопиритовые руды, Cu – медные руды.

Было проанализировано 17 элементов, по которым получены

достоверные результаты, а также из всей выборки рассмотрены РЗЭ (Eu, Dy, La, Ce, Nd, Sm). Наиболее высокие содержания кобальта обнаружены в халькопиритовых рудах. Наибольшее содержание Ni характерно для медных руд (962.14 ppm). По данным микрозондового анализа (Степанова, 2008 г.), это связано с присутствием в первых кобальт-никелевого минерала – кобальтового пентландита $(\text{FeCoNi})_9\text{S}_8$, а во вторых – миллерита NiS. Также никель и кобальт концентрируются в качестве изоморфной примеси в пиритах пирит-пирротиновых руд. Источником кобальта и никеля могло быть древнее штокверковое оруденение магматических сульфидов приуроченных к габбровой интрузии [2].

Содержание золота в рудах не очень высокое по сравнению с похожими рудными полями Логачев -1 и Рейнбоу. Наибольшее содержание золота (4,57 ppm) характерно для халькопиритовых руд, чуть меньше (3,69 ppm) – для изокубанитовых. Наибольшее содержание серебра (138,73 ppm) характерно для сфалеритовых руд. Высокие содержания бария (3427,57 ppm) отмечаются в гидроксидах и оксидах железа. Для всех руд характерно повышенное содержание свинца, однако галенит не обнаружен. По данным химического анализа содержание Pb варьирует для:

- сфалеритовых – 70–3360 ppm
- пирит-пирротиновых – 5.35–2000 ppm
- гидрооксидов – 3.71–990.0 ppm
- изокубанитовых – 5–500 ppm
- халькопиритовых – 5–570 ppm
- медных – 5–570 ppm.

Средние содержания РЗЭ: Eu – 0.17 ppm, Dy – 0.07 ppm, La – 0.68 ppm, Ce – 0.68 ppm, Nd – 0.27 ppm, Sm – 0.07 ppm.

Ассоциации рудообразующих и примесных элементов были получены по результатам корреляционных и факторных анализов, что позволило выявить связи между элементами в минералах и в минеральных ассоциациях таблица 2.

Для всех руд выявлены две основные рудно – геохимические ассоциации, характеризующиеся сильными связями: Zn- Pb-Ag-Cd- Sb и Fe- Au- Cu- Co. Первая рудно-геохимическая ассоциация является типичной для многих рудных полей. Для пирит-пирротиновых руд характерна бимодальность золота: Cu-Au-Zn-Cd. Стабильная сильная связь Cu-Co-Au прослеживается во всех типах руд, что может свидетельствовать о едином источнике, несмотря на различие в условиях их формирования. Для РЗЭ получены два ряда ассоциаций: Dy-Ce-La-Cu, Mo-Nd-Sm. Последние не удалось отнести к какому-либо одному определенному типу руд.

Таблица 2. Данные корреляционного и факторного анализов для руд гидротермального поля Ашадзе-1.

Руды (кол. проб)	Рудно-геохимическая ассоциация по результатам корреляционного анализа	Результаты факторного анализа
Сфалеритовые руды (52)	Cd-Zn-Sb-Pb-Ag Fe-Au-Cu-Co	F ₁₋₁ – Co, S, Ba, Cu, Au F ₁₋₂ – Fe, Mn F ₂₋₁ – Pb, Cd, Ag, Sb, Zn F ₂₋₂ – Al, Si, Ni, Mg, Ca вес факторов: F1-32%, F2-16%
Пирит-пирротиновые руды (90)	Cu-Au-Zn-Cd	F ₁₋₁ – Fe, S F ₁₋₂ – Cd, Zn, Cu, Au, Sb, Co, Ag F ₂₋₂ – Ba, Al, Ca, Si, Mn, Mg вес факторов: F1-25%, F2-24%
Гидрооксиды (48)	Pb-Cd-Cu-Fe Au-Ba	F ₁₋₁ – Mn, S F ₁₋₂ – Mg, Ca, Si, Ag F ₂₋₁ – Co, Fe F ₂₋₂ – Al, Au, Zn, Ba, Cu, Cd, Pb вес факторов: F1-30%, F2-17%
Изокубанитовые руды (41)	Ag-Zn-Cd-Pb Co-Au-Cu	F ₁₋₁ – Au, Pb, Cu, Co, Ag, Cd, Zn F ₁₋₂ – Fe F ₂₋₁ – Mn, Si, Al, Mg, S F ₂₋₂ – Ni, Ca вес факторов: F1-26%, F2-22%
Халькопиритовые руды (55)	Ag-Pb-Zn Au-Fe-Co	F ₁₋₁ – Au, Zn, Cd, Fe, Co F ₁₋₂ – Co, Pb, Ag, S F ₂₋₁ – Mg, Si, Mn, Al F ₂₋₂ – Ni, Cu вес факторов: F1-42%, F2-23%
Медные руды (16)	Ag-Pb	F ₁₋₁ – Au, Zn, Co, Cu, Cd F ₁₋₂ – Pb, Ag, Mn, S F ₂₋₁ – Al, Mg F ₂₋₂ – Fe, Ni, Si вес факторов: F1-34%, F2-20%

Таким образом, выделенные геохимические особенности, а именно:

- высокие концентрации кобальта, никеля, свинца,
- бимодальное распределение золота в пирит-пирротиновых рудах,
- Fe-Au-Cu-Co и Mo-Nd-Sm рудно-геохимические ассоциации

являются типоморфным признаком для руд гидротермального поля «Ашадзе-1».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельтнев В.Е. Поисковые работы (1-й этап) на глубоководные полиметаллические сульфиды (ГПС) на выявленных их крупных скоплениях в северной части Срединно-Атлантического Хребта. СПб, ФГУНПП «ИМГРЭ», 2006. 287 с.

2. Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J. et.al. Geodiversity of Hydrothermal Processes Along the Mid-Atlantic Ridge and Ultramafic-Hosted Mineralization: a New Type Of Oceanic Cu-Zn-Co-Au Volcanogenic Massive Sulfide Deposit // Diversity of Hydrothermal Systems on Slow Spreading Ocean Ridges (eds P. A. Rona, C. W. Devey, J. Dymant and B. J. Murton). American Geophysical Union, Washington, D. C. 2013. doi: 10.1029/2008GM000746

Some new geochemical features of various mineral types of ores were studied on the hydrothermal field Ashadze-1. Associations of ores – forming and impurity elements were specified by means of correlation and factorial analyses that allowed establishing a connection between the elements in minerals and in mineral associations.

**Табунс Э.В.¹, Кукса К.А.¹, Кузнецов В.Ю.¹, Бельтнев В.Е.²,
Мирошниченко Ю.М.¹**

(¹Санкт-Петербургский государственный университет, г.Санкт-Петербург, e-mail: etabuns@gmail.com; ²ФГПП "Полярная Морская Геологоразведочная Экспедиция" (ПМГРЭ), г. Санкт-Петербург)

Уран и торий в гидротермальных сульфидных рудах

Мирового океана: новые оценки содержаний

**Tabuns E.V.¹, Kuksa K.A.¹, Kuznetsov V.Yu.¹, Beltenev V.E.²,
Miroshnichenko Yu.M.¹**

(¹Saint-Petersburg State University, St.Petersburg; ²State Enterprise "Polar Marine Geosurvey Expedition" (PMGE), St.Petersburg)

U and Th in sea-floor hydrothermal sulfide deposits: a new appraisal

Интерес к геохимии урана и тория в сульфидных рудах в первую очередь обусловлен проблемой определения возраста этих уникальных образований. Как известно [1], наиболее надежным для них является метод ²³⁰Th/U-датирования. При этом необходимым условием применения метода является:

- 1) в начальный момент своего формирования сульфидные отложения включают в свой состав уран без своего дочернего ²³⁰Th (а также ²³²Th),
- 2) образцы сульфидных руд ведут себя как закрытые геохимические системы по отношению к урану и торию.

В настоящее время достоверно установлено, что уран сорбируется непосредственно из морской воды в момент образования сульфидных руд. Таким образом, по количеству дочернего изотопа ²³⁰Th можно уверенно проводить оценку возраста исследуемого объекта. Тем не менее, при радиохимическом анализе образцов часто обнаруживаются значительные количества ²³²Th, присутствие которого в системе нарушает аксиоматику метода и требует введения поправок для получения корректных результатов. Однако причины появления подобных объектов, богатых торием, до сих пор не ясны.

Обобщение результатов наших исследований, а также литературных данных позволяет прояснить некоторые новые особенности распределения U и Th в гидротермальных сульфидных рудах.

На рис. 1 представлены оценки валовых содержаний урана в сульфидах из 21 гидротермального рудного поля Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Как видно из представленных материалов, вариации логарифмов концентраций урана достаточно надежно аппроксимируются нормальным законом распределения и в среднем его содержания составляют 1.22 г/т. Однако, имеющиеся в настоящее время данные не позволяют выявить статистически значимые различия в содержании урана в

рудах разных гидротермальных полей.

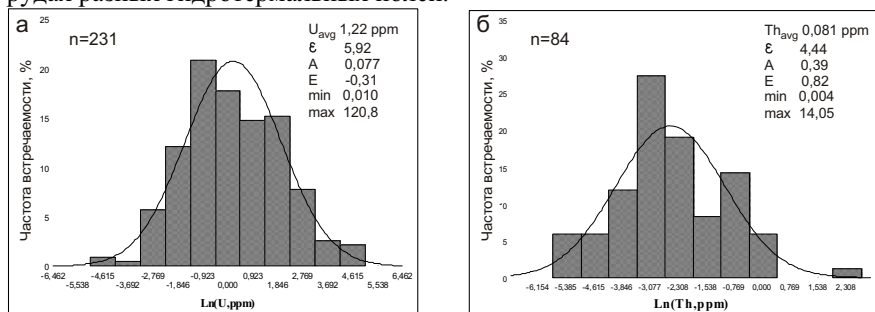


Рисунок 1. Оценки средних содержаний и статистических параметров распределения U и Th в сульфидных рудах Мирового океана

Содержания тория в большинстве образцов сульфидных руд оказались крайне низки и лишь в трети достаточны для оценки использованными аналитическими методами. Средние содержания и параметры распределения элемента в этих образцах представлены на рис. 1б. Очевидно, что приведенные оценки ($C_x=0,083$ г/г) являются смещенными и отражают его количество лишь в аномально обогащенной части образцов. Дополнительный анализ зависимости содержания тория от состава руд показал, что существует сильная статистически значимая связь между содержанием тория и произведением концентраций Fe, Co и количеством Cu в рудах ($LnTh=1.731-0.181Ln(Fe*Co)-0.0329Cu$, где концентрации Th, Fe и Co выражены в г/г, а Cu в вес.%; рис. 2).

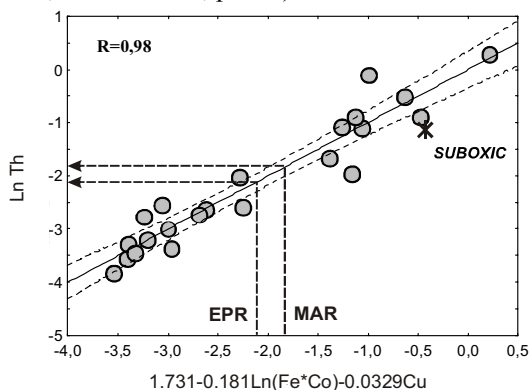


Рисунок 2. Оценка содержания Th в сульфидных рудах на основе концентрации в них Fe, Co и Cu. EPR – средний состав руд Восточно-Тихоокеанского поднятия, MAR – средний состав руд Срединно-Атлантического хребта по [2].

Расчет проводился по составам сульфидов трех рудных полей САХ

(Зенит-Виктория, Петербургское, Ириновское) и тихоокеанского трога Окинава (Jade site, [3]). Используя полученную закономерность и опираясь на оценки среднего состава руд Восточно-Тихоокеанского поднятия (Fe 27.64 вес.%; Co 0.11%; 49% Cu) и САХ (Fe 25.45%; Co 0.04%, Cu 3.85%) [2] были получены оценки несмещенного среднего содержания тория в сульфидных рудах, которые составляют 0.12–0.17 г/т (в среднем 0.14 г/т).

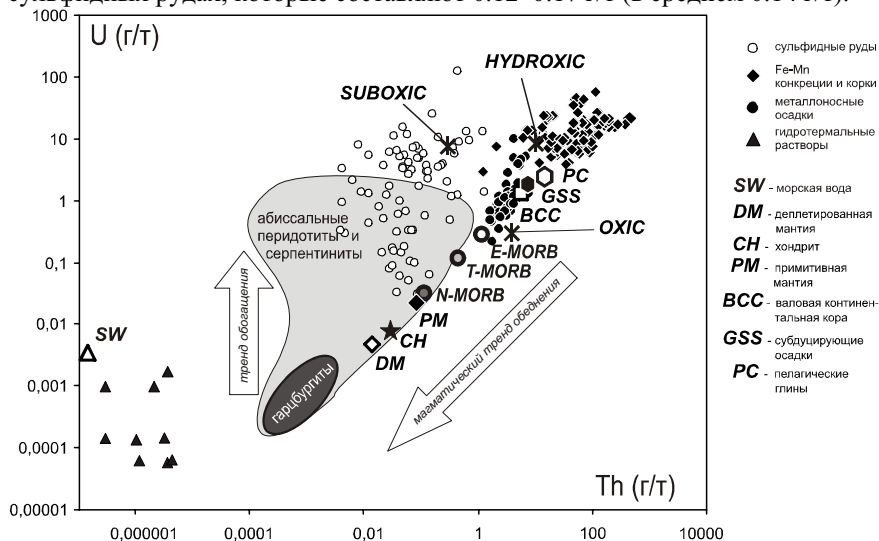


Рисунок 3. Соотношение U и Th в сульфидных рудах Мирового океана (модифицировано по [4]). На диаграмме также показаны OXIC, SUBOXIC и HYDROXIC – окисческий, субокисческий и гидрогенный океанские резервуары по [5].

Рассматривая всю совокупность данных в координатах концентраций U и Th (рис. 3) можно отметить, что сульфидные руды Мирового океана обособляются в отдельное поле, тяготеющее к области расположения абиссальных перидотитов и серпентинитов и существенно обеднены торием по сравнению с металлоносными осадками и железо-марганцевыми конкрециями и корками. В целом они лежат в стороне от тренда магматической дифференциации пород океанского ложа. При этом средний состав сульфидных руд по соотношению U и Th наиболее близок к составу субокисческого компонента, выделенного Даймондом [5] при изучении процессов формирования Fe-Mn образований Тихого океана. Примечательно, что фигуративная точка состава субокисческого компонента (рис. 2) также расположена в пределах общего поля вариаций составов руд. Скорее всего, появление тория в сульфидных рудах связано с процессами перераспределения вещества в системе гидротермы - осадочный чехол в процессе их формирования.

Работа частично выполнена при финансовой поддержке СПбГУ (проект № 18.39.1066.2012).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузнецов В.Ю. Радиохронология четвертичных отложений. СПб.: Комильфо, 2008. 312 с.
2. Fouquet Y., Scott S.D. The science of seafloor massive sulfides (SMS) in the modern ocean – a new global resource for base and precious metals // Ocean technology Conference. 2009. Houston, USA. Paper no. OTC-19849-PP, 13 pp.
3. Zeng Z., Yu Sh., Yin X. et al. Element enrichment and U-series isotopic characteristics of the hydrothermal sulfides at Jade site in the Okinawa Trough // Science in China Series D: Earth Sciences. 2009. V. 52. № 7. P. 913–924.
4. Deschamps F., Godard M., Guillot S., Hattori K. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review // Lithos. 2013. V. 178. P. 96–127.
5. Dymond J., Lyle M., Finney B. et al. Ferromanganese nodules from MANOP Sites H, S, and R-Control of mineralogical and chemical composition by multiple accretionary processes // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. V. 48. P. 931–949.

According to geochemical data of more than two hundred samples from different sea-floor hydrothermal sulfide deposits average concentration of U is 1.22 ppm and Th is 0.081 ppm respectively. The value of Th is overestimated because in more than a half of samples it is below detection limit of the method. Nevertheless, in Th-enriched samples strong correlation between the Th concentration and ore composition exist ($\text{LnTh}=1.731-0.181\text{Ln(Fe*Co)}-0.0329\text{Cu}$, $R^2=0.96$). This gives another estimate of Th content (0.14 ppm) in sulfide ores according to their average composition.

Фирстова А.В., Бабаева С.Ф.

(Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург, e- mail: anetfirst@gmail.com)

Морфологические и минеральные типы гидротермального оруденения и их распределение в пределах рудного поля «Семенов-2», Срединно-Атлантический хребет **Firstova A.V., Babaeva S.F.**

(All-Russia Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the Ocean named after academician I.S. Gramberg, St.-Petersburg, Russia)

Morphological and mineral types of hydrothermal mineralization and their distribution within Semenov-2 ore field, Mid-Atlantic Ridge (MAR)

Выявление и классификация минеральных и морфологических типов руд в пределах рудных полей является актуальной задачей, которая позволяет выявить их зональность.

Гидротермальный рудный узел «Семенов» был открыт и исследован в 30 и 32 рейсах НИС «Профессор Логачев» (2007 и 2009 гг.) в пределах Срединно-Атлантического хребта (13°31'с.ш.). Экспедиции проводились ФГУПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» совместно с ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга». Исследуемые образцы были получены в ходе 32 рейса. Гидротермальный рудный узел «Семенов» состоит из 5 полей. Наиболее интересным для изучения является рудное поле «Семенов-2» из-за большого разнообразия минеральных типов, высокого содержания Cu, повышенного содержания Au, Se, Te, Pb, Cd, Ni, Co. Поле расположено в зоне развития базальтов на глубинах 2370–2750 м и состоит из двух рудных тел, на которых установлено две зоны современной гидротермальной активности – черные курильщики.

По текстурно-структурным признакам выделены сплошные сульфидные руды, включающие массивные руды и трубы «черных курильщиков», рудные и нерудные брекчии, прожилково-вкрапленное оруденение в породах, гидротермальные корки.

Выделенные типы оруденения распределены в пределах рудного поля следующим образом. В северо-восточной части поля развиты сплошные сульфидные руды и фрагменты труб «черных курильщиков». Брекчиевидные руды распространены незначительно. Находятся вблизи активных курильщиков и являются продуктами разрушения активных построек. В центральной части располагаются прожилково-вкрапленные руды. Гидротермальные корки локализованы, в основном, по периферии рудного поля (рис. 1). Таким образом, горизонтальная зональность проявляется в распределении морфологических типов руд.

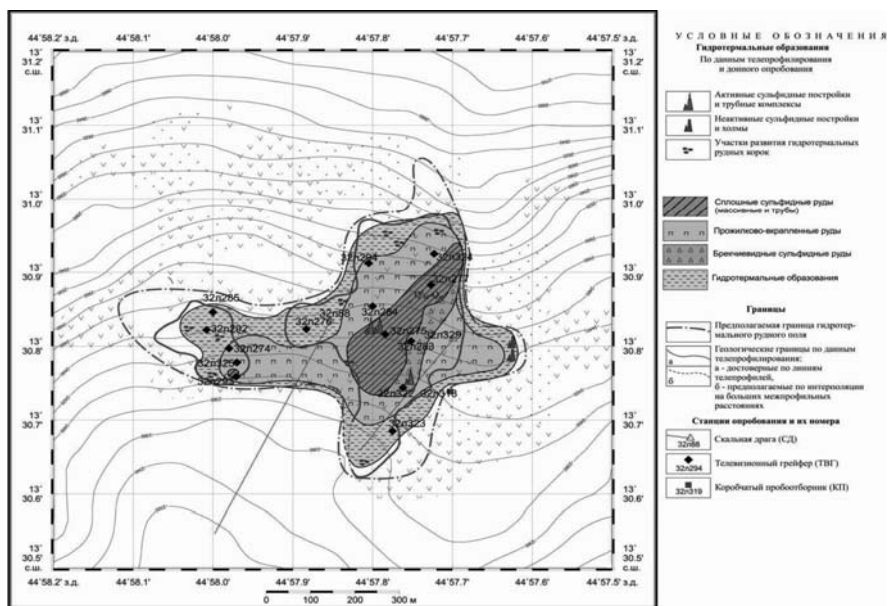


Рисунок 1. Распределение морфологических типов гидротермального оруденения по структурно-текстурному признаку на рудном поле «Семенов-2»

Сплошные сульфидные руды представлены марказитовой, пирит-марказитовой, халькопиритовой минеральными разновидностями и рудами, сложенными вторичными сульфидами меди; фрагменты труб – халькопиритовыми, халькопирит-сфалеритовыми разновидностями. Брекчиевидные руды на поле «Семенов-2» подразделяются на пирит-марказитовые брекчии с атакмит-опаловым цементом, брекчии измененных пород с барит-опаловым цементом и брекчии, содержащие класты халькопиритовых труб в опаловом цементе. Прожилково-вкрапленное оруденение представлено хлорит-кварцевыми породами с халькопиритовыми прожилками и опализованными слабосульфидизированными породами. Корки и корковые образования сложены гидроксидами и оксидами железа. Встречаются корки с реликтами сульфидных руд с атакмитом, арагонитовые и марганцево-нотронитовые корки. Проведен анализ содержания меди по станциям (по рядовым пробам, по ураганным пробам, по минеральным разновидностям). Высокие содержания меди на «Семенове-2» связаны со сплошными сульфидными рудами и четко коррелируются с выделенными разновидностями – самые высокие содержания меди связаны с халькопиритовыми разновидностями (43.75%) и халькопирит-сфалеритовыми разновидностями (25.86%). Содержание меди в брекчиевидных рудах, содержащие класты

халькопиритовых труб достигает 7.26%. Также высокие содержания меди отмечаются на границе прожилково-вкрапленного оруденения и корковых образований – 18.61%. Это может быть связано с халькопиритовыми прожилками в породах, наличия атакамита и реликтов сульфидных труб в корках.

Горизонтальной зональности в распределении минеральных разновидностей, а также по содержанию меди и связи зональностью морфоструктурных типов не выявлено, что, возможно, связано со сложными переходными границами в рудной залежи.

Вертикальная минеральная зональность может быть представлена как закономерная смена первичных минералов, которые постепенно замещаются вторичными медными сульфидами, соответствующие зоне вторичного обогащения в сплошных сульфидных рудах. Далее следует сложная зона, которая в нижней части представлена тальк-хлорит-опаловой минерализацией с сульфидными минералами и в верхней части – гидроксидами и оксидами железа с атакамитом, что примерно соответствуют зонам выщелачивания и окисления наземных колчеданных месторождений.

Сложный характер распределения выделенных типов оруденения не позволяет выявить четкую зональность в их распространении и отражает многостадийный характер рудогенеза в пределах рудного поля «Семенов-2».

Research focuses on the allocation of morphological and mineral types and identification of zoning in the Semenov-2 ore field. On the structural and textural features of ore is distributed in a horizontal zoning. Vertical zonation is detected in the distribution of mineral types. However, the complex nature of the distribution of select types of mineralization does not reveal a clear zonation in their distribution and reflects the multi-stage nature of the ore genesis in the Semenov-2 ore field.

Шевцова Н.Т.

(ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», Роснедра, г. Геленджик; e-mail: shevnata@mail.ru)

**Состав песчано-алевритовой фракции поверхностных
донных осадков западной части восточного полигона
Российского разведочного района месторождения
железомаргацевых конкреций Тихого океана
Shevtsova N.T.**

(State Scientific Centre of Russian Federation Federal State Unitary Geological Enterprise
"Yuzhmorgeologiya", Rosnedra, Gelendzhik)

**Composition of sand-aleurites fractions of bottom sediments of
the western part of east range of the Russian prospecting region
of the ferromanganese nodules field in the Pacific Ocean**

Традиционно в комплекс исследований донных осадков, проводимых в рамках поисково-разведочных работ месторождения ЖМК, входит определение гранулометрического и агрегатного состава осадков, а также изучение вещественного состава полученных фракций. Основная масса материала получена с помощью коробчатого пробоотборника или пробоотборника грейферного типа «Океан-0,25», максимальная длина полученных разрезов чуть превышает 40 см. Разрезы, характеризующие осадок на глубину до 2–3 м, получены с помощью прямоточных труб.

Водно-ситовая часть гранулометрического анализа проводится на ситах с размерами ячеек 1 мм, 1–05 мм, 0.25 мм, 0.1 мм и 0.05 мм с помощью кисточки или легкого растирания руками в потоке воды. Осадок предварительно замачивается. Содержание песчано-крупноалевритовой фракции (>0.05 мм) в осадках обычно не превышает 1%, в большей части проб ниже 0.5 %.

При проведении агрегатного анализа допускается лишь небольшое покачивание сит без механического воздействия на анализируемый материал. Количество материала значительно выше полученного при проведении гранулометрического анализа, иногда достигает или даже превышает 10 весовых % (на сухую пробу). Во всех размерных фракциях преобладающим компонентом являются кремнисто-глинистые и глинистые агрегаты.

Кремнисто-глинистые представляют собой комочки, сложенные глинистыми минералами и кремнистой органикой. Комочки легко разрушаются. При проведении гранулометрического анализа сохраняются лишь наиболее устойчивая их часть.

Основными компонентами песчано-крупноалевритовой фракции являются органогенные остатки, кремнисто-глинистые агрегаты, микроконкреции, вулканокластический и эдафогенный материал, а также

аутигенные образования

Остатки кремнистых организмов пользуются широким распространением в осадках. Среди кремнистых организмов преобладают скелеты радиолярий, спикулы губок, диатомей, т.ч. и крупные разновидности – этмодискусы.

Почти все радиолярии обладают сложно устроенным минеральным скелетом. Тонкие отростки и шипы на поверхности задерживают глинистые частицы, образуя пленку, часто внутренняя полость радиолярий заполняется глинистым материалом. Скелеты образуют обособления, сцепляясь тонкими отростками на поверхности. Скелеты радиолярий настолько хрупкие и сложно построенные образования, что даже при слабом механическом воздействии разрушаются. Как правило, после проведения гранулометрического анализа мы видим только их фрагменты.

Крупные экземпляры радиолярий являются «визитной карточкой» глин, отличающихся низкой плотностью и высокой влагонасыщенностью (в практике «Южморгеологии» глины II пачки), размеры отдельных экземпляров достигают 1÷2 мм (рис. 1).

Скелеты радиолярий играют ведущую роль в образовании так характерной агрегированности осадков.

В анализируемых осадках спикулы губок состоят из кремнезема. По форме спикулы чаще неровные, ветвящиеся, иногда сросшиеся в ажурную скелетную ткань, на взгляд автора они играют менее значительную роль, чем скелеты радиолярий, в том числе крупные.

Средний размер клетки диатомей составляет 50 мкм (0.05 мм), тонкие створки диатомей легко ломаются, поэтому в составе фракций гранулометрического анализа встречаются в единичных экземплярах, или в виде крупной планктонной диатомеи *Ethmodiscus.rex*.

Во фракциях 0.1÷0.05 мм гранулометрического анализа диатомей отмечены в небольших количествах. В аналогичной фракции агрегатного состава количество диатомей значительно выше, этмодискусы отмечены практически на всех станциях, иногда образуя пленку на поверхности высушенного материала. Единичные наиболее крупные экземпляры встречаются уже во фракции 0.5÷0.25 мм. Надо отметить, что современные этмодискусы мы находим в глинах практически повсеместно и на глубину всего вскрытого разреза, что можно объяснить только постоянным перемешиванием осадка роющими организмами.

Наличие даже небольшого количества этмодискусов придает осадку особые физико-механические свойства.

Ихтиолиты представлены зубами и их обломками, пластинками (костными остатками), сложенными органогенным коллофаном различной окраски – светло-желтого, темно-бурого, молочно-белого цвета. Зубы, сохранившие свою форму, встречаются во фр. > 0,25 мм, во фракциях меньшего размера характерны обломки зубов в виде удлиненных

пластинок, цвет которых меняется, в основном, в желто-коричневых тонах.

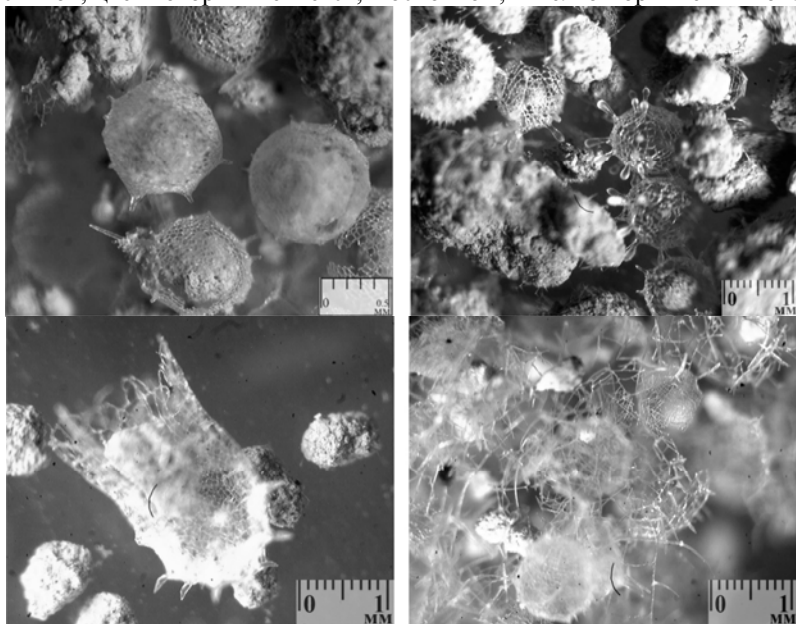


Рисунок 1. Скелетные формы радиоларий в глинах II пачки (из фракций агрегатного анализа)

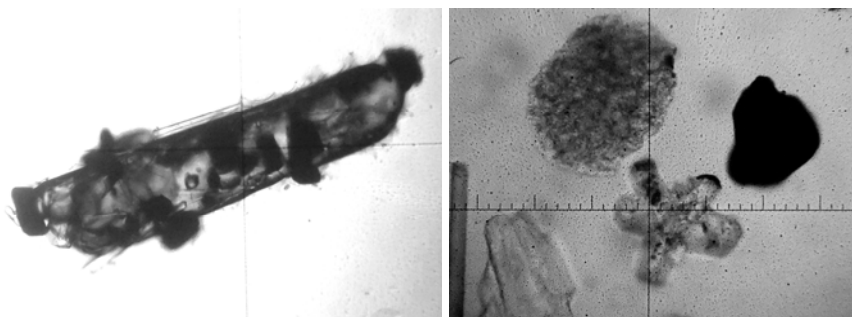
Среди фораминифер преобладают агглютинированные формы. В составе раковин наблюдаются мелкие минеральные зерна, осколки вулканического стекла, обломки кремнистой органики. Форма их разнообразная от сложной формы раковин до полых трубочек. Фораминиферы, раковины которых имеют карбонатный состав, в значимых количествах отмечены редко.

Микроконкреции распространены повсеместно, иногда почти полностью составляя песчано-алевритовую фракцию. Размер таких рудных образований колеблется от долей до 2–3 мм. Микроконкреции характеризуются разнообразными формами: шарообразные, сrostковые, гроздевидные, вытянутые, неправильные. Поверхность бугристая, почковидная, редко гладкая. Цвет серовато-черный, темно-серый, буровато-черный, черный.

Обломки вулканического стекла присутствуют в осадках повсеместно. Значительным распространением пользуется бесцветное стекло, образующее мелкие тонкие остроугольные осколки причудливой формы, со стеклянным блеском, хрупкое. Обогащают фракции 0.25–0.1 и 0.1–0.05 мм гранулометрического анализа. Реже и, как правило, в меньшем количестве, встречаются обломки окрашенного стекла – зеленое, коричневое, зеленовато-бурое. Показатели преломления стекла колеблются в интервале

от 1.490 до 1.540. Наименьшими показателями преломления характеризуются бесцветные стекла (≤ 1.500). Крупные обломки вулканического стекла (> 0.5 мм) имеют пузыристую и тонковолокнистую текстуры. Надо отметить, что роль вулканического стекла в составе осадков немаловажная. По крайней мере, в границах участка работ, кислое вулканическое стекло постоянный и количественно значимый компонент донных осадков.

Наиболее распространенными минералами донных осадков является группа вулканогенных (вулканокластических) минералов, представленная плагиоклазами, пироксенами, амфиболами, рудными минералами (магнетит, ильменит, хромит). Характерными чертами этих минералов являются четкий идиоморфизм кристаллов, отсутствие вторичных изменений, а вулканокластическую природу подчеркивает наличие «рубашек» вулканического стекла.



А Б

Рисунок 2. А – кристалл ортопироксена с включениями магнетита в оболочке вулканического стекла (иммерсионный препарат, при одном николе), размер кристалла 0.5 мм; Б – Сростки филлипсита, иммерсионный препарат (п.п. 1.54), николи параллельны, расстояние между насечками 0.04 мм

В осадках мы часто встречаемся с микрокристаллическими образованиями палагонитового и цеолитового состава, редко и с идиоморфными кристаллами цеолитов и их сростками.

Пелитоморфные агрегаты палагонитового и цеолитового состава имеют окраску от светло-желтой, почти белой, до коричневой, размеры кристалликов около 0.005 мм. Встречаются обломки размером более 2 мм. Это продукты разрушения цеолититовых корок на карбонатах, а также продукты преобразования базальтов в океанических условиях. В значительно меньшем количестве наблюдаются хорошо окристаллизованные кристаллы цеолитов. В отличие от эдафогенных пелитоморфных агрегатов идиоморфные кристаллы имеют аутигенный

генезис.

Интерметаллические соединения встречаются достаточно часто, но в виде единичных экземпляров. В их составе, в ранее проведенных исследованиях, были определены Fe, Al, Zn, Ti, Ni, Cu.

Определяющим при классификации осадка является гранулометрический состав, показывающий количественное содержание фракций первичных (не связанных в агрегаты) частиц по отношению к их общей массе. Результаты гранулометрического анализа во многом зависят от способа подготовки анализируемого грунта, при котором осуществляется разрушение агрегатов и их разделение на первичные частицы. Особенностью океанских отложений является содержание значительного количества тонкой, очень хрупкой кремнистой органики. При проведении анализа очень трудно не разрушить этот материал механически. Агрегатный анализ отражает степень агрегированности грунтов, показывает соотношение размерных фракций осадка, содержащих как первичные частицы, так и их природные обособления.

Изучение естественных природных агрегатов позволяет понять природу высокой агрегированности океанических осадков, значение в этом радиоларий.

В то же время разделение агрегатов позволяет выделить в составе осадка большое количество компонентов различного генезиса органического, вулканогенного, эдафогенного и аутигенного.

Полное представление о вещественном составе песчано-алевритовой фракции донных осадков дает изучение совокупности всех полученных фракций.

The characteristic of the material composition of the sand-aleurites component of bottom sediments by studying the composition of fractions, obtained during the granulometric and aggregate analyses is given.

Юбко В.М., Лыгина Т.И.

(ГНЦ Южморгеология, Геленджик, e-mail: yubko@ymg.ru)

Внутриплитные вулканогенно-гидротермальные системы зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана

Yubko V.M., Lygina T.I.

(State Scientific Center “Yuzhmorgeologia”, Gelendzhik, Russia)

Intraplate volcanogenic-hydrothermal systems of the Pacific ocean Clarion-Clipperton zone

Свидетельства о проявлениях в зоне Кларион-Клиппертон (ЗКК) Тихого океана внутриплитного вулканизма известны еще с восьмидесятых годов прошлого века [1]. Хотя предположения о возможной связи с данным вулканизмом гидротермальной активности высказывались и ранее [2], достаточно убедительные доказательства этому были получены лишь в ходе недавних (2011–2012 г.г.) экспедиционных исследований Российского разведочного района (РРР) – участка дна ЗКК площадью 75 тыс. кв. км., осуществляемых ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» в рамках контракта с Международным органом по морскому дну (МОМД)

Наиболее серьезным из упомянутых доказательств является обнаружение здесь структурных элементов к настоящему времени разрушившейся системы гидротермальной циркуляции во внутренней части одной из специфических морфоструктур дна – воронкообразного вреза («воронки») в толще осадочного чехла. Эти элементы представляют собой трубчатые каналы диаметром от первых сантиметров до 0.5 м в досреднемиоценовых карбонатных отложениях, заполненные зонально распределенными нерудными (нонтронитовые глины) и рудными (железомарганцевые корки) продуктами разгрузки низкотемпературных (30°–40°С) гидротермальных растворов.

Пространственно исследованная «воронка» ассоциирована с субвулканическим штоком базальтов и своей осевой частью располагается над его куполом. Однозначным подтверждением субвулканической природы штока служит возраст слагающих его базальтов, определенный по данным абсолютных датировок (16–18 млн. лет), контрастно отличающийся от возраста коренного ложа (~40 млн. лет). По данным акустических исследований большинство из более пятидесяти других «воронок», выявленных на площади РРР, локализованы в сходных геолого-геоморфологических условиях.

В рамках авторской трактовки изложенных сведений представляется достаточно очевидным, что внедрение высокотемпературных базальтовых масс в виде субвулканических штоков в осадочную толщу или фундамент ЗКК служит причиной возникновения в местах таких внедрений вулканогенно-гидротермальных систем (ВГС) термоконвекционной циркуляции

гидротермальных растворов. Имеется достаточно оснований утверждать, что в ходе эволюции ВГС последовательно имели место этапы формирования трубчатых каналов гидротермальной циркуляции и насыщения гидротермальными растворами порового пространства вмещающих карбонатных отложений, а также отложения внутри трубчатых каналов нерудных и рудных продуктов низкотемпературной разгрузки гидротерм. Тот факт, что на местах ранее функционировавших ВГС сейчас наблюдаются лишь эрозионные «воронки», дает основание заключить, что на завершающем этапе эволюции ВГС гидротермальные растворы приобретали агрессивный характер по отношению к вмещающим карбонатным отложениям, обусловивший, в конечном итоге, растворение этих отложений и деструкцию системы трубчатых каналов.

Судя по данным абсолютных датировок базальтовых эффузивов (23–12 млн. лет), слагающих в пределах РРР более 50 небольших (5–10 км в основании и до 1 км в высоту) вулканических сооружений центрального типа, внутриплитный вулканизм, а следовательно и вулканогенно-гидротермальная деятельность, наиболее активно проявлялись здесь в раннем-среднем миоцене. Вместе с тем, известный пример голоценовой вулканической активности подводной горы Шимада [1], иллюстрирует факт возможного возникновения ВГС и на постсреднемиоценовом периоде геологической истории ЗКК.

Специальный интерес представляет собой оценка возможной роли ВГС в океанском маргацеворудном процессе. Принципиальным в этом вопросе является то обстоятельство, что в составе продуктов гидротермального заполнения каналов доля окисной железомарганцевой минерализации составляет 15–20%. К этому следует добавить, что согласно морским полевым фототелевизионным наблюдениям по периферии бывших ВГС – ныне «воронок» неоднократно фиксировалось возрастание количественных параметров конкреционности дна вплоть до уровня конкреционных мостовых. Наконец, вряд ли можно считать случайным совпадение периода среднемиоценовой вулканогенно-гидротермальной активизации ЗКК с началом формирования уникального по своим параметрам одноименного конкреционного поля.

1. Gardner J.V., Dean W.E., Blakely R.J. Shimada Seamount: an example of recent mid-plate volcanism.- Bull. Geol. Soc. Amer., 1984, 95, N7, p.855-862.
2. Юбко В.М., Стоянов В.В., Горелик И.М. Геологическое строение и рудоносность зоны Клариян-Клиппертон Тихого океана. Советская геология 1990, N12. с.72-80.

An original geological evidence of Miocene intraplate volcanogenic-hydrothermal activity of the Pacific Ocean Clarion-Clipperton Zone are characterized.

Yang Z.S., Sun X.X., Fan D.J.

(Key Lab of Submarine Geosciences and Technology of the Ministry of Education, Ocean University of China, China, e-mail: zshyang@ouc.edu.cn)

The suspended particulate minerals in the water column in the hydrothermal vent area in the Southwest Indian Ridge

86 suspended matter samples of water samples in the water column from seven stations in the hydrothermal vent area in the Southwest Indian Ridge (SWIR) were collected during Chinese DY115-21 Cruise in 2010 (Fig. 1). The suspended particulate minerals in the aforementioned suspended matter samples were studied by using scanning electronic microscope (SEM) and energy X-ray dispersion spectrometry (EDS). About 5,000 SEM and EDS micrographs were taken for suspended particle mineral study.

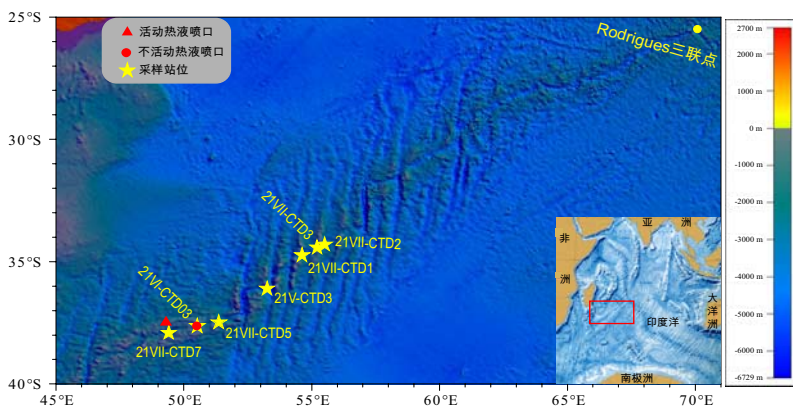


Figure 1. Study area and sampling stations in the Southwest Indian Ridge

35 mineral species were identified in the suspended matter samples in the SWIR area, including 10 mineral species of silicates, 2 of sulfates, 3 of carbonates, 2 of phosphates, 10 of metal oxides (hydroxides), 7 of sulfides and 1 of elemental sulfur, respectively. The silicate minerals are orthoclase, plagioclase (albite and clinoclase), zircon, sphene, hornblende, illite, kaolinite, chlorite and serpentine. The sulfate minerals are barite and gypsum. The carbonate minerals are calcite, dolomite and magnesite. The phosphate minerals are apatite and monazite. The oxide-hydroxide minerals are quartz, rutile, chromite, ilmenite, cassiterite, goethite-limonite, bauxite-gibbsite, zincite, manganite-Mn-hydroxide and hydroxide of light rare elements. The element mineral is surfer. The suspended silicate, carbonate, phosphate and oxides (hydroxide) minerals are basically have terrestrial origin [1–3]. The barite minerals are biogenic [4–5]. The gypsum, sulfide minerals and elemental surfer are generally considered to be

products of hydrothermal vent activities [6–9].

Special attention was paid to the study on the suspended particulate sulfide minerals. The sulfide minerals are sphalerite, pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite, cubanite, covillite and wulzite. Most of the sphalerite particles contain certain portion of Fe. The mineral morphologies vary from well-formed crystals to very irregular particles. For example, well-formed sphalerite of combination of tetrahedron and dodecahedron and sphalerite with strong dissolution features were found (Fig. 2). Well-formed pyrite of combination of tetrahedron and octahedron and irregular spherical pyrite were observed (Fig. 3). The difference in mineral morphology may be related to their different formation and alteration processes.

The abundance of the sulfide minerals in the water column at different stations varied significantly. The abundance of the sulfide minerals in the water column at those stations located close to the active vent area [10–11] was much more than that at the stations further to the active vent area, indicating correspondence of abundance of the sulfide minerals in the water column to the location of the hydrothermal vents. The abundant sulfide mineral species, high amounts and vertical anomaly distribution of the sulfide mineral particles in the water column below 1500 m in depth in the hydrothermal vent areas of the Southwest Indian Ocean showed the characteristics of the trail or scraps of the hydrothermal plume diffusion.

Two sulfides mineral assemblages named “sphalerite-marmatite-pyrite - chalcopyrite” and “chalcopyrite-sphalerite-pyrite-pyrrhotite” were proposed. They mainly respond to the hydrothermal plumes erupted under middle temperature and middle-high temperature, respectively [12–13].

Acknowledgements. This work was supported by the project grand number DY125-11-R-04 from China Ocean Mineral Resources R & D Association. We thank the captain and crew members of R/V Dayang Yihao for helping in collection of the water samples.

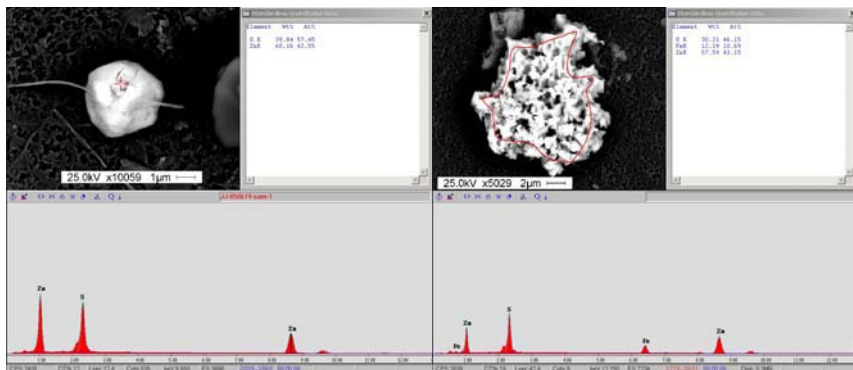


Figure 2. Left: well-formed sphalerite ; Right: Strongly eroded Fe-sphalerite. EDS micrograph

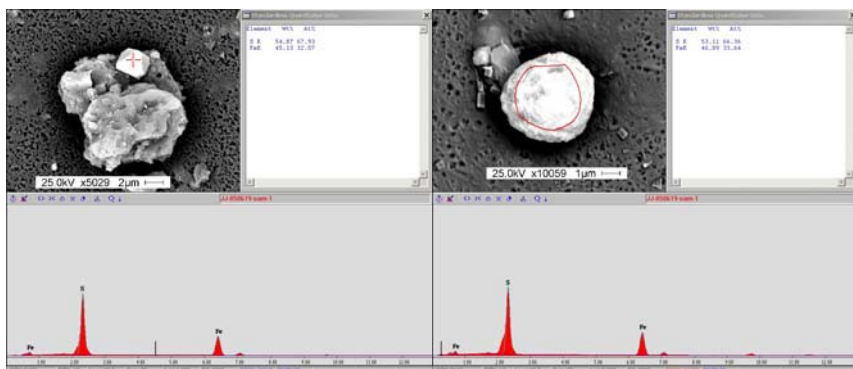


Figure 3. Left: well-formed pyrite; Right: irregular spherical pyrite. EDS micrograph

REFERENCES

1. Pudsey C.J., King P. Particle fluxes, benthic processes and the palaeoenvironmental record in the Northern Weddell Sea // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 1997. V. 44. P. 1841–1876.
2. Williams J., Humphery J., Hardcastle P., Wilson D. Field observations of hydrodynamic conditions and suspended particulate matter in the southern North Sea // *Continental Shelf Research*. 1998. V. 18. P. 1215–1233.
3. Bout-Roumazelles V., Cortijo E., Labeyrie L., Debrabant P. Clay mineral evidence of nepheloid layer contributions to the Heinrich layers in the northwest Atlantic // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1999. V. 146. P. 211–228.
4. Dehairs F., Chesselet R., Jedwab J. Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the open ocean // 1980. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 49. P. 528–550.
5. Paytan A., Griffith E. Marine barite: Recorder of variations in ocean export productivity // *Deep-Sea Res. II*. 2007. V. 54. P. 687–705.
6. Massoth J., Baker E., Feely R., Curl Jr. H. Hydrothermal signals away from the southern Juan de Fuca Ridge // *Eos Trans. Am. Geophys. Union*. 1984. V. 65. P. 1112.
7. Feely R. A., Lewison M., Massoth J. et al. Composition and dissolution of black smoker particulates from active vents on the Juan de Fuca Ridge. *Journal of Geophysical Research* // 1987. V. 92. P. 11347–11363.
8. Feely R., Gendron J., Baker E., Lebon G. Hydrothermal plumes along the East Pacific Rise, from 8°40' to 11°50'N: Particle distribution and composition // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. V. 128. P. 19–36.
9. Baker E.T., Massoth G.J. Characteristics of hydrothermal plumes from two vent fields on the Juan de Fuca Ridge, northeast Pacific Ocean // *Earth and*

Planetary Science Letters. 1987. V. 85. P. 59–73.

10. Tao C., Lin J., Guo S. et al. Discovery of the first active hydrothermal vent field at the ultraslow spreading southwest Indian ridge: the Chinese DY115-19 cruise // *InterRidge News*. 2007. V. 16. P. 25–26.

11. Tao C., Lin J. et al. First active hydrothermal vents on an ultraslow-spreading center: Southwest Indian Ridge // *Geology*. January 2012. V. 40. P. 47–50.

12. Scott S.D., Barnes H.L. Sphalerite geothermometry and geobarometry // *Economic Geology*. 1971. V. 66 (4). P. 653–669.

13. Crerar D A, Barnes H L. Ore solution chemistry; V. Solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200 degrees to 350 degrees C // *Economic Geology*. 1976. V. 71 (4). P. 772–794.

**СИМПОЗИУМ
ИМ. П.Л. БЕЗРУКОВА
"ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И
МИНЕРАЛОГИЯ ОКЕАНОВ И
МОРЕЙ"**

***P.L. BEZRUKOV MEMORIAL
SYMPOSIUM "MINERAL
RESOURCES AND MINERALOGY
OF THE SEAS AND OCEANS"***

**Алексеева Т.Н.¹, Мурдмаа И.О.¹, Иванова Е.В.¹,
Овсепян Е.А.¹, Кузьмина Т.Г.², Сейткалиева Э.А.^{1,3}**

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

tania@blackout.ru; ²Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва.

³Московский Государственный университет им. М.В.Ломоносова)

Позднечетвертичные обстановки осадконакопления на хребте Ширшова (Берингово море)

**Alekseeva T.N.¹, Murdmaa I.O.¹, Ivanova E.V.¹,
Ovsepyan E.A.¹, Kuzmina T.G.², Seitkalieva E.A.^{1,3}**

¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²V.I. Vernadsky Institute of

Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow; ³Geological Department, Moscow State University, Moscow)

Late Quaternary sedimentation environments on the Shirshov Ridge, Bering Sea

Колонка SO201-2-85KL (57°30.30' с.ш., 170°24.79' в.д., глубина 968 м) длиной 18 м поднята на западном склоне хребта Ширшова в 2009 г., в рейсе 201-2 НИС «Sonne», в рамках российско-германского проекта КАЛЬМАР. В работе использованы: первичное описание колонки на борту судна [1], частично опубликованные данные о распределении фораминифер [2] и диатомовых [3], а также возрастная модель, предложенная германскими партнерами [4].

Разрез колонки представлен двумя вещественно-генетическими типами осадков: преобладающими терригенными илами, состоящими преимущественно изシルтовой (крупный сilt 63–10 µm, мелкий сilt 10–2 µm) и глинистой (<2 µm) гранулометрических фракций и биогенными диатомовыми илами, в составе которых створки диатомей и их обломки занимают существенную долю. Колонка разделена на семь литостратиграфических горизонтов (рис.).

Диатомовые илы слагают полуметровые слои (горизонты I, V, VII) и образуют тонкие прослои в относительно теплой изотопно-кислородной стадии (ИКС) 5.1. Накопление диатомовых илов усиливалось в теплые периоды, главным образом, из-за повышения первичной продукции диатомового фитопланктона. Повышенное содержание диатомовых отмечено, кроме того, в нижней части горизонта VI, в отложениях ИКС 5.3, и в средней части горизонта III [3]. Помимо продуктивности поверхностных вод, определенное влияние на концентрацию диатомовых в осадках играет разбавление терригенным, преимущественно сiltово-глинистым, материалом. Все пики скоростей терригенного осадконакопления характеризуются низкой концентрацией или полным отсутствием в осадках диатомовых.

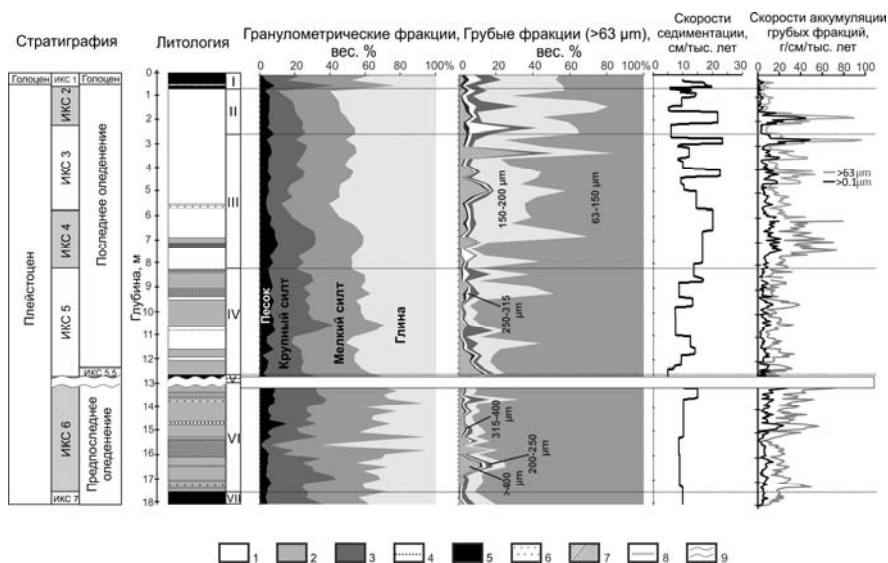


Рисунок. Разрез колонки SO201-2-85KL. Показано распределение гранулометрических фракций осадка в целом и крупных фракций, представленных материалом ледового разноса, а также скорости осадконакопления и скорости аккумуляции крупных фракций, рассчитанные по возрастной модели [4]. ИКС – изотопно-кислородные стадии.

Условные обозначения: 1 – сiltово-глинистый ил; 2 – глинисто-siltовый ил; 3 – песчанисто-глинистый сilt; 4 – песчаный сilt; 5 – диатомовый ил; 6 – вулканический пепел; 7 – интервал переслаивания диатомовых илов с глинисто-siltовым илом; 8 – обогащение диатомовыми; 9 – перерыв.

Содержание в осадках известковых раковин фораминифер (ПФ и БФ) традиционно объясняется соотношением скоростей их продукции и растворения на дне. Однако в условиях гемипелагической седиментации с резкими колебаниями скоростей накопления сiltа и глины особое значение может иметь степень разбавления биогенного карбоната терригенным материалом.

Главными источниками взвешенного терригенного материала служат крупные реки: Анадырь на северо-западе, Юкон и Кусковим на северо-востоке; значительная доля ее осаждается на широком шельфе. Остальная часть терригенной взвеси переносится течениями через край шельфа. Над склоном латеральный поток взвеси делится на две ветви: одна в виде придонного нефелоидного слоя спускается вниз по склону, другая разносится поверхностными течениями над глубоководной котловиной и

служит источником вертикального седиментационного потока на хребте Ширшова.

По гранулометрическим данным, верхняя часть разреза более тонкозернистая, чем нижняя. Горизонт II под поверхностным глинисто-диатомовым илом по возрасту охватывает основную часть ИКС 2: раннюю дегляциацию; максимум последнего оледенения и самый конец ИКС 3. Горизонт сложен терригенным силтово-глинистым илом. Горизонт III включает интерстадиал (ИКС 3) и ранний стадиал (ИКС 4) последнего оледенения. Он сложен терригенными илами. На графиках гранулометрического состава отмечены минимум глины, максимум песка, соответствующий пику раннего стадиала последнего оледенения (ИКС 4). Горизонт IV соответствует ИКС 5.1 – ИКС 5.4 и упирается вниз в слой диатомового ила (ИКС 5.5). Верхняя граница горизонта (824 см) маркируется переходом силтово-глинистого ила, который преобладал в горизонтах II и III, на более крупнозернистый глинисто-силтовый ил. Горизонт VI соответствует ИКС 6, т.е. предпоследнему оледенению. Он сложен терригенными осадками; преобладают относительно крупнозернистые глинисто-силтовые илы. Встречаются тонкие силтовые прослои (1384 см, 1504 см, 1544 см) с резкими контактами, в которых осадок великолепно отсортирован, выражены пики силта. В колонке изменение вариаций содержания глинистой фракции в противофазе с концентрацией фракции крупного силта (рис. 1) можно объяснить флуктуацией придонных течений. Резкое усиление гидродинамической активности на рубеже ИКС 6/5 обусловило формирование прослоев сортированного крупного силта и тонкозернистого песка и привело к появлению стратиграфического перерыва в результате неотложения и эрозии. Возможно, что смыв тонких фракций способствовал резкому увеличению численности БФ в отдельных прослоях горизонта VI (ИКС 6). Безусловна роль придонных течений в увеличении концентрации материала ледового разноса. Флуктуации придонных течений в ИКС 6 объясняют резкие изменения содержания суммарной песчаной фракции, максимумы которой объясняются вымыванием глины и мелкого силта. Однако, вариации скоростей накопления (абсолютных масс) материала ледового разноса зависят, главным образом, от интенсивности его поставки, связанной с климатическими изменениями (ледовитостью бассейна) и гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря (затоплением или осушением шельфа, приводящим к удалению или приближению береговой зоны загрузки припайного льда терригенным материалом).

Результаты факторного анализа показали, что 77.99% изменчивости гранулометрического состава осадков определяется 5-ю факторами, со следующим вкладом в суммарную дисперсию (27.46%, 17.68%, 12.55%, 10.70%, 9.11%). Первый фактор определяет основной механизм нормального (фонового) гемипелагического осадконакопления. Нагрузки по

силту и глине максимальны и имеют противоположные знаки, что говорит о сильной отрицательной корреляции между ними, т.е. происходит взаимное разбавление фракций мельчайшего силта ($4\text{--}2\text{ }\mu\text{m}$) и глины ($<1\text{ }\mu\text{m}$). Второй фактор отражает ледовый разнос, показывает положительную корреляцию песчаных фракций: $400\text{--}315\text{ }\mu\text{m}$, $315\text{--}250\text{ }\mu\text{m}$ и $250\text{--}200\text{ }\mu\text{m}$, а также частичное разбавление песка силтом. Третий фактор характеризует переувлажнение крупнозернистого материала ледового разноса течениями и сортировкой мелкого песка $150\text{--}63\text{ }\mu\text{m}$, крупного силта $63\text{--}10\text{ }\mu\text{m}$ и степенью разбавления их глинистой фракцией $<1\text{ }\mu\text{m}$. Четвертый фактор определяет фоновую седиментацию, но имеет меньшую значимость по сравнению с первым фактором. В разбавлении участвуют соотношения более крупных фракций, силт $10\text{--}4\text{ }\mu\text{m}$ и глина $2\text{--}1\text{ }\mu\text{m}$. Пятый фактор показывает взаимосвязь между крупными песчаными фракциями.

Скорости осадконакопления в целом коррелируют с ИКС. Они оказались выше в относительно холодные стадии: ИКС 6, 5.4, 5.2, 4; два пика установлены в интервале ИКС 3 и один пик в раннем голоцене. Такую закономерность можно связать с гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана, приводившими к частичному или полному осушению шельфа во время оледенений, а, следовательно, к приближению устьев рек к глубоководной котловине и усиленному выносу в нее терригенной взвеси. Понижение базиса эрозии речной сети способствовало увеличению мутности речных вод и внесло дополнительный вклад в рост скоростей накопления тонкозернистого терригенного материала. Одновременно в холодные стадии возрастала скорость накопления крупнозернистого материала ледового разноса из-за приближения к хребту Ширшова низменной береговой зоны осушенного шельфа, где зимой в припайный лед вмержал осадочный материал.

В относительно теплые периоды и соответственно, высокого гляциоэвстатического стояния уровня океана, выявлены относительные минимумы скоростей накопления терригенного материала, а также преобладающих в его составе силтовой и глинистой фракций и крупнозернистого материала ледового разноса.

Таким образом, полученные данные приводят к выводу, что колонка SO201-2-85K сложена преимущественно терригенными илами, с несколькими слоями глинисто-диатомовых илов. Терригенная седиментация доминировала в II, III, IV, и VI литостратиграфических горизонтах; в I, V, VII она сменилась накоплением диатомовых илов. Осадконакопление на хребте Ширшова происходило в течение последних 190 тысяч лет в специфических фациальных условиях подводного хребта, геоморфологически изолированного от латеральных потоков терригенного материала в составе придонного нефелоидного слоя. Седиментационные процессы определялись, главным образом, климатическими изменениями и гляциоэвстатическим колебанием уровня моря. Величины скоростей

накопления оказались высокими в относительно холодные периоды и низкими в теплые. Осадконакопление во время предпоследнего оледенения характеризовалось сильным, но резко изменчивым влиянием придонных течений. Ледовый разнос обломочного материала усиливался в холодные стадии. Резкую смену условий осадконакопления на переходе от предпоследнего оледенения к теплomu земскому межледниковью, отраженную в скачкообразном изменении практически всех изученных параметров состава и свойств осадков, трудно объяснить иначе, как существованием между ними перерыва осадконакопления.

Работа выполнена при финансовой поддержке Лаборатории полярных и морских исследований им. Отто Шмидта (проекты OSL-10-14, OSL-11-11 и OSL-12-15) и РФФИ (гранты № 12-05-00617_а, № 11-05-01000_а, № 12-05-31118 мол_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dullo W.-C., Baranov B., van den Bogaard C. (Eds.). SO201-KALMAR Leg 2 Cruise Report. Germany: IFM-GEOMAR, 2009. Report N 35.
2. Овсепян. Е.А., Иванова Е.В., Макс Л., Рьетдорф Я.-Р., Нюрнберг Д., Тидеманн Р. Палеоокеанологические условия в западной части Беренгова моря в позднечетвертичное время // Океанология. 2013.Т. 53. № 2.С. 237–248.
3. Cherepanova M., Gorbarenko S., Malakhov M., Nurnberg D. Diatom stratigraphy and paleogeography of the Western Bering Sea over the past 170 ka // The KALMAR Workshop, 2011. May 16-20, Trier, Germany. P. 31–32.
4. Riethdorf J.-R., Nürnberg D., Max L. et al. Millennial-scale variability of marine productivity and terrigenous matter supply in the western Bering Sea over the past 180 kyr// Climate of the Past. 2013. V. 9. № 3. P. 1345–1373, doi:10.5194/cp-9-1345-2013.

This work is based on lithological studies of the core SO201-2-85KL retrieved from the Shirshov Ridge, western Bering Sea. Sedimentation of the Shirshov Ridge during the last two glacial-interglacial cycles responded to climatic and oceanographic changes by variation of grain-size distribution and accumulation rates of terrigenous material, by abundance of biogenic silica (mainly diatoms) and carbonate (mainly foraminifers).

Асавин А.М.¹ Кухаренко Е.Л.², Чесалова Е.И.³

(¹Институт геохимии и аналитической химии РАН им. В. И.Вернадского, Москва e-mail: aalex06@inbox.ru, ² ООО “Интеллидженс софтвеа”; ³Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва)

Информационная интернет система по литогенезу Тихого океана

Asavin A.M., Kucharenko E.L., Chesalova H.I.

(Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, 117945, Moscow, Kosigina str.19
Intelligence Software LLC, - GGM Vernadsky RAS Moscow)

Internet GIS system of lithology of Pacific Ocean

На основе недавно опубликованных карт по литологии океанических отложений палеоцеона [1] разработана информационная система по палеобстановкам осадконакопления в Тихом океане. Система реализована в Интернете по ГИС-технологиям с использованием оригинального карт-сервера, разработанного в Intelligence Software LLC. В настоящее время она проходит этап тестовой эксплуатации и информаиционного наполнения (http://simplegis.ru/geoхим_pacific/).

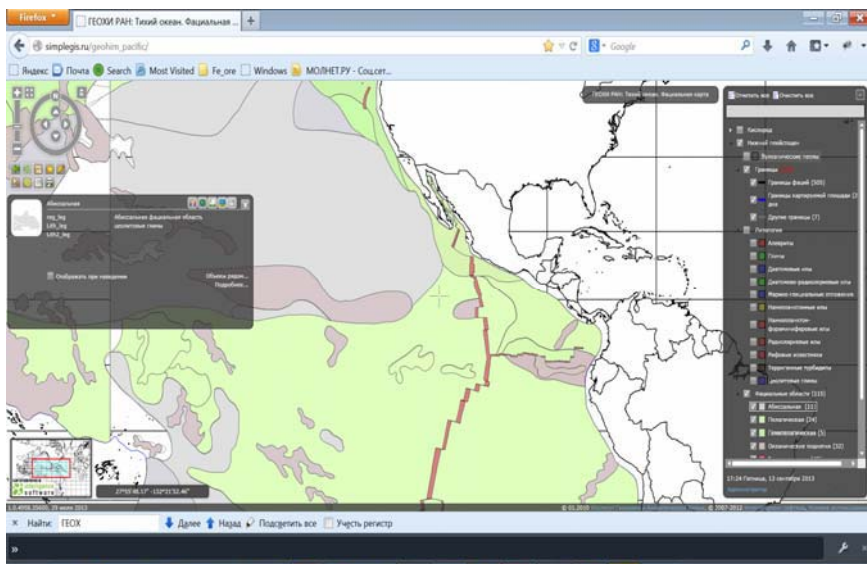


Рисунок 1. Пример вывода данных проекта по литологии Тихого океана

В настоящий момент в проекте представлены данные по литологии осадков нижнего плейстоцена и средне-верхнего плейстоцена. Помимо литологических характеристик отложений показаны границы четырех

палео-океанологических обстановок: пелагическая фациальная область, гемипелагическая фациальная область, абиссальная фациальная область, вулканические поднятия.

На рис. 1 показан пример вывода палеогеографических обстановок осадконакопления в Нижнем плейстоцене.

Таблица 1. Площадь, занятая осадками с вулканическими пеплами (тыс. км²), на территории разных обстановок осадконакопления

	Нижний плейстоцен	Средний–верхний плейстоцен
Итого	51978	42552
Вулканические поднятия	3387	2004
Пелагическая фациальная область	24748	20390
Абиссальная фациальная область	11934	11166
Гемипелагическая фациальная область	119100	8993

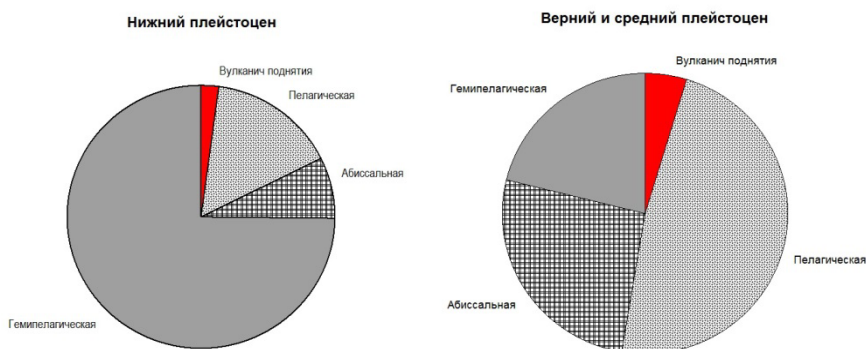


Рисунок 2. Соотношение площадей, покрытых вулканическими осадками, в разные этапы Плейстоцена

В качестве примера рассмотрим изменение вулканической активности в течение плейстоцена. На картах слой развития вулканических пеплов приурочен к краевым частям океана. Это говорит о преимущественной связи вулканизма с островодужной активностью. Там не менее, достаточно заметна и доля внутриплитного вулканизма. На рис.2 видно (красный сектор) насколько возрастает относительная доля этого вулканизма в верхнем – среднем плейстоцене. Рост вулканической активности отраженный в площадных характеристиках является очень грубым приближением, поскольку не учитывает различие в мощностях вулканогенных осадков разного возраста. Оценку погрешности можно косвенно оценить по изменению площадей разных обстановок осадконакопления.

Таблица 2. Площадь разных условий осадконакопления (тыс. км²)

	Нижний плейстоцен	Средний– верхний плейстоцен
Океанические поднятия	15268	10268
Пелагическая область	87032	82452
Абиссальная область	15268	51561
Гемипелагическая область	16669	15400
Зона спрединга	1295	1295

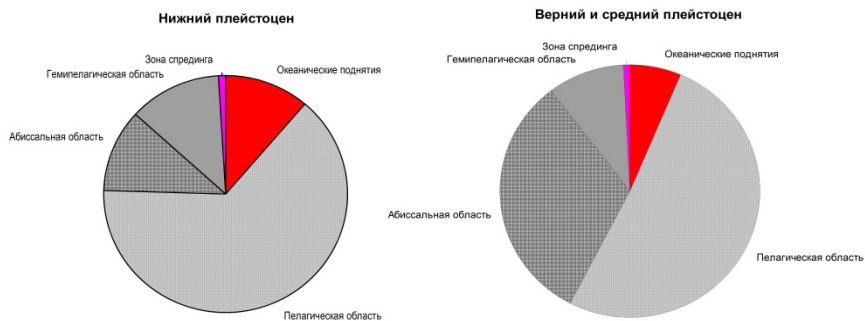


Рисунок 3. Соотношение площадей разных условий осадконакопления

Из рис. 3 видно, что внутриплитный магматизм более значим, чем это следует из оценок распространения пеплового материала. Разница в флюидном режиме между островодужным и внутриплитным магматизмом достаточно заметна. Но главным является то обстоятельство, что в случае поступления материала с подводных и островных извержений S, Cl, CO₂ непосредственно попадают в океаническую воду, не рассеиваясь через атмосферу, как это происходит в островодужных вулканах. Численные характеристики магматизма и литогенеза позволяют переходить к более детальным моделям осадконакопления и палео-седиментации. В этом заключается одно из главных преимуществ информационных систем построенных по ГИС-технологиям. Еще одним важным инструментом разработанной системы является возможность совмещения карт различного типа.

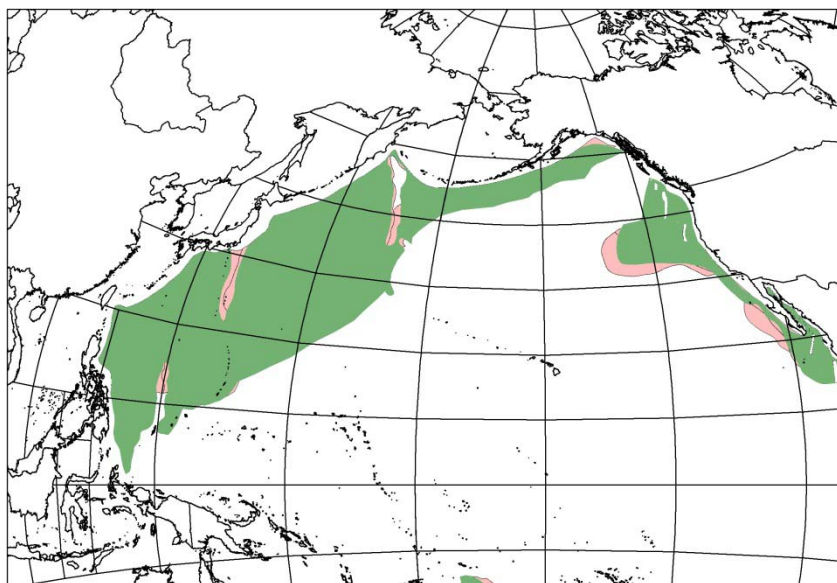


Рисунок 4. Зона развития пеплового материала в нижнем (темное) и среднем-верхнем (светлое) палеоцене

На рис. 4 можно увидеть, в каких именно областях нарастает вулканогенная активность в среднем-верхнем палеоцене. Причем, очевидно, что в С-З части океана существенная доля этого приращения связана с активностью Императорской дуги и других подводных гор.

При разработке системы главной целью было представления данных, относящихся к различным этапам в развитии океана. Мы использовали стандартный подход геологической карты – литология и возраст пород являются независимыми параметрами. Однако, наш опыт показывает, что возможно этот принцип не очень эффективен для применения в ГИС-системах на основе интернет технологий

Работа выполнена при финансовой поддержке соглашения с МИНОбрНаукой № 85667.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н., Балуховский А.Н. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Тихом океане // Геохимия. 2013. № 5. С. 387–395.

The new GIS system developed and presented on the Internet. It was used the analysis of volcanic activity in the Pleistocene in the Pacific.

**Астахов А.С.¹, Грецкая Е.В.^{2,3}, Савицкий А.В.²,
Астахова Н.В.¹, Гресов А.И.¹, Карнаух В.Н.¹**

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: astakhov@poi.dvo.ru; ²ОАО «Дальморнефтегеофизика», г. Южно-Сахалинск; ³Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск)

Перспективы развития минерально-сырьевой базы дальневосточных морей

**Astakhov A.S.¹, Gretskeya E.V.^{2,3}, Savitskiy A.V.²,
Astakhova N.V.¹, Gresov A.I.¹, Karnaukh V.N.¹**

(¹V.I.Ilichev Pacific Oceanological Institute Far East Branch of RAS, Vladivostok;
²Dalmoreftegeophysica JSC, Yuzhno-Sakhalinsk; ³Institute on Marine Geology and Geophysics Far East Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk)

Perspectives of the mineral resources development in the Eastern seas of Russia

Побережья Дальневосточного федерального округа России граничат с окраинными морями Тихого (Японское, Охотское, Берингово) и Северного Ледовитого (Чукотское, Восточно-Сибирское, Лаптевых) океанов. Экономические зоны этих морей составляют почти две трети площади морских акваторий, находящихся в настоящее время под юрисдикцией России. В ходе выполнения исследований в рамках Федеральной целевой программы «Мировой океан» в 2008–2013 г. были проведены анализ изученности и перспектив освоения как традиционных для региона ресурсов нефти и газа, так и перспективных для освоения углеводородных (газогидраты, газ субаквальных угленосных формаций) и твердых полезных ископаемых (бариты, гидротермальные железомарганцевые корки, металлоносные осадки).

Нефтегазоносность нераспределенных акваторий Дальневосточных и Восточноарктических морей и их конкретных участков. В настоящее время наиболее перспективные и доступные участки нефтегазоносных бассейнов региона, главным образом в Охотском море, лицензированы или подготовлены для лицензирования, и поэтому в данной сводке не рассматривались. Для нераспределенных акваторий проведено региональное обобщение по нефтегазоносным бассейнам, соответствующее современному уровню геолого-геофизической и нефтегеологической изученности региона. Для каждого бассейна охарактеризовано строение осадочного чехла и акустического фундамента, распределение магнитного и гравитационного полей, изучен структурный план, выделены разнопорядковые структурные элементы. Проведенный анализ нефтегазоносных систем с использованием компьютерного моделирования (TemisSuite) позволил провести сравнительную оценку перспективности

участков бассейнов, определить количественные параметры процесса нефтегазообразования и оценить возможные риски системы [1]. На основании проведенного анализа выделено 13 участков и два нефтегазоносных бассейна (Голыгинский и Восточно-Сибирский) требующие дополнительного изучения для более достоверного обоснования перспектив нефтегазоносности. Выводы и рекомендации о перспективности участков отдельных бассейнов могут быть использованы на этапе предлицензионной подготовки пакетов данных и определения направлений геологоразведочных работ на нераспределенных и малоизученных акваториях за счет средств федерального бюджета. Имеющаяся официальная оценка НСР бассейнов Берингова и восточноарктических морей по категории D_2 свидетельствуют о незавершенности регионального этапа изучения.

Масштабная *газогидратоносность* кайнозойского осадочного чехла Охотского и других дальневосточных морей была установлена в конце прошлого века по присутствию на сейсмических профилях так называемой поверхности BSR (bottom simulating reflectors) либо по уменьшению амплитуды сейсмических отражений “blanking” (осветление записи) [2, 3]. Наиболее часто граница BSR встречается в центральной части Охотского моря и на материковом склоне Берингова, в интервале водных глубин 500–3000 м. В осадочном чехле они прослеживаются начиная с 50 м на склоне о. Сахалин и до 800 м в абиссальной части котловины Дерюгина [41]. В глубоководных котловинах Японского, Охотского и Берингова морей BSR не проявлена. Анализ характера распределения теплового потока и мощности осадочного чехла на полигоне SAKURA в северной части глубоководной Курильской котловины Охотского моря, и сопоставление этих сведений с особенностями расположения в осадочном разрезе BSR, позволило установить следующие закономерности:

- наличие BSR при мощности осадочного чехла более 1.0 сек;
- генеральное углубление поверхности BSR на участках с пониженными значениями теплового потока (60–80 мВт/м²);
- обмеление BSR на участках с повышенным ТП (80–95 мВт/м²);
- исчезновение BSR вокруг вулканических построек;
- появление газовых столбов, покмарков, разломов на границах областей распространения газогидратов.

Оценка перспектив *газоносности субаквальных угленосных толщ* проведена на примере Южно-Приморского осадочного бассейна, значительная и наиболее перспективная часть которого находится на акватории залива Петра Великого Японского моря [5]. Были использованы данные керногазового опробования 57 морских инженерно-геологических и гидрогеологических скважин, привлечены результаты бурения и опробования 211 геологоразведочных, инженерно-геологических и гидрогеологических скважин на побережье. Установлена высокая

метаноносность угольных пластов и вмещающих триас-палеогеновых пород, аномально высокая углеводородонасыщенность угленосных толщ и повышенная метаноносность донных осадков. Ресурсы угольного метана в пределах изученной части залива Петра Великого были оценены по категориям P_1 , P_2 , P_3 как 0.1–4.3–31.3 млрд. m^3 соответственно.

Баритовое рудопроявление «Баритовые холмы» находится на восточной границе Дерюгинского прогиба (котловина Дерюгина Охотского моря), представляющего типичный элизионный бассейн [6]. Предполагается, что баритовые трубообразные постройки высотой до 10–16 м [7] были сформированы элизионными гидротермами, деятельность которых прослеживается и в настоящее время. При профилировании системой OFOS на западной вершине были выявлены теплые и распресненные придонные воды [8]. К.Валлманн с соавторами [9], изучавшие иловые воды в этой же точке, установили поступление пресных вод, формирующихся на глубине несколько километров при трансформации (дегидратации) глинистых минералов (сметит-иллит) горных пород в условиях высокой температуры. Эти воды резко обеднены магнием и хлором, не содержат сульфатов, но богаты кремнием. При обследовании дна системой OFOS и ТПА «COMANCHE» установлено наличие вновь формирующихся баритовых построек высотой до 0.5–0.7 м, но отсутствие крупных вновь образованных построек не позволяет однозначно судить о механизмах их образования: сформированы ли они инфильтрационными и диагенетическими растворами, циркулирующими в теле баритовой залежи и растворяющими и перекристаллизующими барит, либо глубинными элизионными водами, которые ранее сформировали баритовую залежь. Решение этого вопроса имеет важное значение для определения возможности восстановления запасов баритов в случае разработки залежи.

Железо-марганцевые конкреции, корки и осадки, обогащенные марганцем, известны во всех дальневосточных морях в экономической зоне России. В отличие от океанических аналогов они залегают на значительно меньшей глубине, вблизи крупных портовых городов и возможных источников сбыта. Добыча их может регламентироваться только российскими законами, что позволяет рассматривать их как возможный независимый источник марганцевого сырья. В то же время они, как правило, не содержат в больших количествах цветные металлы и не покрывают таких крупных областей морского дна (по крайней мере, по известным данным) как океанические конкреции и корки. Более перспективным на марганцевое сырье является район Центральной (Японской) котловины Японского моря, относящийся к экономической зоне России. На 8 участках этого района обнаружены железо-марганцевые корки, мощностью до 25 см с содержанием марганца до 64% [10], что значительно выше, чем в рудных корках Мирового океана. Кроме того, эти корки обогащены платиноидами. Из цветных металлов отмечается повышенное

содержание никеля: 0.24% на возвышенности Первенца Японского моря, 0.67% в корках трога Кашеварова Охотского моря [10, 11].

Повышенное содержание микро- и нановключений самородных металлов, сульфидов и интерметаллических соединений меди, никеля, олова, свинца, цинка, серебра в рудных корках и базальтах ряда подводных вулканов позволяет рассматривать их как возможные объекты для поиска подводных полиметаллических залежей [12].

В качестве рекомендаций по разработке государственной стратегии изучения и освоения минеральных ресурсов дальневосточных и восточно-арктических морей было предложено следующее:

- проведение комплекса предлицензионных геологоразведочных работ на недостаточно изученных участках нефтегазоносных бассейнов Охотского, Берингова и Чукотского морей и региональных геофизических работ на Голыгинском и Восточно-Сибирском бассейнах Охотского и Восточно-Сибирского морей соответственно;

- анализ и переинтерпретация имеющейся геолого-геофизической информации для оценки ресурсов газогидратов в Охотском и Беринговом морях одновременно с проведением НИР по разработке оптимальной методики определения их запасов и инженерно-геологических условий залегания;

- выполнение НИР и НИОКР для разработки научных основ и технологий получения природного газа из газогидратов и подводных газовых источников;

- анализ и переинтерпретация имеющейся геолого-геофизической информации для оценки ресурсов природного газа шельфовых участков угленосных бассейнов, как возможных источников для местного снабжения;

- проведение ограниченных поисково-съёмочных работ на баритовом рудопроявлении «Баритовые холмы» и участках проявлений железорудного оруденения с признаками полиметаллического (северный борт котловины Дерюгина Охотского моря, возвышенности Первенца и Беляевского в Японском море).

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Мировой океан» (государственные контракты 01.420.1.004, 16.420.12.0004, 16.420.12.0012)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грецкая Е.В., Савицкий А.В. Строение и углеводородный потенциал нефтяной системы Северо-Чукотского прогиба // Геология нефти и газа. 2010. № 6. С. 44–53.
2. Веселов О.В., Куделькин В.В. Гидраты Охотского моря и геофизические аспекты их выделения и картирования // Проблемы поисков энергетических носителей на рубеже 2-3 тысячелетий. Ю-Сахалинск, 2000. С. 35–68.
3. Обжиров А.И. История открытия газогидратов в Охотском море // Подводные исследования и робототехника. 2006. № 2. С. 72–82.

4. Ludmann T., Wong H.K. Characteristics of gas hydrate occurrences associated with mud diapirism and gas escape structures in the northern Sea of Okhotsk // *Marine Geology*. 2003. V. 201. P. 269–286.
5. Гресов А.И., Обжиров А.И., Коровицкая Е.В и др. Метаноносность и перспективы освоения ресурсов метана угольных пластов угольных бассейнов юга Дальнего Востока // *Тихоокеан. геология*. 2009. № 2. С. 106–119.
6. Астахов А.С., Астахова Н.В., Сатарова В.В. и др. Осадконакопление и рудогенез во впадине Дерюгина (Охотское море). Владивосток: Дальнаука, 2008. 243 с.
7. Саломатин А.С., Юсупов В.И. Акустическая оценка проявлений баритовой минерализации в Охотском море // *Океанология*. 2009. Т. 49. № 3. С. 474–477.
8. Aloisi G., Haeckel M., Wallmann K. Et al. OFOS observations // SO178-KOMEX Cruise Report July 22 – September 15, 2004. Edited by W.-Chr. Dullo, N. Biebow, K. Georgeleit. P. 71–97.
9. Wallmann K., P. Tishchenko, G. Pavlova, M. Haeckel, G. Aloisi, T. Mosch Pore water geochemistry // SO178-KOMEX Cruise Report July 22 – September 15, 2004. Edited by W.-Chr. Dullo, N. Biebow, and K. Georgeleit. P. 50–70.
10. Астахова Н.В., Введенская И.А. В.В. Химический состав и генезис железомарганцевых образований подводных вулканов и возвышенностей Японского моря // *Вулканология и сейсмология*. 2003. № 6. С. 36–43.
11. Михайлик П.Е., Деркачев А.Н., Чудаев О.В., Зарубина Н.В. Железо-марганцевые корки подводных возвышенностей трога Кашеварова (Охотское море) // *Тихоокеанская геология*. 2009. Т. 28. № 1. С. 32–43.
12. Астахова Н.В. Благородные, редкоземельные и цветные металлы в железо-марганцевых корках Японского моря // *ДАН*. 2008. Т. 422. № 4. С. 522–527.

The analysis of knowledge and perspectives of development of traditional oil and gas resources of the region and the potential for development of hydrocarbon (gas hydrates, gas submarine coal formations) and solid mineral resources (barites, iron-manganese crusts, metalliferous sediments) were made.

Батурин Г.Н.

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

**Микроэлементный состав ЖМК арктических морей России
Baturin G.N.**

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

**Microelements composition in Fe-Mn nodules in Russian Arctic
seas**

Железомарганцевые конкреции в арктическом секторе Мирового океана – на дне Карского моря – впервые обнаружил знаменитый шведский полярный исследователь А. Норденшельд во время своего первого плавания на “Вега” по Севморпути в 1878–1880 гг. Удивленный обилием этих “черных желваков”, он предсказал, что когда-нибудь полярные территории будут освоены, и эта морская руда послужит для производства железа [1]. Пока же исследователи продолжают изучать закономерности распространения и состава железомарганцевых конкреций (ЖМК) на дне арктических морей, вслед за первыми российскими работами Я.В. Самойлова [2]. Элементному составу этих ЖМК посвящено значительное количество публикаций, но вопрос об их микроэлементном составе, важный для познания их генезиса и потенциального освоения, изучен недостаточно [3, 4]. В настоящей работе обобщаются некоторые сведения по этому вопросу с учетом ряда недавних публикаций [5–9].

Материал для исследования собран в рейсах научно-исследовательских судов ИО РАН и ряда других учреждений и передан в наше распоряжение Ю.А. Богдановым, М.В. Флинтон, А.В. Дубининым, (ИО РАН), а также Г.А. Черкашевым (ВНИИ Океангеология) и А.С. Саввичевым (ИНМИ РАН), которым автор выражает глубокую благодарность.

Представительность материала неоднородна. Из Белого и Баренцева моря имеются единичные пробы, из остальных морей – от трех до десяти. Во всех морях, кроме Берингова, были собраны конкреции разного размера и формы. Образцы из Берингова моря – корковидные образования толщиной до нескольких сантиметров на плотных породах. Элементный состав материала определен методом ИСП-МС в Аналитическом сертификационном испытательном центре ВИМС и в ИПТМ РАН. Полученные данные представлены в таблице. В ней также приведены для сопоставления средние содержания элементов в пелагических ЖМК океана [3] и соотношение в образцах марганца и железа. Элементы в таблице расположены в порядке увеличения их средних содержаний в ЖМК океана.

При рассмотрении результатов по морям выявляются следующие особенности распределения микроэлементов.

Таблица. Микроэлементный состав конкреций, г/т

Элемент	Океан	Белое	Баренцево*	Карское	Лаптевых	Вост.-Сибир.	Чукотское	Среднее, ЖМК	Берингово
Hg	0.02	-	0.31	-	0.15	0.076	0.034	0.12	0.04
Se	0.6	-	<1.5	2	4.1	2.7	3.4	2.7	10
Ag	0.9	0.23	0.065	0.13	0.048	<0.03	0.054	0.088	0.13
Cs	1	0.9	1.2	2.1	2.3	1.8	2.45	1.73	1.8
Sn	2	0.65	0.79	2.0	0.66	0.43	0.60	0.64	1.6
Be	2.5	0.60	3.3	0.90	1.1	0.73	1.25	1.13	1.5
U	5	2.7	3.1	5.3	12	9.3	9.2	6.9	5.7
Bi	7	0.18	0.085	0.16	0.135	0.24	0.35	0.2	2.8
Hf	8	3.5	3.6	2.0	1.1	0.8	0.95	2.0	6.0
Cd	10	1.0	0.44	1.4	2.4	11.2	1.3	2.9	2.4
Ga	10	8	5.7	53	15.3	42	28	25.3	41
Sc	10	7.2	23.6	8.0	5.4	4.2	5.3	9.0	5.0
Ta	10	0.6	0.23	0.52	0.20	0.20	0.24	0.33	0.46
Te	10	<0.4	<0.2	0.2	0.14	0.52	0.46	0.25	6.0
Rb	17	28	20	40	33	31	39	32	30
Th	30	6.8	3.4	4.4	3.4	3.2	4.1	4.2	23
Cr	35	60	34	48	14	26	38	37	41
Sb	40	5.1	2.5	11.5	14.3	18.4	15.8	12.7	33
Nb	50	6.0	3.2	5.0	3.1	3.1	4.0	4.1	22
Li	80	49	18	60	34	95	16	45	18
W	100	4.1	1.0	10	8.5	5.5	5.0	6.3	32
As	140	220	265	435	750	527	800	500	100
Tl	150	4.3	0.62	2.1	0.77	7.5	0.46	2.6	23
Y	150	24	40	37	30	38	41	35	60
Mo	400	112	43	153	190	417	90	167	160
V	500	225	290	365	173	400	305	293	340
Zr	560	70	58	83	42	37	44	59	355
Sr	830	570	190	500	1070	970	1335	772	613
Pb	900	14	10	23	119	48	73	48	270
Zn	1200	110	100	130	190	320	170	170	370
Ba	2300	650	560	525	1020	900	1060	786	2200
Co	2700	0.9	6.1	12.5	340	314	250	153	760
Cu	4500	11	5	48	24	37	23	25	340
Ni	6600	84	30	12	127	226	95	80	1640
Mn %	18.6	7.9	1.01	27.6	13.4	9.5	14.2	12.3	12.4
Fe %	12.5	17.7	38.0	19.2	17.8	17.3	15.7	19.3	12.8
Mn/Fe	1.5	0.44	0.03	1.2	0.75	0.55	0.9	0.64	0.97

ЖМК Белого моря обогащены относительно прочих морей серебром, танталом, торием, хромом и ниобием, но заметно обеднены шестью элементами – цезием, бериллием, ураном, мышьяком, иттрием и кобальтом. Среди прочих элементов нет ни максимально обогащенных, ни максимально обедненных по отношению к прочим конкрециям.

Железистая Конкреция из Баренцева моря обогащена ртутью, бериллием, гафнием и скандием, но обеднена селеном, ураном, висмутом,

кадмием, галлием, теллуром, рубидием, сурьмой, вольфрамом, молибденом, стронцием, свинцом, цинком и медью, что сочетается с наиболее низким отношением Mn/Fe в основном составе.

Конкреции Карского моря обогащены оловом, галлием, танталом, рубидием, вольфрамом, цирконием и медью, но обеднены никелем, при максимальном отношении Mn/Fe.

Конкреции из моря Лаптевых обогащены селеном, ураном, свинцом и кобальтом при пониженном содержании ванадия

Конкреции Восточно-Сибирского моря обогащены кадмием, галлием, теллуром, сурьмой, литием, таллием, молибденом, ванадием, цинком, кобальтом и никелем при минимально содержании серебра, олова, гафния, скандия, тантала, тория, ниобия и циркония.

Конкреции Чукотского моря обогащены цезием, висмутом, теллуром, сурьмой, мышьяком, стронцием и барием при низком содержании ртуты, гафния, тантала, лития и таллия.

Сопоставление среднего содержания микроэлементов в конкрециях арктических морей и в рудных корках Берингова моря показывает, что последние значительно богаче селеном, висмутом, теллуром, торием, сурьмой, ниобием, вольфрамом, таллием, цирконием, свинцом, цинком, кобальтом, медью, стронцием и барием, при сопоставимом содержании серебра, цезия, бериллия, урана, кадмия, тантала, рубидия, хрома, молибдена, ванадия и стронция, но при пониженном содержании ртуты, скандия, лития и мышьяка.

Дальнейшее сопоставление состава рудных корок Берингова моря и пелагических конкреций океана показывает, что последние значительно богаче практически всеми основными рудными и большинством редких элементов. Исключениями являются более высокое содержание в корках серебра, селена и галлия, а также близкие содержания цезия, олова, урана, гафния, тория, хрома, сурьмы, мышьяка и стронция.

Суммирование этих результатов позволяет заключить, что в ряду из трех типов рассмотренных железомарганцевых образований (арктические конкреции – корки Берингова моря – океанские конкреции) закономерно возрастает среднее содержание следующих металлов и микроэлементов (г/т): Ni (80–6600), Cu (25–4600), Co (153–2700), Zn (170–1200), Pb (48–900), Ba (786–2300), V (293–500), Mo (167–400), Y (35–150), Tl (2.6–150), W (6.3–100), Li (45–80), Nb (4–50), Sb (12.7–40), Th (4.2–30), Te (0.25–10), Ta (0.3–10), Cd (2.9–10), Hf (2–8), Bi (0.2–7), Be (1.1–2.5) и Ag (0.09–0.9).

Ртуть, селен, рубидий, галлий и мышьяк демонстрируют противоположную тенденцию, а цезий, уран, скандий и хром содержатся в рассматриваемых корках и пелагических ЖМК в сопоставимых количествах.

В заключение отметим, что заметно повышенный фон содержания в ЖМК арктических морей, особенно в восточном секторе, таких элементов,

как ртуть, галлий и щелочные металлы, можно интерпретировать как признак влияния на их состав эндогенных флюидов или эманаций, сопровождающих тектоническую активность этого региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Nordenskjold A.E. The Voyage of the Vega round Asia and Europe. L.: Macmillan, 1881. 520 p.
2. Самойлов Я.В., Титов А.Г Железомарганцевые желваки со дна Черного, Балтийского и Баренцева морей // Труды Геол. и минерал. Музея Российской Академии наук. 1922. Т. 3. Вып. 2. С. 25–112.
3. Батурин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
4. Шнюков Е.Ф., Огородников В.И., Красовский К.С. Железомарганцевые конкреции морей СССР // Геол. Журнал. 1987. Т. 47. № 1. С. 32–42.
5. Богданов Ю.А., Горшков А.И. Гурвич Е.Г. и др. Железомарганцевые конкреции Карского моря // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 789–800.
6. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Савельев Д.П. и др. Железомарганцевые корки на дне Берингова моря // Докл. РАН. 2010. Т. 435. № 2. С. 225–229.
7. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. О составе железомарганцевых конкреций Чукотского и Восточно-Сибирского морей // Докл. РАН. 2010. Т. 440. № 1. С. 93–99.
8. Батурин Г.Н. Вариации состава железомарганцевых конкреций Карского моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 153–151.
9. Ingri J. Geochemistry of manganese concretions in the Barents Sea // Marine Geology. 1985. V. 67. P. 101–119.

The study of collection of manganese nodules recovered from Russian Arctic sea bottom using ICP-MS method allowed to present the general picture of their microelements distribution which has been compared to distribution of the similar set of elements in Fe-Mn crusts from Bering Sea and in pelagic Mn nodules. It is found that the concentration of most microelements is growing beginning from arctic nodules to Bering Sea crusts and further to pelagic nodules in various proportions reaching ten times and more in case of ore metals. In some cases the enrichment or depletion of some elements concentration is related to Mn/Fe ratio.

Батурин Г.Н.¹, Дубинчук В.Т.², Рашидов В.А.³

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

²Всероссийский институт минерального сырья им. Федоровского, г. Москва;

³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский)

Эндегенные золото и ртуть в морских Fe-Mn отложениях

Baturin G.N.¹, Dubinchuk V.T.², Rashidov V.A.³

¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Institute of mineral resources,

Moscow; ³Institute of volcanology and seismology, Far-East Branch of RAS,

Petropavlivsr-Kamchatsky)

Endogenic gold and mercury in Fe-Mn marine deposits

Многоплановые исследования океанского рудогенеза показывают, что формирование рудоносных отложений в морской среде происходит за счет взаимодействия многих факторов и поставки материала из разнообразных источников. Одним из наиболее важных является эндогенный источник – поставка рудных компонентов в твердой, газообразной и жидкой фазе в результате вулканических процессов. Но выявление конкретных источников разных компонентов затруднено в связи с многообразием возможных источников материала и его преобразования после первоначального осаждения.

С учетом этих обстоятельств нами предпринята попытка выяснить источник поступления золота и ртути на конкретном примере.

Материалом исследования являются железомарганцевые корки Охотского моря и конкреция с шельфа о. Беннетта (Новосибирские острова). Все они считаются гидротермальными образованиями, поскольку отличаются от типичных гидротермальных пелагических железомарганцевых конкреций низким отношением Mn/Fe и сравнительно обеднены рудными элементами [1–5].

Для сопоставления нами изучен также состав вулканической пыли, собранной после недавнего извержения исландского вулкана Эйяфьллайокуль, и состав лавы этого вулкана и ряда других вулканов со дна Охотского моря.

Материал из Охотского моря собран В.А. Рашидовым в рейсах исследовательского судна «Вулканолог». Образцы из Исландии получены от Д.Г. Батурина, находившегося во время извержения на острове, и от А.Р. Гентнера (ГИН РАН). Минеральный состав образцов исследован методами аналитической электронной микроскопии под руководством В.Т. Дубинчука (ВИМС). Определение элементного состава проб выполнено методом ИСП-МС в ИПТМ РАН под руководством В.К. Карандашева.

Результаты исследования макро- и микроэлементного состава вулканических пеплов, лавы и железомарганцевого материала приведены в таблицах 1 и 2.

Приведенные данные демонстрируют следующее.

Как видно при составление состава вулканического пепла и лавы исландского вулкана, при извержении пыль относительно обедняется одними и обогащается другими элементами. К первым относятся кальций, магний, титан, сера и фосфор, а из микроэлементов – серебро, мышьяк, кадмий, кобальт, хром, ртуть, стронций, таллий, уран. Параллельно с этим пыль обогащается щелочными металлами и серией микроэлементов, включая барий, бериллий, висмут, гафний, литий, ниобий, свинец, рубидий, сурьму, олово, тантал, торий, вольфрам, иттрий, цирконий.

Вероятно, это явление связано с тем, что из раскаленной пыли испаряются относительно подвижные элементы (фосфор, сера, ртуть, мышьяк, кадмий и др.), а остаются менее подвижные (бериллий, гафний, ниобий, рубидий, вольфрам, цирконий и др.).

Судя по разнообразию состава вулканических пород и обстановок вулканической активности, набор освобожденных из вулканической пыли элементов может меняться, но в любом случае имеет место приток в гидросферу ртути, серебра, мышьяка, кадмия и урана в результате извержений надводных и подводных вулканов.

Таблица 1. Макроэлементный состав материала, %

Элемент	Вулканическая пыль	Лавы наземных и подводных вулканов			Fe–Mn руды	
	От–до (среднее)	Исландия	Подвод. гора 25–46/13	Вулкан Алаид	Корка 26–15	Конкрет. у о-ва Беннетта
Al ₂ O ₃	13.8–15.2 (14.7)	13.2	18.5	19.2	3.7	8.8
CaO	5.1–10.4 (6.6)	11.9	4.4	8.9	2.8	2.2
MgO	2.9–6.7 (4.0)	8.7	1.9	3.8	4.1	1.6
Na ₂ O	2.5–5.5 (4.5)	2.7	2.1	3.4	2.6	2.9
K ₂ O	0.45–2.3 (1.7)	0.69	2.2	2.2	1.5	1.8
TiO ₂	0.24–0.59 (0.36)	2.3	1.0	0.87	0.27	0.61
Fe ₂ O ₃	7.8–11.9 (9.4)	10.2	3.0	8.3	16.8	7.6
MnO	0.21–0.23 (0.22)	0.20	0.84	0.18	26.3	16.1
P ₂ O ₅	0.30–0.72 (0.43)	2.7	0.65	0.34	0.30	1.0
S	0.03–0.05 (0.042)	0.089	0.027	0.0086	0.17	0.16

Большая часть этих элементов рассеивается в донных отложениях и определить источник их поставки не представляется возможным, но часть концентрируется в некоторых минеральных фазах.

В данном случае мы приводим пример ураганного содержания ртути в железомарганцевой корке с подводной вулканической горы в Охотском море (0.929 г/т) и в железомарганцевой конкреции с подводного склона острова Беннетта (11.6 г/т) в связи с тем, что именно в этих образцах удалось количественно определить содержание золота (0.03 и 0.08 г/т).

Таблица 2. Микроэлементный состав материала, г/т

Эле- мент	Вулканич. пыль	Лавы вулканов			Fe-Mn руды	
	От-до (среднее)	Исландия	Гора 25-46/13	Алаид	Корка 26-15	Конкрец. у о-ва
Ag	0.34-0.11 (0.365)	0.16	<0.04	0.046	0.12	0.064
As	0.08-1.4 (0.7)	1.4	1.9	0.62	99	134
Au	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	0.08
Ba	88-470 (353)	165	1744	384	2193	737
Be	1.0-3.7 (3.05)	1.4	4.2	1.1	0.29	1.3
Bi	0.01-0.030 (0.027)	0.017	0.44	2.2	1.0	4.1
Cd	0.24-0.59 (0.36)	2.2	0.05	0.11	3.6	1.9
Co	17-51 (27)	51.2	34.4	25.9	259	200
Cr	69-100 (83)	292	45.3	8.5	56.8	55.5
Cs	0.15-1.1 (0.61)	0.27	7.8	1.7	1.0	1.2
Cu	22.6-105 (45)	72	59.4	102	101	39
Hf	4.0-12.6 (10.4)	4.6	5.5	2.5	0.6	2.3
Ga	20.6-28.1 (25)	19.6	6.9	20	6.1	11.3
Hg	0.044-0.012 (0.008)	0.053	0.773	0.011	0.929	1.6
Li	6.5-13.2 (13.6)	6.4	83	8.4	79	23.7
Mo	0.8-4.7 (3.5)	2.1	1.7	1.5	250	344
Nb	17.4-80.5 (62)	26.6	198	26.6	1.0	11.1
Ni	41-62.6 (52)	195	49.6	9.7	177	173
Pb	1.5-5.2 (4.5)	2.9	2.0	2.9	10.0	33.2
Rb	10.1-49.4 (38)	15.3	109	55.4	26.7	57.5
Sb	0.08-0.8 (0.32)	16.2	0.48	0.20	18	13.2
Sc	12.3-43.9 (21.5)	24.4	20.3	25.6	8.3	6.8
Sn	11.5-4.6 (3.5)	1.7	0.43	1.0	0.48	1.5
Sr	228-300 (275)	516	1422	678	475	492
Ta	1.1-4.6 (3.6)	1.6	1.2	0.44	0.05	0.68
Th	1.3-6.3 (5.1)	2.2	14.6	2.2	1.0	4.1
Tl	0.029-0.12 (0.07)	0.11	0.03	0.11	3.1	1.5
U	0.9-5.3 (2.8)	13.2	3.6	13.2	2.5	4.2
V	88-365 (194)	266	171	309	304	159
W	0.20-1.2 (0.87)	0.51	3.0	0.4	29.9	4.2
Y	37.3-75 (65)	45.5	38	24.6	13.9	27.3
Zn	111-162 (144)	134	11.4	86	288	158
Zr	165-623 (490)	207	210	109	24	104

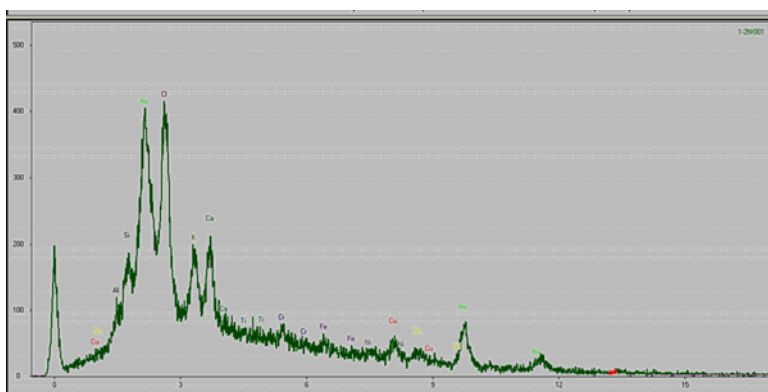
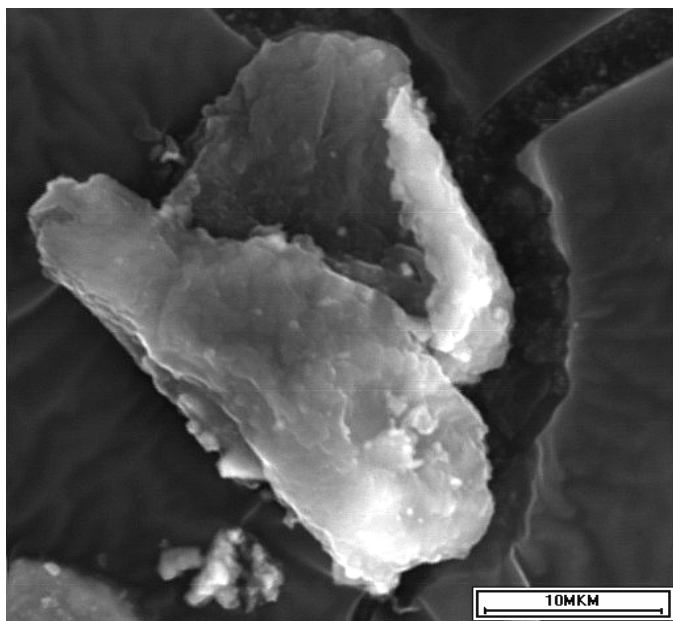


Рисунок. Зерно золота (45%) в сростании с коллоидным агрегатом пепла

Сложность определения его концентрации состоит в том, что оно рассеяно в морских осадках и железомарганцевых корках и конкрециях крайне неравномерно и при анализе небольших по объему валовых проб его просто невозможно обнаружить. Тем не менее, при просмотре образцов вулканического пепла исландского вулкана под просвечивающим электронным микроскопом мы недавно нашли включения самородного золота. Затем, перейдя к исследованию лавы этого вулкана, мы обнаружили целую серию микроскопических полиморфных частиц, содержащих до 45%

золота (рисунок).

Эти результаты позволяют заключить, что ртуть и золото в рассматриваемых железомарганцевых образованиях находятся в парагенезе и что наиболее вероятным источником их поставки являются вулканические породы, преимущественно вулканическая пыль.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Орлов А.А. Формы железомарганцевых образований Охотского моря // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: Изд. ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 101–106.
2. Гавриленко Г.М., Храмов С.В. Железомарганцевые образования на подводных склонах Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1989. № 9. С. 278–284.
3. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Рашидов В.А. Особенности распределения некоторых элементов в железомарганцевых корках со дна Охотского моря // Доклады РАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 213–219.
4. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Рашидов В.А. Железомарганцевые корки Охотского моря // Океанология. 2012. Т. 52. № 1. С. 95–108.
5. Масуренков Ю.П., Собисевич А.Л. и др. Современная активность эндогенных процессов у острова Беннетта (архипелаг Ду Лонга, Арктика). М.: Изд. ИФЗ, 2012. 160 с.

The combined study of geochemistry and mineralogy of manganese crusts and nodule from Okhotsk Sea and East Siberian Sea has been carried out by means of ICP-MS and analytical microscopy methods. The both types of material are depleted in basic metals and very enriched in mercury up to 0.9–11 ppm along with traces of gold. The parallel study of lavas and recent volcanic ashes from Eyjafjallajökull volcano (Iceland) revealed native gold particles and moderate mercury enrichment which is interpreted as their genetic relation and common deposition in Fe-Mn crusts and nodules.

Бикарюк М.С.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Калининград, ioran@atlas.baltnet.ru)

**Донные осадки на полигоне «Дейма» в Куршском заливе
(Балтийское море)**

Bikaryuk M.S.

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

**Bottom sediments at the polygon "Deima" in the Curonian
Lagoon (Baltic Sea)**

Куршский залив представляет собой неглубокий водоём, расположенный в юго-восточной части Балтийского моря и отделённый от него тонкой полоской Куршской косы. В результате такой геоморфологической конфигурации данная акватория представляет собой резервуар, в котором активно происходят процессы осадконакопления [1–5]. В этих работах описаны процессы осадконакопления во всём Куршском заливе.

Автором настоящего доклада на основании новых экспедиционных материалов (2012 г., 11 станций) изучены типы осадков и процессы их накопления в одном из значительно меньшем, но ключевом районе залива на полигоне «Дейма» у устья реки Дейма.

Настоящая работа основывается на данных новых проб донных осадков, отобранных в экспедиции «Полигон – устье реки Дейма», проходившей 4 октября 2012 г. в юго-восточной части Куршского залива. Экспедиция, в которой принимал участие автор работы, проходила на катамаране АОИО им. П.П. Ширшова РАН «Петрович». В экспедиции было отобрано 11 проб донных осадков и взвеси в придонном и приповерхностном слоях воды на 11 станциях, на которых попутно проводились и промеры глубины. Пробы донных осадков и взвеси в дальнейшем обрабатывались и анализировались в лаборатории Геологии Атлантики по методикам, принятым в ИОРАН [6–10].

Уточняющее описание литологического строения поверхностного слоя осадков дна было составлено на основе вышеописанных проб поверхностного слоя осадков, с учётом данных, накопленных в предыдущих экспедициях (КЗ-2010, ЛЭ-2011 и др.) и данных взятых из книги «Geology of Gdansk Basin» [3, 5].

На карте-схеме (рис. 1) показаны основные особенности залегания осадков в поверхностном слое (0–5 см).

В результате уточнения залегания типов осадков поверхностного слоя в юго-восточной части Куршского залива было выявлено, что оно в принципе соответствует тем данным, что были опубликованы в предыдущих работах [5] только в открытой, мористой части и в западной части прибрежной зоны исследуемого района. Мелкоалевритовые илы занимают большую часть поверхностного слоя дна исследуемой акватории. Пески и крупные алевриты узкими полосами окаймляют берег западнее устья реки Деймы, существенно расширяясь восточнее.

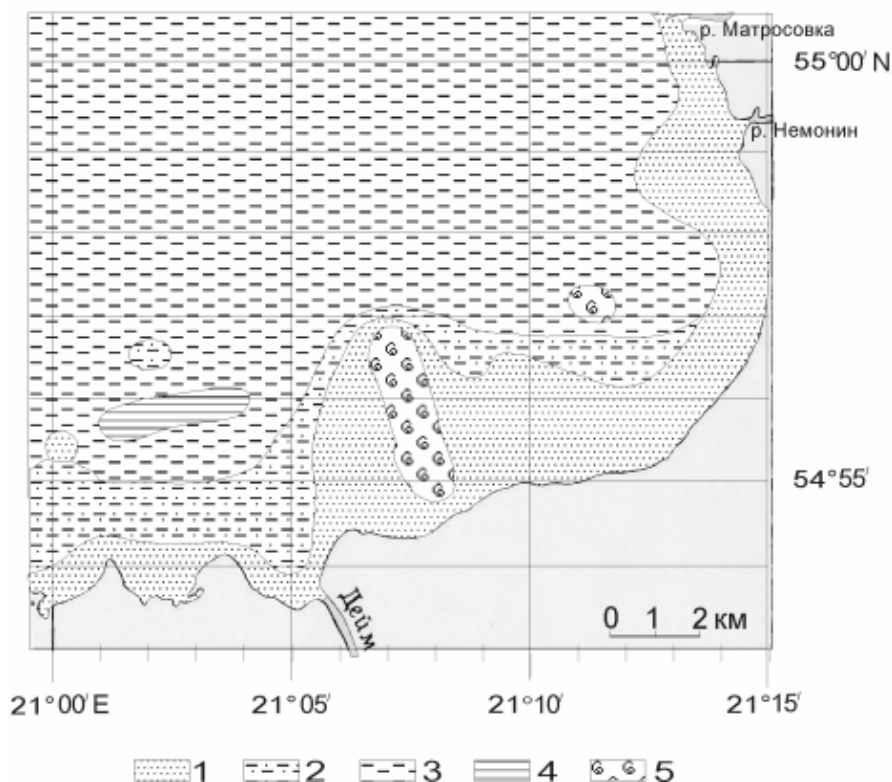


Рисунок 1. Типы донных осадков (0–5 см) на полигоне «Дейма». Куршский залив. Балтийское море.

Обозначения: 1 – мелкозернистые пески; 2 – крупные алевриты; 3 – мелкоалевритовые илы; 4 – алевритово-пелитовые илы; 5 – ракушечники.

Восточнее в прибрежной зоне, приближаясь к перегибу береговой линии в крайней юго-восточной точке Куршского залива, происходит резкое утоньшение полосы залегания песков, которая затем расширяется к устью

реки Немонин. Мелкоалевритовые илы, как бы вклиниваются в зону залегания песков и крупных алевритов. Севернее устья Немонины происходит сильное утоньшение полосы залегания песков, а крупные алевриты вовсе почти исчезают уже после поворота береговой линии на север.

Все основные типы осадков являются терригенно-карбонатными и терригенно-слабокарбонатными, обогащены ракушечником и органикой зелёного, реже чёрного цветов и имеют кварц-полевошпатовый минеральный состав [7, 11] терригенной компоненты.

Более уточнённая картина залегания типов осадков поверхностного слоя, полученная в результате анализа данных этой и предыдущих экспедиций, наряду с опубликованными данными, позволяет фактически достаточно точно и подробно реконструировать процессы литодинамики и осадконакопления в юго-восточной части Куршского залива, чему будут посвящены последующие научные работы в продолжение этой обширной темы.

Автор выражает благодарность С. М. Исаченко за помощь в сборе и аналитической обработке материалов, а также научному руководителю диссертации профессору Емельянову Е. М.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Емельянов Е.М. Осадки Куршского залива. Состояние морской среды российского сектора Юго-восточной Балтики // 2013.
2. Пустельников О.К. Закономерности распределения и гранулометрические типы донных отложений // Биогеохимия Куршского залива / Ред. В.К. Гуделис, О.В. Пустельников. Вильнюс, 1983. С. 78–87.
3. Emelyanov E.M. (ed). Geology of the Gdansk Basin, Baltic Sea. Yantarny Skaz. Kaliningrad, 2002. 495 p.
4. Pustelnikovas O. Geochemistry of sediments of the Curonian Lagoon (Baltic Sea). Vilnius, 1998. 234 p.
5. Pustelnikovas O., Gulbinskas S. Lithological characteristics of sediments. Lithology and chemical composition of recent sediments of the Curonian Lagoon // Emelyanov E.M. (ed.) Geology of the Gdansk Basin (Baltic Sea). Yantarny skaz. Kaliningrad, 2002. P. 316–320.
6. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Труды Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР. М., 1960. Т. 32. С. 45–78.
7. Исаченко С.М. Отчёт о работе на Куршском заливе 4 октября 2012г. Полигон – Устье р. Дайма. Станции КЗД-1 – КЗД-11. Атлантическое отделение Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН. Лаборатория геологии Атлантики. Калининград, 2012.
8. Петелин В.П. Новый метод водного механического анализа морских донных осадков // Океанология. 1961. Т. 1. Вып. 1. С. 143–148.

9. Петелин В.П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М., Наука, 1967. 128 с.
10. Прокопцев Н.Г. К методике механического анализа пелитовых фракций морских донных осадков (суспензионные весы) // Океанология. 1964. Т. 4. Вып. 4. С. 699–707.
11. Кравчишина М.Д. Некоторые особенности современной седиментации в южной (российской) части Куршского залива // Калининградский отдел РГО, 1999. С. 19–20.

At the site "Deima" located at the river Deimamouth in the south-eastern part of the Curonian Lagoon were selected and studied 11 samples of bottom sediments (0–5 cm). Here, there are distributed calcereous-terrygenic and terrigenous-carbonate sediment types: sand, gravel, coarse aleurite and fine-aleuritic and aleuro-pelitic mud and shelly sediments. Shelly material is presented by mollusk *Dreissenapolyomorpha*.

Деркачев А.Н.¹, Портнягин М.В.^{2,3}, Николаева Н.А.¹

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: derkachev@poi.dvo.ru; ²GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany; ³Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва)

Минеральный состав прослоев тефры в четвертичных отложениях Охотского моря

Derkachev A.N.¹, Portnyagin M.V.^{2,3}, Nikolaeva N.A.¹

(¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, ²GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany; ³V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow)

Mineral compositions of tephra layers among Quaternary deposits of the Sea of Okhotsk

При тефростратиграфических исследованиях и установлении потенциального источника тефр наиболее часто используются данные о морфологии вулканических частиц и их химическом составе, реже - данные о показателе преломления вулканических стекол и минералов. В меньшей мере, при корреляции горизонтов тефры используются результаты минералогического анализа, прежде всего данные по ассоциациям тяжелых темноцветных минералов и их химическом составе [1–9]. Кроме того, минеральный состав продуктов вулканических эксплозий несет значительную информацию о многих аспектах извержений (источнике магм, характере магматической дифференции расплавов, температуре и давлении в магматической камере и пр.) [6, 8, 10 и др.].

Следует отметить, что для прослоев тефры в отложениях окраинных морей северо-западной части Тихого океана такие комплексные исследования минерального состава ранее не выполнялись. Имея значительный массив аналитических данных: минералогических (80 анализов), данных по химическому составу пироксенов, темных рудных минералов и амфиболов (450 микрозондовых анализов) по 14 прослоям тефры Охотского моря, мы предприняли попытку оценить возможности использования темноцветных минералов для целей тефростратиграфии и идентификации.

Минеральный состав тяжелой фракции (размерная фракция 0.05–0.1 мм) выполнялся иммерсионным методом под поляризационным микроскопом с подсчетом не менее 300 зерен минералов. Микрозондовый химический анализ минералов проводился в GEOMAR (г. Киль, ФРГ) на электронном микрозонде JEOL JXA 8200 с использованием электронного пучка диаметром 1 μm при токе 20 нА. Для калибровки прибора и мониторинга качества анализов использовались природные аттестованные образцы минералов (скаполит USNM R6600-1, пироксен USNM 12214, роговая

обманка USNM 111356, хромит USNM 117075, ильменит USNM 96189). Результаты анализа корректировались по программе CITZAF.

Одним из показателей источника пирокластического материала могут выступать ассоциации темноцветных минералов в составе тефры, если учитывать известную поперечную минералого-геохимическую зональность продуктов вулканизма островных дуг [10, 11 и др.]. Известно, что во многих островных дугах в вулканических породах фронтальной зоны наблюдается преобладание в составе вкрапленников клинопироксена и оливина при подчиненной роли ортопироксена, количество которого постепенно увеличивается по мере удаления вулканического фронта от оси желоба с появлением ортопироксен-клинопироксеновых минеральных парагенезов. Роговая обманка, как правило, здесь отсутствует или встречается весьма редко. В тыловой зоне островных дуг в породах (особенно повышенной кремнекислотности) в составе вкрапленников возрастает количество водных силикатов – амфиболов, а в ряде случаев и биотита, при подчиненной роли пироксенов.

Как показали результаты наших исследований, значительная часть прослоев тефры характеризуется двупироксеновыми минеральными ассоциациями с переменным содержанием клинопироксена и ортопироксена (отношение $S_{px}/O_{px}=0.5-1.9$) и резко подчиненной ролью амфиболов. Редко встречается тефра с доминированием клинопироксенов (до 80%). По данному признаку они больше соответствуют продуктам вулканизма фронтальной зоны островных дуг.

Тефра с амфиболсодержащими минеральными ассоциациями (содержание роговых обманок до 10–40%) встречается реже. На рисунке 1 они формируют вполне самостоятельные поля, отличающиеся от предыдущих минеральных ассоциаций. Экзотическим минеральным составом обладает тефра MR2a (AL7.2b). В ее составе отмечается высокое содержание биотита (до 45.5–67.4%) при относительно повышенном содержании роговых обманок. Наиболее вероятным источником пирокластического материала для нее является один из вулканов Срединно-Камчатского хребта. В таком случае по данным минералогического анализа к производным вулканизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы предположительно можно отнести прослой тефры AL7.4, K4, MR1, MR3, nMR, MR2a (AL7.2b) и, возможно, КО.

Большинство клинопироксенов из изученных прослоев тефры относится к группе высококальциевых авгитов ($Wo_{34-45}En_{36-47}Fs_{9-32}$), редко встречаются зерна диопсида и диопсид-салита. Несмотря на общую близость состава, при более детальном рассмотрении содержания ряда химических элементов (прежде всего марганца, железа и алюминия) можно выделить несколько их групп: маложелезистые ($\#Fe=25-26$), промежуточные ($\#Fe=26-30$) и высокожелезистые ($\#Fe=30-37$). Ортопироксены в изученных прослоях тефры по составу отвечают бронзиту и гиперстену. Преобладают

гиперстены ($\text{Wo}_{2-6}\text{En}_{52-65}\text{Fs}_{30-51}$).

Среди амфиболов в составе тефры большинство соответствует магнезиальным роговым обманкам. Они характеризуются повышенной магнезиальностью и умеренной глиноземистостью (в среднем $\# \text{Mg}=64.1-69.4$ и $\text{Al}_2\text{O}_3=5-8$ мас. % соответственно). Для них также характерна низкая титанистость (в среднем $\text{TiO}_2=0.9-1.6$ мас. %) и щелочность ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=1.6-1.9$ мас. %), значения которых варьируют в небольших пределах. Менее представительными для охотоморских тефр являются амфиболы с относительно повышенной щелочностью ($1.8-3.2$ мас. % $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), титанистостью (до $1.1-3.3$ мас. %, в среднем около 2 % TiO_2) и глиноземистостью (до $10-15$ мас. % Al_2O_3), которые соответствуют магнезиогастингситам и чермакитам.

Определенные коррективы в вопросах тефростратиграфической корреляции и идентификации могут дать исследования химического состава минералов, в частности исследования по оценке некоторых физико-химических параметров кристаллизации расплавов в магматическом очаге на основе известных минеральных геотермометров: двупироксенового, магнетит-ильменитового и амфиболового [12–14].

По данным двупироксенового геотермометра кристаллизация пироксенов в изученных прослоях тефры происходила в интервале температур от 893 до 997°C , где прослой тефры можно расположить в следующей последовательности: K2 ($904-940^\circ$), K3 ($893-997^\circ$), Aso4 (916°), Zv(TR) ($927-946^\circ$), KO ($938-952^\circ$), MR3 ($939-968^\circ$), T (942°), K4 (942°), Md1 ($942-977^\circ$), K6 (952°), Md3 ($954-985^\circ$), MR2 ($960-984^\circ$), AL7.4 (980°), MR4 (984°). Наименьшие температуры характерны для пироксенов с повышенной железистостью. Причем, намечается слабая тенденция по уменьшению значений температур кристаллизации пироксенов для тефр, предположительно относящихся к вулканическим эксплозиям фронтальной части островной дуги.

На основе ильменит-титаномagnetитового геотермометра были рассчитаны температуры кристаллизации (Т) этих минералов и фугитивность кислорода ($f\text{O}_2$) [13]. Для изученных прослоев тефр расчетные значения T° и $-\lg(f\text{O}_2)$ составляют: K2 (863° ; -12.7), K3 (913° ; -11.4), KO (842° ; -12.1), MR3 (861° ; -11.3), T (896° ; -10.9), Md1 (890° ; -11.9), K6 (905° ; -11.1), Md3 (895° ; -11.9), MR2 (898° ; -11.1), AL7.4 (958° ; -10.2), MR4 (908° ; -11.4). Дополнительная информация о термобарических условиях кристаллизации минералов, глубине очага магмогенерации была получена на основании изучения химического состава амфиболов [14].

Известно, что породы извержений, характеризующиеся разными минеральными ассоциациями, формируют определенные буферные тренды $T^\circ - \lg(f\text{O}_2)$ [8, 9 и др.]. Причем, пироксеносодержащие вулканиды образуются при более низких значениях фугитивности кислорода по сравнению с амфиболсодержащими породами [8–10 и др.] Наши данные не

противоречат этому: прослой тефры фронтальной зоны (например, двупироксеновые минеральные ассоциации) ложатся вблизи кислородного буфера NNO. С другой стороны, кристаллизация титаномагнетита и ильменита, присутствующих в амфиболсодержащих тефрах, происходила при относительно близкой температуре, но при более высоких значениях фугитивности кислорода (на 0.8–1.3 ед. $-\lg(fO_2)$ выше кислородного буфера NNO) по сравнению с двупироксеновыми тефрами фронтальной зоны.

В результате проведенных исследований показано, что вопросы тефростратиграфической корреляции отложений по минеральному составу тефр можно решать достаточно уверенно. На графиках, несмотря на некоторый разброс фигуративных точек, выделяются поля, характерные для того или иного прослоя тефры. В дополнение к исследованиям геохимии вулканических стекол, эти результаты могут быть применены при сравнительном анализе и корреляции тефры из морских и континентальных отложений, а также использованы при идентификации с продуктами эксплозивных извержений прилегающей суши.

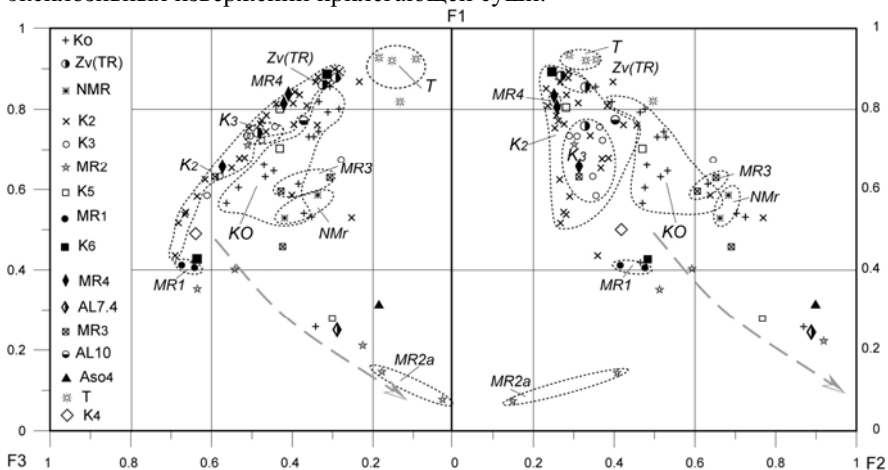


Рисунок. Ассоциации тяжелых минералов в прослоях тефры Охотского моря по результатам Q-факторного анализа

Примечание. Минеральный состав эталонных проб: 1-ый фактор (F1) – $Or_{65}Cr_{24}Hb_5Er_3Mi_3$; 2-ой фактор (F2) – $Cr_{82}Hb_{10}Or_{8}St_3Mi_2Er_1$; 3-ий фактор (F3) – $Hb_{38}Cr_{23}Or_{16}Er_{14}Mi_5Zr_4$.

Работа выполнена при финансовой поддержке российско-германского проекта KALMAR и РФФИ (грант № 11-05-00506а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Горбаренко С.А. Особенности поставки и распределения кластогенного материала в Охотском море в

позднечетвертичное время // Тихоокеан. Геология. 2004. Т. 23. № 1. С. 37–52.

2. Гептнер А.Р., Пономарева В.В. Применение минералогического анализа для корреляции пеплов вулкана Шивелуч // Бюлл. Вулканол. Станций. 1979. № 56. С. 126–130.

3. Addison J. A., Beget J.E., Ager Th.A., Finney B.P. Marine tephrochronology of the Mt. Edgecumbe Volcanic Field, Southeast Alaska, USA // Quaternary Research. 2010. V. 73. P. 277–292.

4. Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. Ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kurile-Kamchatka region, Russia // Bull. Volcanol. 1995. V. 57. P. 383–402.

5. Jensen B.L., Froese D.G., Preece S. et al. An extensive middle to late Pleistocene tephronologic record from east-central Alaska // Quaternary Sci. Rev. 2008. V. 27. P. 411–427.

6. Nakagawa M., Ohba T. Minerals in volcanic ash. 1: Primary minerals and glass // Global Environmental Research. 2003. V. 6. № 2. P. 41–51.

7. Preece S.J., Pearce N.J.G., Westgate J.A. et al. Old Crow tephra across eastern Beringia: a single cataclysmic eruption at the close of Marine Isotope Stage 6 // Quaternary Sci. Rev. 2010. V. 30. P. 1–22.

8. Shane P. Correlation of rhyolitic pyroclastic eruptive units from the Taupo volcanic zone by Fe-Ti oxide compositional data // Bull. Volcanol. 1998. V. 60. P. 224–238.

9. Smith V., Shane Ph. Geochemical characteristics of the widespread Tahuna Tephra // New Zealand J. Geol. Geoph. 2002. V. 45. P. 103–107.

10. Volynets O.N., Ponomareva V.V., Braitseva O.A. et al. Holocene eruptive history of Ksudach volcanic massif, South Kamchatka: evolution of a large magmatic chamber // J. Volcan. Geothermal Res. 1999. V. 91. P. 23–42.

11. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулcano-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64–80.

12. Wood J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Contrib. Mineral. and Petrol. 1973. V. 42. P. 109–124.

13. Lepage L.D. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry // Computers & Geosciences, 2003. V. 29. P. 673–678.

14. Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. // Contrib. Mineral. Petrol., 2010. DOI 10.1007/s00410-009-0465-7.

The fullest systematization of the data on volcanic ash layers (tephra) found in the Pleistocene-Holocene deposits of the Okhotsk and Bering Seas as well as in the northwest Pacific Ocean (25, 14 and 38 layers respectively), is executed by the results of integrated researches. The model of a tephrostratigraphic scale for Holocene-Pleistocene deposits from the studied areas is suggested.

Добрецова И.Г.¹, Лыгина Т.И.²

(¹ФГУНПП ПМГРЭ, г Санкт-Петербург, Ломоносов, ²ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: lyginat@ymg.ru)

Состав и происхождение оруденелого литифицированного осадка из воронки в провинции Кларион-Клиппертон

Dobretzhova I.G.¹, Lygina T.I.²

(¹PMGRE, St-Peterburg, ²SSC “Yuzhmorgeologiya”, Gelendzhik)

Composition and origin of the mineralized lithified sediment from a funnel-shaped depression in the Clarion-Clipperton zone

В мае 2012 г. при проведении ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» комплексных геолого-разведочных работ на железомарганцевые конкреции в центральной части рудной провинции Кларион-Клиппертон (Северо-Восточная котловина Тихого океана) было проведено драгирование эрозионной воронкообразной депрессии размером 1500 × 700 м и глубиной около 55 м, в днищевой части которой обнажается магматическое тело изометричной в плане формы относительной высотой около 100 м (шток). Магматическое тело сложено толеитовым базальтом. Образование воронки связывается с растворением вмещающих карбонатных пород циркулирующими в осадочной толще горячими гидротермальными газово-жидкими растворами.

В материалах драгирования, наряду с базальтами, карбонатными породами глинисто-известкового состава и металлоносными смектитовыми глинами, рудными корками и конкреционно-корковыми образованиями, обнаружены оруденелые литифицированные глинистые породы.

Образцы **оруденелых пород** подняты в виде 20 обломков неправильной остроугольной формы размером до 12 см. Породы представляют собой литифицированные глинистые осадки – твердые пористые, ноздреватые, трещиноватые образования, пронизанные полостями и каналами и пропитанные марганцевыми минералами. Порода состоит из отдельных комочков и в сухом виде легко крошится. Плотность породы 1.43–1.86 г/см³, влажность 41–55 %, пористость 77–79 %, коэффициент пористости 3.3–3.7.

Поверхность образцов имеет черно-бурый с коричневатым оттенком цвет и неровный, шероховатый характер. На разрезе порода имеет желтовато-светло-коричневый (в сухом виде светлый бежевый) цвет, на фоне которого ярко выделяются неравномерно распределенные обильные включения черного рудного материала в виде отдельных прослоев, прожилков, гнезд и рассеянной вкрапленности (рис. 1). Внутренние полости округлой формы заполнены мягким глинистым материалом ярко-желтого цвета и черным рудным веществом. Обломки покрыты тонко-слоистой, местами массивной черной рудной оболочкой толщиной до 0.5 см.



Рисунок 1. Вид литифицированной оруденелой породы на разрезе

В породе определены содержания рудных элементов, обогащающих железомарганцевые конкреции (марганец, железо, никель, медь, кобальт, цинк и молибден). Установлено, что концентрации этих металлов в оруденелой литифицированной породе в десятки раз превышают их содержания в типичных монтмориллонит-иллитовых глинах района исследований (в особенности это касается никеля – более чем в 65 раз, кобальта – до 43 раз, марганца – более чем в 30 раз и меди – более чем в 11 раз), немного не достигая содержаний в железомарганцевых конкрециях (таблица).

Литифицированные осадки изучены оптическими методами в прозрачных и прозрачно-полированных шлифах, рентгенофазовым анализом и под электронным микроскопом в отражённых электронах с микрозондированием. Комплексное изучение литификатов выявило следующие особенности их структуры и минерального состава.

Основной особенностью породы, проявляющейся как на макро-, так и на микроскопическом уровне, является наличие многочисленных зияющих пор округлого сечения (рис. 2). Обрастание стенок этих полостей каёмками железомарганцевых образований свидетельствует о том, что поры являются каналами, по которым протекали рудоносные растворы.

В породе проявлена слоистость, по основным особенностям и характеру чередующихся прослоев напоминающая конкреционные оболочки и

имеющая отчетливые признаки ритмичности.

Таблица. Содержания рудных элементов (в %)

Элемент	Максимальные содержания в типичных иллит- монтмориллонитовых глинах района работ	Средние содержания в ЖМК района работ	Литифицированные осадки из воронки с базальтовым штоком
Mn	0,37	31,06	11,89-12,76
Fe	5,54	5,84	7,66-8,47
Ni	0,0089	1,50	0,578-0,592
Cu	0,0335	1,21	0,367-0,393
Co	0,0036	0,238	0,099-0,156
Zn	0,016	0,147	0,058-0,066
Mo	0,017	0,054	0,032-0,039

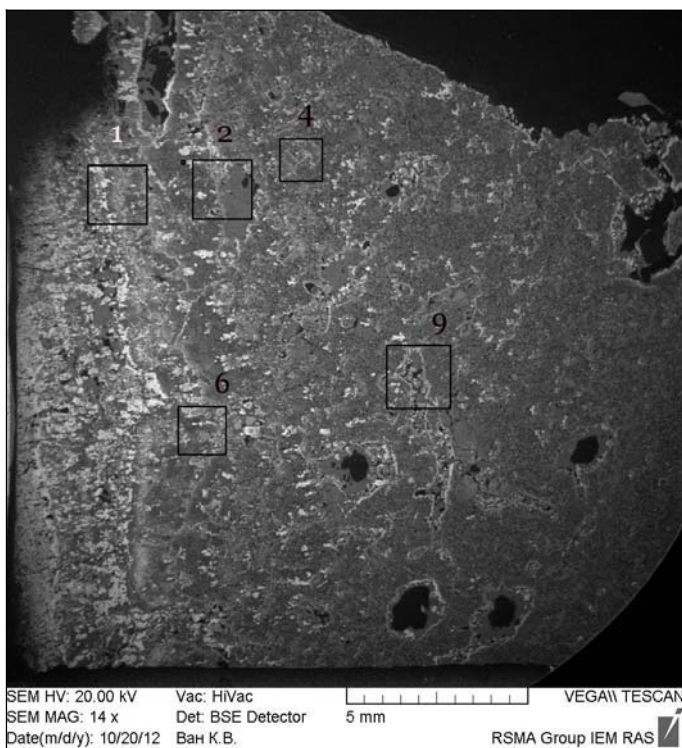


Рисунок 2. Микрофотография литифицированной оруденелой глинистой породы (растровый электронный микроскоп, фото В.В. Авдонина)
Пронумерованные квадраты на снимке – участки детализации

Минеральный состав породы имеет сложный характер. Основная масса литификата глинистая, в которой преобладают **гидрослюды**. Отчётливо различается вкрапленность **глауконита** и тонко рассеянный глауконит, придающий желтоватый цвет основной глинистой массе в шлифе.

В глинистой массе часто отмечаются реликты микрофоссилий с характерной органогенной структурой. Микрофоссилии обычно замещены цеолитами, реже марганцевыми минералами.

Минералы марганца, оптически не различимые, развиты неравномерно в глинистой массе и представлены зонально-колломорфными выделениями, прожилками, тонкозернистой гнездовой и рассеянной вкрапленностью, а кроме того инкрустируют микрофоссилии. Изучение зонально-колломорфных выделений минералов марганца под электронным микроскопом выявило концентрические структуры, представляющие собой чередование микрослоёв густовкрапленных и тонкодисперсных выделений минералов марганца в глинистой массе осадка. Отмечаются скопления отдельных концентрических выделений минералов марганца, предположительно бактериальной природы. Выявлено развитие совместных колломофно-зональных выделений минералов марганца и гидроксидов железа, для которых характерны раздувы прожилков, свидетельствующие о гидротермальной природе этих минералов. Рентгено-фазовым анализом в составе марганцевых минералов определены **бернессит** и **Ni-Cu-асболан**, образующие тесные сростания. Асболан содержит до 27 % CuO и до 4 % NiO.

О том, что осадок литифицировался под воздействием гидротермальных или пневматолито-гидротермальных процессов, говорит также присутствие **кварца**, выявленного с помощью рентгено-фазового и микрозондового анализов, и вкрапленность **пирита**, который образует неравномерную тонко рассеянную вкрапленность как в минералах марганца, так и в глинистой массе. Помимо этого оптическими методами в шлифах и электронной микроскопией с микрозондированием обнаружена **стекловатая фаза**, пропитывающая глинистую массу. Стекловатая фаза имеет оптические характеристики и состав, промежуточные между опалом и базальтовым стеклом, и представляет собой гидротермальные выделения железокремниевое стекла с высоким содержанием алюминия, подобные выделениям, характерным для литифицированных осадков Атлантики. Отмечены выделения стекловатой фазы на контакте между минералами марганца и вмещающей глинистой массой, в том числе в виде кольцевых структур, характерных для каналов проникновения пневматолито-гидротермальных растворов или газовой фазы. Отмечены кольцевые структуры, образованные марганцевыми выделениями, переслаивающимися со стекловатой фазой, и имеющие зональный характер.

В литифицированных осадках отмечаются кристаллы **плагноклазов**, **цирконов**, **клиноцоизита**, **рутила**, которые могли попасть в них только из

базальтов, внедрившихся в осадочную толщу в виде штока. При этом все вышеперечисленные кристаллы имеют достаточно свежий вид без признаков окатанности, создающий впечатление, что они были выплеснуты вместе с пневмолито-гидротермальными растворами (или газами) в осадки. В пользу такого предположения свидетельствует и обнаружение в осадке кристалла-футляра плагиоклаза, у которого внутренняя часть футляра тоже заполнена осадками. Цирконы также имеют совершенно не окатанный облик, хотя для осадков более характерны именно окатанные кристаллы цирконов. Электронной микроскопией фиксируются низкотемпературный гидротермальный минерал **бёмит** и **анальцим**, минерал из группы цеолитов, также имеющий гидротермальное происхождение.

В литификатах рентгено-фазовым анализом обнаружены также **галит**, **клинохлор**, **якобит** и **сауконит**. **Галит**, судя по его количеству, не является результатом кристаллизации из морской воды, а привнесён пневмолито-гидротермальными растворами, как это характерно для гидротерм Атлантики.

Таким образом, комплекс структурно-текстурных особенностей литифицированной глинистой породы и ее химического и минерального состава свидетельствует о литификации осадка за счет проработки газово-жидкими флюидами, характерными для пневмолито-гидротермальных процессов. На низкотемпературной стадии внутри образовавшихся пор и каналов из этих флюидов отлагались рудные компоненты, обогащающие породу (марганец, железо и сопутствующие им элементы). В пользу такой природы литификатов говорит и их совместное нахождение в воронке с металлоносными нонтронит-сметитовыми глинами с фрагментами трубчатых каналов, по которым, как предполагается происходила поставка гидротермального железомарганцевого и силикатного вещества.

Авторы признательны профессору В.В. Авдонинову за участие в проведенных исследованиях и плодотворное обсуждение полученных результатов.

The mineralized lithified sediment from a funnel-shaped depression in the Clarion-Clipperton zone has been investigated. A hydrothermal impact on sediment is assumed.

Здобин Д.Ю.

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

Минералогия и микростроение шельфовых илов Охотского моря

Zdobin D.Y.

(St-Petersburg State University, Saint-Petersburg)

Mineralogy and microstructure of shelf silts of the Okhotsk Sea

Изучение минералогии и микростроения глинистых осадков на начальном этапе их формирования имеет важнейшее значение для понимания всей картины современного аквального седиментогенеза. В настоящее время работы по этой проблематике единичны, в первую очередь из-за сложности отбора образцов естественного сложения.

Были детально изучены образцы донных осадков Охотского моря отобранных с разных глубин заливов Анива (50 м), Терпения (90 м) и Северо-Охотского прогиба (130 м) на глубину до 4.0 м. по грунту, с целью изучения их минерального и гранулометрического составов, микростроения, порового раствора, основных геохимических показателей и физико-химических свойств [1, 2].

Минералогическое исследование илов проводилось на рентгеновском дифрактометре ДРОН-2М с кобальтовым излучением (Со-монохроматор). Подготовка образцов осуществлялась в следующем порядке: сначала навеска грунта обрабатывалась 6% H_2O_2 для удаления органического вещества, затем 3% раствором холодной HCl для растворения карбонатов, далее горячим 0.5 н раствором NaOH для удаления аморфного SiO_2 .

После обработки каждым реагентом грунт промывался дистиллированной водой до pH 6.8–7.0. Полностью подготовленный грунт помещался в цилиндр (1 литр). Суспензия взмучивалась, и пипеточным методом отбирались фракции <0.05 , <0.01 , 0.005 , <0.002 , и <0.001 мм. Из отобранных проб готовились ориентированные препараты методом естественного осаждения на стеклянную подложку. Съемка образцов проводилась в воздушно-сухом, насыщенном этиленгликолем и прокаленном ($t=550^\circ\text{C}$) состояниях для уточнения фазового состава и структурных особенностей слоистых силикатов (иллита, хлорита, смектита).

Фазовый рентгеновский анализ илов регионов Охотского моря показал, что все образцы состоят из полиминеральной смеси, основными компонентами которой являются аморфный кремнезем, иллит, хлорит, смешаннослойные минералы, смектит, каолинит, кварц $d(A) = 3.34, 4.25, 2.45$, полевые шпаты (плагиоклазы) $d(A) = 3.19-3.20, 6.39, 4.03$. В отдельных образцах отмечено присутствие кальцита $d(A) = 3.03, 3.85, 2.50$.

Глинистые минералы илов североохотского шельфа представлены всеми

основными группами: иллит-хлорит (55–65%) хлорит-сметтит (26–31%), иллит-сметтит (8–13%), с содержанием набухающей составляющей 20–25%. В илах залива Терпения выявлен тот же набор глинистых минералов, за исключением каолинита, но с некоторыми особенностями. В отличие от североохотского шельфа отмечено несколько меньшее содержание смешаннослойных минералов монтмориллонитового типа – 5–9%, и большее гидрослюд – 63–72%. При этом содержание хлорита практически одинаково – 26–29%.

Сметтитовая составляющая микронной фракции голоценовых илов, неоднородна: фоновым является минерал, структура которого близка к Na-сметтиту ($d(A) = 14.3, 5.17, 3.09$). При насыщении этиленгликолем межплоскостное расстояние увеличивается и достигает $d(A) = 17.7, 8.86, 5.91$. Сметтит диоктаэдрический, неупорядоченный. На дифрактограммах он наиболее ярко выделяется по достаточно широкому и сильному рефлексу 001.

Около трети фракции мельче 0.001 представлено диоктаэдрическим иллитом (гидрослюдой), которая достаточно четко устанавливается по рефлексам $d(A) = 10.1, 4.98, 1.49$ –1.51.

Хлорит (Mg-Fe) определяется по $d(A) = 14.1, 7.09, 4.73$. Отражение 002 имеет явную асимметрию в сторону малоугловой области. Следует отметить незначительное смещение рефлексов хлорита при насыщении этиленгликолем, что свидетельствует о его некоторой набухаемости.

Наряду с Na-сметтитом практически везде встречаются смешаннослойные образования иллит-сметтит, и хлорит-сметтит с преобладанием межслоев сметтитового типа, причем количество смешаннослойных образований колеблется от 50 до 80%. Генетическая связь смешаннослойных и гидрослюд несомненна: чем больше набухающей (сметтитовой) составляющей в составе смешаннослойных минералов, тем несовершеннее их структура. Это отчетливо прослеживается при анализе дифрактограмм глинистой фракции верхнего слоя илов по профилю «мореперег».

Заметное изменение в составе глинистых минералов происходит по разрезу. В среднем до глубины 1.5 м наблюдается увеличение содержания гидрослюд, улучшение их окристаллизованности. Параллельно уменьшается количество смешаннослойных образований, а в их составе монтмориллонитовых пакетов. Глубже, до глубины 2.5 м, заметна «монтмориллонитизация» глинистой фракции: т.е. увеличение количества сметтита, в составе смешаннослойных. В более глубоких горизонтах изменяется состав поглощенного сметтитового комплекса: наряду с двухвалентными катионами (Fe, Ca, Mg) в составе обменных катионов заметную роль начинает играть Na^+ . Количество хлорита по разрезу существенно не меняется, и варьирует в пределах 26–31%. Но необходимо отметить, что происходит заметная его деградация, с образованием в

межслоевом комплексе железа и образования смешаннослойной фазы хлорит-сметтит.

Необходимо отметить, что все частицы глинистых минералов попадают в седиментационный бассейн при транспортировке пресными водами, сопровождаемое механической диспергацией и химической деградацией. Химическая деградация в первую очередь связана с выносом катионов из структуры минералов в кислой среде и окислительной обстановки из ди-триоктаэдрических и диоктаэдрических межслоев смешаннослойных образований и гидрослюдов, хлоритов и смешаннослойных минералов, и трансформации гидрослюдов в Na-сметтит.

Морские бассейны, помимо наличия в них значительного количества Na^+ и K^+ , характеризуются достаточно весомым содержанием Mg^{2+} . Поэтому смешаннослойные монтмориллонитового типа за счет трансформации в условиях слабощелочной среды и слабовосстановительной обстановки частично преобразуется в хлорит. Это происходит в результате формирования в межслоевых промежутках первичного минерала содержащего группировки из обменных катионов Na^+ , Fe^{2+} , Ca^{2+} и молекул воды.

Все перечисленные выше изменения заставляют предположить, что основную роль в процессе трансформации глинистых минералов играют диагенетические процессы.

При анализе дифрактограмм глинистой фракции из верхнего слоя илов североохотского шельфа по профилю «море-берег» в зависимости от глубины моря отмечается определенная зональность в процентном содержании трех групп минералов (гидрослюда, смешаннослойные типа иллит-сметтит и хлорит).

Если содержание хлорита в илах не зависит от того, на какой глубине моря находится грунт, то с увеличением глубины моря (от 70 до 130 м) относительное уменьшение содержание гидрослюдов сопровождается увеличением количества набухающей составляющей в составе смешаннослойных минералов (с 25 до 70%). Помимо этого, с увеличением глубины акватории практически полностью с 5% до следов отмечается уменьшение каолинита ($d(A) = 7.14, 3.57$). Это связано либо с присутствием геохимического барьера для его осаждения, либо с трансформацией в хлорит с катионами Fe^{3+} , Fe^{2+} и Mg^{2+} .

Результаты минералогических исследований голоценовых шельфовых илов Охотского моря хорошо согласуются с данными исследования их микроструктуры с применением растровой электронной микроскопии (микроскоп SEM 501B «Philips» с рентгеноспектральным анализатором). Методика приготовления препаратов и принципы анализа получаемого изображения подробно описана в соответствующей работе [3]. Напыление образцов – золота (Au).

Все без исключения исследованные образцы илов относятся к

слабоориентированной ячеистой микроструктуре с дальними коагуляционными контактами. Необходимо отметить, что существенного изменения микростроения по глубине (с 0.5 до 4.0 м) не обнаружено. Это положение строго соблюдается как на североохотском, так и на сахалинском шельфе. Хотя на горизонте 0.5 м нами отмечается несколько более увеличенное расстояние между хлопьевидными (реже листовидными) частицами гидрослюды. Это отличие можно объяснить большей гидратацией илов в верхних интервалах инженерно-геологического разреза.

Коагуляционные контакты типа «базис-базис» и «базис-скел» (рис.) обеспечивают структурные связи между отдельными частицами и микроагрегатами очевидно через гидратные пленки, за счет молекулярных сил с активным участием растворенного органического вещества (РОВ). Причем сочленение обломочной составляющей и собственно глинистых минералов происходит как через «глинистую рубашку», так и через «глинистый мостик». Первичные песчаные и пылеватые частицы равномерно рассеяны по всему объему образца и не имеют контактов друг с другом.

Необходимо отметить практически полное отсутствие ориентации структурных элементов. Данные по микростроению илов хорошо согласуются с выводами В.И.Осипова, который утверждает «ячеистая микроструктура является сингенетической...формирующейся в процессе осадкообразования» [4, 5].



Рисунок. Микростроение ила. Типы контактов между структурными элементами: «базис-базис» «базис-скел»

В глинистых голоценовых илах отмечается очень большое количество

морских беспозвоночных животных: планктонных и бентосных диатомей, а также обломков панцирей фораминифер. Причем это наиболее характерно для североохотского шельфа. Там суммарное количество панцирей диатомей, радиолярий и фораминифер достигает 70–80% от всей глинистой фракции, практически не меняясь по разрезу. В илах сахалинского шельфа, эта цифра существенно меньше до 40–50%.

Описываемая картина вполне согласуется с ранее высказанным предположением о преобладании в осадках кремнезема над кальцитом в полярном типе литогенеза, так как подавляющее большинство кремнистых организмов концентрируются в северных морях.

Необходимо учитывать, что описываемые илы находятся на ранней стадии диагенеза, по существу это практически неделимая система «седиментогенез – ранний диагенез», так как границы между стадиями формирования глинистых осадков провести можно только на основе всестороннего анализа их физико-химических свойств (We, Wl, Corg) [6]. Хотя абсолютно очевидно, что нами отчетливо фиксируются постседиментационные преобразования рыхлого осадка в тех же условиях, в каких происходило его накопление, что вполне вписывается в определение диагенеза, как «...формирование нового физико-химического равновесия в субаквальных отложениях...» [7].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Здобин Д.Ю., Зайончек В.Г. Инженерно-геологические свойства илов залива Анива Охотского моря // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1994. Вып. 3. С. 90–92.
2. Здобин Д.Ю. Инженерно-геологическое строение и физико-механические свойства илов северной части Охотского моря // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 2. С. 26–31.
3. Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура глинистых пород. М.: Недра, 1989. 211 с.
4. Сергеев Е.М., Грабовска-Ольшевска Б., Осипов В.И., Соколов В.Н. Атлас микроструктур глинистых пород. Варшава: 1984. 414 с.
5. Осипов В.И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород // М.: МГУ, 1979. 231 с.
6. Здобин Д.Ю. Стадийность формирования глинистых осадков в присутствии органического вещества // Геоэкология. 2013. № 3. С. 259–263.
7. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

The mineralogical structure and microstructure of shelf silts of the Okhotsk Sea are described. It is shown that change of clay minerals on the section depth (4.0 m) is connected with diagenesis processes at early stages deposit formations.

Колесник О.Н., Астахова Н.В., Съедин В.Т.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: zeyal985.2008@mail.ru)

**Акцессорные рудные минералы в магматических породах и
железо-марганцевых образованиях подводных
возвышенностей Японского моря**

Kolesnik O.N., Astakhova N.V., S'edin V.T.

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

**Asseccory ore minerals in igneous rocks and ferromanganese
formations from seamounts of the Sea of Japan**

Железо-марганцевые образования (ЖМО) – один из основных видов полезных ископаемых Мирового океана – имеют широкое распространение и, кроме Fe и Mn, содержат в том или ином количестве цветные и благородные металлы. Вопрос об источниках поставки в ЖМО этих металлов до сих пор является дискуссионным. Основными гипотезами являются, пожалуй, гидрогенная (сорбция металлов гидроксидами Fe и Mn из морской воды) и гидротермальная (поставка рудного материала газогидротермальными растворами).

В ходе электронно-микронзондового анализа железо-марганцевых корок (ЖМК) подводных возвышенностей Японского моря были обнаружены многочисленные зерна цветных (Cu, Zn, Pb, Sn, Ni, Sb, W, Cr, Mo, As) и благородных (Ag, Pd, Pt, Au, Rh) металлов в самородной, интерметалльной, оксидной, сульфидной, сульфатной форме [1]. В качестве наиболее вероятного источника металлов при этом были рассмотрены газогидротермальные флюиды. Если предположение верно, то действие флюидов должно быть зафиксировано в виде аналогичных минеральных фаз не только в ЖМК, но и во всех магматических породах, которые слагают в Японском море подводные возвышенности с развитой железо-марганцевой минерализацией. Таким образом, *цель* нашей работы состояла в том, чтобы 1) методом электронно-микронзондового анализа выявить акцессорную рудную минерализацию в магматических породах подводных возвышенностей Японского моря и, 2) сопоставив ее с таковой в ЖМО этих же возвышенностей, 3) установить особенности и источники акцессорной рудной минерализации в ЖМО подводных возвышенностей Японского моря. Для этого были отобраны и изучены образцы магматических пород (все – со следами вторичных изменений) с трех подводных возвышенностей (Галагана, Беляевского, Медведева) и наложенной вулканической постройки на северо-восточном окончании хребта Южное Ямато (рис.).

Основные результаты исследований состоят в следующем.

1) Цветные и благородные металлы (Cu, Zn, Sn, Ni, Pb, As, W, Ti, Cr, Ag) встречаются в магматических породах подводных возвышенностей

Японского моря в виде самостоятельных минеральных фаз: высокотемпературных (многие самородные металлы, интерметаллоиды, фосфиды и силициды) и среднетемпературных (в основном оксиды, сульфиды, сульфаты). Кроме того, выявлены низкотемпературные акцессорные минералы (оксиды Mn с химическим составом, соответствующим составу марганцевой матрицы ЖМО, оксиды Fe, Si, их смеси, сложные алюможелезистые силикаты, галит, барит), нередко выполняющие в магматических породах поры и прочие пустоты. Если минеральные фазы всех трех ассоциаций встречаются вместе, то отчетливо видно, что низкотемпературные минералы первичны по отношению к остальным.

2) В магматических породах и ЖМО подводных возвышенностей Японского моря встречаются практически одни и те же металлы, образующие самостоятельные минеральные фазы с аналогичным химическим составом (табл.) и характером распространения (это преимущественно округлые микрзерна в трещинах, пустотах и пр.), что при учете особенностей геологического строения и истории развития дна Японского моря [2–4 и др.] указывает на общий постмагматический газогидротермальный источник поставки металлов (во всяком случае, большинства из них). Вероятно, самородные металлы и интерметаллические соединения были привнесены высокотемпературным рудоносным флюидом, отделившимся от базальтового расплава (не исключено, что часть металлов поступила с газовым потоком в твердой фазе), а оксиды, сульфиды и сульфаты – более низкотемпературными гидротермальными растворами. Восстанавливая естественный ход геологических событий, можно говорить о том, что вулканизм, имевший на подводных возвышенностях Японского моря длительный и пульсирующий характер (он периодически возобновлялся в течение продолжительного времени, начиная со среднего миоцена), по-видимому, обусловил масштабность и долговременность поствулканических гидротермальных процессов, в результате которых выносились обогащенные различными элементами флюиды. Растворы пронизали все слагающие возвышенности породы, но максимально ярко их действие проявилось в наиболее проницаемой (прижерловой) части морфоструктур. Формирование в привершинных частях вулканических построек ЖМО, содержащих комплекс металлических минеральных фаз, состав, морфология и локализация которых практически аналогичны таковым, выявленным в магматических породах, подтверждает данный вывод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахова Н.В. Благородные, редкоземельные и цветные металлы в железо-марганцевых корках подводных вулканов Японского моря // ДАН. 2008. Т. 422. № 4. С. 522–527.

2. Геология дна Японского моря / И.И. Берсенева, Е.П. Леликов, В.Л. Безверхний и др.; отв. ред. А.Г. Аблаев. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
3. Geology and geophysics of the Japan Sea / N. Isezaky, I.I. Bersenev, K. Tamaki, eds. Tokyo: Terrapub, 1996. 478 p.
4. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Вулканогенные комплексы Охотского и Японского морей (сравнительный анализ) // Океанология. 2007. Т. 47. № 2. С. 294–303.

Data on chemical composition of nonferrous and noble metal micrograins that first identified and studied in igneous rocks from seamounts of the Sea of Japan are considered. It is shown that igneous rocks and ferromanganese formations from the same seamounts contain nearly identical associations of accessory ore minerals. We conclude that accessory ore mineralization is of superimposed character and the source of metals is common and of postmagmatic gas-hydrothermal nature.

Таблица. Минеральные формы выделения металлов в железо-марганцевых образованиях и магматических породах подводных возвышенностей Японского моря.

Форма выделения	Железо-марганцевые образования	Магматические породы
самородная	Cu, Zn, Sn, Ni, Ti, Ag, Fe	Cu, Zn, Pb, Ni, Cr, Ti, Ag, Fe
интерметалл	Cu-Zn, Cu-Sn, Ni-Fe, Fe-Ni, Ni-Cr, Fe-Cr, Pt-Pd, Cu-Zn-Ni, Cu-Zn-Pb, Cu-Zn-Sn, Fe-Ni-Cu, Fe-Cr-Ni, W-Ti-Co, W-Fe-Co, Fe-W-Cr, Cu-Zn-Sn-Pb	Cu-Zn, Cu-Sn, Sn-Pb, Ni-Cu, Cu-Zn-Pb, Cu-Sn-Pb, Pb-Cu-Sn, Fe-Cr-Ni, Fe-Mn-Cr
сульфид, сульфат	Pb, Zn, Ag, Fe, Cu-Fe, Fe-As, Fe-Ni, Zn-Fe, Cu-Fe-Sn	Cu, Pb, Zn, Ag, Fe, Cu-Fe, Fe-As, Fe-Cu-Ni
оксид	Cu, Sn, Pb, Bi, Cr, Ti, Ag, Pd, Fe, Zn-Al, Sn-Pb, Pb-Fe, Fe-Zn, Fe-Ti	Zn, Pb, Sn, Ti, Ag, Fe, Fe-Ti
фосфид	Ni	Ni, Fe-Ni, Fe-Cr
вольфрамат	Ca, Mn, Mn-Fe	Ca
оксихлорид (?)	Ag	Pb
силицид (?)	Fe-Ti-Cr	Fe
молибдат	Mn-Fe	—
арсенид	Fe	—

Примечание. Прочерк – не обнаружено.

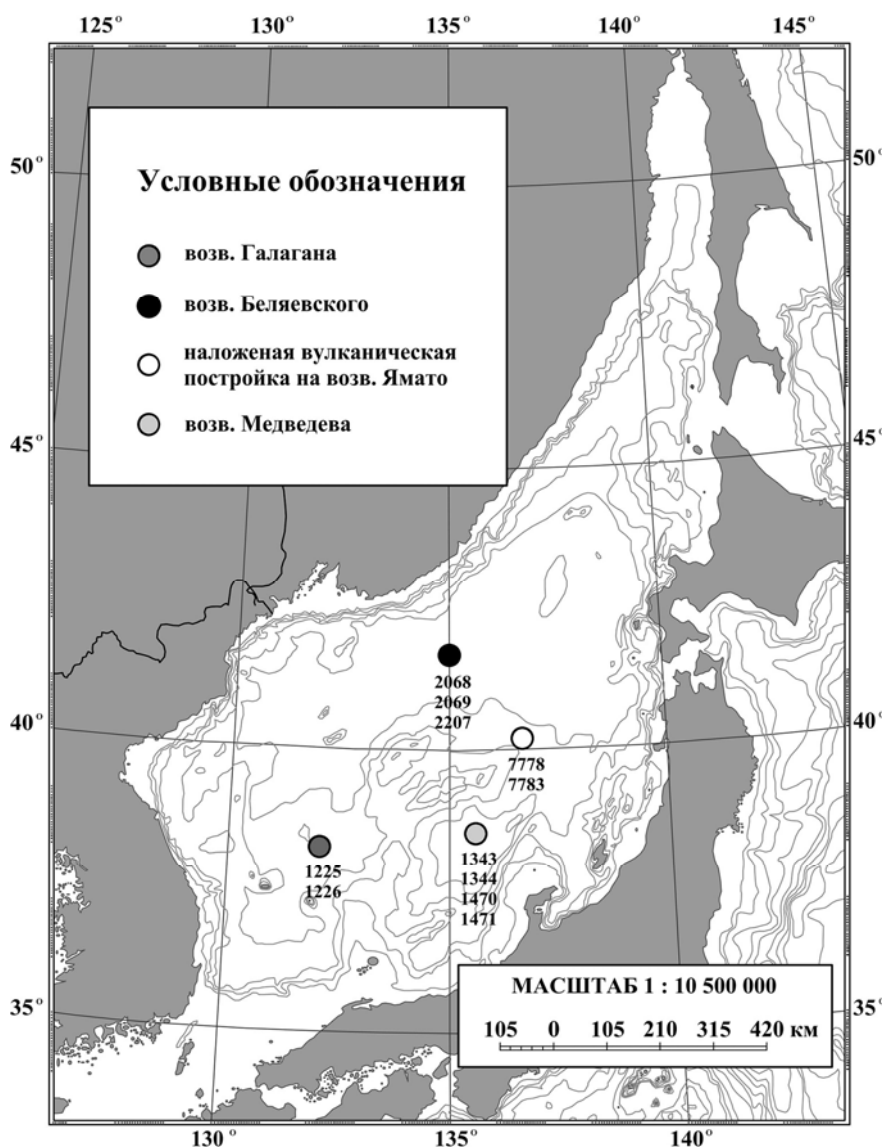


Рисунок. Карта-схема фактического материала

Кружками обозначены подводные возвышенности Японского моря со станциями драгирования, на которых были подняты и изучены железо-марганцевые образования и магматические породы (фактический материал).

Кругляков В.В.

(ГНЦ ФГУП «Южморгеология», Роснедра г. Геленджик;

E-mail: v-kruglyakov@mail.ru)

Генезис оксидных океанических руд

Kruglyakov V.V.

(State Scientific Centre of Russian Federation. Federal State Unitary Geological Enterprise "Yuzhmorgeologiya", Rosnedra, Gelendzhik)

Oxides oceanic ores Genesis

Оксидные океанические руды (полиметаллические или железомарганцевые конкреции и рудные корки) активно изучаются с середины прошлого века. Изучены их минеральный и химический состав, геологическое время формирования, условия залегания.

Большинство отечественных и зарубежных исследователей со второй половины прошлого века считает оксидные руды либо продуктами осаждения из океанской воды (водородные конкреции и корки), либо диагенетическими продуктами. Правда, диагенез, как правило, рассматривается как восстановительный процесс (Геологический словарь, 1975) начальной стадии литогенеза – преобразования осадка выпавшего из толщи воды в горную породу. Мы же неоднократно сообщали, что осадки океанических котловин – это не собственно осадки, выпавшие из толщи воды, а продукт гальмиролиза, как и все виды связанных с ними конкреций и корок [1]. Подводное химическое выветривание происходит при существенном сокращении до полного прекращения осадконакопления, когда океанические котловины испытывают погружение и глубина в них превышает критическую глубину карбонатной компенсации [2].

Исследования элементного состава океанской воды, руд и подстилающих их осадков показали, что значения марганцевого модуля (Mn/Fe) следующее:

В рудных корках обычно несколько более 1, в мелких конкрециях с нерудными ядрами, которые часто описываются как водородные, несколько более 3, а для крупных («диагенетических») до 6, а иногда и более.

В различных слоях глинистой части разреза чехла марганцевый модуль варьирует от 2 до 15.

В воде модуль составляет около 0.07.

Резкое различие соотношения марганца и железа в воде и рудных образованиях и подобие соотношения основных металлов в осадках и рудах свидетельствует об общности процессов формирования осадков и конкреций и об отсутствии связи генезиса руд с водой.

Другим подтверждением такого заключения является соотношение никеля и меди (Ni/Cu) в тех же средах. В воде оно близко 0.07; в конкрециях постоянно близко единице (1.04–1.05).

Представить себе такое селективное осаждения металлов из водного раствора не позволяют законы физической химии. Следовательно, говорить о гидрогенной природе оксидных рудных образований в океане невозможно.

Другое бытующее мнение о природе металлов в конкрециях и корках – поставка их из действующих и потухших подводных вулканов или из базальтов фундамента. Это представление также противоречит известным фактам. В базальтах марганцевый модуль постоянно близок 0.02, как по справочным данным А.П. Виноградова (1962), так и по результатам исследований тихоокеанских внутриплитных базальтов вулканических построек восточной части Тихого океана и склонов гайотов запада по определениям, выполняемым в ГНЦ «Южморгеология». Это позволяет усомниться и в идее первичной поставки металлов для формирования оксидных руд Мирового океана из базальтов.

А.И. Перельман в 1979 г. отнес основные элементы рудных корок и полиметаллических конкреций к группе гидротермалитов и рассмотрел их как наиболее «мантийные».

Прямая связь гидротермальных полей со скоплениями оксидных руд не просматривается сколько-нибудь отчетливо. Залежи глубоководных сульфидов известны в Атлантике вдоль практически всего Срединно-Атлантического хребта, но сопредельные с хребтом котловины не содержат сколько-нибудь значимых скоплений конкреций и даже склоны вулканических гор и холмов практически свободны от рудных корок. Сульфиды рифта Красного моря не сопровождаются скоплениями конкреций и корок. При изучении северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия – поднятия Альбатрос также не были отмечены скопления конкреций и рудных корок.

Элементы-гидротермалиты и гидротермальные поля это еще не прямые предшественники повышенных относительно осадочных пород и оксидных руд – скоплений конкреций и корок. Гидротермальные руды – это агрегаты преимущественно сульфидных минералов, формирующихся и существующих в восстановительных условиях. В этих рудах доминируют железо, медь и другие цветные и благородные металлы. Марганца в них обычно крайне мало.

Наиболее логичным представляется формирование конкреций в процессе гальмиролиза [1]. Они образуются на завершающей стадии – стадии окончательного окисления. Таким образом, все конкреции можно рассматривать как продукты диагенеза при условии, что само понятие диагенеза должно быть пересмотрено с отображением результатов пересмотра в словарях, справочниках и учебниках. В этом случае диагенез не ранняя стадия литогенеза, протекающая преимущественно в восстановительной обстановке, а некое преобразование современного осадка или продуктов химического разложения горных пород – кор

выветривания и гальмиролиза. Признание гальмиролитической природы конкреций и верхней глинистой части разреза чехла однозначно решает проблему «парадокса конкреций», о которой писал Д. Кронен в середине прошлого века. Он обратил внимание на то, что по оценкам того времени на основании определений абсолютного возраста скорость осадконакопления измерялась миллиметрами за десять тысяч лет, а скорость роста конкреций миллиметрами за миллион лет. Конкреции же залегают в один слой на поверхности дна, в чем и усматривался парадокс.

Накопление рудного вещества в осадочных образованиях, включая полиметаллические (марганцевые) конкреции и рудные корки из воды и из базальтов нереально. Следовательно, рудное вещество эндогенно. В то же время маловероятно, что оно накапливается в глинах, конкрециях и корках за счет разложения базальтов. Столь же трудно найти связь оксидных рудных провинций, площади которых измеряются миллионами квадратных километров, с полями активной гидротермальной деятельности. Они разобщены многими сотнями и тысячами километров.

Следовательно, проблема источника металлов для первичного концентрирования в осадках и окончательного в оксидных рудных стечениях остается открытой.

Объяснение можно пытаться искать с позиций металлогидридной Земли, предложенной В.Н. Лариным [3]. Можно предположить в наиболее ослабленных зонах земной коры океанических котловин с их наиболее тонкой корой разложение гидридов металлов металлосферы и вынос металлов потоком водорода на атомарном уровне. Связь металлов с потоком газов в принципе известна с середины прошлого века, когда металлометрия применялась в качестве одного из геохимических методов при поисках залежей нефти и газа. Проблема газового дыхания Земли в последнее время активно обсуждается, в частности [4]. Попытка показать возможность поступления глубинного вещества в осадочные образования океанических котловин была предпринята [5]. Правда, решения проблемы селективного обогащения такого потока марганцем нет, т.е. вопрос источника металлов и, прежде всего, марганца останется открытым.

Утилитарного значения решение природы металлов в рудах не имеет. Российская Федерация располагает лицензионным участком – разведочным районом площадью 75000 км² в наиболее крупной и богатой рудной провинции Кларион-Клиппертон в Северо-восточной котловине Тихого океана, выделенной СССР Международным органом по морскому дну ООН по заявке научно-производственного объединения (ныне Государственного научного центра) «Южморгеология». Кроме того РФ является соучредителем Совместной организации «Интерокеанметалл» в составе Болгарии, Кубы, Польши, России, Словакии и Чехии, которая тоже владеет аналогичным разведочным районом в той же провинции. Исследования проведены и заявка подготовлена при участии специалистов

«Южморгеологии».

Тем не менее, проблема решения нового «парадокса конкреций» – определения источника рудного вещества для формирования руд Мирового океана представляет несомненный научный интерес в связи с разработкой теоретических вопросов литологии и учения о полезных ископаемых океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Инженерная геология рудной провинции Кларион-Клиппертон в Тихом океане/ Я.В. Неизвестнов, А.В. Кондратенко и др. Тр. ВНИИОкеангеология МПР РФ. 2004. Т. 197. 201 с.
2. Кругляков В.В. Минерагения Мирового океана в связи с геотектоникой // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. I. М. ГЕОС, 2005. С. 345–349.
3. Ларин В.Н. Наша Земля (происхождение, состав, строение и развитие). М. «Агар», 2005. 242 с.
4. Пронин А.А., Голева Р.В. Газовое дыхание Земли и его глобальные экологические последствия. Глобальная безопасность. М.: ВАНКБ, 2009. С. 90–93.
5. Кругляков В.В. К природе полиметаллических конкреций на примере Российского разведочного района в рудной провинции Кларион-Клиппертон (Северо-восточная котловина Тихого океана) // Геология морей и океанов. Материалы XIX Международной конференции (Школы) по морской геологии. Том II. М.: ГЕОС, 2011. С. 169–171.

The forming of manganese nodules and ore crusts is impossible by precipitate from sea water and products of basalt decompose. Proposal migration ore elements from metal-hydride stratum.

**Лыгина Т.И.¹, Дмитренко О.Б.², Казарина Г.Х.²,
Копаевич Л.Ф.³, Матуль А.Г.²**

(¹ГНЦ «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: lyginat@ymg.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва; ³Геологический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва)

**Стратиграфия и возраст осадков рудной провинции
Кларион-Клиппертон (новые литологические и
микропалеонтологические данные)**

**Lygina T.I.¹, Dmitrenko O.B.², Kazarina G.Kh.²,
Kopaeovich L.F.³, Matul A.G.²**

(¹State Scientific Centre YUZHMOREGEOLOGIYA, Gelendzhik; ²P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ³Geology Department of M.V. Lomonosov State University, Moscow)

**Stratigraphy and age of sediments in Clarion-Clipperton ore
province (new lithological and micropaleontological data)**

Проведены комплексные лито- и биостратиграфические исследования донных осадков из центрального района железомарганцевой провинции Клирион-Клиппертон, северная экваториальная часть Северо-Восточной котловины Тихого океана, с глубинами 4800-5100 м. Донный рельеф – чередование линейных субмеридиональных выположенных поднятий и впадин шириной от сотен метров до первых километров, протягивающихся на десятки километров и разделяющихся узкими крутыми склонами высотой до 100-150 м. Отмечаются отдельные холмы вулканического происхождения относительной высотой до 600 м. На поверхности дна залегают современные слабокремнистые глинистые монтмориллонит-иллитовые илы с железо-марганцевыми конкрециями, а на крутых склонах и в бортах эрозионных воронок обнажаются древние осадки.

По данным наиболее близко расположенной к району исследований скважины глубоководного бурения DSDP-16 Site 160, фундаментом осадочного чехла мощностью немногим более 100 м являются раннеолигоценовые базальтовые эффузивы с возрастом около 34 Му [1]. Осадочный разрез состоит из (1) нижней карбонатной толщи – нannoфоссилий мел, известковые глины и мергели – на глубине более 27 м от поверхности дна и (2) верхней глинистой толщи, сложенной монтмориллонитовыми, часто цеолитсодержащими глинами и по направлению к верху обогащенной радиоляриями. По данным геоакустического профилирования ГНЦ «Южморгеология», между карбонатной и глинистой толщами есть стратиграфическое и угловое несогласие, датируемое предположительно ранним-средним миоценом и связанное с одной из фаз вулканно-тектонической активизации [2]. Поверхность несогласия имеет эрозионную природу и представляет собой

систему врезов в карбонатной толще, запечатанных глинистыми отложениями.

Геологическое опробование проводилось в комплексе с гидролокацией бокового обзора и геоакустическим профилированием комплексом МАК-1М и непрерывным фототелепрофилированием комплексом Нептун-Ц. Материалом для наших исследований послужили разновозрастные осадочные образования, отобранные в 2012 г. при геологоразведочных работах ГНЦ «Южморгеология» на НИС «Геленджик». Цель работы – определение возраста вскрытых отложений. Задачи – (1) описать типы осадков, соответствующие разным режимам седиментации, (2) выявить комплексы микрофоссилий в качестве основы для биостратиграфических зон, а также индекс-виды с достоверными датировочными уровнями.

Стратиграфические работы выполнены на материале 52 проб, 47 из которых представляют глинистую толщу и 5 – карбонатную; 24 пробы отобраны из восьми коробчатых пробоотборников, 22 – из трех прямооточных трубок и 6 – из материалов драгирования днищевой части эрозионной воронки, прорезающей всю осадочную толщу до фундамента и являющейся результатом растворения известковых пород гидротермальными флюидами (8823Др, 8823-1Др, 8823-2Др). Трубка 8817-Т содержит осадки из верхней части глинистой толщи. Трубка 8818-Т получена на участке сильного, до мощности не более 2,5 м, выклинивания глинистой толщи и содержит осадки из ее нижней части. Трубка 8820-Т содержит осадки из карбонатной толщи, перекрытой маломощным, не более 0,5 м, слоем глины. Типы осадков определялись по визуальному литологическому описанию и анализу отмытых фракций под микроскопом.

Микропалеонтологические исследования включали анализ комплексов радиолярий, диатомей, фораминифер и известкового наннопланктона. Определение возраста отложений проводилось по стандартным биостратиграфическим схемам и датировочным уровням в [3–7 и др.].

Возраст коричневых однородных и светло-желто-коричневых пятнисто-полосчатых монтмориллонит-иллитовых осадков самого верхнего слоя глинистой толщи, вскрытого восемью коробчатыми пробоотборниками, датируется до глубины 15 см средним-поздним плейстоценом/голоценом, а до глубины около 45 см – средним плейстоценом. Сходная датировка (средний-поздний плейстоцен/голоцен) получена и для более глубоких горизонтов разреза трубки 8817-Т, вскрывающей верхи глинистой толщи (монтмориллонит-иллитовые коричневые и палево-коричневые однородные и пятнистые глины разных оттенков до глубины 232 см).

Разрез трубки 8818-Т, вскрывающей низы глинистой толщи, в своей нижней части сложен пористыми монтмориллонитовыми темно-желтовато-коричневыми пятнистыми глинами нижнего-среднего миоцена (интервал 198–220 см) и, чуть выше, желтыми однородными глинами среднего миоцена (172–198 см). На них несогласно залегают монтмориллонит-

иллитовые светло-желтовато-коричневые пятнистые глины нижнего и верхнего плиоцена (53–172 см) и коричневые слабопятнистые глины нижнего плейстоцена (7–53 см). Несогласие между двумя типами глин на отметке 172 см маркируется четким, неровным контактом и соответствует перерыву в течение, по крайней мере, всего позднего миоцена. Внутри нижнего интервала, сложенного пористыми миоценовыми глинами (172–220 см), на отметке 198 см расположена резкая граница в виде трещины отрыва между двумя слоями, различающимися по консистенции, текстуре и цвету основной массы. Эта граница, по данным радиоляриевых анализов, маркирует смену ниже-среднемиоценовых пород типично среднемиоценовыми и отвечает, по всей видимости, непродолжительному перерыву внутри среднего миоцена.

На ряде станций, отработанных коробчатым пробоотборником, как и колонкой 8818-Т, на участках выклинивания глинистой толщи, также отобраны более древние глины, отличающиеся от плиоценовых и средне-верхнеплейстоценовых/голоценовых монтмориллонит-иллитовых глин своими литологическими и физическими характеристиками. Эти монтмориллонитовые, часто обогащенные цеолитами, глины, характеризующиеся либо повышенной плотностью и пониженной влажностью, либо пониженной плотностью и повышенной влажностью, датированы по малочисленным радиоляриям плохой сохранности предположительно миоценом. Во всех случаях осадки, залегающие непосредственно на миоценовых глинах, датируются средним-поздним плейстоценом/голоценом или средним плейстоценом. Отложения плиоцена и нижнего плейстоцена в этих пробах не обнаружены. На наш взгляд, наиболее вероятная причина – локальный размыв на этих участках дна, т.к. возможность общего перерыва в осадконакоплении с раннего плиоцена до конца раннего плейстоцена противоречит данным, полученным по трубкам 8817-Т и 8818-Т.

Переход от глинистой толщи к карбонатной изучен на материале колонки 8820-Т, разрез которой состоит из пестрых пористых глин и подстилающих глинисто-известковых отложений. Контакт между глинами и мергелем имеет резкий характер в виде зияющей трещины, говорящий о том, что переход от карбонатного типа накопления к глинистому был не постепенным, а резким. Для глин по радиоляриям определен среднемиоценовый возраст, для подстилающего мергеля по фораминиферам и наннопланктону – олигоцен-раннемиоценовый, а по радиоляриям – ранне-среднемиоценовый. Учитывая данные скважины DSDP Site 160, в которой граница между карбонатной и глинистой частями разреза датирована ранним миоценом, а также характер контакта между разнотипными породами в керне трубки 8820-Т, можно предположить раннемиоценовый возраст смены режима накопления и в районе наших работ.

Олигоцен-раннемиоценовые глинисто-известковые породы (возраст

определен по фораминиферам и наннопланктону) встречены в материалах драгирования днища воронок (8823Др). Здесь же обнаружены еще более древние известковые породы (8823-1Др, 8823-2Др) – мергели, датированные по комплексу фораминифер поздним эоценом/ранним олигоценом. Результаты, полученные по материалам драгирования, дают основание пересмотреть представления о нижнем возрастном пределе этапа формирования карбонатной толщи из района работ в сторону его возможного удревнения от раннего олигоцена до позднего эоцена, что требует дополнительного подтверждения.

Наши результаты свидетельствуют о прерывистом характере осадконакопления в изученном районе. Наиболее крупный перерыв связывается с поздним миоценом, отложения которого не обнаружены ни в одной из проб. Начало этого перерыва, возможно, связано со второй половиной среднего миоцена. Еще один перерыв отмечается внутри среднего миоцена. Перерыв, связанный со сменой карбонатного типа осадконакопления на глинистый, приурочен к границе между ранним и средним миоценом. Основная часть глинистой толщи в районе работ сложена осадками плейстоценового возраста.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. van Andel T.H. et al. Initial Reports DSDP. 1973. V. 16. 949 p.
2. Басов И.А. Стратиграфические перерывы в осадочном чехле Северо-Западной Пацифики и их связь с геологическими событиями // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 91–96.
3. Berggren W.A., Miller K.G. Cenozoic bathyal and abyssal calcareous benthic foraminiferal zonation // Micropaleontology. 1989. V. 35. № 4. P. 308–320.
4. Plankton Stratigraphy / Bolli H.M. et al. (Eds). Cambridge Univ. Press, 1983. V. 1. 608 p.
5. Plankton Stratigraphy / Bolli H.M. et al. (Editors). Cambridge Univ. Press, 1985. 1032 p.
6. Bukry D. Biostratigraphy of Cenozoic sediments by calcareous nannofossils // Micropaleontology. 1978. V. 24. № 1. P. 44–60.
7. Nigrini C., Sanfilippo A. Cenozoic radiolarian stratigraphy for low and middle latitudes with descriptions of biomarkers and stratigraphically useful species // ODP Technical Note No. 27. 2001: www-odp.tamu.edu/publications/tnotes/tn27.

Based on lithophysical and micropaleontological data, sediments, recovered by gravity cores, box-corers, and dredges in the central Clarion-Clipperton ore province, have an age from the Late Eocene to Late Quaternary. Major stratigraphic gaps occur at the boundary of Early/Middle Miocene, within both Middle and Late Miocene.

Маленкина С.Ю.

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

**Особенности строения и генезис мезозойских
фосфоритовых плит Восточно-Европейской платформы
Malenkina S.Yu.**

(Geological institute RAS, Moscow)

**Features of the structure and genesis of the Mesozoic
phosphorite pavements of the East European Platform**

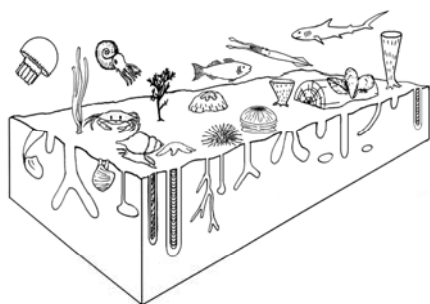
В мезозойских отложениях Восточно-Европейской платформы достаточно часто встречаются такие своеобразные образования как фосфоритовые плиты. До сих пор их происхождение не до конца выяснено и является дискуссионным. Они обычно представляют собой сгруженные фосфатные желваки, гальки и реже зерна, сцементированные фосфатным, карбонатно-фосфатным, железисто-фосфатным, редко кремнистым материалом в своеобразный конгломерат линзовидного или пластового строения. Мощность их колеблется в зависимости от строения конкретного разреза, но обычно не превышает 1 м. Они могут прослеживаться на десятки-сотни метров, иногда километры, покрывая значительные площади, но местами имеют прерывистое, линзовидное строение, не более первых метров, переходя по простиранию в прослой несцементированных желваков. Иногда в одном разрезе наблюдаются сразу несколько фосфоритовых плит, при этом они обычно разделяются прослоями рыхлых, чаще всего терригенных отложений, но иногда на некоторых участках могут сливаться воедино. Поверхность плиты часто гладкая, хотя и не всегда ровная, иногда может быть покрыта тонкой (2–3 мм) глянцевой коркой (поливой), желтоватого, синеватого или перламутрового цвета [1]. Кровля плиты обычно очень крепкая, нередко ожелезненная, представляющая собой единый слой спаянных вместе желваков, книзу степень цементации уменьшается, появляются пустоты, заполненные рыхлым осадком. Нижняя граница извилиста, нередко с многочисленными выростами разнообразной формы и величины. Плита может быть сложена как однородными, так и разнородными по размеру и окатанности желваками фосфоритов, ее насыщенность ими также может варьировать по простиранию. Местами плита (также как и включенные в нее желваки) имеет довольно сложное строение, вероятно обусловленное многостадийностью формирования. Изредка фосфатные плиты представлены однородными тонкими пропластками фосфатных песчаников плитчатого строения без вкрапления в них желваков, внешне напоминающих пласты зернистых фосфоритов, как, например, в разрезе Стайки Сожского месторождения [1].

Желваки, составляющие плиту, могут быть различного происхождения. Часть из них является явным биодетритом (фрагментами

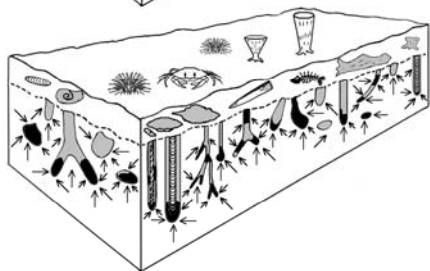
фосфатизированных губок, ядер макрофауны, дерева, костей), особенно это заметно среди юрских отложений. Некоторые из них обнаруживают органоседиментационные структуры нарастания характерные для альго-бактериальных построек и соответствующую форму [2]. Другие, вероятно, являются фосфатизированными слепками ихнофоссилий (преимущественно нор десятиногих ракообразных), что особенно характерно для оксфордских и сеноманских фосфоритов. При микроскопическом и ультрамикроскопическом изучении в составе желваков помимо примеси терригенного материала и глауконита обычно обнаруживаются различные биокомпоненты (фрагменты скелетов губок, иглокожих, радиолярий, диатомей, кокколитов, фораминифер, микробиальные остатки), как фосфатизированные так и сохранившие первоначальный состав, по которым ранее была проведена их типизация [3]. Наши последние исследования структур и текстур различных юрских и меловых конкреций Русской плиты выявили, что часть из них имеют отчетливо выраженное строматолитовое строение, другие – комковатое тромболитовое [2]. Таким образом, все это демонстрирует, что юрские и меловые фосфориты фиксируют как весь спектр организмов населявших рассматриваемую часть бассейна (в виде замещенных остатков), так и оставленные ими следы (ихнофоссилии), иногда другие проявления жизнедеятельности (микробиалиты, копролиты и пр.), а также особенности захоронения. От последних, в частности, зависят и процессы, приводящие или нет к фосфатизации.

Фосфат, который высвобождается в результате выветривания на суше, превращаясь в твердые и растворенные органические и неорганические формы, транспортируется реками в океан, при этом значительная его часть быстро осаждается в прибрежных районах без включения в морскую биомассу. Тем не менее, первичные продуценты, т.е. фитопланктон в поверхностных морских водах, сильно зависят от этой речной поставки. Относительно небольшой поток биологически доступного фосфора состоит в основном из твердых частиц в виде лабильного органического вещества и фосфора, связанного с оксигидроксидами металлов, дополненные незначительными долями растворенных фосфатов и растворенного органического вещества. Он очень быстро усваивается морской биомассой и считается важным фактором в регулировании первичной продуктивности [4]. В свою очередь в некоторых участках шельфа, в результате взаимодействия ветровых и гидрофизических полей, возникает еще один источник фосфора – апвеллинг, стимулирующий как первичную продукцию фитопланктона, так и все остальные звенья пищевой цепи (зоопланктон, ихтиофауну и др.), здесь же эпизодически происходят массовые заморы, дополнительно способствующие возникновению на дне обогащенных органическим веществом биогенных осадков, которые в дальнейшем и являются базисом для процесса фосфоритообразования [5]. В наиболее геохимически активном верхнем слое осадка, при участии

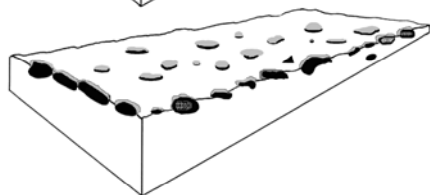
микроорганизмов, происходят распад органического вещества, минерализация и частичное растворение фосфора в поровых водах. При этом наблюдаются противоположно направленные диффузии фтора из придонной воды в осадок и фосфора снизу к поверхности раздела вода-дно, благодаря чему, в зоне пересечения этих потоков, происходит осаждение фторкарбоната апатита, видимо в аморфной фазе. Центрами осаждения выступают зоны скопления органических остатков с повышенным содержанием фосфора и питающимися ими микроорганизмами, способными накапливать и удерживать значительные количества фосфора, тогда как другие продукты разложения – углекислота, метан и др. удаляются ими во внешнюю среду [6]. Эти микроорганизмы, такие как некоторые бактерии (например, *Eschericia*, *Bacillus*, *Flavobacterium* и *Pseudomonas*) и простейшие (например, *Vorticella*, *Opercularia* и *Epistylis*), могут захватывать и концентрировать фосфор в виде внутриклеточных гранул полифосфатов [7]. Яркий пример этого – крупная сульфид-окисляющая бактерия *Thiomargarita namibiensis*, запасаящая огромное количество полифосфатов и обеспечивающая очень высокое содержание фосфатов в поровых водах шельфа Намибии и последующее выпадение кристаллитов апатита [8]. Помимо них существуют и различные виды фитопланктона (такие как *Skeletonema*, *Thalassiosira*, *Synechocystis*, *Nostoc*, *Calothrix*, *Trichodesmium*), которые способны по мере необходимости синтезировать, хранить и удалять полифосфаты. Накопление полифосфатов обычно происходит в аэробных условиях, когда имеется избыток растворенного фосфора. Если же возникает анаэробная среда, хранимый фосфор используется в качестве источника энергии и, в конце концов, выходит в растворенном виде в окружающие воды. Микроорганизмы, накапливающие полифосфаты, являются доминирующими при осциллирующих окислительно-восстановительных условиях, поскольку это позволяет им хорошо переносить изменяющиеся условия. Наличие больших количеств (6,6%) полифосфатов было зарегистрировано и в морских осадках с кислородной средой, где условия на границе раздела осадок-вода не способствуют использованию полифосфатов и они накапливаются, но в бескислородных условиях осадка ниже в нескольких сантиметрах, уже происходит их использование [7]. Кроме того, появились данные показывающие, что существует ассоциированный с опалом внутренний фосфор, находящийся непосредственно в раковинах диатомей. В обогащенных биогенным опалом осадках он достигает в среднем 50-60% извлекаемого фосфора [9]. Все это хорошо объясняет, почему современные океанские фосфориты формируются в районах с высокой биологической продуктивностью [5], для которых характерна максимальная интенсивность седиментационных потоков фосфора в составе биогенного детрита и повышенные концентрации этого элемента в донных отложениях, что способствует последующему осаждению фосфатов кальция.



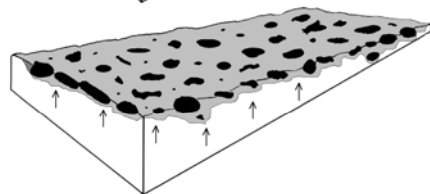
1 – жизнедеятельность разнообразных организмов



2 – фосфатизация различной органики и ходов (серое – осаждение аморфного фосфата в участках развития локальной аноксии, черное – фосфорит, стрелками показан диффузионный подток растворенных фосфатов)



3 – вымывание получившихся стяжений фосфоритов и сгужение их в прослой (за счет усиления гидродинамической активности). Обращание затем желваков микробными пленками



4 – образование фосфоритовых плит (при сохранении спокойного гидродинамического режима)

Рис.1. Модель процесса формирования фосфоритовых плит

Вероятно, формирование мезозойских фосфоритов происходило по такому сценарию: скопления фауны быстро захоранивались в осадках, нередко в ходах инфауны, в них возникала локальная аноксия за счет деятельности бактерий, диффузионный подток фосфатов, достижение высоких концентраций вокруг захороненных организмов и осаждение аморфного вещества, позже подвергавшегося раскристаллизации. Затем при усилении гидродинамической активности происходил размыв и сгужение получившихся стяжений в прослой [10]. В дальнейшем сгуженные желваки могли обрастать микробными пленками, если их не засыпало осадком, близкорасположенные желваки могли срастаться. Временами происходило полное прекращение осадконакопления (перерыв),

фосфатизация поверхности размыва (hard ground) и цементация сгруженных желваков происходящая сверху вниз (рис.).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 12-05-00246.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Малёнкина С.Ю. Обстановки осадконакопления и роль биоты в фосфатогенезе позднего мела Воронежской антеклизы // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. ст. СПб.: НИИЗК СПбГУ, 2005. С. 209–225.
2. Маленкина С.Ю. Органоминерализация в юрских строматолитовых постройках Русской плиты // Проблемы геологии европейской России. Саратов: СГТУ, 2013. С. 124–135.
3. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Малёнкина С.Ю. и др. Типизация фосфатных желваков и ассоциированных фосфатных фрагментов в мезозое Восточно-Европейской платформы, их сравнение с современными и некоторыми одновозрастными аналогами по результатам электронно-микроскопического изучения. Учебное пособие. Воронеж: Издательство Воронежского государственного университета, 2004. 79 с.
4. Benitez-Nelson C.R. The biogeochemical cycling of phosphorus in marine systems // Earth-Science Reviews. 2000. V. 51. P. 109–135.
5. Батурин Г.Н. Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.
6. Савенко В.С., Савенко А.В. Физико-химический анализ процессов современного океанского фосфоритообразования. М.: ГЕОС, 2005. 155 с.
7. Sannigrahi P., Ingall E. Polyphosphates as a source of enhanced P fluxes in marine sediments overlain by anoxic waters: Evidence from ^{31}P NMR // Geochemical Transactions. 2005. V. 6 (3). P. 52–59.
8. Schulz H.N., Schulz H.D. Large sulfur bacteria and the formation of phosphorite // Science. 2005. V. 307. P. 416–418.
9. Latimer J.C., Filippelli G.M., Hendy I., Newkirk D.R. Opal-associated particulate phosphorus: Implications for the marine P cycle // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. V. 70. P. 3843–3854.
10. Föllmi K.B. The phosphorus cycle, phosphogenesis, and marine phosphate-rich deposits // Earth-Science Reviews 1996 V. 40. P. 55–124.

We studied the features of the structure and genesis of the Mesozoic phosphorite pavements of the East European platform. Until now, their origin is not fully understood and is controversial. Jurassic and Cretaceous phosphates recorded both as the full range of organisms inhabiting in the basin (in the form of substituteremains), and their traces (ihnofossils), sometimes otherevidence of life (microbialites, coprolites, etc.), and the burial features.

**Мельников М.Е.¹, Дарьин А.В.², Ракшун Я.В.³,
Гимон В.О.², Миноранский Д.Е.¹**

(¹ГНЦ «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: m_e_melnikov@mail.ru; ²Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск; ³Институт ядерной физики СО РАН, г. Новосибирск)

**Исследование разреза кобальтоносных марганцевых корок
с помощью рентгенофлуоресцентного анализа на пучках
синхротронного излучения**

**Melnikov M.Ye.¹, Darin A.V.², Rakshun Y.V.³, Gimon V.O.²,
Minoransky D.Ye.¹**

(¹SSC «Yuzmorgeologiya», Gelendzhik; ²Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the RAS, Novosibirsk; ³Institute of Nuclear Physics of the Siberian Branch of the RAS, Novosibirsk)

**Subsurface exploration of Co-rich manganese crusts by X-ray
fluorescence analysis based on beam synchrotron emission**

С целью углубления представлений о распределении химических элементов по разрезу кобальтоносных железомарганцевых корок подводных гор и об особенностях формирования их разреза на различных этапах рудогенеза, выполнены микрозондовые исследования методом сканирующего рентгенофлуоресцентного анализа на пучках синхротронного излучения. Особенности методики проведения этого анализа при работе с корками уже были доложены А.В. Дарьиным на Школе Морской геологии в 2011 г. [1, 2]. В этом сообщении мы сконцентрируемся на полученных результатах.

Разрез кобальтоносных марганцевых корок Магеллановых гор состоит из четырех слоев (снизу вверх): слой I-1 (поздний палеоцен – ранний эоцен), слой I-2 (средний – поздний эоцен), слой II (миоцен), слой III (плиоцен – квартер). В ряде случаев основной разрез подстилается реликтивными слоями кампан-маастрихтского или позднепалеоценового (?) возраста (3).

Всего с 2007 по 2011 гг. было проанализировано 16 образцов с 8 гайотов Магеллановых гор. Получено и обработано более 27000 спектров, содержащих информацию о концентрациях от 20 до 35 элементов. Общее количество элементопределений составило более 785 000. Результаты представлены в виде электронных таблиц, позволяющих визуализировать распределения элементов вдоль профиля сканирования.

Проанализированные элементы обладают различной степенью информативности. Часть из них – Ga, Se, Pd, Ag, In, Sn – создает концентрации ниже предела определений и дает реальные значения на небольших участках, что, по сути, позволяет лишь говорить об их присутствии. Отмечена тенденция повышения концентраций Ga и Se в слоях с высоким содержанием карбонатно-фосфатного материала. Rb, Cs,

Vr тяготеют к наиболее пористым участкам разреза. У ряда элементов (V, Zn, As, Nb, Pb) распределение носит пилообразный вид. Проведенные улучшения методики и специальные процедуры обработки, в частности сглаживания, позволили для некоторых из них выявить вполне отчетливые закономерности изменения по разрезу. Для элементов с высокими содержаниями – Mn, Fe, Ca, Ti – метод позволяет проводить только полуколичественные определения. Однако, главный интерес представляют именно закономерности изменчивости элементов по разрезу, а не абсолютные значения.

Для основных рудных компонентов корок установлено, что содержания Mn и Fe падают на участках широкого развития макро- и микровключений нерудного компонента, а возрастают, нередко скачкообразно, на границах слоев. Изменения концентраций могут происходить синфазно или находиться в противофазе (рис.). Последнее, в основном, отмечается в пределах верхних слоев разреза корок II и III. Такое поведение Mn и Fe и приводит к падению значений Mn/Fe ниже 1.0 в пределах некоторых микрослоев.

Скачкообразно изменяются и концентрации Ni. Иногда это происходит циклически, причем участки снижения концентраций приходится на зоны обильного развития нерудного компонента. Более высокий фон концентраций приходится на слои I-1, I-2. Содержания Cu мало изменчивы и существенно ниже Ni. В целом они следуют за его колебаниями.

Распределения Ce и La характеризуются умеренной изменчивостью. Тем не менее, в подошве каждого из слоев часто отмечается пикообразное повышение концентраций Ce, а иногда и La, который, в основном, не следует за Ce, а ведет себя относительно стабильно или находится с Ce в противофазе. Именно поэтому отношение Ce/La, обычно существенно превышающее 2.0, в пределах микрослоев опускается до 1.0 и даже ниже. Такие значения обычно характерны для субстрата, но фиксируются и на отдельных участках слоев I-2 и II. В слое I-1 такие падения значений не отмечены, поскольку в этом слое концентрации Ce высоки.

Сходство в распределении с этой парой проявляют Te и Sb. Для обоих компонентов локальные концентрации изменчивы, однако осредняющие линии относительно плавны. Te в целом дает повышение концентраций в подошве и кровле слоя I-1, затем уровень концентраций падает в слое I-2 и повышается в слое II. В других образцах стабильно прослеживается только повышение концентраций в кровле слоя I-2 и слое II. В целом многие компоненты дают пики не только в основании, но и кровле слоев. Sb, в целом, следует за Te. Однако, на отдельных участках ее графики независимы, а в некоторых образцах, на отдельных участках разреза, Sb находится в противофазе к Te. Для обоих компонентов во всех случаях отчетливо выражены пики концентраций на границе субстрат – корка, будь это слой I-1 или пористая разновидность слоя III.

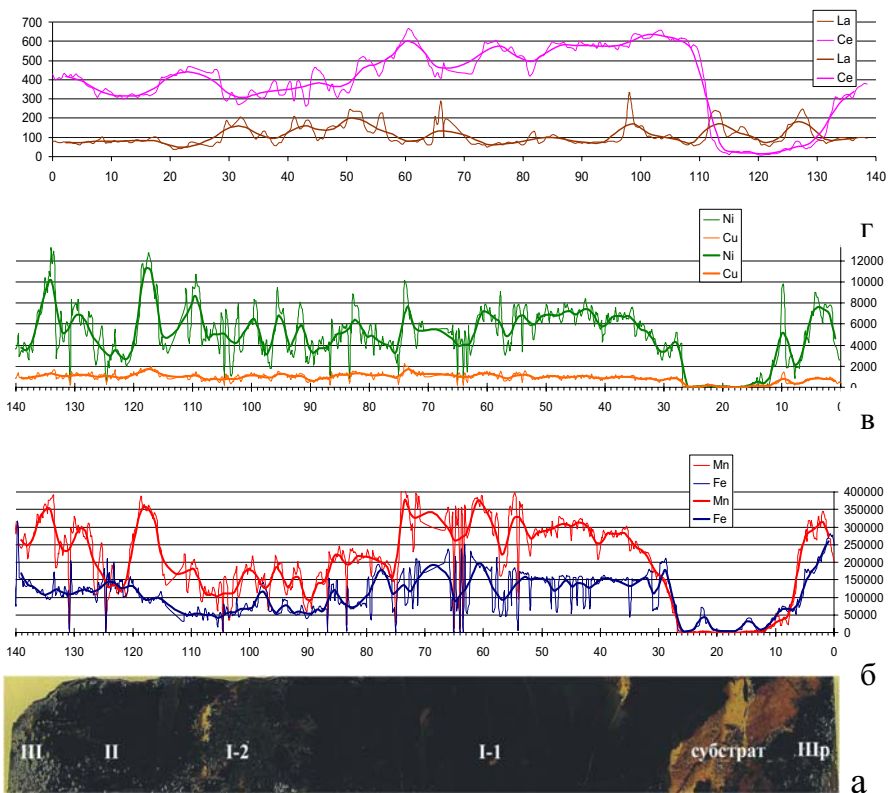


Рисунок. Распределения элементов вдоль профиля сканирования
Абсцисса – пикетаж (мм), ординаты – содержания компонентов (г/т);
исходные и сглаженные по 10 точкам, образец 30Д155, гайот Паллада

Ва и I демонстрируют противоположное распределение. I дает высокие содержания в субстрате и в слое I-2. В слое I-1 его концентрации понижены, а в нефосфатизированных верхних слоях практически сходят на нет. Ва, напротив, проявляет пониженные концентрации в субстрате, дает высокие концентрации в мощном слое I-1 с резким пиком на контакте с коркой, понижается в слое I-2, далее ведет себя относительно стабильно.

Были исследованы не только образцы с регулярным разрезом, но и сформированные в особых геологических условиях, например, с горизонтами погребенных конкреций, с хорошо развитыми реликтовыми слоями. В частности, в последнем случае было подтверждено, что в реликтовом слое фиксируются минимальные концентрации большинства металлов, что объясняется разбавляющим эффектом карбонатно-фосфатной

массы. Однако, установлено, что концентрации Ni и Cu, напротив, повышены относительно основного разреза. La в реликтовом слое дает сопоставимые с остальной частью разреза концентрации. Однако, концентрации Ce падают до уровня обнаружения, поэтому в пределах всего разреза слоя R отношение Ce/La ниже 1.0. Концентрации Sr стабильны по всей фосфатизированной части разреза (слои R – I-1 – I-2). Однако в верхней половине реликтового слоя они резко повышаются вдвое (до 1200 г/т), а отдельные пики достигают 2000 г/т. Высокие концентрации в реликтовом слое отмечены и для V.

Все это, однако, частные случаи отдельных сканов. Для выявления общих закономерностей необходима статистическая обработка полученных результатов. Огромные массивы данных позволяют использовать самые различные приемы обработки. Однако, такая обработка и, особенно, анализ полученных в ходе нее результатов, требует существенных затрат времени и средств. Поэтому предприняты наиболее простые, общие способы статистических исследований.

Статистические характеристики содержаний компонентов и система их корреляционных связей подтверждает основные выводы, полученные ранее на основе анализа послонных образцов корок, выполненных методами классической химии [3]. Два нижних слоя корок (I-1 и I-2) обеднены рудными компонентами и обогащены элементами, связанными с карбонатно-фосфатной составляющей. Противоположная ситуация наблюдается в двух верхних слоях, где преобладают рудные, а карбонатно-фосфатная фаза, и связанные с ней элементы, понижены. При этом ряд редких, редкоземельных и рассеянных элементов концентрируются именно в подошве разреза, в слое I-1 – Mo, V, Cr, Pb, Ba, Bi, Ce и некоторые другие.

Проведенные микрозондирования позволяют иначе взглянуть на эти общие закономерности. Названные компоненты максимально концентрируются не в слое I-1, а в слое, непосредственно перекрывающим субстрат и являющимся основанием разреза. Чаще всего таким слоем и является слой I-1, но он может быть представлен и слоем I-2, и слоем II.

Исследования межэлементных связей показывают, что в разных образцах в одних и тех же слоях могут быть проявлены различные корреляционные связи, однако, существуют общие постоянно повторяемые закономерности изменения характера связей по разрезу и некоторый набор наиболее тесных, постоянных корреляций в пределах каждого слоя.

В нижних фосфатизированных слоях всегда выделяются группы Mn и Fe, несвязанные между собой, либо слабо связанные опосредованно через Ti, Pb, Tl. Внутри групп связи весьма сильные. К группе Mn постоянно относятся Mo, Ni, часто Zn, Cu, иногда Tl. Группа Fe менее постоянна. Собственно Fe может быть связано с Ti, V, Pb, Zr, Nb. От образца к образцу часть элементов проявляют сильные корреляции с Fe, а другие не имеют связей.

Для двух верхних слоев характерна большая рассеянность связей. Группы Mn и Fe связаны друг с другом через множество опосредованных связей, чаще всего через Zn и Ti. Sr в верхних слоях стабильно входит в группу Mn, в то время как в нижних он тяготеет к группе Fe или индифферентен к другим элементам. Нередко к группе Mn примыкает As и через него отмечается связь с группой Fe. V, в нижних слоях входящий в группу Fe, в верхних значимых корреляций не проявляет. Сильных положительных связей (коэффициент корреляций от 0.8 до 1.0) остается весьма немного – Mn с Mo и Ni.

После проведения в течение нескольких лет подобных исследований, мы смогли выявить общие закономерности поведения элементов. Однако, более детально понять распределение связей и их зависимость от локальных условий нам пока не удалось. С одной стороны, необходимо продолжать сбор и систематизацию подобного материала. С другой, очевидна необходимость создания алгоритма, который позволял бы выполнять послойный статистический анализ образцов в автоматическом режиме, на основании чего проводить сравнения разных слоев в одном образце и одинаковых слоев в разных образцах с выявлением общих закономерностей и локальных особенностей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дарьин А.В., Асавин А.М., Мельников М.Е., Ракшун Я.В. Оценка роли изоморфизма Mn, Fe и редких элементов по их распределению в тонкослоистых железо-марганцевых корках Магеллановых гор // Геология морей и океанов. Т. II: М., 2011. С. 223–227
2. Дарьин А.В., Ракшун Я.В. Методика выполнения измерений при определении элементного состава образцов горных пород методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием синхротронного излучения из накопителя ВЭПП-3 // Научный вестник НГТУ. 2013. № 2 (51). С. 112–118.
3. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ ФГУП «Южморгеология», 2005. 230 с.

Based on the results of microprobe investigation by a technique of a scanning X-ray fluorescence analysis based on beam synchrotron emission of manganese crusts of the Magellan Mountains, the most common patterns of elements distribution along a crusts section were identified. Some recommendations for further studies and data processing and their potential trends were given.

Новиков Г.В.¹, М.Е. Мельников², О.Ю. Богданова¹

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва,
e-mail: gvnovikov@yandex.ru; ²ФГУП ГНЦ «Южморгеология», Геленджик)

**Кобальтоносные железомарганцевые корки поднятия
Маркус-Уэйк (Тихий океан) – комплексные исследования
Novikov G.V.¹, Melnikov M.E.², Bogdanova O.Yu.¹**

(¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS; ²“Yuzhmoregeologiya”, Gelendzhik)

**Cobalt-rich ferromanganese crusts of Marcus-Wake of Pacific
Ocean – complex studies**

Валообразное поднятие Маркус-Уэйк представляет собой западную ветвь обширной субширотной системы Маркус-Неккер. Протяженность поднятия в субширотном направлении около 1200 миль при ширине до 360 миль. Изученные в представленной работе образцы отобраны в южной и юго-западной частях поднятия в пределах вулканотектонических массивов Даттон-Лаури, Хемлер и Батиса.

Общие особенности геологического строения гайотов. Морфологически поднятие представляет собой многочисленные горные постройки, сгруппированные в вулканотектонические массивы, покоящиеся на едином цоколе. Поверхность цоколя приподнята относительно днища окружающих абиссальных впадин на 200–400 м и оконтуривается изобатой 5600 м. На изученной площади выделены 11 массивов. Площади массивов изменяются от 7 до 33 тыс. км², число крупных гор в них колеблется от одной до семи; мелких гор и холмов может не быть, а может насчитываться до семи – десяти. Среди горных построек в пределах массивов описаны островершинные и плосковершинные (гайоты). Относительная высота большей части крупных горных сооружений 1500–3500 м. Вершинные плато могут иметь столообразную форму или быть осложнены валообразными, куполообразными поднятиями, крупными и мелкими останцами. Профиль склонов подводных гор в общем случае является выпукло-вогнутым. Многие горы осложнены отрогами, протяженность которых может достигать десятков километров и дополнительными куполами. Если рельеф вулканотектонических массивов сильно расчленен как по вертикали, так и по горизонтали, то в межгорных впадинах, напротив, до предела выровнен. Здесь относительные колебания не превышают 100 м на десятки и даже сотни километров. Общий тренд рельефа – плавное погружение от предгорных шлейфов к центральным частям впадин.

В строении горных сооружений принимают участие вулканогенные и осадочные породы, возрастной диапазон которых изменяется от поздней юры до плейстоцена. Их основной объем сложен комплексом вулканогенных пород, представленных анкарамитово – трахибазальтовой

ассоциацией, в которой выделяются анкарамитовые базальты и долериты, океаниты, трахибазальты, фонолиты, а также туфы и туффиты соответствующих составов. Возраст магматических пород – позднеюрский – раннемеловой.

В осадочной толще выделены возрастные комплексы пород альбасеномана, сантона – маастрихта, палеоцена – эоцена и нелитифицированные плиоцен-четвертичные осадки. Меловые комплексы представлены преимущественно рифогенными известняками и обломочными породами (от брекчий до токозернистых песчаников). В отложениях палеоцена – эоцена преобладают фосфатизированные планктоногенные известняки и эдафогенные брекчии. Состав нелитифицированных осадков меняется с глубиной от карбонатных до глинисто-кремнистых.

Железомарганцевооружение развито на поднятии весьма широко. Оно носит пятнисто-струйчатый характер, применительно к поднятию в целом, и концентрически-зональный, по отношению к отдельным горным сооружениям.

У островершинных сооружений наклоненные поверхности покрыты железомарганцевыми корками, на выположенных сводовых частях корки могут быть присыпаны карбонатным осадком и ассоциировать с вершинными конкрециями и корково-конкреционными образованиями (ККО). У гайотов обычно вершинное плато покрыто слоем рыхлых карбонатных осадков и свободно от железомарганцевых образований. Перед бровкой склона развиты узкие полосы мелких вершинных конкреций. Здесь же фиксируются выходы корок, частично присыпанных рыхлыми осадками. В других случаях плоская вершина гайота свободна от рыхлых осадков и обнаженные коренные породы покрыты железомарганцевыми корками, с которыми ассоциируют конкреции и ККО.

Верхние, наиболее крутые части склонов ниже бровки покрыты железомарганцевыми корками на обнаженных коренных породах, мощность которых может достигать 10 см. На выположенных участках с корками ассоциируют конкреционные образования. На обширных ступенях корки перекрываются рыхлыми осадками. В нижних и средних частях склонов гор развиты склоновые конкреции и ККО, возможны отдельные выходы корок, мощность которых обычно не превышает 1–3 см.

Особенностью корок поднятия Маркус-Уэйк является отсутствие в их разрезе фосфатизированного слоя I-2 ранне-среднеэоценового возраста, который присутствует в корках Магеллановых гор, расположенных южнее данного поднятия. Это обуславливает меньшую среднюю мощность корок поднятия Маркус-Уэйк в сравнении с корками Магеллановых гор – 5 см против 7,5 см.

Несмотря на различное расположение изученных железомарганцевых корок, их мощность, текстура, структура и минеральный состав достаточно

близки, стабильны и однородны. Корки представлены трехслойными образованиями, состоящими из одного нижнего фосфатизированного – I-1 и двух верхних нефосфатизированных – II и III. Корки сформированы преимущественно тонкодисперсными рудными агрегатами из минералов марганца и железа, находящимися в ультратонком сростании, которые тесно ассоциируют с абиогенным и биогенным нерудным веществом. В рудных слоях корок отмечается микрослоистость, характеризующаяся чередованием слойков (от 0.01 до 0.1 мм), сложенных преимущественно марганцевыми минералами, и слойков, образованных минералами железа. Степень раскристаллизации марганцевых и железистых минералов, как правило, низкая.

В процессе исследований анализировались как осредненные пробы, дающие представления о *минеральном составе* корок изучаемой станции, так и распределение минералов в разрезе отдельных образцов. Основными рудными минералами всех изученных корок поднятия Маркус-Уэйк являются Fe-вернадит и Mn-фероксигит. В небольших количествах в слое I-1 корок присутствуют также достаточно хорошо окристаллизованный вернадит, смешанослойный с неупорядоченной структурой асболан-бузерит и гетит. Доля основных минералов в рудной компоненте корок составляет ~ 90–95%. Вернадит и Fe-вернадит, представлены зернами пластинчатой, таблитчатой формы и их скоплениями, имеющими различную форму, в слоях II и III отмечаются также ветвистые и губчатые выделения данных минералов. В слое I-1 в ассоциации с Fe-вернадитом присутствует крупнопластинчатый асболан-бузерит, образующий скопления неправильной формы. Из нерудных минералов в подчиненном количестве присутствуют призматические гексагональные зерна апатита, кварц, полевые шпаты, в виде примеси отмечаются цеолиты, карбонаты. Все данные минералы образуют скопления в межрудном пространстве и в трещинах корок.

Химический состав железомарганцевых корок гайотов поднятия Маркус-Уэйк свидетельствует о стабильном содержании тяжелых и редких ($\text{Co}_{\text{общ}}$, Ni, Cu, Zn, Pb, Mo, Cd) металлов независимо от их расположения в широтном направлении. Среднее содержание Fe и Mn изменяется в пределах 10.55–12.54 и 18.77–21.04 мас. %, соответственно. Значения марганцевого модуля (Mn/Fe) варьируют в интервале 1.50–1.86.

Среднее содержание (далее содержание) катионов тяжелых, редких металлов в изученных корках изменяется в сравнительно небольших интервалах значений по каждому из них. Содержание (мас. %) катионов металлов $\text{Co}_{\text{общ}}$ варьирует в следующих пределах: $\text{Co}_{\text{общ}}$ – 0.54–0.62; Ni^{2+} – 0.41–0.44; Cu^{2+} – 0.12–0.15; Pb^{2+} – 0.17–0.19. Содержание катионов Zn^{2+} и Mo^{6+} на порядок ниже, чем перечисленных выше катионов металлов – соответственно 0.0048–0.064 и 0.032–0.038 мас. %. Содержание катионов Cd^{2+} составляет 2.3–3.2 г/т. Исходя из средних содержаний данных

элементов в корках, следует, что катионы металлов достаточно равномерно поглощались рудными минералами. Однако анализ их распределения по разрезу корок (на примере КМК гайотов Даттон и Батисса) показал неравномерность их поступления в рудные минералы. В слое I-1 содержание $\text{Co}_{\text{общ}}$, Ni^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} и Pb^{2+} составляет соответственно 0.35–0.38; 0.30–0.34; 0.09–0.11, 0.048–0.052 и 0.21–0.25. В слоях II и III корок этих же гайотов содержания данных катионов металлов близки и изменяются в пределах: $\text{Co}_{\text{общ}}$ – 0.58–0.66, Ni^{2+} – 0.41–0.49, Cu^{2+} – 0.14–0.18; Zn – 0.064–0.068; Pb^{2+} – 0.13–0.17. Наиболее равномерно в рудные минералы корок поступают катионы Mo^{6+} (в составе гетерополианионов $(\text{MoO}_4^{2-})_n$) – их содержание практически не отличается от приведенного выше. Из полученных данных вытекает, что катионы $\text{Co}_{\text{общ}}$, Ni^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} активно поглощались рудными минералами II и III слоев, тогда как катионы Pb^{2+} – минералами I-1 слоя.

Содержание породообразующих металлов в рудных минералах корок изменяется в пределах (мас. %): Ca^{2+} – 1.66–3.20; Mg^{2+} – 0.82–0.93; Na^+ – 0.88–1.36; K^+ – 0.24–0.31.

Рассмотрено распределение катионов тяжелых и редких металлов от содержания MnO_2 в образцах корок. Однако установить какую-либо определенную взаимосвязь между данными величинами не удалось. Различное содержание одних и тех же катионов металлов в слоях корок при однородном и стабильном составе рудных минералов указывает на пульсационный характер их поступления в твердые фазы, при том, что источник катионов металлов один – океанская вода. Однако в разные возрастные периоды роста корок содержание (масса) поступивших в них катионов металлов различно.

Проведено экспериментальное изучение *ионообменных свойств* рудных минералов корок. В результате взаимодействия железомарганцевых корок гайотов поднятия Маркус-Уэйк с водными растворами солей металлов установлено, что их рудные, в первую очередь марганцевые, минералы являются высокоселективными природными сорбентами катионов тяжелых и редких металлов. Состав обменного комплекса рудных Mn-минералов независимо от возраста слоя корок постоянен и состоит из двух групп (условно) – основных и второстепенных катионов металлов. К первой группе относятся Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} и Mn^{2+} , ко второй – Cu^{2+} , Pb^{2+} , Co^{2+} , Zn^{2+} и другие металлы. Обменные реакции с участием катионов щелочных металлов Mn-минералов характеризуются взаимным, практически полным вытеснением их в растворы (при взаимодействии корок с растворами солей щелочных металлов) независимо от слоя корки. Катионы щелочных металлов растворов в незначительном количестве обмениваются с катионами Ca^{2+} , Mg^{2+} и Mn^{2+} , степень извлечения которых составляет первые (и меньше) проценты. Катионы тяжелых металлов (Cu^{2+} , Ni^{2+} , Co^{2+} , Pb^{2+} и др.) практически не вытесняются из рудных минералов корок – их

суммарная степень извлечения не превышает 1–2%.

Взаимодействие растворов солей тяжелых металлов с рудными минералами корок приводит к сохранению высокой реакционной способности катионов Na^+ и K^+ и к значительному увеличению реакционной способности катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} и Mn^{2+} . При сорбции катионов Mn^{2+} , Cu^{2+} , Co^{2+} , Ba^{2+} и Pb^{2+} извлечение катионов Mg^{2+} на 20–45 % больше, чем при сорбции Zn^{2+} , Ni^{2+} и Cd^{2+} . Реакционная способность катионов Mn^{2+} зависит от поглощаемых катионов тяжелых металлов, которые разделились на две группы. Первая из них состоит из катионов Co^{2+} , Cu^{2+} , Ba^{2+} и Pb^{2+} , которые извлекают больше Mn^{2+} , чем катионы второй группы – Ni^{2+} , Zn^{2+} и Cd^{2+} . Только в случае сорбции катионов Co^{2+} наблюдается практически полное извлечение в раствор Mn^{2+} – 95.0–100 %.

Обменная емкость (в мг-экв/г) рудных минералов корок по катионам Na^+ и K^+ находится в пределах 0.40–0.60, по катионам тяжелых металлов – 1.90–2.67. Ряд возрастания обменной емкости рудных минералов корок к изученному спектру металлов выглядит следующим образом:



Установлено, что обменная емкость минералов по катионам тяжелых металлов возрастает при увеличении содержания MnO_2 как в корках в целом, так и от слоя к слою в образцах. При этом между данными величинами наблюдается зависимость близкая к прямолинейной. Кроме того, установлено, что незначительное количество асболан-бузерита в составе слоя I-1 разных корок не сказывается на показателях сорбции катионов тяжелых металлов.

Важным результатом исследований представляется то, что возраст слоя корок не оказывает влияния на поглощательную способность Mn-минералов корок.

It was determined, that ferromanganese crusts guyots of Marcus-Wake formed by three layers. Main ore minerals of each layers are Fe-vernadite, Mn-ferroxigite. Rare grains composed by vernadite and asbolan-buserite. It was studied the chemical composition of ferromanganese crusts. It was determined, that in conditions of the same contents of ore minerals Fe-vernadite, Mn-ferroxigite concentrations of metals in different. It was studied of the ion exchange reactions of the metal cations with ore minerals from the different layers of ferromanganese crusts. It was determined the contents of ion exchange complex, ion exchange capacity.

Новиков Г.В.¹, Богданова О.Ю.¹, Сивцов А.В.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,
e-mail: gvnovikov@yandex.ru; ²ИГЕМ РАН, г. Москва)

**Поведение рудных минералов океанских
железомарганцевых конкреций и корок в растворах с
разным значением pH**

Novikov G.V.¹, Bogdanova O.Yu.¹, Sivtsov A.V.²

(¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²IGEM RAS, Moscow)

**Behavior of ore minerals of oceanic ferromanganese nodules
and crusts in solutions with different pH**

Цель настоящей работы состояла в изучении трансформации химического и минерального состава рудных минералов железомарганцевых образований (ЖМО) – конкреций и корок – при их взаимодействии с водными растворами различного состава.

В экспериментах использовались диагенетические (ЖМК_д) и седиментационные (ЖМК_с) конкреции, представленные устойчивой парагенетической ассоциацией минералов марганца и железа – бузеритом-I, бузеритом-II, асболан-бузеритом, бернесситом, вернадитом, тодорокитом и гетитом, гидрогетитом и значительно реже гематитом, соответственно. Все перечисленные минералы в составе конкреций находятся в разных количествах и соотношениях между собой. Гидрогенные кобальтомарганцевые корки (КМК) образованы, в основном, Фервернадитом, Мп-ферроксицитом, вернадитом, в меньшей степени асболан-бузеритом, бузеритом-I и гетитом (все минералы слоистой структуры). Конкреции и корки были отобраны из разных районов Тихого океана.

Диагностика минеральных фаз конкреций и корок и продуктов их взаимодействия с водными растворами электролитов проводилась комплексом современных методов анализа: в первую очередь, просвечивающей аналитической электронной микроскопией и рентгеновской дифрактометрией.

Эксперименты проводились при 20±1°C при различных концентрациях ионов металлов в растворах, диапазон pH которых составлял < 1÷13.

Океанская вода (pH 7.3–8.2) является «материнской» средой обитания железомарганцевых конкреций и корок. Последние находятся практически в равновесии с главными катионами океанской воды – Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, тогда как по катионам тяжелых, редких, редкоземельных и других металлов они явно недонасыщены. Об этом свидетельствуют результаты следующих экспериментов. Взаимодействие ЖМК_д, ЖМК_с и КМК после нескольких лет их хранения на воздухе с океанской водой не приводит к изменению их химического и минерального состава. При введении в океанскую воду разных количеств катионов Co²⁺, Cu²⁺, Ni²⁺, Zn²⁺, Mn²⁺ и Pb²⁺

наблюдается их поглощение рудными, в первую очередь марганцевыми, минералами конкреций и корок.

Аналогично океанской воде рудные минералы конкреций и корок ведут себя и в *сильно щелочной среде* (pH растворов $8.5 \div 13$): отмечается лишь взаимное замещение катионов Na^+ , K^+ и Ca^{2+} .

Взаимодействие ЖМО с *растворами солей металлов* (как моно-, так и многокомпонентными) с pH $3.5 \div 6.5$ приводит к значительному изменению, прежде всего, их химического состава. Реакции протекают одинаковым образом: катионы тяжелых и редких металлов – Co^{2+} , Cu^{2+} , Ni^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} , Cd^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} , Pb^{2+} , Y^{3+} , Mo^{6+} – интенсивно поглощаются рудными минералами (содержание их в продуктах реакций может достигать 5–8 мас. %, по Pb^{2+} – максимально до 22–24 мас. %), тогда как катионы Na^+ , K^+ , Ca^{2+} также интенсивно переходят из них в растворы – степень извлечения составляет почти 100 %, катионы Mg^{2+} извлекаются не более, чем на 55–60%. Наибольшей реакционной способностью независимо от минерального состава ЖМО и сорбируемого катиона металла обладают Na^+ и Ca^{2+} , наименьшей – катионы Co^{3+} и Pb^{2+} . Максимальное вытеснение катионов Mg^{2+} наблюдается при сорбции катионов Mn^{2+} , Cu^{2+} , Co^{2+} и Pb^{2+} , и только для ЖМК_д, сложенных тодорокитом, асболан-бузеритом, бернесситом, характерно минимальное их вытеснение. Реакционная способность катионов Mn^{2+} возрастает от ассоциации тодорокит, асболан-бузерит, бернессит к ассоциации бузерит-I, бернессит.

Реакции ионного обмена с участием катионов тяжелых и редких металлов свидетельствуют, с одной стороны, о структурной устойчивости рудных, прежде всего марганцевых, минералов, с другой, указывают на различные частичные фазовые превращения одних минералов в другие. ВЖМК_д установлено, что за счет частичной раскристаллизации бузерита-I образуются акасболан-бузерит, асболан (при сорбции катионов Ni^{2+} , Co^{2+} , Y^{3+}), так и вернадит, Fe-вернадит (при сорбции остальных катионов тяжелых металлов). Взаимодействие ЖМК_с и КМК с аналогичными растворами солей металлов сопровождается частичным фазовым превращением Fe-вернадита, в меньшей степени вернадита, в бузерит-I или бернессит (под действием сорбированных катионов Cu^{2+} , Zn^{2+} , Mn^{2+} , Cd^{2+} и других) и в асболаны (под действием сорбированных катионов Ni^{2+} , Co^{2+}).

Наибольшие изменения вещественного состава конкреций и корок наблюдаются в реакциях протонизации – взаимодействии с растворами минеральных кислот. Реакции протонизации рудных минералов ЖМО приводят к существенному изменению их химического состава. Марганцу, находящемуся в собственных минералах в различных степенях окисления, соответствуют и разные формы: Mn (IV) – химически связанная (диоксидная), не принимающая участия в указанных реакциях при данных условиях эксперимента, и Mn (II) – сорбируемая, легко переходящая в раствор при кислотной обработке конкреций и корок. Железо также

представлено двумя формами: гидроксидной (гетит, гидрогетит, Мп-фероксигит) и оксидной (гематит). При этом гематит и Мп-фероксигит проявляют более высокую реакционную активность по сравнению с гетитом и гидрогетитом. Высокую реакционную способность проявляют катионы Na^+ , K^+ и Ca^{2+} , извлекающиеся почти на 100% независимо от минерального состава ЖМО и температуры растворов кислот. Такая же высокая реакционная способность характерна для катионов Cu^{2+} , Ni^{2+} , Cd^{2+} , Zn^{2+} , Co^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+} , степень извлечения которых при повышенной ($\geq 75^\circ\text{C}$) температуре растворов из рудных минералов составляет 90.0–98.5%, несколько меньше она у катионов Pb^{2+} – в среднем 85%. Существенно меньшее извлечение наблюдается для катионов Mo^{6+} , Y^{3+} , La^{3+} и Ce^{4+} – соответственно 55.8, 64.7, 66.5 и 60.0% (содержание данных катионов в ЖМО составляет от $n \cdot 10^{-2}$ и меньше мас. %). Катионы Co^{3+} , составляющие ~ 85–90% от суммарного содержания кобальта в ЖМО, в раствор практически не переходят – степень их извлечения составляет не более 0.5%. Таким образом, продукты кислотной обработки ЖМО представляют собой практически декатионированную матрицу Мп-минералов, то есть их Н-формы.

В результате взаимодействия ЖМК_д, сложенных соответственно бузеритом-I, асболом-бузеритом и бузеритом-I, бернесситом, с растворами минеральных кислот ($pH \leq 1.5$) в течение 6 часов установлено необратимое структурное превращение бузерита-I в бернессит. При этом в зависимости от кислоты и ее концентрации образование наиболее окристаллизованного бернессита наблюдается в интервале 2.0–10 М растворов HNO_3 , в H_2SO_4 – в 4.0 М растворе. Установлено, что бузерит-I, формирующийся в разных фациальных обстановках океана, обладает разной структурной устойчивостью: бузерит-I из первой из указанных выше ассоциаций переходит в бернессит при повышенной, из второй ассоциации – при нормальной температуре растворов кислот. Асболовая составляющая асболом-бузерита проявляет устойчивость в широком диапазоне концентраций в растворах минеральных кислот, тогда как бузеритовая компонента превращается, как и в предыдущих случаях, в бернессит. В результате таких трансформаций минеральный состав первых конкреций представлен бернесситом и асболом с преобладанием первого минерала, вторых конкреций – только бернесситом. Тодорокит диагенетических конкреций, вернадит седиментационных конкреций и гидрогенных корок в течение первых 6 часов взаимодействия фаз остаются устойчивыми, при этом их структурная упорядоченность уменьшается незначительно. При взаимодействии ЖМК_с и КМК с 0.05–2.5 М растворами H_2SO_4 при 20°C рудные минералы устойчивы, тогда как при 75°C вернадит сохраняет устойчивость, а Мп-фероксигит уже не фиксируется. Вместе с тем, во всех Н-формах данных образований появляется бернессит, при этом соотношение вернадит: бернессит составляет ~ (70–75):(25–30). При

концентрациях выше 5 М раствора H_2SO_4 Mn-минералы ЖМО начинают растворяться, особенно при повышенной температуре, о чем свидетельствует ярко малиновая окраска растворов кислоты.

При длительном (6 часов–3 года) нахождении Mn-минералов в кислой среде установлены как общие, так и индивидуальные особенности их поведения. Для всех Mn-минералов наблюдается единая закономерность – их устойчивость зависит от степени упорядоченности структуры, времени нахождения и концентрации (0.5–5.0 М) растворов H_2SO_4 . Бернессит, образовавшийся из бузерита-I, устойчив только в 0.5–1.0 М растворах кислоты в течение 1 года. Устойчивость бузерита-II во многом определяется его структурной упорядоченностью: одна его разновидность устойчива в течение 1 суток в интервале > 0.5 –5.0 М растворах H_2SO_4 ; другая – в течение 1 недели в 0.5–1.0 М растворах, в 2.5 и 5.0 М растворах бузерит-II не обнаруживается даже после одних суток; третья – в течение 1 месяца в 0.5 М растворе H_2SO_4 . Асболан, образовавшийся после кислотной обработки асболан-бузерита, проявляет низкую структурную устойчивость, сохраняясь в 0.5–5.0 М растворах H_2SO_4 только в течение первых суток, в дальнейшем эта фаза не регистрируется ни в одном из продуктов кислотной обработки конкреций.

Для вернадита (Fe-вернадита) седиментационных конкреций и гидрогенных корок наблюдается та же закономерность: в 0.5–1.0 М растворах в одних случаях он сохраняется в течение шести, в других – двух месяцев, в 2.5–5.0 М растворах H_2SO_4 вернадит сохраняется в течение 1 недели.

Структурная устойчивость тодорокита разной степени упорядоченности также зависит от концентрации растворов кислоты. В подавляющем большинстве исследованных образцов наиболее упорядоченный тодорокит сохраняет устойчивость в 0.5–1.0 М растворах H_2SO_4 в течение 6 месяцев, в 2.5–5.0 М растворах – в течение 1 недели. Неупорядоченный тодорокит проявляет меньшую устойчивость по сравнению с упорядоченным тодорокитом – в 0.5–1.0 и 2.5–5.0 М растворах H_2SO_4 он сохраняет устойчивость в течение 1 недели и 1 суток, соответственно. Тодорокит в продуктах кислотной обработки конкреций фиксируется в течение 6 месяцев в виде одной из основных фаз (0.5 М раствор H_2SO_4) и в виде примеси (1.0 М раствор H_2SO_4). После взаимодействия с 2.5 М раствором кислоты тодорокит устойчив в течение 1 месяца, а в 5 М растворе – только в течение недели.

Дальнейшее взаимодействие вернадита, образовавшегося из слоистых Mn-минералов, и тодорокита с растворами серной кислоты приводит к их трансформации в криптомелан, образование которого, скорее всего, связано с твердофазовыми реакциями растворения-перекристаллизации данных минералов. При этом во всех продуктах кислотной обработки ЖМО криптомелан регистрируется либо как одна из основных, либо как

единственная фаза. В продуктах взаимодействия конкреций и корок с 0.5, 1.0 и 2.5–5.0 М растворами H_2SO_4 криптомелан фиксируется через 6 месяцев, 1 месяц и 1 неделю, соответственно. С момента образования и до конца эксперимента (3 года) криптомелан проявляет устойчивость во всем диапазоне растворов серной кислоты.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы. С помощью реакций сорбции-десорбции установлено, что катионы Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mn^{2+} , Ni^{2+} , Cu^{2+} , Co^{2+} , Zn^{2+} , Cd^{2+} в рудных Мп-минералах ЖМО полностью находятся в сорбированной форме. Для катионов Mg^{2+} , Pb^{2+} , La^{3+} , Y^{3+} , Ce^{4+} и Mo^{6+} характерны две формы – сорбированная и химически связанная. Катионы Co^{3+} в Мп-минералах находятся исключительно в химически связанной форме. Катионы Ni^{2+} в смешанослойномасболан-бузерите находятся как в сорбированной, так и химически связанной формах. Экспериментально установленные последовательные превращения рудных минералов отражают общие закономерности эволюции слоистых, как правило, плохо упорядоченных минералов (вернадит, бузерит-I) в направлении образования минералов с хорошо упорядоченной структурой (тодорокит, криптомелан) в процессах железомарганцевого минералообразования. Эти трансформации могут осуществляться как за счет изменения физико-химических условий среды залегания конкреций и корок (состава и pH растворов, деятельности микроорганизмов, которая интенсифицирует процесс окисления катионов Mn^{2+} в воде и сорбированных катионов на поверхности образовавшихся минералов), так и за счет твердофазовых превращений минералов под действием сорбированных ионов металлов.

The behaviour of ore minerals of ferromanganese nodules and crusts of the Pacific Ocean with electrolyte solutions with different pH value was studied. In ocean water with pH 7.3–8.2 and alkaline solutions with pH 8.5–13 changes in mineral and chemical composition of nodules and crusts not observed. In solutions of salts of metals with a pH of 3.5–6.5 considerable changes in the chemical composition of nodules and crusts – cations of alkaline and alkaline-earth metals are extracted from minerals, and cations of heavy metals, rare metals intensively absorbed minerals. Installed mutual partial phase transitions layered minerals. The solutions of mineral acids with pH < 1.5 practically all cations of alkali, alkali-earth, heavy, rare metals are extracted completely. Installed phase transformations layered minerals in the tunnel – todorokite, kriptomelan.

Рейхард Л.Е.

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

Биоминерализация в древних осадочных породах и современных морских осадках

Reykhard L.E.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Biom mineralization in ancient sedimentary rocks and modern marine sediments

В осадочных горных породах биоминерализация (или образование минералов с участием живых организмов) проявляется на различных уровнях организации вещества, что требует применения системного подхода и высокотехнологичного оборудования при ее изучении. Установлено, что биоминерализация может быть "биологически индуцированной" и "биологически контролируемой" [1, 2]. Для определения роли процессов биоминерализации в лито- и рудогенезе были проведены комплексные исследования различных литотипов киммерийских оолитовых железных руд (N^2 , Керченский железорудный бассейн) и современных алевритово-пелитовых морских осадков (Q_{IV} , Белое море). Исследования проводились на кафедре литологии и морской геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова и в лабораториях Института океанологии имени П.П. Ширшова РАН. Цель исследований – разработка оптимальной методики для выявления биоминералов и изучение различных типов биоминерализации в древних осадочных горных породах и современных морских осадках.

Для уточнения минерального состава и изучения микроструктур биоминеральных образований на микро- и ультрамикроуровнях, а также для выявления и идентификации биоминералов, присутствующих в горных породах и донных осадках в очень малых количествах, проводились комплексные лабораторные исследования, а именно: а) микроскопический анализ пород в шлифах с применением оптических поляризационных микроскопов и стереомикроскопов; б) рентгенофазовый анализ; в) сканирующая электронная микроскопия и сопутствующий электронно-зондовый микроанализ с применением сканирующих электронных микроскопов CamScan 4DV с энергодисперсионной приставкой Link-10000 и Vega 3 Tescan с системой рентгеноспектрального микроанализа INCAEnergy.

В результате проведенных исследований в оолитовых железных рудах киммерийского возраста и современных донных осадках были обнаружены проявления различных типов биоминерализации. *Контролируемая биоминерализация* в киммерийских оолитовых железяках выявляется уже на макроуровне. Она представлена карбонатными минералами, которые

слагают крупные (до 5–7 см) раковины моллюсков и детрит (рис. 1а), присутствующие в рудах в качестве включений. Рентгенофазовым анализом установлено наличие в рудах таких карбонатных биоминералов, как кальцит и сидерит. Микроскопический анализ показал, что кальцит детрита имеет микрофибровую структуру (рис. 1б). На SEM-изображениях видно, что раковинный детрит состоит из чередования слоев кальцита с различной ультрамикроструктурой (рис. 1с–д).

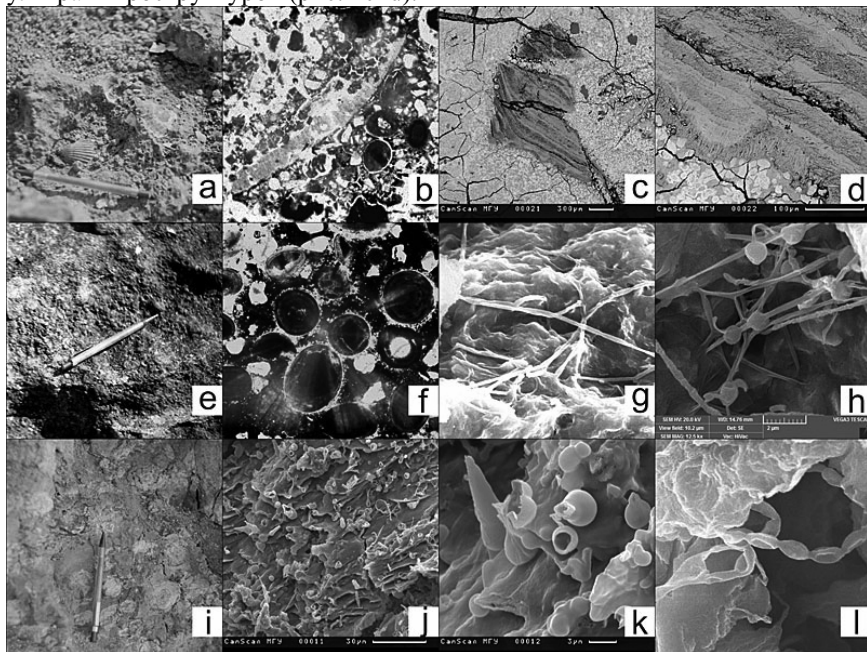


Рисунок 1. Проявления биоминерализации в киммерийских оолитовых железных рудах (мыс Железный Рог, Черное море):

а – карбонатные раковины и детрит в оолитовом железняке; б – микрофибровая структура кальцита в раковинном детрите (шлиф, х64, II); с–д – чередование слоев кальцита с различной ультрамикроструктурой в раковинном детрите (SEMimage); е – пизолитово-оолитовый железняк; ф – оолитовый железняк (шлиф, х160, II); г – силикатные биоморфные образования в оолитовом железняке (SEMimage, х6000); h – силикатно-железистые биоморфные образования в оолитовом железняке (SEMimage); i – железисто-глинистые пизолиты; j–k – железистые биоморфные образования различной формы на поверхности глинистых чешуй в пизолите (SEMimage); l – силикатные биоморфные образования в глинах, вмещающих пизолиты (SEMimage, х6000).

В морских осадках (рис. 2) контролируемая минерализация была

обнаружена в результате микроскопического анализа при изучении шлифов (рис. 2b, e, i). В процессе изучения донных осадков методом электронной микроскопии и электронно-зондового микроанализа подтвердилось, что данный тип биоминерализации представлен опалом, который слагает фрагменты кремневых панцирей диатомей (рис. 2e–g), скелеты силикофлагеллят (рис. 2h), а также спикулы кремневых губок (рис. 2c–d).

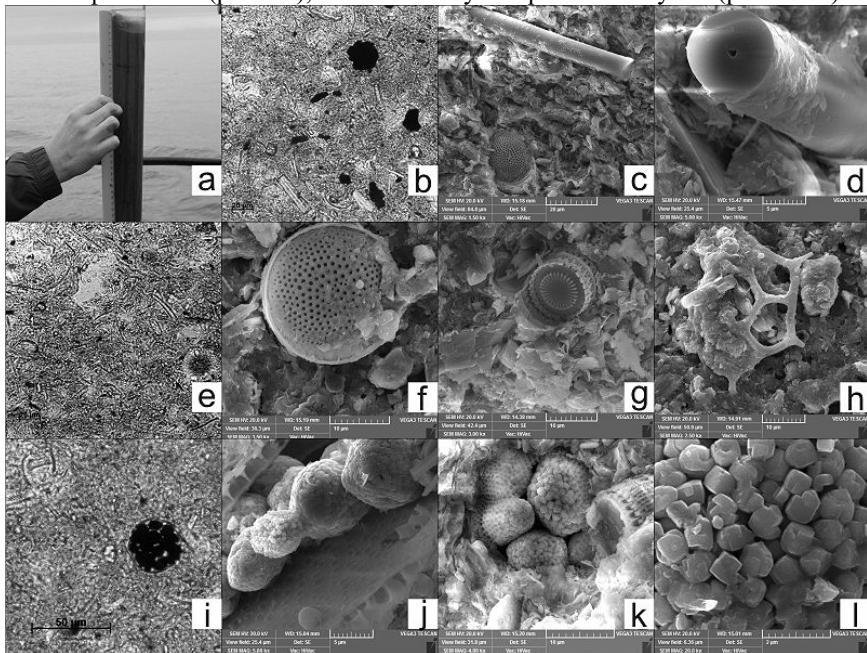


Рисунок 2. Проявления биоминерализации в донных осадках (Белое море): а – отбор проб донных осадков из гравитационной грунтовой трубки; б – компоненты различного генезиса, слагающие донный осадок (глинистые частицы, минеральные обломочные зерна, панцири диатомей, скопления фрамбондов пирита) (шлиф, $\times 500$, II); c–d – спикулы кремневых губок (SEMImage); e – панцири диатомей в алевроитово-пелитовом матриксе (шлиф, $\times 500$, II); f–g – кремневые панцири диатомей (SEMImage); h – кремневый скелет силикофлагелляты (SEMImage); i – скопление фрамбондов пирита, развивающихся на поверхности панциря центрической диатомеи (шлиф, $\times 500$, II); j – фрамбонды пирита на поверхности обломка панциря диатомеи; (SEMImage); k – фрамбонды пирита в полости панциря диатомеи (SEMImage); l – несовершенные кристаллиты пирита кубического облика, слагающие фрамбонд (SEMImage).

Индукцируемая биоминерализация в оолитовых и пизолитовых железняках проявлена в образовании различных окислов и гидроокислов

железа. Микроскопическим и рентгенофазовым анализом в рудах было зафиксировано присутствие таких биоминералов железа, как гематит, гетит, гидрогетит, лепидокрокит и акаганеит, которые составляют основные структурные элементы руд – оолиты, оолитоподобные образования и цемент (рис. 1). Железистые биоморфные образования различной формы, обнаруженные в результате электронной микроскопии и электронно-зондового микроанализа в оолитовых железняках (рис. 1h) и внутри пизолитов (рис. 1j–k), могут быть косвенным доказательством участия железобактерий в железорудном осадочном процессе. Силикатные биоморфные образования сложной формы, обнаруженные в цементе оолитовых (рис. 1g) и пизолитовых (рис. 1l) железняков, скорее всего, свидетельствуют об участии силикатных бактерий в образовании оолитов и пизолитов – крупных (до 5 см в диаметре) железисто-глинистых агрегатов округлой формы с концентрическим внутренним строением (рис. 1i). Эти предположения нуждаются в уточнении в процессе дальнейших исследований. В морских осадках индуцируемая биоминерализация проявлена в виде агрегатов фрамбоидального пирита (рис. 2j-l). Фрамбоиды пирита фиксируются в пробах из донных осадков уже при микроскопическом изучении в полированных шлифах (рис. 2b, i). Электронная микроскопия позволяет визуализировать строение фрамбоидов и различную форму отдельных кристаллитов – глобулярную без отчетливо выраженных граней, пентагондодекаэдрическую, реже – октаэдрическую, а также несовершенные кристаллиты кубического облика (рис. 2k–l). На SEM-изображениях можно наблюдать, что фрамбоиды пирита часто образуются на поверхности остатков панцирей диатомей или внутри них (рис. 2j–k).

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента РФ для государственной поддержки ведущих научных школ НШ-618.2012.5 «Изучение процессов современного и древнего осадкообразования в морях и океанах» и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 5 «Наночастицы: условия образования, методы анализа и извлечения из минерального сырья».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lowenstam H.A. Minerals formed by organisms // Science. 1981. V. 211. P. 1126–1131.
2. Mann S. Mineralization in biological systems // Struct Bonding. 1983. V. 54. P. 125–174.

Comprehensive studies of Cimmerian sedimentary iron ore samples from the Kerch iron-ore basin and White Sea bottom sediments were carried out. Manifestations of controlled and induced biomineralization were discovered in the sedimentary iron ores and in the bottom sediments.

Савенко А.В.

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

Экспериментальное моделирование карбонатизации апатитовых фаз на стадии диагенеза осадков высокопродуктивных районов океана

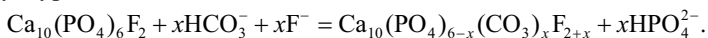
Savenko A.V.

(M.V. Lomonosov Moscow State University)

Experimental modeling of apatite phases carbonatization in stage of bottom sediments diagenesis in the high-productivity oceanic regions

Процесс современного фосфоритообразования протекает в осадках высокопродуктивных районов океана и обусловлен, с одной стороны, поступлением больших количеств фосфора в составе осаждающегося биогенного детрита, а, с другой стороны, – перераспределением фосфора на стадии диагенеза [1, 2]. Наименее изученным в вопросе происхождения фосфоритовых конкреций остается механизм перераспределения рассеянного фосфора в донных отложениях, приводящий к его концентрированию до рудных скоплений. Исследование поровых растворов океанских осадков показало [3], что с глубиной происходит параллельный рост карбонатной щелочности и концентрации минерального фосфора. Это явление рассматривалось В.С. Савенко [4] как причина возникновения потоков фосфора из нижних горизонтов донных отложений к поверхности и как следствие растворения рассеянных фосфатов кальция за счет образования прочных карбонатно-фосфатно-кальциевых комплексов, существование которых, однако, не было подтверждено впоследствии.

В связи с этим нами было высказано альтернативное предположение [5], согласно которому увеличение концентрации растворенного фосфора при взаимодействии апатитовых фаз с карбонатсодержащими растворами происходит в результате замещения ионов PO_4^{3-} на CO_3^{2-} в кристаллической структуре апатита:



К сожалению, в экспериментах [6], направленных на обнаружение карбонатно-фосфатно-кальциевых комплексов, состав растворов заметно отличался от состава поровых вод океанских осадков. Особенно это касалось расхождений в величине рН, контролирующей буфером $\text{CO}_2 - \text{HCO}_3^- - \text{CO}_3^{2-}$, поскольку в опытах растворы находились в равновесии с атмосферным воздухом, тогда как в поровых водах парциальное давление CO_2 , образующейся при окислении органического

вещества вмещающих осадков, в десятки и сотни раз выше. Вследствие этого в экспериментальных растворах с высокой карбонатной щелочностью величина pH заметно превосходила таковую в поровых водах аналогичного состава, что не позволило непосредственно перенести полученные результаты на природные условия.

Для устранения указанного недостатка было проведено настоящее исследование, цель которого состояла в экспериментальном определении растворимости апатитовых фаз в условиях, максимально соответствующих состоянию поровых растворов осадков высокопродуктивных районов океана.

В качестве твердых фаз в опытах использовали синтезированный в лабораторных условиях гидроксилapatит (в виде суспензии с концентрацией 2 мг/мл) и растертые до тонкодисперсного состояния (<20 мкм) образцы природного флюорита из Забайкалья и современной фосфоритовой конкреции с шельфа Юго-Западной Африки, имеющей, по данным Г.Н. Батурина, следующий химический состав (вес. %): P_2O_5 – 32.47, CaO – 46.42, MgO – 1.70, Fe_2O_3 – 0.20, SiO_2 – 0.17, CO_2 – 6.33, F – 3.02, $C_{орг}$ – 0.92, п.п.п. – 12.12.

Эксперименты проводили в герметично закрывающихся полипропиленовых бутылках объемом 368 мл, которые заполняли доверху, чтобы добиться полного вытеснения воздуха. Вначале в емкости вносили апатитовые фазы: в первой серии опытов – по 9.2 мл суспензии гидроксилapatита; во второй серии перед введением такого же количества суспензии гидроксилapatита добавляли по 0.2 г тонкодисперсного флюорита для создания постоянного насыщения по CaF_2 ; в третьей серии добавляли по 0.37 г тонко растертого вещества океанской фосфоритовой конкреции.

Для моделирования поровых вод океанских осадков был приготовлен раствор “S×2” с удвоенной по сравнению с нормальной морской водой концентрацией хлоридов ($NaCl$ – 49.02, KCl – 1.56, $MgCl_2 \times 6H_2O$ – 22.23, $CaCl_2$ – 2.36 г/л), не содержащий сульфатов и карбонатов. В каждую из бутылок вносили по 184 мл этого раствора, чтобы после заполнения емкости концентрации указанных солей уменьшились до их содержания в морской воде с соленостью 35‰, и по 100 мл дистиллированной воды. Поскольку основной диагенетический процесс, приводящий к увеличению карбонатной щелочности, – сульфатредукция: $SO_4^{2-} + 2CH_2O = H_2S + 2HCO_3^-$, для достижения соответствия составов модельных растворов стехиометрии этой реакции добавляли переменные количества (36.7–17.7 мл) 0.2894 М раствора Na_2SO_4 и при перемешивании 2.5–30 мл 0.367 М раствора $NaHCO_3$, исходя из условия соблюдения равенства суммы эквивалентных концентраций сульфатов и бикарбонатов таковой в нормальной морской воде (60.3 мг-экв/л). Далее быстро вводили небольшие аликвоты (0–10 мл) 0.919 М HCl для создания повышенного парциального давления CO_2 и снижения величины pH в опытах до природных значений, оставшийся объем заполняли дистиллированной водой, и емкости герметично закрывали.

В течение года пробы периодически перемешивали, после чего измеряли

величину рН в условиях отсутствия контакта растворов с атмосферным воздухом. Затем растворы отфильтровывали через мембранный фильтр 0.45 мкм и определяли в них общую щелочность объемным ацидиметрическим методом, а также концентрации кальция и фосфора соответственно объемным трилонометрическим методом и колориметрическим методом с молибдатом аммония и аскорбиновой кислотой. Величину карбонатной щелочности ($Alk_{карб}$) рассчитывали по разности общей и фосфатной щелочности. Последнюю, в свою очередь, вычисляли по измеренным значениям общей концентрации фосфора ($P_{мин}$) и активности ионов водорода.

Проведенные эксперименты показали, что равновесная концентрация фосфатов зависит от величины рН и существенно различается для разных апатитовых фаз (рис. 1). При использовании в качестве исходной фазы гидроксилapatита равновесная концентрация растворенного фосфора в области $pH < 7$ резко увеличивается с ростом кислотности среды, тогда как при $pH > 7$ данная зависимость постепенно выполаживается. Для серии экспериментов с добавлением к гидроксилapatиту избытка CaF_2 , достаточного для образования более устойчивой фазы фторapatита, характерна аналогичная форма зависимости при абсолютных концентрациях фосфатов, на порядок более низких по сравнению с растворением гидроксилapatита. Концентрация фосфора в равновесии с современным океанским фторкарбонатапатитом, растворимость которого изучалась при $pH = 7.06-7.86$, близка к значениям в опытах с другими апатитовыми фазами. Таким образом, в интервале $pH = 7.1-7.9$ равновесные концентрации фосфатов для всех апатитовых фаз располагаются в пределах одного поля, откуда следует, что $pH > 7$ кислотность не является главным фактором, влияющим на содержание фосфора в растворе.

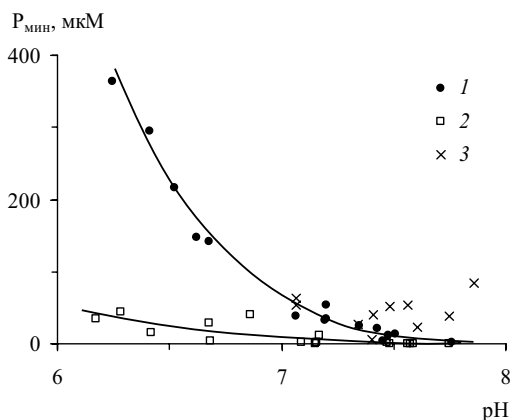


Рисунок 1. Зависимость равновесной с апатитовыми фазами концентрации растворенного фосфора от величины рН.

1 – гидроксилapatит, 2 – гидроксилapatит + флюорит, 3 – современный океанский фосфорит.

Поскольку, помимо pH, единственной внешне задаваемой переменной в опытах была величина карбонатной щелочности, можно предположить, что именно она контролирует растворимость апатитов в поровых водах океанских осадков. Действительно, если из массива данных выделить группы с примерно одинаковыми значениями pH (7.48 ± 0.08 и 7.78 ± 0.06), типичными для поровых растворов осадков высокопродуктивных районов океана, для всех изучавшихся фаз прослеживается линейная зависимость равновесной концентрации растворенного фосфора от величины карбонатной щелочности (рис. 2), угол наклона которой увеличивается в ряду:

гидроксилапатит + флюорит << гидроксилапатит < современный океанский фосфорит.

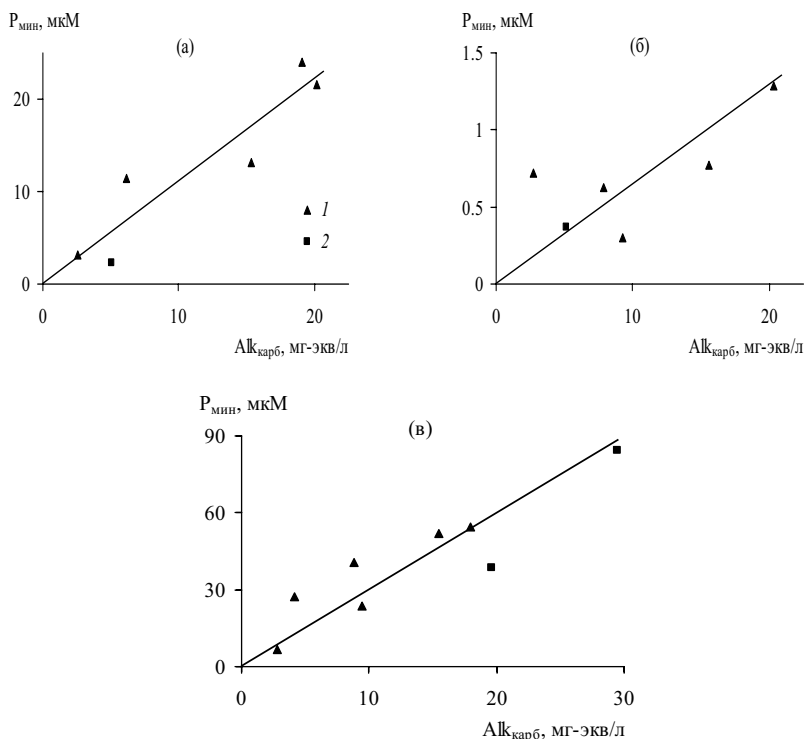


Рисунок 2. Зависимость равновесной с апатитовыми фазами концентрации растворенного фосфора от величины карбонатной щелочности: (а) – гидроксилапатит, (б) – гидроксилапатит + флюорит, (в) – современный океанский фосфорит.

1 – pH = 7.48 ± 0.08 , 2 – pH = 7.78 ± 0.06 .

Данный факт подтверждает предположение о том, что увеличение

карбонатной щелочности поровых вод способно вызывать появление сонаправленного градиента концентрации растворенного фосфора и создавать его поток из нижних горизонтов осадков к поверхности. Единственное, что необходимо для этого, – наличие фосфатов кальция, которые служат источником растворенного фосфора.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12–05–00622).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231 с.
2. Батурин Г.Н. Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.
3. Савенко В.С. О физико-химическом механизме образования морских фосфоритов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 4. С. 972–976.
4. Савенко В.С., Савенко А.В. Геохимия фосфора в глобальном гидрологическом цикле. М.: ГЕОС, 2007. 248 с.
5. Савенко А.В. Физико-химический механизм образования современных диагенетических фосфоритов в океане // Докл. Акад. наук. 2008. Т. 418. № 4. С. 526–529.
6. Савенко А.В. О физико-химическом механизме диагенетического формирования современных океанских фосфоритов // Геохимия. 2010. № 2. С. 208–215.

The physicochemical mechanism of phosphorus re-distribution in stage of diagenesis was studied during the experiments on modeling interaction between apatite phases (hydroxyl-apatite, hydroxyl-apatite + calcium fluoride, modern oceanic phosphorite) and carbonate solutions simulating pore waters of bottom sediments in the high-productivity oceanic regions. Concentrations of dissolved phosphate in the equilibrium with all studied apatite phases at pH = 7.1–7.9 are within the same field, thus indicating that acidity is not the major factor controlling phosphorus content in solution at pH > 7. Linear correlation between concentration of dissolved phosphorus and carbonate alkalinity for all samples under the same pH values was observed. This correlation confirms that reaction of substitution of ions PO₄ to CO₃ in crystal lattice of apatite proceeds, and the increase in carbonate alkalinity of pore waters causes the co-directional gradient in concentration of dissolved phosphorus resulted at phosphorus flow from bottom strata of sediments to the surface.

Свальнов В.Н.¹, Ивлиев П.А.², Алексеева Т.Н.¹

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; E-mail: tania@blackout.ru;

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова)

Влияние характеристик марганцевых микроконкреций на вариации относительных скоростей пелагической седиментации

Sval'nov V.N.¹, Ivliev P.A.², Alekseeva T.N.¹

(¹P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²M.V. Lomonosov Moscow State University)

The influence of the characteristics of manganese micronodules on a variation of the relative rate of pelagic sedimentation

В северной тропической зоне Тихого океана (Северо-Восточная котловина) изучены комплексом методов пелагические осадки шести колонок, включая гранулометрический и вещественный состав, число, массу и распределение в них протосингенетических аутигенных марганцевых микроконкреций (МК), другие параметры. Именно основные характеристики МК использованы авторами для оценки относительных скоростей пелагического осадконакопления. Исследованные разрезы представлены окисленными бескарбонатными глинисто-радиоляриевыми и радиоляриево-глинистыми илами, миопелагическими глинами (иногда обогащенными радиоляриями), эвпелагическими глинами, цеолитово-глинистыми осадками, цеолититами.

Проблемы стратификации и определения темпов накопления нелитифицированных океанских осадков, отобранных ударными грунтовыми трубками, решаются в настоящее время по-разному: прямое определение абсолютного возраста (несколько модификаций), расчленение разрезов по микропалеонтологическим, палеомагнитным и литологическим (литостратиграфия) данным, а также определение последовательности напластований последних 15–20 тыс. лет с учетом физических и химических свойств осадков, степени переработки их бентосными организмами [1, 2]. Такое разнообразие приемов обусловлено физико-химической неравновесностью среды в жидких, полужидких и мягких илах на этапах седиментогенеза и диагенеза [1], в которых микровосстановительные условия могут сосуществовать (хотя бы кратко) с условиями окислительными. При влажности до 95% илы легко перемещаются даже слабыми сейсмическими возмущениями и придонными течениями, обогащаются переотложенным материалом, включая более древние микрофоссилии и несвойственные конкретной точке дна эдафогенные минералы. Кроме того, в пелагических глинах (особенно в эвпелагических) часто отсутствуют определяемые микрофоссилии, поэтому история их формирования остается во многом неясной.

Из перечисленных методик определения скорости осадконакопления и расчленения разрезов наиболее просты и универсальны литостратиграфия, а также степень переработки (биотурбация) осадков последних 15–20 тыс. лет бентосными сообществами. Критериями литологического расчленения более древних (неоген-четвертичных) пелагических толщ могут служить заметные изменения окраски, состава и плотности осадков, наличие перерывов, характер границ раздела, текстурные и структурные особенности, выявленные ранее закономерности строения разрезов, подтвержденные данными биостратиграфии и магнитостратиграфии [1, 3–5].

В Индийском и Тихом океанах в основании вскрытого гравитационными трубками пелагического разреза залегают окисленные существенно аутигенные «немые» эвпелагические глины, главными составляющими которых являются новообразованные смектиты, цеолиты, марганцевые микроконкреции и костный детрит [1, 3]. Разрез наращивается постепенно или с заметным перерывом окисленными аутигенно-терригенными миопелагическими глинами с примесью радиолярий и диатомей, планктонных фораминифер и кокколитофорид. Как правило, вскрытые четвертичные миопелагические отложения перекрыты глинисто-радиоляриевыми осадками, нередко включающими слои этмодискусовых (диатомовых) илов [1, 3, 4]. Выше критической глубины карбонатакопления разрез венчают кокколито-фораминиферовые осадки.

Исследование дночерпательных монолитов в Индийском и Тихом океанах [1, 5] позволило детализировать литостратиграфию самой молодой (поздний плейстоцен – голоцен) части осадочной толщи. По физическим параметрам (цвет, влажность, пористость, объемная масса), степени переработки бентосными организмами, а также по интенсивности диагенетических процессов практически все монолиты толщиной до 25 см удается расчленить на три слоя (I, II, III), которые хорошо согласуются с этапами седиментогенеза и раннего диагенеза в литогенетической структуре пелагических областей [1]. Кроме того, выделенные слои несут литостратиграфическую нагрузку [2].

Изучая осадки, полученные коробчатыми дночерпателями (высота 40 см) в экваториальной зоне Тихого океана, Бергер [2] предложил генерализованную стратиграфию по илоедам. В верхней части монолитов он выделил *перемешанный слой* толщиной 5–7 см, гомогенизированный благодаря интенсивной переработке мелкими организмами, совпадающий со слоем I литостратиграфии авторов.

Следующий, *переходный перемешанный слой* мощностью 5–7 см, соответствующий слою II, упомянутому выше, отчасти сходен с перемешанным гомогенным слоем, но он не имеет обильных открытых тонких каналов и для него характерно комковатое перемешивание. Ниже

выделяются плотные *осадки переходной зоны* мощностью 10–20 см, которые отличаются максимальными цветовыми контрастами, присущими и слою III. Эта зона интересна еще и тем, что она несет информацию о дегляциальной (конец оледенения) стадии, когда (16–10 тыс. лет назад) в океане резко изменялись условия седиментации [2].

Вслед за абсолютными датировками Бергера мы считаем, что возраст слоев I и II (без разделения) голоценовый (около 10 тыс. лет), а формирование слоя III происходило 10–16 тыс. лет назад. Допуская, что однородный слой I накопился за последние 5 тыс. лет [2], нетрудно рассчитать относительные темпы седиментации (или определить вариативный тренд), учитывая отношения различных показателей осадков верхнего (однородного) слоя к аналогичным характеристикам осадков каждого нижележащего слоя. Решая обратную задачу, можно оценить возраст осадков всего вскрытого непрерывного разреза, опираясь на литостратиграфию и сходные (в среднем) относительные темпы седиментации.

Цель данного исследования – сформулировать методику определения трендов относительных скоростей осадкообразования в северной низкопродуктивной зоне Тихого океана, изучая распределение и другие параметры марганцевых микроконкреций в разрезах с ярко выраженным однородным слоем (ст. 3903, 3905, 3940-14) и при его отсутствии – природной неполноте разреза, возможной потере при опробовании грунтовой трубкой и др. (ст. 3922, 3923, 3940-3).

Марганцевые микроконкреции (МК) – разнообразные по форме протосингенетические [1] аутигенные рудные стяжения размером до 1 мм, образованные в океане коллоидно-химическими, хемосорбционно-каталитическими и микробиологическими процессами вблизи раздела вода – дно. Микроконкреции формируются в самой верхней пленке жидкого ила [6], являясь самостоятельной формой концентрирования оксидогидроксидов Fe и Mn на начальной стадии рудного процесса в океане.

Особенно велико значение МК для восстановления условий осадкообразования, поскольку они образуются на разделе вода – дно, чутко реагируют на изменения параметров придонной среды, имеют краткую историю формирования и адекватно отражают в своем составе вариации условий седиментации в момент зарождения [1, 6–12]. Отличительной чертой микроконкреций является обратная зависимость их числа и суммарной массы от темпов накопления осадков [11].

Монофракции были отобраны вручную после промывки влажного осадка объемом ($V_{\text{во}}$) 8 см^3 через капроновый газ (ячейка около 0.05 мм), сушки и взвешивания фракции (Рфр) >0.05 мм. Оценив массу отобранных микроконкреций >0.05 мм. (Рмк), определяли их число (Nмк), а в результате ситового отсева получали четыре фракции МК (мм): >0.5 , $0.5\text{--}0.25$, $0.25\text{--}0.1$, $0.1\text{--}0.05$. Оценив массу каждой фракции микроконкреций,

подсчитывали соотношения между ними (%). Из фактических данных нетрудно было рассчитать среднюю массу (мкг) единичной МК (R_{mk} / N_{mk}), число МК в cm^3 влажного осадка (N_{mk} / V_{vo}) и в грамме сухого осадка (N_{mk} / P_{oc}), оценить процентный вклад МК в осадок (R_{mk} / P_{oc}). Кроме того, можно определить долю (%) фракции >0.05 мм в сухом осадке ($P_{фр} / P_{oc}$), вклад МК (%) во фракцию осадка >0.05 мм ($R_{mk} / P_{фр}$) и во влажный осадок (R_{mk} / V_{vo}), объем влажного осадка (mm^3) на единичную МК (V_{vo} / N_{mk}) и (cm^3) на 1 мг МК (V_{vo} / R_{mk}) [1].

Среди множества предложенных авторами характеристик осадков и марганцевых микроконкреций, несомненно, можно выделить наиболее информативные и второстепенные, но детали такой упрощенной классификации зависят в конечном счете от цели и конкретных задач исследования. В нашем случае предпочтение отдано тем показателям МК, которые могут надежно обосновать тренды относительных скоростей седиментации в разрезах пелагических осадков. Для оценки таких скоростей воспользуемся стратификацией верхних 15–25 см осадочной толщи по степени биотурбации и абсолютным датировкам [1, 2]. Зная мощность гомогенного слоя (возраст около 5 тыс. лет) или суммарного голоценового слоя осадков (возраст 10 тыс. лет), можно определить абсолютную скорость седиментации (V) за соответствующий отрезок времени. Дальнейшая оценка относительных скоростей (V_0) проводилась по алгоритму

$$V_0 = \frac{X_1}{X_2} \times V,$$

где X_1 – параметр верхнего горизонта осадков, X_2 – то же, каждого нижележащего слоя, V – абсолютная скорость седиментации, V_0 – то же, относительная.

Поскольку разброс величин V_0 , полученных путем сравнения различных показателей, весьма существенный, в качестве опорных выбраны сходные значения скоростей, вычисленные с учетом параметров R_{mk} / N_{mk} , $P_{фр} > 0.05$ мм, R_{mk} / P_{oc} и R_{mk} , хотя оценивались соотношения и других параметров (см. выше).

При отсутствии в колонке слоев с надежной стратификацией (природная неполнота разреза, потери при опробовании ударной грунтовой трубкой и др.) определение относительных скоростей осадконакопления невозможно, однако, взяв за основу любой самый верхний горизонт разреза, удалось оценить тенденцию относительного изменения во времени того или иного параметра.

На ст. 3903 толщина гомогенного слоя I достигает 14 см, что соответствует абсолютной скорости седиментации (V) 28 мм / 1000 лет. В колонке 3905 при мощности слоя I около 2 см $V = 4$ мм / 1000 лет [1, 2]. На ст. 3940–14 голоценовые осадки (сумма слоев I и II) составляют 9 см, т.е. $V = 9$ мм / 1000 лет. В остальных разрезах (ст. 3922, 3923, 3940–3) голоценовые

осадки, к сожалению, не обнаружены или не анализировались. Таким образом, для оценки относительных скоростей формирования осадков (V_0) по различным независимым параметрам были использованы колонки 3903, 3905 и 3940-14, тогда как данные по другим трем упомянутым разрезам послужили основой для выявления вариаций этих же параметров, исключая V_0 .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 256 с.
2. Berger W.H. The benthic interface of deep-sea carbonates: A three-tiered sequence controlled by depth of deposition // The dynamic environment of the ocean floor. Toronto: Lexington Books, 1982. P. 92–114.
3. Свальнов В. Н. Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1983. 192 с.
4. Свальнов В. Н. Литология и стратиграфия // Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 36–67.
5. Свальнов В. Н. Литостратиграфия // Железо-марганцевые конкреции Центральной котловины Индийского океана. М.: Наука, 1989. С. 96–97.
6. Свальнов В. Н., Новикова З.Т., Казакова В.П. Состав крупноалевритовой фракции осадков// Там же. М.: Наука, 1989. С. 127–134.
7. Свальнов В.Н., Ляпин А.Б., Новикова З.Т. Марганцевые микроконкреции. Сообщение 1. Общая характеристика и распределение в пелагических осадках // Литология и полез. ископаемые. 1991а. № 3. С. 3–20.
8. Свальнов В.Н., Ляпин А.Б., Новикова З.Т. Марганцевые микроконкреции. Сообщение 2. Состав и происхождение // Там же. 1991б. № 4. С. 32–50.
9. Свальнов В.Н., Горшков А.И., Успенская Т.Ю. и др. Минералогия марганцевых микроконкреций. Сообщение 1. Биологически непродуктивные зоны Мирового океана // Литология и полез. ископаемые. 1997а. № 5. С. 458–469.
10. Свальнов В.Н., Успенская Т.Ю., Горшков А.И. и др. Минералогия марганцевых микроконкреций. Сообщение 2. Биологически продуктивные зоны Индийского и Тихого океанов // Там же. 1997б. № 6. С. 636–648.
11. Свальнов В. Н. Океанские марганцевые микроконкреции как индикатор условий седиментации // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 6. С. 57–69.
12. Sugisaki R., Ohashi M., Sugitani K., Suzuki K. Compositional variations in manganese micronodules: A possible indicator of sedimentary environments // J. Geol. 1987. V. 95. № 4. P. 433–454.

The spread of the values obtained by comparing different indicators, very substantial, but similar velocities calculated numbers within the parameters and mass microconcretions suggest that these figures are largely responsible for the trend of the relative rates of pelagic sediment.

Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н.

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

**Прямые и косвенные критерии оценки перспективности
минерально-сырьевых ресурсов глубоководных областей
Мирового океана**

Sval'nov V.N., Alekseeva T.N.

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

**Direct and indirect criterions for estimate of perspective sources
of mineral and raw material of the World Ocean deep regions**

В океане мобилизация эндогенного вещества – главного источника его минерально-сырьевых ресурсов – осуществляется вулканами, подводными эксгаляциями и гидротермами, а также гидродинамическими, тектоническими и гравитационными процессами. Вулканы глубоководных зон океана выносят из мантии подавляющую часть твердых, жидких и газообразных продуктов, извергаемых всеми вулканами Земли [1]. При этом в рифтовых зонах океанов, по-видимому, выносятся не менее 11 млрд т лав в год (без учета вулканов внутриокеанских островов). Под воздействием эндогенных факторов в океане формируются металлоносные осадки, сульфидные проявления, комплексы аутигенных и эдафогенных минералов, пополняются запасы марганца, железа и ряда других элементов в морской воде [2–4].

Хотя прямые наблюдения подводных извержений статистически довольно редки, продукты субаквального вулканизма очень широко распространены в Мировом океане, что позволяет по совокупности косвенных критериев прогнозировать современные и гораздо более ранние проявления вулcano-тектонической активности на океанском дне в связи с рудогенезом.

Среди признаков подводного вулканизма необходимо учитывать структурно-тектоническое положение региона, проявления базальтового магматизма, наличие гидротермальных построек сульфидов, полей металлоносных осадков, геохимических аномалий, гидротермально измененных компонентов рыхлых отложений, комплексов эдафогенных минералов, турбидитов разного состава, включающих фрагменты базальтоидов и гипербазитов [5]. Для суждения о подводных излияниях иногда достаточно одного из перечисленных признаков, совокупность же их однозначно укажет на положение источника эндогенного вещества с необходимым комплексом рудных компонентов.

Прямым указанием на подводный вулканизм являются базальтоиды в рифтовых зонах Красного моря, Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Они образуют тела характерной формы, покрытые коркой закаливания. В ассоциации с толеитовыми базальтами зон спрединга

нередко встречаются гидротермальные постройки высотой до 10 м, сложенные сульфидами, сульфатами и окислами. Из них вырываются струи горячих (не менее 350 °С) растворов. Смешиваясь с морской водой, эти растворы отлагают вокруг источников, названных черными и белыми курильщиками разнообразные минералы [6].

По периферии выходов гидротерм иногда образуются холмики высотой в несколько метров, сложенные пиритом и халькопиритом. При соприкосновении с окружающей водой совершенно прозрачных струй флюидов, выходящих из жерла, формируется черный осадок. Тонкодисперсные сульфидные минералы вздымаются на десятки метров над жерлами в виде облаков и разносятся в направлении придонных течений. Горячие гидротермальные растворы содержат большие количества H_2S , SiO_2 , Mn, а также CO_2 , H_2 и CH_4 , относительно обогащены K, Ca, Li, Rb, Ba [3].

Таким образом, прямыми критериями обнаружения эндогенных рудных образований являются находки на морском дне (особенно в рифтовых зонах) базальтов и гидротермальных построек весьма характерного минерального состава. При этом косвенными признаками можно считать геохимические аномалии, включая твердые, жидкие и газообразные фазы морской воды. Методы поиска глубоководных рудопроявлений включают непосредственное изучение с использованием обитаемых, телеуправляемых и буксируемых аппаратов, а также различных фотоустановок. Косвенно полезную информацию возможно получить с помощью множества методов: сейсмо-акустические наблюдения, сбор образцов воды, осадков и пород буровыми установками, грунтовыми трубками, дночерпателями, тралами, драгами, батометрами, а также комплексные литологические, палеомагнитные и микропалеонтологические исследования, проведение необходимых экспериментов и т.д.

Одним из косвенных методов оценки вклада подводного вулканизма в пелагическое осадкообразование являются процентные содержания компонентов, а также отношения групп элементов, имеющих сходную историю в океане: $(Fe+Mn)/Ti$; $(Fe+Mn)/Al$; $Al/(Al+Fe+Mn)$; $Fe/(Al+Fe+Mn)$; $Mn/(Al+Fe+Mn)$ [7–9]. Так, к металлоносным относят [8] рыхлые осадки, содержащие более 10% железа (в пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал), обогащенные марганцем и некоторыми малыми элементами, но обедненные элементами-гидролизатами. Отношение $(Fe+Mn)/Ti$ может являться критерием наличия в осадке эксгальтативного материала и степени его концентрирования [7]. Названные критерии эндогенного вещества относительно надежны вблизи источников такого материала, а на значительном удалении от них становятся неоднозначными.

Достаточно определенным косвенным поисковым критерием влияния подводного вулканизма на рудогенез служат марино-литогенные продукты разрушения субаквальной литосферы (пород дна океана), называемых в

целом эдафогенными компонентами [10]. Эти компоненты, выявленные при минералогическом изучении песчано- алевритовых фракций осадков, широко распространены в различных структурно-фациальных зонах Индийского, Атлантического и Тихого океанов.

Особый интерес представляют тектоэдафогенные составляющие осадков – марино-эндолитогенные продукты тектонического дробления (растрескивания, перетиранья) пород [10]. К эндолитогенным относятся также фрагменты, возникшие в результате подводного выветривания и эрозии, при растрескивании и дальнейшей поствулканической или гальмиролитической переработке подводных эффузивных пород.

Продукты дезинтеграции вулканогенных пород перемещаются вниз по склонам под воздействием придонных течений, суспензионных потоков и гравитационных склоновых процессов (обрушения, оползания, осыпания). В итоге могут формироваться достаточно информативные грубообломочные накопления, эдафогенные турбидиты, специфические обломочных минералов [5]. Учитывая масштабы и многообразие проявлений магматизма в океане (срединные хребты, зоны субдукции, подводные горы, поднятия, вулканические острова), можно считать эдафогенный материал весьма достоверным косвенным признаком эндогенной поставки рудного вещества в пелагиали.

Еще одна возможность оценить подводную вулканическую активность – изучение состава ядер железо-марганцевых конкреций. Это довольно трудоемкий процесс, но результаты стоят того. Исследования в Канарской и Гвианской котловинах Атлантики позволили не только стратифицировать породы кристаллического фундамента, но и выявить гидротермально измененные осадки [11].

Основную часть изученных в шлифах ядер конкреций Канарской котловины (70%) составляют габбро и перидотиты, 24% приходится на метаморфиты, среди которых также преобладают породы, развивающиеся по перидотитам. Весь набор пород, включая долериты (6%), является неотъемлемой частью офиолитовой ассоциации океанской коры. Явное преобладание перидотитов и габбро свидетельствует о том, что участок дна, с которого поступали обломки (ядра будущих конкреций), сложена глубинными породами третьего и четвертого (мантийного) слоев океанической коры. Выход их на поверхность дна указывает на блоковое строение коры в этом районе.

Попрактионное изучение тектоэдафогенного материала в осадках Канарской котловины показало, что основным механизмом мобилизации такого вещества служит катаклаз глубинных пород дна в зонах разломов. При этом вблизи источников эдафогенного материала грубообломочные компоненты (щебень, дресва) сочетаются в осадках с песчано-алевритовыми и пелитовыми продуктами разрушения пород фундамента. Крупные обломки обычно превращаются в ядра конкреций. По мере

удаления от зон разломов гетерогенность состава ядер одновозрастных конкреций должна, вероятно, уменьшаться, а эффективным методом выявления эдафогенных примесей будет минералогический анализ крупноалевритовой и субколлоидной фракций осадков. В некоторых случаях признаком подводного вулканизма может служить валовый химический состав отложений.

В плейстоценовых осадках Канарской котловины зафиксировано примерно пять импульсов тектонической активности, однако, исходя из состава крупноалевритовой фракции осадков и закономерностей распределения в разрезах планктонных фораминифер, число тектонических эпизодов (и проявлений подводного вулканизма?) было значительно больше.

В Гвианской котловине тектоническая активизация зон разломов привела в позднем плиоцене – плейстоцене к обнажению олигоценых известняков и гидротермальному преобразованию карбонатных осадков. Основным компонентом гидротермально измененных известковых отложений является железистый смектит; сохранилась примесь иллита, хлорита, каолинита, кварца и полевых шпатов.

Судя по составу измененных осадков и характеру замещения исходных компонентов, можно предположить, что в позднем плиоцене – плейстоцене разновозрастные отложения подверглись гидротермальному воздействию в зоне активного разлома, продолжающего на запад трансформный разлом Вима. Последующие эрозионные и гравитационные процессы привели в плейстоцене к фрагментации измененного материала и формированию биоэдафогенных осадков.

В рифтовых зонах срединных океанических хребтов обычно сосуществуют терригенный и эдафогенный комплексы обломочных минералов. Так, в осевой зоне Красноморского рифта комплекс терригенных компонентов представлен гранатами, цирконом, менее типичны мусковит, биотит, апатит, сфен, тремолит-актинолит, ромбические пироксены [12]. Среди комплекса эдафогенных минералов определены оливин, хлорит, основное стекло, черные рудные минералы, средние и основные плагиоклазы, моноклинные пироксены, хлоритизированные обломки. За пределами осевой зоны прослеживается терригенный комплекс эпидота, обыкновенной роговой обманки, кварца и кислых плагиоклазов.

Авторы располагают и другими многочисленными примерами использования косвенных признаков для идентификации проявлений океанского подводного вулканизма, сопровождаемого гидротермами. Эффективность каждого признака сугубо индивидуальна, однако совокупность их позволяет решать обратную задачу – прогнозировать местоположение и характер источника эндогенного вещества, включая состав рудных компонентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967. 255 с.
2. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 160 с.
3. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.
4. Edmond J. M. Ridge crest hot springs: The story so far // EOS. 1980. V. 61. P. 129–171.
5. Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. // М.: Наука, 1991. 256 с.
6. MacDonald K.C., Becker K., Speiss F.N., Ballard R.D. Hydrothermal heat flux of the black smoker, vents on the East Pacific Rise // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 48. P. 1–7.
7. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
8. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации: Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
9. Bostrom K. The origin on late ferromanganoan active ridge sediments // Stockholm Contrib. Geol. 1973. V. 27. №2. P. 149–243.
10. Петелин В.П. Формирование минерального состава глубоководных осадков. // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 207–219.
11. Свальнов В.Н., Беляева Н.В., Дмитренко О.Б. и др. Эдафогенный материал в осадках северной тропической зоны Атлантики. // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 3. С. 45–63.
12. Свальнов В.Н., Рудакова А.Н., Казакова В.П.. Состав крупноалевритовой фракции поверхностного слоя осадков в Красноморском рифте // Океанология. 1985. № 3. С. 477–482.

For costing real perspective area of oceanic bottom with a view to resources mineral and raw materials it is necessary to use a well-rounded program of research considering not only main but indirectly flags of ore manifestation.

Седышева Т.Е., Мельников М.Е.

(ГНЦ «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: tatsed@mail.ru)

**Горно-геологические условия локализации
кобальтоносных корок на участке детализации**

Sedysheva T.Ye., Melnikov M.Ye.

(SSC «Yuzmorgeologiya», Gelendzhik)

**Mining conditions and geological setting of Co-rich crusts
occurrence within a site for detailed exploration**

ГНЦ ФГУП «Южморгеология» с 2000 г. проводит комплексные геолого-геофизические исследования на кобальтоносные марганцевые корки (КМК) в пределах рудного района Магеллановых гор Тихого океана. По результатам работ подана Заявка в Международный орган по морскому дну (МОМД) на проведение разведочных работ на этот вид полезных ископаемых, после утверждения которой возникает необходимость приступить к геологоразведочным работам.

Для этого предполагается выполнить опытно-методические исследования на представительном участке (полигоне), чтобы уточнить оценочные параметры рудоносности дна и получить достаточно данных для обоснования методики и технологии оценочных работ.

На сегодняшний момент геологическое строение месторождений корок, особенности рельефа дна, включая осложняющие мезоформы, особенности распределения параметров оруденения изучены в масштабе 1 : 200 000. При дальнейшем проведении более детальных работ не исключено выявление новых неблагоприятных аспектов. Это касается как условий локализации рудных образований, так и параметров изменчивости собственно рудных объектов. Недостаточно исследованными в обозначенном контексте можно признать особенности рельефа участков развития коркового оруденения, изменчивость параметров локализации корок и пространственную изменчивость мощности покровов корок. Например, один из основных экспертов МОМД Дж. Хейн полагает, что доступными для эксплуатации могут оказаться только субгоризонтальные и наиболее пологие п1].

Поскольку масштаб уже выполненных работ не позволяет в полной мере оценить роль упомянутых факторов, а, следовательно, и объективно оценить доступный для добычи ресурсный потенциал заявляемых рудных площадей, необходимо проведение детализационных работ с применением высокоразрешающих методов глубоководных исследований (придонная высокочастотная гидролокация, фототелевизионное профилирование, бурение). Работы целесообразно сосредоточить на небольшом участке одного из хорошо изученных гайотов, где можно обеспечить достаточно высокую плотность наблюдений.

Чтобы впоследствии можно было сопоставить результаты, полученные

на различных стадиях исследований, выявить степень детализации, получаемой при сгущении сетей, необходимо провести переобработку и переинтерпретацию ранее полученных материалов с целью формализации максимально возможного числа параметров, характеризующих рельеф дна, геологическое строение, строение и состав корок, условия локализации рудных образований.

Ранее нами были выделены основные группы горно-геологических условий локализации руд, в которые вошли: рельеф дна, условия залегания корковых покровов, свойства корок и субстратов, состояние перекрывающей водной толщи [2–4].

Для реализации заявленных задач, на сегодняшний момент были изучены и сопоставлены характеристики рельефа дна, распределения параметров локализации железомарганцевых образований (мезорельеф поверхности корок, степень присыпанности, степень расчлененности, наличие ассоциирующих конкреционных образований) и пространственная изменчивость мощности корок. Эти исследования проведены как на выбранном детализационном участке, так и в пределах контуров рудной залежи, которую этот участок содержит.

Детализационный участок представляет собой неправильный четырехугольник площадью около 230 км², расположенный в пределах крупного отрога юго-западного направления и прилегающего к нему участка вершинного плато одного из хорошо изученных гайотов. То есть предметом изучения являются гребневая поверхность и борта отрога, а также зоны сочленения структуры отрога с вершинными поверхностями, поверхностями склонов, смежных с отрогом по латерали, а также с нижними частями склонов. Участок рудной залежи, находящийся в пределах детализационного участка (площадь около 130 км²), занимает гребневую поверхность отрога, верхние участки склонов и прилегающие участки периферии вершинного плато. По сути, в пределах участка, фрагмент залежи имеет плащеобразную форму. Если же рассматривать этот участок в общей системе оруденения – это крупный раздув, приуроченный к отрогу, в целом, лентовидной залежи.

Полученные нами результаты можно представить в следующем формализованном виде.

1) Рельеф дна.

Распределение глубин. Участок детализации расположен в интервале глубин 1450–3050 м (в среднем, 2350 м). Фрагмент рудной залежи, попадающий в участок детализации, находится в интервале 1625–2650 м (в среднем, 2150 м). Очевидно, что участок залежи расположен в более узком интервале глубин, чем участок детализации, соответственно и средняя глубина залежи меньше средней глубины участка детализации.

Распределение уклонов поверхностей представлено в таблице 1.

Таблица 1. Распределение уклонов поверхностей на участке детализации и участке рудной залежи

Доли поверхностей с различными уклонами, %		
Уклоны	Участок детализации	Участок рудной залежи
$\leq 4^\circ$	11	5
$4-7^\circ$	6	9
$7-10^\circ$	4	7
$10-15^\circ$	4	6
$15-20^\circ$	22	16
$20-25^\circ$	21	20
$\geq 25^\circ$	32	37

Здесь можно отметить, что поверхности с уклонами до 15° , являющиеся условно пологими, занимают на участке детализации 25% площадей, соответственно, поверхности с крутизной более 15° (условно крутые) занимают 75% площадей. В пределах рудной залежи площади составляют 27 и 73%, соответственно. Эти цифры, в целом, лежат в пределах общих закономерностей, выделенных для гайотов Магеллановых гор. Ранее нами было показано, что пологие поверхности относительно благоприятны, а крутые – относительно неблагоприятны для рудоотложения [3, 4].

Распределение мезоформ. В пределах участка детализации выделены линейные (уступы, отроги и гребни) и площадные (террасы и вулканические образования) мезоформы, представленные в таблице 2.

Таблица 2. Распределение мезоформ на участке детализации и участке рудной залежи

Мезоформы	Участок детализации, шт.	Участок рудной залежи, шт.
Уступы высокоамплитудные	5	4
Уступы малоамплитудные	15	8
Отроги	1	1
Гребни 1 порядка	2	2
Гребни 2 порядка	1	0
Террасы	7	6
Вулканические постройки	1	1

Поскольку рудная залежь занимает лишь часть участка детализации, в нее попадает меньшее количество осложняющих мезоформ, чем на участок в целом. Протяженность уступов составляет от 1.5 до 5 км, а амплитуды – от 25 до 300 м. Отрог является главной формой участка и определяет основные особенности рельефа. Протяженность осложняющих гребней - до 3 км. Террасы характеризуются средними размерами 1.5 x 1.3 км и распределены по всему представленному интервалу глубин. Вулканическая постройка представляет собой пологий купол размерами 2.2 x 0.9 км, высотой 50 м, расположенный на глубине 1775 м.

2) Условия залегания корковых покровов.

На основе интерпретации результатов фототелевизионного профилирования было установлено, что высокой степенью присыпанности корковых покровов неконсолидированными осадками (свыше 60 %) характеризуется четверть площадей участка детализации и всего 14 % площади залежи. Данные по остальным грациям приведены в таблице 3.

Таблица 3. Распределение степени присыпанности корок рыхлыми осадками на участке детализации и участке рудной залежи

Месторасположение	Степень присыпанности, %				
	0–20	20–40	40–60	60–80	80–100
Участок детализации	36	12	27	19	6
Участок рудной залежи	45	13	28	11	3

Высокая степень дезинтеграции корковых покровов присуща 14% площадей участка детализации и только 3% площади залежи. Соответственно, недезинтегрированные и слабо дезинтегрированные корковые образования занимают 40% на участке детализации и более половины поверхностей площадей рудной залежи (табл. 4).

Таблица 4. Степень дезинтеграции покровов корок на участке детализации и участке рудной залежи

Месторасположение	Степень дезинтеграции, %		
	слабая	средняя	сильная
Участок детализации	40	46	14
Участок рудной залежи	56	41	3

Конкреционные образования ассоциируют с корками на 2% площадей на участке детализации и на 3% площади залежи.

3) Пространственная изменчивость мощности корок.

В таблице 5 представлено распределение мощностей корковых покровов. Следует отметить, что рудные залежи (согласно оценочным кондициям) оконтуриваются по значению 4 см, поэтому в них в принципе не попадают площади с корками мощностью менее 1 см. Средняя мощность корок на участке детализации составляет более 9 см, а в пределах участка залежи – около 7 см.

Также было рассчитано, что плотность сети драгирования на участке детализации составила, в среднем, около 1 драги на 10 км², в пределах рудной залежи – 1 драга на 7 км².

Таблица 5. Распределение мощностей корковых покровов на участке детализации и участке рудной залежи

Градации мощности, см	Доли площадей с различными мощностями корок, %	
	Участок детализации	Участок рудной залежи
< 1	23	0
1–4	11	3
4–7	28	41
7–10	6	9
> 10	32	47

Очевидно, что при увеличении масштаба работ будут меняться наши представления о рельефе дна и распределении параметров локализации железомарганцевых образований. Можно предположить, что будет уточняться распределение площадей с различными уклонами морского дна. Будут уточнены параметры и очертания мезоформ рельефа. Скорее всего, крупные уступы распадутся на серию мелких. Весьма вероятна коррекция распределения площадей с различными мощностями корок, условиями локализации рудных образований. Мы надеемся, что для проведения процедуры сравнения этих изменений с увеличением плотности сети нами проделана достаточно детальная подготовительная работа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», 2005, 230 с.
2. Мельников М.Е., Седышева Т.Е., Хулапова Т.М. Горно-геологические условия локализации кобальтоносных марганцевых корок // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2004. № 1. С. 34–41.
3. Седышева Т.Е., Хулапова Т.М. Особенности распределения уклонов дна в пределах рудных залежей кобальтоносных марганцевых корок по данным многолучевого эхолотирования // Геология твердых полезных ископаемых Мирового океана. Геленджик, 2003. С. 115–133.
4. Hein J., Conrad T., Dunham R. Seamount Characteristics and Mine-Site Model Applied to Exploration – and Mining –Lease-Block Selection for Cobalt-Rich Ferromanganese Crusts // Marine Georesources and Geotechnology. 2009. P. 160–176.

Seabed relief, parameters of a ferro-manganese formation occurrence and spatial variability of crust thickness were studied and correlated within an ore deposit located within the site specified for detailed exploration.

Стрюк В.Л., Ярцева Н.В.

(ФГБУК «Музей Мирового океана», г. Калининград, e-mail: natyartseva@gmail.com)

**Геологическая коллекция музея Мирового океана и
создание экспозиции в новом экспозиционном корпусе
«Планета океан»**

Stryuk V.L., Yartseva N.V.

(Museum of the World Ocean, Kaliningrad)

**Geological collection and exposition in a new modern museum
building «The Planet Ocean»**

Музей Мирового океана – комплексный маринистический музей, стремящийся музейными средствами представить Океан, как планетарный феномен, его природу и историю познания. Музей формирует разнообразные морские коллекции, которые представлены в экспозициях на музейных судах Набережной исторического флота и других музейных объектах. Особое внимание уделяется формированию естественнонаучных коллекций, среди которых геологическая, которая начала формироваться со дня основания музея (1990 г.). Общее количество образцов составляет более 2 400 единиц [1–5].

Геологические образцы поступали, в основном, из исследовательских институтов нашей страны, собранные в экспедициях на научных судах Академии наук СССР (позже РАН) – НИС «Витязь», НИС «Академик Курчатов», НИС «Дмитрий Менделеев», НИС «Михаил Ломоносов», НИС «Академик Мстислав Келдыш», НИС «Академик Иоффе» и многих других. В коллекции имеются образцы, полученные при глубоководном бурении на буровом судне «Гломар Челленджер», при спусках ГОА «Мир». Гордостью коллекции являются образцы, добытые в экспедициях на НИС «Витязь» – первый в нашей стране образец глубоководной красной глины (2-й рейс, 1949 г.), образец донного осадка Марианской впадины (25 рейс, 1957 г.). Украшением коллекции является образец донного осадка с Северного полюса, добытый в 2001 г. международной экспедицией на исследовательском судне «Polarstern». Образцы горных пород и осадков с океанических островов и побережий собраны участниками морских экспедиций во время заходов в порты, собраны сотрудниками музея, а также подаренные коллегами из разных стран.

Ценность коллекции в том, что имеющиеся данные об образцах, позволяют проследить и проанализировать отечественную историю исследования дна океана. Образцы в данном случае представляются вещественным результатом геологических работ, выполненных в соответствии с целями и задачами экспедиций, как документальное подтверждение событий, связанных с освоением и исследованием Мирового океана.

В коллекции представлены базальты, пиллоу-лавы и габброиды дна Мирового океана – срединно-океанических хребтов, глубоководных впадин, абиссальных равнин, граниты-риолиты шельфовой зоны океана и ледово-айсбергового разноса, донные осадки, вулканогенные породы островов и побережья Мирового океана, большое количество железомарганцевых конкреций и корок, фосфориты, фрагменты сульфидных построек черных и белых курильщиков, образцы со дна и побережья Балтийского моря, пески побережья Мирового океана, минералы и горные породы морского происхождения, комплектуется коллекция метеоритов, импактитов и тектитов.

Образцы геологической коллекции демонстрируются на различных музейных объектах: в мемориальной геологической лаборатории НИС «Витязь», на выставке «Янтарная каюта», в исторических залах, посвященных Эпохе Великих географических открытий, российским исследованиям океана в XVIII–XX вв. В Главном корпусе музея показаны горные породы островов и берегов Мирового океана, а также пески Балтийского побережья. На ледоколе «Красин», филиале Музея Мирового океана в Санкт-Петербурге в экспозиции представлена коллекция минералов и полезных ископаемых арктического побережья России. На НИС «Космонавт Виктор Пацаев» в экспозиции «Сотворение мира» представлена коллекция геологических образцов со «знаковых» мест мира.

В экспозиционной деятельности музея со дня основания прослеживалось два основных направления: это история освоения и исследования Мирового океана и его природа. За более чем 20-летнюю историю музею удалось накопить значительный опыт в создании исторических экспозиций на кораблях музейного флота. Все прошедшие годы музей параллельно готовился к представлению самого Мирового океана.

С появлением возможности строительства нового экспозиционного корпуса «Планета Океан», в соответствии с Федеральной адресной инвестиционной программой «Культура России» (2012–2018 гг.), у музея появилась возможность создать новую экспозицию.

В здании в форме Земного шара разместятся экспозиции, посвященные природе Мирового океана, где будут представлены естественнонаучные коллекции и аквариумы, интерактивные экспозиции, эксплораториум и кинопланетарий. Новый экспозиционный корпус будет позиционироваться как научно-исследовательский корабль с названием «Планета Океан». Экспозиционные разделы будут называться Лабораториями Земли, Воды, Воздуха, Жизни, Космоса, Красоты.

Геологии и геоморфологии дна океана будет посвящен экспозиционный раздел «Лаборатория Земли». Будущая экспозиция разместится в цокольном этаже нового корпуса Музея. В ней будут представлены комплексы с геологическими образцами, объектами мультимедиа, информационными панелями и интерактивными объектами.

В составе лабораторий традиционно выделяют научно-исследовательские группы – или отряды. В «Лаборатории Земли» будет «Отряд тектоники», «Отряд геоморфологии», «Отряд магматизма», «Отряд осадкообразования», «Отряд органических и минеральных ресурсов», «Минеральная каюта». Каждый «отряд» должен раскрыть определенные темы: строения Земли, континентальной и океанической земной коры, теорию движения литосферных плит, формирование рельефа дна океана, процессы магматизма и вулканизма, осадкообразования, круговорот вещества, показать разнообразие органических и минеральных ресурсов. Один из комплексов будет полностью посвящен гидротермальным источникам срединно-океанических хребтов, где планируется представить сульфидные постройки «черных и белых курильщиков». Кроме того, планируется создать комплекс «Минеральная каюта», где будет представлена коллекция высоко аттрактивных минералов и горных пород континентальных месторождений в комплексах под названиями «Рожденные морем» и «Образы моря в камне».

В целом в коллекции наиболее полно представлены горные породы, характеризующие геологическое строение современных океанов и морей (базальты, габбро, перидотиты), минеральные ресурсы (железомарганцевые конкреции, фосфориты, сульфидные руды), морские осадки, осадочные породы, коллекция янтаря. Но большинство крупных аттрактивных образцов уже задействовано в существующих экспозициях Музея, а для экспозиции в строящемся главном корпусе Музея необходимо дополнительное комплектование. Комплектование геологической коллекции для Музея очень важно, так как, несмотря на широкое применение новых технологий представления информации в современных музеях, главным в музейной экспозиции был и остается подлинный музейный предмет.

Наиболее полно в коллекции представлена геология Атлантического океана и Балтийского моря. Другие океаны и моря представлены фрагментарно. Коллекцию необходимо дополнить образцами коренных пород Тихого, Индийского и Северного Ледовитого океанов, а также морей, прежде всего России.

Требуют дополнительного комплектования рудные коллекции, особенно раздел «сульфидные руды современных океанов», а также для сравнения интересно было бы получить образы сульфидных руд древних океанов. Коллекции горных пород древних океанов также нуждаются в пополнении. На территории России имеется несколько древних океанов, геология которых достаточно изучена (Уральский, Сибирский, Обский, Монгольский и др. океаны).

С целью представления различий в строении океанической и континентальной земной коры, также в коллекции необходимо представить горные породы, слагающие континентальную земную кору.

В настоящее время проводится комплектование геологической коллекции по относительно новому направлению в музее, с целью представить многообразие минералов и горных пород континентальных месторождений, происхождение которых связано с морем напрямую или на определенной стадии формирования. В большинстве геологических и минералогических музеях комплектование направлено на представление многообразия минералов и горных пород в мире или определенных районов в соответствии с общепринятой классификацией. Но так как в Музее Мирового океана не применялась классическая схема коллекции, был составлен план комплектования, где отражены основные направления. В будущем коллекция минералов и горных пород морского происхождения будет представлена в экспозиции «Минеральная каюта» в новом экспозиционном корпусе.

Продолжается комплектование коллекции метеоритов, тектитов и импактитов. Планируется представление данной коллекции в разделах, посвященных темам формирования планет Солнечной системы и роли внеземного вещества в происхождении жизни на Земле.

Таким образом, для создания будущей экспозиции геологическая коллекция музея необходимо дополнительное комплектование по следующим направлениям:

- горные породы, характеризующие геологическое строение дна современных океанов и морей;
- магматические и метаморфические породы, характеризующие геологическое строение континентальной земной коры;
- породы вулканического происхождения: вулканические бомбы, лапилли, образцы лавы с характерными структурами;
- петрографические шлифы и их микрофотографии;
- донные осадки Мирового океана;
- сульфидные постройки «черных» и «белых курильщиков»;
- минеральные и органические ресурсы океана: ж/м конкреции, фосфориты, пробы нефти и др.;
- пески с берегов Мирового океана;
- минералы и горные породы континентальных месторождений, происхождение которых связано с морем напрямую или на определенной стадии формирования;
- минералы с названиями морской тематики, с необычными рисунками, напоминающие морские пейзажи, подводный мир, а также минералов своеобразной формы, напоминающие образы морских обитателей;
- метеориты, тектиты и импактиты.

Строительство экспозиционного корпуса «Планета океан» станет новым этапом развития музея, и важную роль будет играть представление геологического строения Мирового океана. В связи с расширением экспозиционного пространства в будущем, существующая геологическая коллекция Музея нуждается в дополнительном комплектовании. Уже начато строительство экспозиционного корпуса, а открытие новой грандиозной экспозиции «Планета Океан» планируется в 2018 году.

Мы обращаемся ко всем, кто может помочь в комплектовании геологической коллекции и создании экспозиции обратится в музей, и мы обязательно найдем форму сотрудничества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Стрюк В.Л., Харин Г.С., Ерошенко Д.В. Каталог геологических образцов Музея Мирового океана // История отечественной океанологии: Тезисы докладов II Международной конференции / Отв. редактор В.Л. Стрюк. Калининград, 1999. С. 228–230.
2. Гимбицкая Л.А. Отражение истории исследования океана в геологической коллекции Музея Мирового океана // Материалы научно-практической конференции «Проблемы региональной геологии: музейный ракурс». Москва, 2004. С. 16–18.
3. Молоканова Т.В. Возможности изучения геологии Мирового океана на основе экспозиционных комплексов Музея Мирового океана // Материалы научно-практической конференции «Проблемы региональной геологии: музейный ракурс». Москва, 2004. С. 120–121.
4. «Витязь». Страницы истории / Составители С.Г. Сивкова, В.Л. Стрюк, В.Ю. Курпаков. Калининград: Терра Балтика, 2009. 112 с.
5. Стрюк В.Л. Геологическая коллекция Музея Мирового океана // Горный журнал. 2010. № 3. С. 81–84.

Museum of the world ocean is a complex maritime museum that presents the Ocean as global phenomenon, its nature and exploration. The museum deals with lots of maritime collections, geological collection is one of natural collections. At present time the museum has a chance to create a new exposition because it was given an opportunity to build modern museum building “The Planet Ocean” in the form of a globe. One of new exposition will be devoted to geology and geomorphology of ocean floor and will consist of geological samples in showcases, information boxes and interactive elements. Now it is necessary to enlarge the museum’s geological collection due to widening expositional space.

Фазлиахметов А.М.

(Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, e-mail: famrb@mail.ru)

О связи гранулометрического состава песчаников с индикаторными геохимическими параметрами
Fazliakhmetov A.M.

(Institute of geology USCRAS, Ufa)

On the relationship between particle size distribution of sandstones with geochemical indicator parameters

В практике литологических исследований часто используются геохимические диаграммы, модули, индексы, коэффициенты и т.д. В ряде случаев их применение приводит к противоречивым результатам [1, 2 и др.]. По всей видимости, причиной этого является недостаток наших знаний о процессах формирования литогеохимического состава кластолитов и его связи с иными характеристиками (размер зерен, степень вторичных преобразований и др.).

Известно, что литогеохимический и гранулометрический составы взаимосвязаны [3], но особенности этих связей до конца неясны. Практически неизвестно, каков масштаб вариаций содержаний элементов в кластолитах одного источника сноса, но разного гранулометрического состава, всегда ли необходимо учитывать гранулометрический состав кластолитов при сравнении их литогеохимических характеристик? Для того чтобы ответить на эти вопросы, были изучены вулканомиктовые турбидиты девонских островодужных комплексов Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ) Южного Урала.

Из отдельно взятых турбидитов отбиралось по 2–3 образца: из подошвы, средней части (не всегда) и кровли. Таким образом, обломочный материал, имеющий один источник сноса, был представлен образцами с разным гранулометрическим составом. Всего было опробовано 52 турбидита (139 проб). В образцах определялось содержание главных и малых элементов методами РФА, мокрой химии (ИГ УНЦ РАН, г. Уфа) и ИСП-МС (ИПСМ РАН, г. Черноголовка; ИГТ УрО РАН, г. Екатеринбург).

Вариации содержаний элементов в отдельно взятых турбидитах достигали следующих максимальных значений: SiO_2 – 14/5% (1/2 раза), TiO_2 – 0.33% (1.8 раза), Al_2O_3 – 5.0% (1.3 раза), Fe_2O_3 – 3.5% (1.9 раза), MgO – 2.0% (2.1 раза), CaO – 3.9% (2.4 раза), Na_2O – 0.7% (1.2 раза), K_2O – 0.36% (3.5 раза), Sc – 10.2 г/т (1.7 раза), Co – 11.7 г/т (2.6 раза), V – 25 г/т (1.2 раза), Cr – 74 г/т (2.9 раза), Ni – 33.8 г/т (2.6 раза), Zr – 21.9 г/т (1.6 раза), Hf – 1.44 г/т (1.8 раза), Y – 20.5 г/т (1.5 раза), Th – 0.55 г/т (1.4 раза). Заметные изменения испытывали и многие индикаторные отношения, в том числе Sc/Cr , Co/Th , Sc/(Zr/10) , Co/(Zr/10) , Ti/Zr , La/Sc , La/Th , La/Y , Th/Sc , Th/(Zr/10) , положенные M.R. Bhatia и K.A.W. Crook [4] в основу

дискриминационных геодинамических диаграмм.

Выяснить, насколько важно учитывать гранулометрический состав кластолитов при сравнении их литогеохимических параметров можно на примере вулканомиктовых песчаников рыскужинской толщи (D_1) и ирендыкской свиты (D_{2e1}) ЗМЗ, сравнив их. Это также позволит выявить особенности песчаников, позволяющие идентифицировать их в тектонически сложно построенной области сочленения Главного Уральского разлома и ЗМЗ.

Отбор образцов производился из непрерывного и охарактеризованного конодонтами [5] разреза в районе д. Тирман, по трассе Белорецк—Аскарково. Из рыскужинской толщи отбиралось по одному образцу из турбидита; из ирендыкской свиты – по два: из кровли и подошвы.

Песчаники рыскужинской толщи, независимо от гранулометрического состава, отличаются пониженными значениями Sc/Cr , Co/Th , $Sc/(Zr/10)$, $Co/(Zr/10)$, Ti/Zr , повышенными La/Sc , La/Y , Th/Sc , $Th/(Zr/10)$ (рис. 1). Различия в значениях La/Th не существенные; в среднем, больше в песчаниках ирендыкской свиты.

Разные отношения испытывают вариации разной амплитуды в турбидитах ирендыкской свиты. Наиболее чувствительны к изменению гранулометрического состава Sc/Cr , Co/Th , $Sc/(Zr/10)$, $Co/(Zr/10)$. Разница их значений между песчаниками основания и кровли турбидитов в несколько раз превышает разницу максимального и минимального значения в песчаниках рыскужинской толщи. По всей видимости, отношения этой группы могут служить в качестве индикаторных исключительно при сравнении кластолитов одного гранулометрического класса.

Отношения La/Sc , La/Th , La/Y , Th/Sc , $Th/(Zr/10)$ меняются с уменьшением размера обломочных зерен, но в небольшой степени, по сравнению с разбросом значений в песчаниках рыскужинской толщи. Сравнивая кластолиты по этим отношениям, гранулометрическим составом можно пренебречь.

На диаграммах по [4] фигуративные точки расположились в полях океанических островных дуг или близко к ним, что отвечает действительности, согласно представлениям [6, 7]. На всех диаграммах точки образуют близко расположенные, но обособленные кластеры. Разница положения точек песчаников разного гранулометрического состава на треугольных диаграммах по [4] есть, но она не велика. На прямоугольных диаграммах амплитуды значений Ti/Zr и Sc/Cr существенны и подтверждают вероятность того, что кластолиты одной питающей провинции, но разного гранулометрического состава могут попасть в разные классификационные поля.

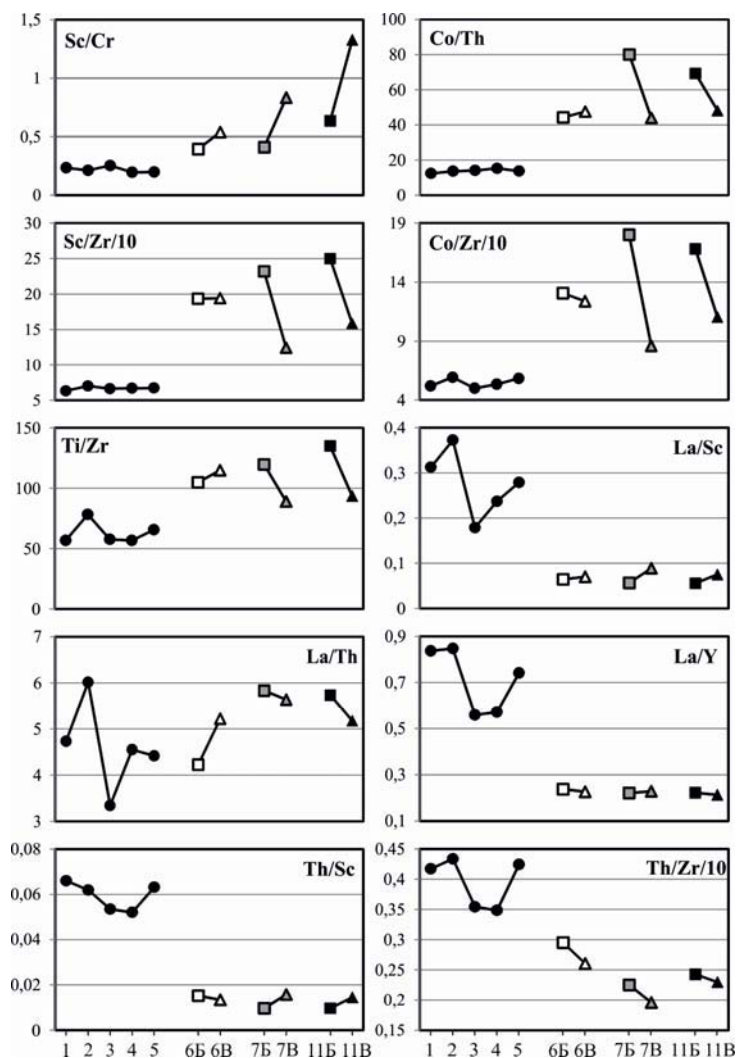


Рисунок 1. Сравнение состава вулканомиктовых песчаников рыскужинской толщи и ирендыкской свиты по параметрам, примененным M.R. Bhatia и K.A.W. Crook [4] для построения геодинамических диаграмм для граувакк. Пояснения: 1—5 вулканомиктовые песчаники рыскужинской толщи; 6, 7, 11 — вулканомиктовые песчаники ирендыкской свиты. Грубозернистые — 11В; крупнозернистые — 2, 3, 7В, 11В; среднезернистые — 1, 4, 5, 6В, 7В; мелкозернистые — 6В.

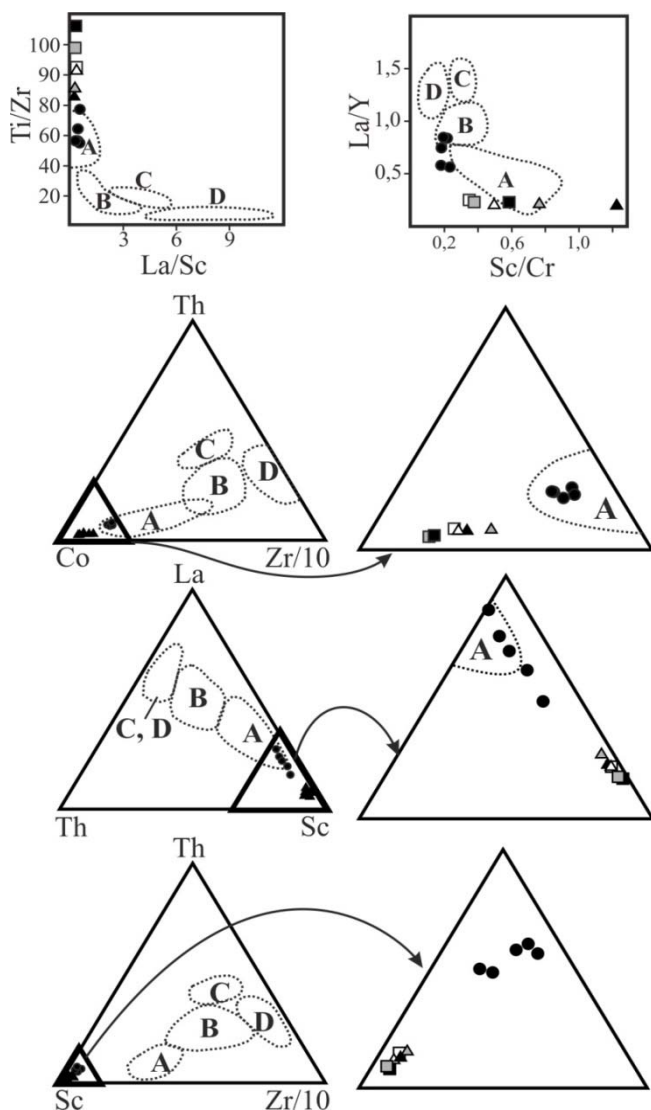


Рисунок 2. Диаграммы по [4] для песчаников рыскужинской толщи ирендыкской свиты. Поля: А — песчаники юных (океанических) островных дуг; В — песчаники зрелых (приконтинентальных) островных дуг; С — песчаники из обстановок активных континентальных окраин; D — песчаники пассивных окраин. Остальные пояснения см. рис. 1.

Проведенные исследования показали, что значения некоторых индикаторных отношений (Sc/Cr, Co/Th, Sc/(Zr/10), Co/(Zr/10)) существенно меняются при изменении гранулометрического состава и непригодны для сравнения кластолитов различных гранулометрических классов. Другие отношения (La/Sc, La/Th, La/Y, Th/Sc, Th/(Zr/10)) не испытывают существенных вариаций при изменении размера обломочных зерен. В данном случае гранулометрическим составом можно пренебречь.

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Проект № 12-05-31505.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Маслов А.В. Литогеохимия терригенных пород верхнего докембрия Волго-Уральской области. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 248 с.
2. Фазлиахметов А.М. К методике интерпретации состава вулканогенно-обломочных пород // Новое в познании процессов рудообразования. Материалы молодежной школы по рудной геологии. Москва: ИГЕМ, 2012. С. 191–192.
3. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, система, описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.
4. Bhatia M.R, Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic settings discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
5. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.
6. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
7. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала / В.Н. Пучков. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

The connection lithogeochemical composition with particle size distribution in volcanoclastic sandstones of the Devonian of the Southern Urals was found. Revealed that the ratio Sc/Cr, Co/Th, Sc/(Zr/10), Co/(Zr/10) significantly change with the grain size in sandstones, while the La/Sc, La/Th, La/Y, Th/Sc, Th/(Zr/10) remain virtually unchanged.

Харин Г.С., Ерошенко Д.В.

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

Янтарь и включения: их значение для реконструкции палеосреды

Kharin G.S., Eroshenko D.V.

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

Amber and inclusions: their value for the environment paleoreconstruction

Наряду с золоторудными, алмазными, железорудными и другими продуктивными эпохами и провинциями на Земле следует выделять янтареносные эпохи и провинции. Последние, в отличие от первых, имеют свои специфические особенности, связанные с условиями древней среды, характером растительности, изменениями климата, характером транспортировки, процессами осаждения–накопления янтаря и т.д. Для распознавания этих особенностей важное значение имеют индикаторные свойства янтаря. Их необходимо знать и использовать при поисках янтареносных эпох, провинций и месторождений.

По данным многочисленных публикаций и оригинальным исследованиям сибирских и прибалтийских янтареносных отложений следует сделать вывод о том, что в геологической истории Земли существовало две крупные эпохи образования янтаря и формирования янтарных месторождений: 1 – позднемеловая, 2 – позднепалеогеновая. Характерно, что в это время сформировались и крупнейшие на планете железорудные, фосфатоносные, бокситоносные эпохи и провинции, связанные с латеритными корами выветривания [1, 2]. Следовательно, легко опознаваемые находки янтаря могут свидетельствовать о наличии в данном бассейне и залежей трудно диагностируемых фосфоритов и бокситов.

Первичные залежи ископаемых смол, продуцированных в более древних лесах и захороненных в лесных почвах, пока неизвестны. По составу растительных остатков в янтаре ботаники полагают, что это были хвойные леса с примесью хвощевидных, плауновидных и других высших растений, сохранившиеся до наших дней [3]. По находкам на поверхности янтаря отпечатков листьев дуба, пальм и других разнозональных растений судят о климате и гористом характере местности.

Нужно учитывать также и то, что большинство месторождений и проявлений янтаря являются вторичными, третичными и т.д., т.е. его обломки неоднократно переотлагались, разносились ручьями, реками, морскими течениями. Это своего рода россыпи легко транспортируемого материала, обладающего повышенной плавучестью из-за низкой плотности янтаря (около 1 г/см³), почти одинаковой с водой, а иногда и ниже ее, как в

балтийском кранците (0.97 г/см^3). Поэтому россыпи янтаря, в отличие от россыпей тяжелых минералов (золото, платина, циркон и т.д.), формируются в застойных впадинах на шельфе, обладающих ослабленным течением, в лагунных дельтах, замкнутых шельфовых участках моря и заливов, отгороженных песчаными барами и косами. Бары, косы, пляжи являются своеобразными фильтрами, на которых скапливаются обломки янтаря.

Таким образом, янтарь является хорошим индикатором течений в шельфовых морях, а также указателем мест застойных впадин, где нередко создавались аноксидные условия седиментации. Такие участки на побережье Самбийского полуострова обладают сероводородным заражением. Чем пользуются старатели–копатели при поисках янтаря, закладывая шурфы там, где пахнет серой.

Большое индикаторное значение для воссоздания условий палеосреды имеют включения (инклюдзы) в янтаре. Они подразделяются по своему составу на следующие: 1 – растительные, 2 – органогенные, 3 – минеральные, 4 – воздушные, 5 – водные (жидкие). Известно, что янтарь является прекрасным индикатором климата. По инклюдзам с органическими остатками можно судить о малейших изменениях климата. Так, наличие в балтийском янтаре тропических (австралийских) комаров [4] свидетельствует о муссонном характере циркуляции атмосферы, существовавшей в позднем эоцене вдоль широкого морского пролива между палеоокеаном Тетис, Бореальным океаном и Северной Атлантикой (рис.). В янтарную эпоху (поздний эоцен – 43–37 млн. лет назад) здесь на территории Балтийского моря и Скандинавии был влажный гумидный климат, близкий к субтропическому, формировалась кора выветривания, произрастали хвойные леса. Но очень сильные муссонные ветра со сменой холодных бореальных и теплых тропических ветров вдоль пролива привели к массовым лесоповалам. К тому же, в конце позднего эоцена теплый климат стал меняться на умеренный [3, 5, 6]. Все это привело к массовому выделению смолы и накоплению ее в почве, которая размывалась и переносилась ручьями и реками. В то время на месте Балтийского моря существовал крупный речной бассейн (р. Эридан – по [7] р. ПраНева – по [5]) (рис.). Следует подчеркнуть, что эпоха массового накопления первичных залежей янтаря (смолы) в лесной почве была сравнительно короткой (первые миллионы лет). При размыве почвы в лагунные дельты морского пролива было вынесено до нескольких миллионов тонн смолы. В осадках лагунных дельт в большом количестве присутствовал глауконит, что обусловило щелочные условия, благоприятные для превращения смолы в янтарь. В дальнейшей геологической истории Прибалтики не было столь благоприятных условий накопления смолы и янтаря. При выделении живицы и смолоистечении в смолах захватывались пузырьки воздуха древней атмосферы (рис. (а)). Нами [8] была сделана попытка определения

состава газовых включений в янтаре Самбийского полуострова. Для анализа были отобраны образцы разных типов янтара, которые были изучены на состав газов в Институте Геологии Сибирского отделения РАН. Судя по полученным данным во всех типах янтара отмечается высокое содержание углекислого газа (от 10.2 до 40.39% об.). Но это не значит, что столь же высокие его концентрации были характерны для позднеэоценовой атмосферы. Следует учитывать, что CO_2 мог выделяться в газовые пузырьки и при окислении янтара и органических остатков, захваченных смолой. Об этом свидетельствуют очень высокие концентрации CO_2 в сукцините с растительными остатками. По нашему мнению однозначно судить о составе газов древних атмосфер по газовым включениям в янтаре нельзя. Требуется дополнительные и более тщательные исследования.

Недостаточно изучены и минеральные включения в янтаре, а между тем, они могут быть весьма полезны при восстановлении палеоэкологии и геологической среды региона, где шло накопление первичных залежей янтара. В янтаре мало минеральных включений. Видимо, почва балтийского «янтарного леса» была покрыта мхом и травой. Нередко на поверхности образцов янтара в порах и кавернах присутствуют минеральные зерна, а также обломки пород. Но, судя по их окатанности и составу, они были захвачены на дне моря во вторичном залегании в россыпях и, следовательно, отражают не геологию «янтарного леса», а геологию бассейна захоронения. Отметим, что нами в балтийском янтаре впервые были обнаружены частички похожие на вулканический пепел (рис.), что свидетельствует о том, что в позднем эоцене «янтарный лес» Балтики, очевидно, опылялся пепловыми тучами, приходившими сюда со стороны вулканов Исландского плюма.

Наличие янтареносных залежей и включения в янтаре имеют большое значение при стратиграфическом расчленении осадочных толщ и корреляции геологических разрезов. Используя данные о разном самбийского янтара вдоль морского пролива, связывающего моря океана Тетис и Северной Атлантики, была проведена корреляция стратиграфических схем палеогена Калининградской области, Северной Польши, Белоруссии и Украины [9]. А сравнение фаун из включений самбийского и клесовского янтара выявило их сходство [10]. Аналогичное сходство наблюдается и при сравнении фаун полесского и клесовского янтара. Это является одним из важных факторов, подтверждающих представление о разном янтара из одного источника (Скандинавско–Балтийского) по обширному морскому проливу. Важное значение получили находки Самбийского янтара в четвертичных отложениях для определения путей движения ледника и переноса янтареносных отторженцев Самбийского полуострова в соседние регионы.

Детальное изучение петрофизических свойств янтара может дать ключ для определения температур и давлений, которые претерпели янтареносные

толщи в процессе диагенеза и метаморфизма. Даже сравнительно простые исследования янтаря под микроскопом в поляризованном свете позволяют определить по характеру оптических аномалий и степень гляциодислакационных воздействий при ледниковой нагрузке и транспортировке отторженцев.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Харин Г.С. Латеритная кора выветривания на доспрединговых базальтах Северо-Западной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна // Доклады РАН. 2004. Т. 398. № 3. С. 366–370.
2. Харин Г.С. Фосфоритоносность меловых и палеогеновых отложений Калининградской области и Юго-Восточной Балтики // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 4. С. 339–363.
3. Трофимов В.С. Янтарь. М.: Недра, 1974. 184 с.
4. Trjapitzin V.A., Manukyan A.R. *Electrocampe sugonjaevi* fen. et sp. n., the first record of the fossils Tertiary teracampid (Hymoptera, Tetracampidae, Mongolocampinae) // *Amber & Fossils*. 1999. № 1. P. 17–22.
5. Kharin G.S. Geological conditions of the amber-bearing deposits originating in Baltic Region // *Amber & Fossils*. 1999. №1. P. 47–55.
6. Ахметьев М.А. Климат земного шара в палеоцене и эоцене по данным палеоботаники // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.:Наука, 2004. С. 10–43.
7. Kosmowska-Cerantowicz B. Amber deposits // *Amber Treasure of the Ancient Sea / Warszawa: Sadyba*, 1997. P. 4–9.
8. Kharin G.S. Gas inclusions in Baltic Amber // *Investigations into Amber*. Gdansk, 1999. P. 215–219.
9. Харин Г.С., Лукашина Н.П. Условия образования и корреляции янтареносной прусской свиты (верхний эоцен, Калининградская область) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 93–99.
10. Манукян А.Р., Богдасаров А.А., Богдасаров М.А. Включения в белорусском янтаре // Добыча и обработка янтаря на Самбии. Тез. докл. Калининград, 2010. С. 115–116.

We summarizes the original and published data on the indicator properties of amber and inclusions, which are used to reconstruct paleoenvironment conditions. Considered their implications for the reconstruction paleogeography, palaeogeology, paleoclimate, paleotektonic in sedimentation basins, where deposited amber placer deposits, and in places the primary genesis of resins in the "amber forest". Develop ideas about the wide spacing of amber, the existence of a geological time and space "amber epoches" and "amber provinces" of their connection with crust of weathering.

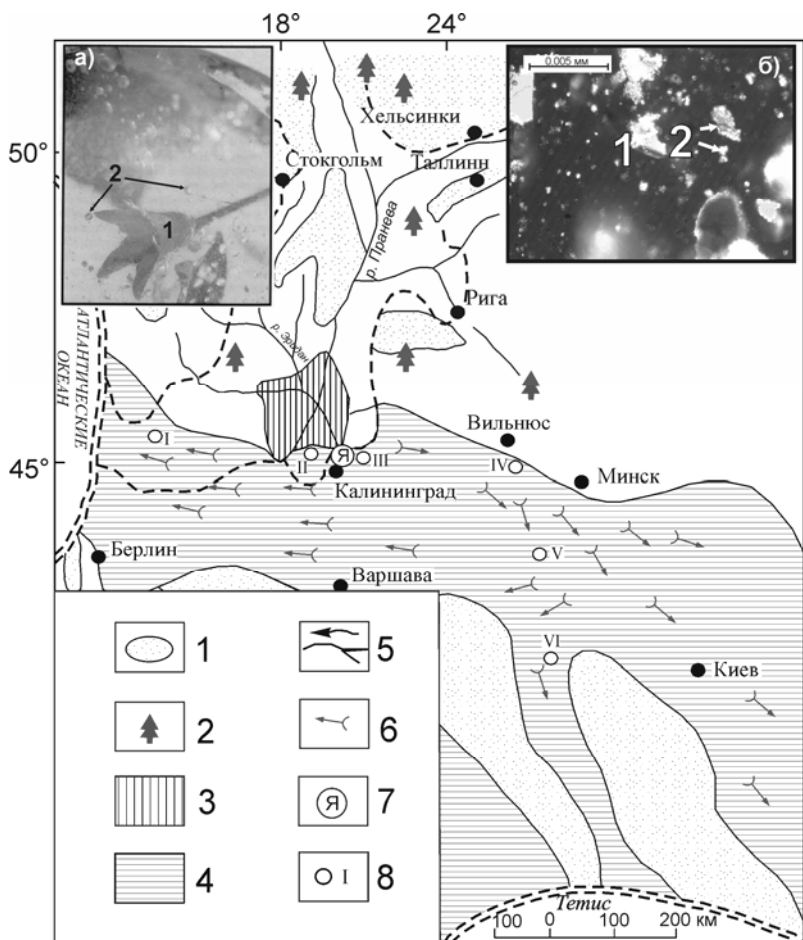


Рисунок. Палеогеографическая обстановка области распространения позднеэоценовых фосфоритов и россыпей янтаря. 1 – суша возвышенная; 2 – суша низменная, заболоченная, с хвойными лесами; 3 – лагунные и лагунно-дельтовые фации, где образовались россыпи янтаря; 4 – пролив между морями Атлантического и Бореального океанов и океаном Тетис; 5 – речная система, по которой смола приносилась в лагуны и пролив; 6 – направление разноса янтаря в проливе и образование вторичных (переотложенных, россыпных) залежей янтаря; 7 – крупные месторождения янтаря и Приморское месторождение фосфоритов в отложениях эоцена; 8 – контуры современного Балтийского моря. На врезке: (а) – включения в самбийском янтаре. 1 – растительное включение (цветок), 2 – газовые пузырьки. (б) – минеральные включения в янтаре: 1 – зерна полевого шпата, 2 – базальт. Николи скрещены

Чечко В.А., Топчая В.Ю.

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

Распределение тяжелых минералов на подводном береговом склоне Самбийского полуострова

Chechko V.A., Topchaya V.Y.

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

Distribution of the heavy minerals on an underwater coastal slope of the Sambian peninsula

В работе представлены результаты изучения распределения тяжелых минералов в донных отложениях подводного берегового склона Самбийского полуострова (юго-восточная часть Балтийского моря). Для разделения тяжелой жидкостью (применялась жидкость «Бромформ», с удельным весом 2.9) бралась фракция мелкозернистых песков (0.16–0.1 мм). Всего было изучено 18 проб песка, отобранных на западной половине подводного берегового склона Самбийского полуострова. Пробы отбирались на глубине 3 и 7 метров на 9 профилях, расположенных на участке от мыса Таран до корневой части Вислинской косы (рис. 1).

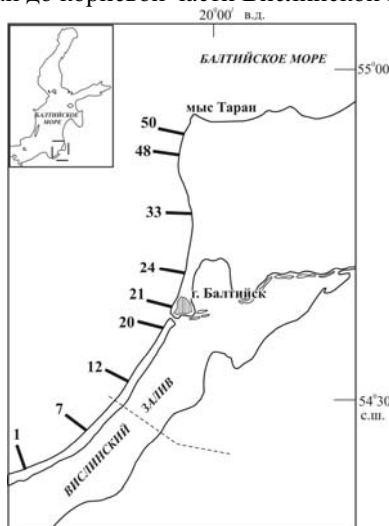


Рисунок 1. Расположение и номера профилей, на которых отбирались пробы донных осадков

Результаты исследования представлены на рис. 2. В распределении тяжелых минералов прослеживается две закономерности – снижение их общего содержания с увеличением глубины и снижение их общего содержания вдоль подводного берегового склона по направлению от мыса

Таран на юго-запад. Максимально (6.8%) тяжелыми минералами обогащены пески на глубине 3 м в районе м. Таран, что объясняется близостью источника поступления этих минералов. В юго-западном направлении от мыса Таран наблюдается устойчивое снижение их содержания, и у корневой части Вислинской косы (профиль №1) на изобате 3 м. общее их количество не превышает 0.5%.

Похожая картина распределения тяжелых минералов наблюдается также вдоль изобаты 7 м. Разница состоит в том, что пески на этой глубине содержат значительно меньше данных минералов. Максимальное содержание тяжелых минералов на этой глубине зафиксировано на профиле № 48, расположенным вблизи мыса Таран.

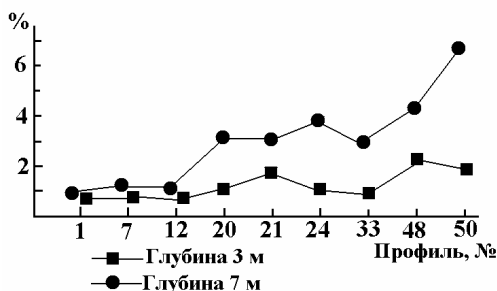


Рисунок 2. Распределение тяжелых минералов в песках подводного берегового склона Самбийского полуострова

Выявленное распределение в донных отложениях подводного берегового склона тяжелых минералов подтверждает существование в этом районе господствующего интегрального вдольберегового переноса песчаного материала с севера на юг. Также подтверждается высказанное ранее предположение [1], что выдвинутые в море молы калининградского морского канала являются искусственной преградой для этого потока. Об этом, в частности, свидетельствует резкое снижение общего количества тяжелых минералов к югу от молов. Так, на профилях 1–12, расположенных южнее входных молв, их содержание незначительно и варьирует в диапазоне 0.3–1.7%

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чечко В.А., Чубаренко Б.В., Болдырев В.Л. и др. О динамике береговой зоны моря в районе оградительных молв Калининградского морского канала // Водные ресурсы. Т. 35. № 6. 2008. С. 681–691.

The concentration of heavy minerals were studied in 20 samples of sand, selected at depths of 3 and 7 meters. The total concentration of heavy minerals decreases with increasing depth. Also, the total concentration of heavy minerals steadily reduced from Cape of Taran in the South-Western direction.

Fan D.J., Wang L., Yu Z.H., Sun X., Yang Z.S.

(Key Lab of Submarine Geosciences and Technology of the Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao, China)

Mineral and geochemistry characteristics of the Co-rich ferromanganese crust from the South West Indian Ridge area

Eight Co-rich ferromanganese crusts have been collected in the South West Indian Ridge (SWIR) in 2009 (Fig. 1). X-ray diffraction method was used to understand their mineral composition. ICP-AES(MS) method was used to measure the main and trace elements of difference phases (adsorbed cation phase, Mn-oxide combined phase, Fe-oxyhydroxide combined phase and residual phase) in the crusts. And based on which the origin of the crusts has been discussed.

The mineral data show that Manganese minerals and Iron minerals consist the main phases of the crusts (Fig. 2). Vernadite takes the dominant component of manganese oxide, while Todorokite takes minor parts to the manganese oxide. The most abundant phase of the ferric minerals is X-ray amorphous FeOOH. Goethite is also identified with weakly X-ray peak appeared. Besides, Quartz, Feldspar, Calcite, Serpentine and Clay minerals are also appeared. Mn and Fe are dominant elements in the crusts, with compositions of approximate 20% (Table). Then are the elements of Al, Ca, Mg, Na, Ti, which have compositions of 1–5%. Trace elements of Co, Ni, Pb and Sr are enriched in the crusts, with contents in 1000–8000 ppm. The earth trace elements are moderate enriched in the crusts, having contents of 600–1600 ppm. These elements are great diversity in their storing phases. The adsorbed cation phase mainly dominates the compositions of Ca, Mg, Sr, U, Rb, Tl, Cd, Be; Mn-Oxide combined phase mainly includes the elements of Mn, Co, Ni, Ba, Tl, Ga, La, Ce; Fe-oxyhydroxide combined phase includes the elements of Fe, Ti, Mo, As, Zr, Hf, W, Pb, Bi, Th, B, V, HREE. Elements Al, Fe and Rb are mainly stored in the residual phase.

The Co-rich ferromanganese crusts were classified into hydrogenetic origin deduced from the mineral composition, element groups and element ratios. The early diagenesis had slight impact on the crusts while the hydrothermal effect from local didn't show up in this study.

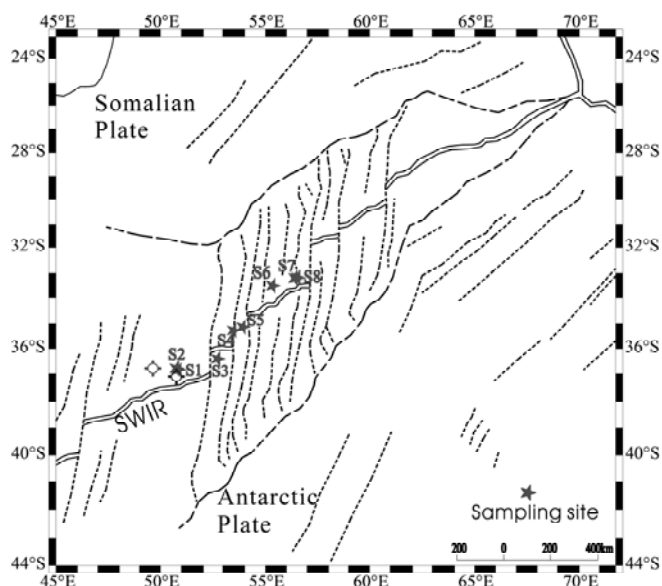


Fig. 1. Map of studied area showing sampling sites of the Co-rich crusts in SWIR

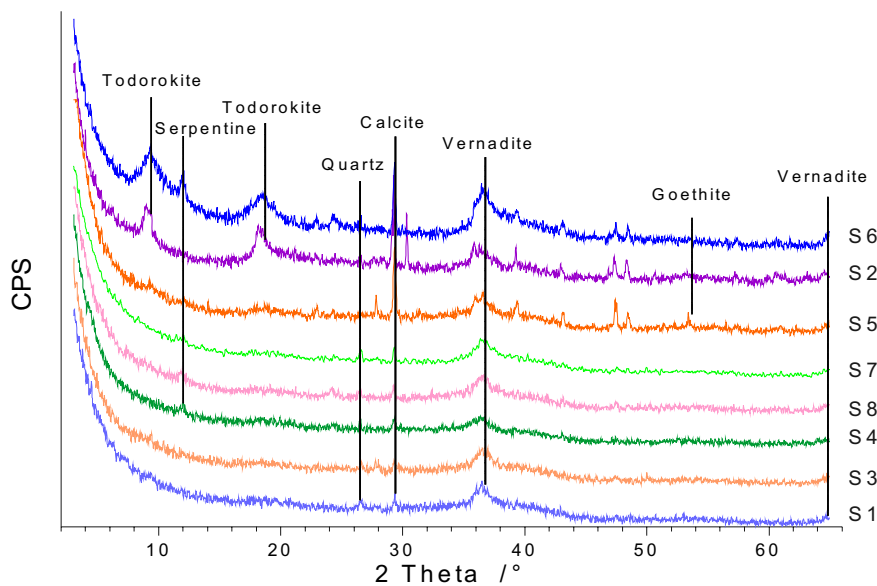


Fig. 2. XRF patterns of the Co-rich crusts

Table. Element composition in the Co-rich crusts (wt%)

Element	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8
Fe	19.57	16.59	19.89	21.05	18.39	11.11	16.13	20.12
Mn	21.48	19.30	21.49	16.87	19.50	25.99	21.83	21.74
Cu	0.04	0.11	0.07	0.05	0.18	0.26	0.06	0.04
Co	0.67	0.61	0.60	0.31	0.49	0.59	0.59	0.74
Ni	0.23	0.49	0.33	0.18	0.25	1.61	0.31	0.32
Al	2.63	3.73	1.90	1.44	2.22	2.12	1.88	1.16
Ba	0.10	0.18	0.14	0.12	0.17	0.13	0.09	0.12
Ca	4.45	7.34	3.78	3.47	6.31	5.09	3.75	4.05
Mg	2.34	3.41	1.93	2.56	1.87	4.87	2.61	3.64
Na	2.17	1.71	1.89	1.66	1.86	2.10	2.44	2.04
Ti	1.48	0.80	1.84	1.81	1.75	0.82	2.30	1.68
Mn/Fe	1.10	1.16	1.08	0.80	1.06	2.34	1.35	1.08

This work was supported by the China Ocean Mineral Resources R & D Association (Grand Number: DY125-11-R-04).

REFERENCES

1. Cronan D S. Handbook of marine mineral deposits. CRC PressI Llc. 2000. V. 18
2. Dick H.J.B., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // Nature. 2003. V. 426 (6965). P. 405–412.
3. Glasby G.P. Manganese: predominant role of nodules and crusts // Marine Geochemistry. Springer Berlin Heidelberg: 2006. P. 371–427.
4. Hein J.R., Koschinsky A., Halbach P. et al. Iron and manganese oxide mineralization in the Pacific // Manganese mineralization: Geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits. 1997. V. 119. P. 123–138.
5. Hein J.R., Koschinsky A., Bau M. et al. Cobalt-Rich Ferromanganese Crusts in the Pacific // Handbook of marine mineral deposits. 2000. V. 18. P. 239–279.
6. Iyer S.D. Comparison of internal features and microchemistry of ferromanganese crusts from the Central Indian Basin // Geo-Marine Letters. 1991. V. 11 (1). P. 44–50.
7. Jauhary P. Classification and interelement relationships of ferromanganese nodules from the Central Indian Ocean Basin // Mar. Min. 1987. V. 6. P. 419–429.
8. Jeong K.S., Jung H.S., Kang J.K. et al. Formation of ferromanganese crusts on northwest intertropical Pacific seamounts: electron photomicrography and microprobe chemistry // Marine Geology. 2000. V. 162 (2). P. 541–559.

9. Koschinsky A., Halbach P. Sequential leaching of marine ferromanganese precipitates: Genetic implications // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59 (24). P. 5113–5132.
10. Koschinsky A., Hein J.R. Uptake of elements from seawater by ferromanganese crusts: solid-phase associations and seawater speciation // *Marine Geology*. 2003. V. 198 (3). P. 331–351.
11. Perritt S., Watkeys M.K. The effect of environmental controls on the metal content in ferromanganese crusts and nodules from the Mozambique Ridge and in the Mozambique Basin, southwestern Indian Ocean // *South African Journal of Geology*., 2007. V. 110 (2–3). P. 295–310.
12. Wen X., De Carlo E.H., Li Y.H. Interelement relationships in ferromanganese crusts from the central Pacific ocean: Their implications for crust genesis // *Marine Geology*. 1997. V. 136 (3). P. 277–297.

Алфавитный указатель

Авилов В.И.	4, 9	Змиевский М.В.	204
Алексеева Т.Н.	230, 313, 318	Иванов В.В.	175
Амирханова А.О.	123	Иванов В.Н.	148
Андреев С.И.	159	Иванов Г.И.	50
Антонов А.Е.	14	Иванов М.В.	189
Артемьева А.А.	206	Иванова Е.В.	230
Асавин А.М.	235	Ивлиев П.А.	313
Астахов А.С.	239	Илатовская П.В.	162
Астахова Н.В.	239, 272	Исатаев Б.К.	123
Ахметова Т.Д.	123	Казарина Г.Х.	280
Бабаева С.Ф.	148, 206, 214	Карнаух В.Н.	239
Батурин Г.Н.	140, 144, 244, 248	Ковалева Е.С.	55
Бахмутов В.Г.	69	Козлов Н.Е.	113
Бельтенева В.Е.	148, 210	Колесник О.Н.	272
Берлин Ю.М.	19, 24, 89	Комов В.Т.	144
Бикарюк М.С.	253	Конюхов А.И.	60
Блинова Е.В.	151	Копаевич Л.Ф.	280
Блохин М.Г.	191	Корчагин И.Н.	69, 74, 79
Богданова О.Ю.	294, 299	Кругляков В.В.	276
Валяев Б.М.	29	Круглякова Р.П.	64
Вахнин М.Г.	34	Кузнецов В.Ю.	210
Веникова А.Л.	38	Кузьмина Т.Г.	167, 230
Вержбицкий Е.В.	19	Кукса К.А.	210
Галкин С.В.	155	Кухаренко Е.Л.	235
Гимон В.О.	289	Левашов С.П.	69, 74, 79
Гресов А.И.	239	Летникова Е.Ф.	172
Грецкая Е.В.	239	Лобковский Л.И.	113
Григорьева Ж.В.	175	Лобус Н.В.	144
Дарьин А.В.	289	Ломтев В.Л.	84
Дахнова М.В.	64	Лыгина Т.И.	175, 222, 262, 280
Деркачев А.Н.	257	Маленкина С.Ю.	280
Дмитренко О.Б.	280	Марина М.М.	19, 24, 89
Добрецова И.Г.	140, 155, 262	Масленников В.В.	180
Дрёмин И.С.	29	Масленникова С.П.	180
Дубинчук В.Т.	140, 248	Матуль А.Г.	280
Егоров А.В.	40, 45	Мелекесцева И.Ю.	180
Ермакова Л.А.	159	Мельников М.Е.	289, 294, 323
Ерошенко Д.В.	338	Миноранский Д.Е.	175, 289
Забаринская Л.П.	107	Мирошниченко Ю.М.	210
Зарубина Н.В.	191	Михайлик Е.В.	191
Здобин Д.Ю.	267	Михайлик П.Е.	184, 189, 191
		Можегова С.В.	64

Молодцова Т.Н.	155	Сорохтин Н.О.	113
Мурдмаа И.О.	230	Стрюк В.Л.	328
Назарова Е.С.	64	Судариков С.М.	201, 204
Нигматулин Р.И.	40	Суетнова Е.И.	119
Николаева Н.А.	257	Суханова А.А.	206
Новиков Г.В.	294, 299	Съедин В.Т.	272
Нуранов А.Б.	123	Табунс Э.В.	210
Обжиров А.И.	93, 98	Тарасенко Г.В.	123
Овсепян Е.А.	230	Тереножкин А.М.	64
Патрикеев В.Н.	84	Тетикова О.А.	175
Пестрикова Н.Л.	98	Топчая В.Ю.	343
Портнягин М.В.	257	Ульянова М.О.	129
Разницын Ю.Н.	102	Фазлиахметов А.М.	333
Ракшун Я.В.	289	Фирстова А.В.	214
Рашидов В.А.	248	Харин Г.С.	338
Рейхард Л.Е.	304	Хохлова И.В.	167
Родников А.Г.	107	Хубльдилов А.И.	131
Рождественская И.И.	148	Черкашев Г.А.	159
Рожков А.Н.	40, 45	Черкашина Т.Ю.	172
Рощина И.А.	167	Черняев Е.С.	40
Русаков В.Ю.	167, 196	Чесалова Е.И.	235
Рыженко Б.Н.	196	Чечко В.А.	343
Савенко А.В.	308	Шакиров Р.Б.	135
Савицкий А.В.	239	Шевцова Н.Т.	64, 217
Свальнов В.Н.	313, 318	Юбко В.М.	222
Седышева Т.Е.	175, 323	Якимчук Н.А.	69, 74, 79
Сейткалиева Э.А.	230	Ярцева Н.В.	328
Семёнов П.Б.	162	Fan D.J.	224, 345
Сергеева Н.А.	107	Sun X.	224, 345
Серов П.И.	162	Wang L.	345
Сивцов А.В.	299	Yang Z.S.	224, 345
Соловьев В.Д.	69	Yu Z.H.	345

ОГЛАВЛЕНИЕ

Нефть и газ на дне морей и океанов

<i>Авилов В.И.</i> Общественно-экономический подход к решению задач нефтегазовой геологии	4
<i>Авилов В.И.</i> Преобладающий источник природных углеводородов	9
<i>Антонов А.Е.</i> Структурная корреляция месторождений углеводородов северных морей с металлогеническими поясами на континентах	14
<i>Берлин Ю.М., Вержбицкий Е.В., Марина М.М.</i> Прогноз современных температур и очагов нефте- и газообразования в кайнозойских отложениях Охотского моря.	19
<i>Берлин Ю.М., Марина М.М.</i> Прогнозное картирование потенциально нефтегазоносных акваторий Черноморского и Среднекаспийского бассейнов	24
<i>Валяев Б.М., Дрёмин И.С.</i> Региональные неравномерности распространения скоплений и ресурсов углеводородов (геодинамические и изотопно-геохимические аспекты)	29
<i>Вахнин М.Г.</i> Перспективы поиска залежей нефти и газа на шельфовом продолжении Малоземельско-Колгуевского нефтегазосного района Тимано-Печорской провинции.	34
<i>Веникова А.Л.</i> Связь Дагинских гидротермальных источников с залежами углеводородов в западной части Охотоморского региона	38
<i>Егоров А.В., Нигматулин Р.И., Рожков А.Н., Черняев Е.С.</i> Роль тепловых эффектов при добыче газовых гидратов	40
<i>Егоров А.В., Рожков А.Н.</i> Опыт использования датчика метана при работах в акваториях	45
<i>Иванов Г.И.</i> Метан и его гомологи в донных осадках арктических морей России	50
<i>Ковалева Е.С.</i> Формирование полей концентраций метана в Голубой бухте Черного моря	55
<i>Конюхов А.И.</i> Климатические циклы и нефтегазоносные системы на окраинах материков в палеозойских океанах	60
<i>Круглякова Р.П., Дахнова М.В., Шевцова Н.Т., Можегова С.В., Назарова Е.С., Тереножкин А.М.</i> Естественные выходы нефти и газа на дне Хатангского залива моря Лаптевых	64
<i>Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Бахмутов В.Г.,</i>	69

<i>Соловьев В.Д.</i> Результаты применения мобильных геофизических технологий для картирования скоплений газогидратов и оценки их запасов в породах осадочного чехла структур дна Западной Антарктики.	
<i>Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.</i> Новые данные о перспективах нефтегазоносности в районе структур Субботина и Палласа (Черное море)	74
<i>Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.</i> Оценка нефтегазоносности перспективных объектов в Баренцевом море мобильными геофизическими методами	79
<i>Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н.</i> К строению и газоносности северной части Срединно-Курильского прогиба	84
<i>Марина М.М., Берлин Ю.М.</i> Прогноз распределения органического вещества в кайнозойских отложениях Охотского моря	89
<i>Обжиров А.И.</i> Возможные источники углеводородов и их участие в формировании газогидратов в Охотском море	93
<i>Пестрикова Н.Л., Обжиров А.И.</i> Газовые гидраты и подводная газовая разгрузка в Охотском море	98
<i>Разницын Ю.Н.</i> Геологическая модель формирования неоткрытых месторождений углеводородов на южном шельфе Кубы	102
<i>Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А.</i> Астеносферные диапиры и нефтегазоносность осадочных бассейнов Охотского моря	107
<i>Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Козлов Н.Е.</i> Осадочные комплексы Тимано-Варангерского пояса байкалид – перспективная область обнаружения месторождений УВ сырья	113
<i>Суетнова Е.И.</i> Влияние эволюции порового давления в процессе накопления слоев осадков на процесс аккумуляции газовых гидратов	119
<i>Тарасенко Г.В., Ахметова Т.Д., Исатаев.Б.К., Нуранов А.Б., Амирханова А.О.</i> Электрическое происхождение нефти на основе теории тектоники плит скольжения	123
<i>Ульянова М.О.</i> Газонасыщенные осадки Гданьского бассейна Балтийского моря	129
<i>Хубльдигов А.И.</i> Нефтегазоносность Балтийского моря	131
<i>Шакиров Р.Б.</i> Углеводородные и другие газы вулканов Менделеева и Головнина (о. Кунашир)	135

Гидротермы и руды на дне океанов и морей

<i>Батурин Г.Н., Добрецова И.Г., Дубинчук В.Т.</i> Гидротермальные марганцевые корки и медистые отложения Срединно-Атлантического хребта (19° и 13 с.ш.)	140
<i>Батурин Г.Н., Лобус Н.В., Комов В.Т.</i> Ртуть в современных и древних фосфоритах	144
<i>Бельтенов В.Е., Рождественская И.И., Иванов В.Н., Бабаева С.Ф.</i> Новые гидротермальные поля в пределах Российского разведочного района	148
<i>Блинова Е.В.</i> Влияние гидротермальной системы на преобразование химического состава осадков в активной рифтовой впадине Гуаймас в Калифорнийском заливе	151
<i>Добрецова И.Г., Молодцова Т.Н., Галкин С.В.</i> Предварительные данные по составу фауны, ассоциированной с неактивными сульфидными рудными полями северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта (12°58' - 13°31' с.ш.)	155
<i>Ермакова Л.А., Черкашев Г.А., Андреев С.И.</i> Некоторые аспекты гидрофизической и гидрохимической характеристики водной толщи в пределах Российского разведочного района.	159
<i>Илатовская П.В., Семёнов П.Б., Серов П.И.</i> Газообразные углеводороды в донных осадках и придонно-пограничном слое водной толщи и кобальтмарганцевые корковые образования (на примере континентального шельфа южного Вьетнама)	162
<i>Кузьмина Т.Г., Хохлова И.В., Рощина И.А., Русаков В.Ю.</i> Рентгенофлуоресцентный анализ химического состава сульфидных руд и его применение для гидротермальных осадков САХ	167
<i>Летникова Е.Ф., Черкашина Т.Ю.</i> Различные источники поступления вещества при накоплении венд-кембрийских фосфоритов северного сегмента Палеоазиатского океана	172
<i>Лыгина Т.И., Григорьева Ж.В., Иванов В.В., Миноранский Д.Е., Седышева Т.Е., Тетикова О.А.</i> Новые находки признаков гидротермального воздействия на образования осадочного чехла рудной провинции Клариион-Клиппертон	175
<i>Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Масленникова С.П.</i> Элементы-примеси в сульфидах гидротермального узла Семенов, 13°31' с.ш. САХ: данные ЛА-ИСП-МС анализа	180

<i>Михайлик П.Е.</i> Источники галлия в гидротермально-осадочных Fe-Mn корках Японского моря	184
<i>Михайлик П.Е., Иванов М.В.</i> Содержания ртути в железомарганцевых корках подводных гор северо-западной пачифики	189
<i>Михайлик П.Е., Михайлик Е.В., Зарубина Н.В., Блохин М.Г.</i> Геохимия РЗЭ и иттрия в гидротермально-осадочных Fe-Mn корках Японского моря по результатам фазового анализа	191
<i>Русаков В.Ю., Рыженко Б.Н.</i> Гидротермально-осадочный литогенез	196
<i>Судариков С.М.</i> О строении гидротермальных плюмов САХ	201
<i>Судариков С.М., Змиевский М.В.</i> Формы миграции рудных элементов в гидротермальном растворе источников поля Логачев (САХ)	204
<i>Суханова А.А., Бабаева С.Ф., Артемьева А.А.</i> Геохимия элементов-примесей в гидротермальных сульфидах рудного поля «Ашадзе-1»	206
<i>Табунс Э.В., Кукса К.А., Кузнецов В.Ю., Бельтенов В.Е., Мирошниченко Ю.М.</i> Уран и торий в гидротермальных сульфидных рудах Мирового океана: новые оценки содержаний	210
<i>Фирстова А.В., Бабаева С.Ф.</i> Морфологические и минеральные типы гидротермального оруденения и их распределение в пределах рудного поля «Семенов-2», Срединно-Атлантический хребет.	214
<i>Шевцова Н.Т.</i> Состав песчано-алевритовой фракции поверхностных донных осадков западной части восточного полигона Российского разведочного района месторождения железомарганцевых конкреций Тихого океана	217
<i>Юбко В.М., Лыгина Т.И.</i> Внутриплитные вулканогенно-гидротермальные системы зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана	222
<i>Yang Z.S., Sun X.X., Fan D.J.</i> The suspended particulate minerals in the water column in the hydrothermal vent area in the Southwest Indian Ridge	224

Симпозиум им. П.Л. Безрукова "Полезные ископаемые и минералогия океанов и морей"

<i>Алексеева Т.Н., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Овсепян Е.А.,</i>	230
--	-----

<i>Кузьмина Т.Г., Сейткалиева Э.А.</i> Позднечетвертичные обстановки осадконакопления на хребте Ширшова (Берингово море)	
<i>Асавин А.М., Кухаренко Е.Л., Чесалова Е.И.</i> Информационная интернет система по литогенезу Тихого океана.	235
<i>Астахов А.С., Грецкая Е.В., Савицкий А.В., Астахова Н.В., Гресов А.И., Карнаух В.Н.</i> Перспективы развития минерально-сырьевой базы дальневосточных морей	239
<i>Батурин Г.Н.</i> Микроэлементный состав ЖМК арктических морей России	244
<i>Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Рашидов В.А.</i> Эндогенные золото и ртуть в морских Fe-Mn отложениях	248
<i>Бикарюк М.С.</i> Донные осадки на полигоне «Дейма» в Куршском заливе (Балтийское море)	253
<i>Деркачев А.Н., Портнягин М.В., Николаева Н.А.</i> Минеральный состав прослоев тефры в четвертичных отложениях Охотского моря	257
<i>Добрецова И.Г., Лыгина Т.И.</i> Состав и происхождение оруденелого литифицированного осадка из воронки в провинции Кларион-Клиппертон	262
<i>Здобин Д.Ю.</i> Минералогия и микростроение шельфовых илов Охотского моря	267
<i>Колесник О.Н., Астахова Н.В., Съедин В.Т.</i> Акцессорные рудные минералы в магматических породах и железомарганцевых образованиях подводных возвышенностей Японского моря	272
<i>Кругляков В.В.</i> Генезис оксидных океанических руд	276
<i>Лыгина Т.И., Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х., Копаевич Л.Ф., Матуль А.Г.</i> Стратиграфия и возраст осадков рудной провинции Кларион-Клиппертон (новые литологические и микропалеонтологические данные)	280
<i>Маленкина С.Ю.</i> Особенности строения и генезис мезозойских фосфоритовых плит Восточно-Европейской платформы	284
<i>Мельников М.Е., Дарьин А.В., Ракиун Я.В., Гимон В.О., Миноранский Д.Е.</i> Исследование разреза кобальтоносных марганцевых корок с помощью рентгенофлуорисцентного анализа на пучках синхротронного излучения	289
<i>Новиков Г.В., Мельников М.Е., Богданова О.Ю.</i> Кобальто-	294

носные железомарганцевые корки поднятия Маркус-Уэйк (Тихий океан) – комплексные исследования	
<i>Новиков Г.В., Богданова О.Ю., Сивцов А.В.</i> Поведение рудных минералов океанских железомарганцевых конкреций и корок в растворах с разным значением pH	299
<i>Рейхард Л.Е.</i> Биоминерализация в древних осадочных породах и современных морских осадках	304
<i>Савенко А.В.</i> Экспериментальное моделирование карбонатизации апатитовых фаз на стадии диагенеза осадков высокопродуктивных районов океана	308
<i>Свальнов В.Н., Ивлиев П.А., Алексеева Т.Н.</i> Влияние характеристик марганцевых микроконкреций на вариации относительных скоростей пелагической седиментации	313
<i>Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н.</i> Прямые и косвенные критерии оценки перспективности минерально-сырьевых ресурсов глубоководных областей Мирового океана.	318
<i>Седышева Т.Е., Мельников М.Е.</i> Горно-геологические условия локализации кобальтоносных корок на участке детализации	323
<i>Стрюк В.Л., Ярцева Н.В.</i> Геологическая коллекция музея Мирового океана и создание экспозиции в новом экспозиционном корпусе «Планета океан»	328
<i>Фазлиахметов А.М.</i> О связи гранулометрического состава песчаников с индикаторными геохимическими параметрами	333
<i>Харин Г.С., Ерошенко Д.В.</i> Янтарь и включения: их значение для реконструкции палеосреды	338
<i>Чечко В.А., Топчая В.Ю.</i> Распределение тяжелых минералов на подводном береговом склоне Самбийского полуострова	343
<i>Fan D.J., Wang L., Yu Z.H., Sun X., Yang Z.S.</i> Mineral and geochemistry characteristics of the Co-rich ferromanganese crust from the South West Indian Ridge area	345
Алфавитный указатель	349

CONTENTS

Oil and gas in the seas and oceans

<i>Avilov V.I.</i> Predominate Source of Native Hydrocarbons	4
<i>Avilov V.I.</i> Society-economical Approach to Oil-gas Geology Tasks Solution	9
<i>Antonov A.</i> Structural Correlation of Hydrocarbons in Northern Seas with Continental Metallogenic Belts	14
<i>Berlin Yu.M., Marina M.M.</i> Prognostic mapping of potential oil- and gas bearing in aquatories of the Black Sea and the Middle Caspian basins	19
<i>Berlin Yu.M., Verzhbitsky E.V., Marina M.M.</i> Prediction of modern temperature and the foci of oil and gas formation in Cenozoic sediments of the Okhotsk Sea	24
<i>Valyaev B.M., Dremine I.S.</i> Regional irregularities of the spatial distribution of the accumulations and resources of the hydrocarbons	29
<i>Vakhnin M.G.</i> Oil and gas prospects on the shelf Malozemelsky-Kolguev oil-and-gas bearing region of Timan-Pechora Province	34
<i>Venikova A.L.</i> Relationship between Dagi hydrothermal vents and hydrocarbon deposits in western part of the Okhotomarine region	38
<i>Egorov A.V., Nigmatulin R.I., Rozhkov A.N., Chernyaev E.S.</i> Role of thermal effects during the lifting of gas hydrates	40
<i>Egorov A.V., Rozhkov A.N.</i> Experience of the application of the methane sensor in marine research	45
<i>Ivanov G.I.</i> Methane and its homologues in the bottom sediments of the Russian Arctic	50
<i>Kovaleva E.S.</i> Formation of methane fields in the Blue bay of the Black Sea	55
<i>Konyukhov A.I.</i> Climatic cycles and oil-and-gas bearing systems at the continental margins of Paleozoic oceans	60
<i>Kruglyakova R., Dachnova M., Shevtsova N., Mozhekova S., Nazarova E., Terenozhkin A.</i> Natural oil and gas seeps on the Khatanga Gulf by the Laptev Sea floor	64
<i>Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N.</i> Hydrocarbon potential assessment of perspective structures on Barents Sea offshore by mobile geophysical methods	69
<i>Levashov S.P., Yakymchuk N.A. Korchagin I.N.</i> New data about	74

hydrocarbon potential in the region of Subbotina and Pallasa structures (Black Sea)	
<i>Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Bakhmutov V.G., Solovyov V.D.</i> The results of mobile technology application for geophysical mapping and evaluation of gas hydrate accumulation reserves in sediments of the West Antarctic bottom structures	79
<i>Lomtev V.L., Patrikeev V.N.</i> To the structure & gas presence of Northern Mid-Kuril trough	84
<i>Marina M.M., Berlin Y.M.</i> Prediction of organic matter distribution in Genozoic sediments of the Okhotsk Sea	89
<i>Obzhirov A.I.</i> Possible sources hydrocarbon and its participate to form gas hydrate in Okhotsk Sea	93
<i>Pestrikova N.L., Obzhirov A.I.</i> Gashydrates and gas discharge in the Sea of Okhotsk	98
<i>Raznitsin Yu.N.</i> Geologic model of undiscovered hydrocarbon fields formation on the southern shelf of Cuba	102
<i>Rodnikov A.G., Zabarinskaya L.P., Sergeyeva N.A.</i> Asthenospheric diapers and oil-and-gas content of the Okhotsk Sea sedimentary basins	107
<i>Sorokhtin N.O., Lobkovskiy L.I., Kozlov N.E.</i> Timan-Varangersk belt sedimentary complexes – a promising field of detection of oil and gas deposits	113
<i>Suetnova E.I.</i> Influence on a gas hydrate accumulation the evolution of pore pressure during the accumulation of sediment layers	119
<i>Tarasenko G.V., Akhmetova T.D., Isataev B.K., Nuranov A.B., Amirkhanova A.O.</i> Electrical origin of oil on the basis of the theory of plate tectonics slide	123
<i>Ulyanova M.</i> Review of the gassy sediments study results in the South-Eastern Baltic	129
<i>Khubldikov A.I.</i> Oil-and-gas content of the Baltic Sea	131
<i>Shakirov R.B.</i> Hydrocarbon and other gases in the Mendeleev and Golovnin Volcanoes (Kunashir Island)	135
 Hydrotherms and ores on the bottoms of the seas and oceans	
<i>Baturin G.N., Dobretsova I.G., Dubinchuk V.T.</i> Hydrothermal manganese crusts and copper-rich deposits on the Mid-Atlantic Ridge (19° and 13° N)	140

<i>Baturin G.N., Lobus N.V., Komov V.T.</i> Mercury in Recent and Ancient phosphorites	144
<i>Beltenev V.Ye., Rozhdestvenskaya I.I., Ivanov V.N., Babayeva S.F.</i> New hydrothermal fields at the territory of Russian exploration area	148
<i>Blinova E.V.</i> The influence of a hydrothermal system on the alteration of sediments in the Guaymas basin rift in the Gulf of California	151
<i>Dobretsova I.G., Molodtsova T.N., Galkin S.V.</i> Preliminary data on fauna associated with inactive hydrothermal sulfide fields on the Northern Subequatorial Mid Atlantic Ridge (12°58'–13°31'N)	155
<i>Ermakova L.A., Cherkashev G.A., Andreev S.I.</i> Some aspects of the hydrophysical and hydrochemical characteristics of the water column within the Russian exploration area	159
<i>Ilatovskaya P.V., Semenov P.B., Serov P.I.</i> Hydrocarbon gases in bottom sediment and near-bottom water and cobalt-manganese crusts (for example the continental shelf offshore South Vietnam)	162
<i>Kuzmina T.G., Khokhlova I.V., Roschina I.A., Rusakov V.Yu.</i> X-ray fluorescence analysis of the chemical composition of the sulfide ores and it's application for the hydrothermal sediments of the Mid-Atlantic Ridge	167
<i>Letnikova E.F., Cherkachina T.Yu.</i> Various source areas for material during the sedimentation of Vend – Cambrian phosphorites from the northern part of Paleo Asian Ocean	172
<i>Lygina T.I., Grigorieva J.V., Ivanov V.V., Minoranskiy D.Eu., Sedysheva T.Eu., Tetikova O.A.</i> New findings of a hydrothermal impact on sedimentary rocks in the Clarion-Clipperton ore province	175
<i>Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P.</i> Trace elements in sulfides from the Semenov hydrothermal cluster, 13°31' N, MAR: LA-ICP-MS data	180
<i>Mikhailik P.E.</i> Gallium sources in hydrothermal Fe-Mn crusts from the Sea of Japan	184
<i>Mikhailik P.E., Ivanov M.V.</i> New data on the concentration of mercury in ferromanganese crust from submarine seamounts of the northwest Pacific	189
<i>Mikhailik P.E., Mikhailik E.V., Zarubina N.V., Blokhin M.G.</i>	191

Geochemistry of REE and Yttrium in hydrothermal Fe-Mn crusts from the Sea of Japan: evidence from phase analysis	
<i>Rusakov V.Yu., Ryzhenko B.N.</i> Hydrothermal-sedimentary lithogenesis	196
<i>Sudarikov S.M.</i> On the structure of the MAR hydrothermal plumes	201
<i>Sudarikov S.M., Zmievskii M.V.</i> Ore elements migration forms in the hydrothermal solutions of vents from the Logachev field (MAR)	204
<i>Sukhanova A.A., Babaeva S.F., Artemyeva A.A.</i> Geochemistry of elements impurity in hydrothermal sulfides of "Ashadze-1" ore field	206
<i>Tabuns E.V., Kuksa K.A., Kuznetsov V.Yu., Beltenev V.E.,</i> <i>Miroshnichenko Yu.M.</i> U and Th in sea-floor hydrothermal sulfide deposits: a new appraisal	210
<i>Firstova A.V., Babaeva S.F.</i> Morphological and mineral types of hydrothermal mineralization and their distribution within Semenov-2 ore field, Mid-Atlantic Ridge (MAR)	214
<i>Shevtsova N.T.</i> Composition of sand-aleurites fractions of bottom sediments of the western part of east range of the Russian prospecting region of the ferromanganese nodules field in the Pacific Ocean	217
<i>Yubko V.M., Lygina T.I.</i> Intraplate volcanogenic-hydrothermal systems of the Pacific ocean Clarion-Clipperton zone	222
<i>Yang Z.S., Sun X.X., Fan D.J.</i> The suspended particulate minerals in the water column in the hydrothermal vent area in the Southwest Indian Ridge	224

**P.L. Bezrukov Memorial Symposium "Mineral resources
and mineralogy of the seas and oceans"**

<i>Alekseeva T.N., Murdmaa I.O., Ivanova E.V., Ovsepyan E.A.,</i> <i>Kuzmina T.G., Seitkalieva E.A.</i> Late Quaternary sedimentation environments on the Shirshov Ridge, Bering Sea	230
<i>Asavin A.M., Kucharenko E.L., Chesalova H.I.</i> Internet GIS system of lithology of Pacific Ocean	235
<i>Astakhov A.S., Gretskeya E.V., Savitskiy A.V., Astakhova N.V.,</i> <i>Gresov A.I., Karnaukh V.N.</i> Perspectives of the mineral resources development in the Eastern seas of Russia	239
<i>Baturin G.N.</i> Microelements composition in Fe-Mn nodules in	244

Russian Arctic seas	
<i>Baturin G.N., Dubinchuk V.T., Rashidov V.A.</i> Endogenic gold and mercury in Fe-Mn marine deposits	248
<i>Bikaryuk M.S.</i> Bottom sediments at the polygon "Deima" in the Curonian Lagoon (Baltic Sea)	253
<i>Derkachev A.N., Portnyagin M.V., Nikolaeva N.A.</i> Mineral compositions of tephra layers among Quaternary deposits of the Sea of Okhotsk	257
<i>Dobretzhova I.G., Lygina T.I.</i> Composition and origin of the mineralized lithified sediment from a funnel-shaped depression in the Clarion-Clipperton zone	262
<i>Zdobin D.Y.</i> Mineralogy and microstructure of shelf silts of the Okhotsk Sea	267
<i>Kolesnik O.N., Astakhova N.V., S'edin V.T.</i> Asseccory ore minerals in igneous rocks and ferromanganese formations from seamounts of the Sea of Japan	272
<i>Kruglyakov V.V.</i> Oxides oceanic ores Genesis	276
<i>Lygina T.I., Dmitrenko O.B., Kazarina G.Kh., Kopaevich L.F., Matul A.G.</i> Stratigraphy and age of sediments in Clarion-Clipperton ore province (new lithological and micropaleontological data)	280
<i>Malenkina S.Yu.</i> Features of the structure and genesis of the Mesozoic phosphorite pavements of the East European Platform	284
<i>Melnikov M.Ye., Darin A.V., Rakshun Y.V., Gimon V.O., Minoransky D.Ye.</i> Subsurface exploration of Co-rich manganese crusts by X-ray fluorescence analysis based on beam synchrotron emission	289
<i>Novikov G.V., Melnikov M.E., Bogdanova O.Yu.</i> Cobalt-rich ferromanganese crusts of Marcus-Wake of Pacific Ocean – complex studies	294
<i>Novikov G.V., Bogdanova O.Yu., Sivtsov A.V.</i> Behavior of ore minerals of oceanic ferromanganese nodules and crusts in solutions with different pH	299
<i>Reykhard L.E.</i> Biomineralization in ancient sedimentary rocks and modern marine sediments	304
<i>Savenko A.V.</i> Experimental modeling of apatite phases carbonatization in stage of bottom sediments diagenesis in the high-productivity oceanic regions	308
<i>Sval'nov V.N. , Ivliev P.A., Alekseeva T.N.</i> The influence of the	313

characteristics of manganese micronodules on a variation of the relative rate of pelagic sedimentation	
<i>Sval'nov V.N., Alekseeva T.N.</i> Direct and indirect criterions for estimate of perspective sources of mineral and raw material of the World Ocean deep regions	318
<i>Sedysheva T.Ye., Melnikov M.Ye.</i> Mining conditions and geological setting of Co-rich crusts occurrence within a site for detailed exploration	323
<i>Stryuk V.L., Yartseva N.V.</i> Geological collection and exposition in a new modern museum building «The Planet Ocean»	328
<i>Fazliakhmetov A.M.</i> On the relationship between particle size distribution of sandstones with geochemical indicator parameters	333
<i>Kharin G.S., Eroshenko D.V.</i> Amber and inclusions: their value for the environment paleoreconstruction	338
<i>Chechko V.A., Topchaya V.Y.</i> Distribution of the heavy minerals on an underwater coastal slope of the Sambian peninsula	343
<i>Fan D.J., Wang L., Yu Z.H., Sun X., Yang Z.S.</i> Mineral and geochemistry characteristics of the Co-rich ferromanganese crust from the South West Indian Ridge area	345



Издательство ГЕОС

**издание и распространение
научной литературы**

**Издательство ГЕОС сотрудничает
с Российским фондом фундаментальных исследований и другими
фондами, издает книги, брошюры любых обрезных форматов
в твердой и мягкой обложке с черно-белыми и цветными
иллюстрациями, полноцветные журналы и буклеты**

Издательство ГЕОС:

- составляет сметы издательских проектов;
- готовит рукописи к изданию (набор, литературное, техническое и художественное редактирование, верстку, изготовление оригинал-макетов и получение цветоделенных пленок) (за 1–4 месяца);
- гарантирует высококачественную печать (за 2–4 недели) на лучших сортах отечественной и импортной бумаги;
- осуществляет распространение книг в России и за рубежом, рассылает их рекламу по ведущим научным учреждениям, университетам, библиотекам, книготорговым организациям!

Цены минимальные. Звоните, приходите и убедитесь!

Тел.: (095) 230-80-92, E-mail: geos@ginras.ru

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**
**Материалы XX Международной научной конференции
(Школы) по морской геологии**

Москва, 18–22 ноября 2013 г.

Том II

Подписано к печати 18.10.2013.
Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м².
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 23,0 п.л.
Тираж 300 экз.
Тип. ВТИИ. Москва, зак. № .

ООО “Издательство ГЕОС”
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.
E-mail: geos-books@yandex.ru,
www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО “Чебоксарская типография № 1”
428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.



Фото из архива ИО РАН, www.ocean.ru