

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



Материалы
XXI
Международной
научной
конференции
(Школы)
по морской
геологии

Москва

2015

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Том II



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

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

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

Москва, 16–20 ноября 2015 г.

Том II

**GEOLOGY
OF SEAS AND OCEANS**

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

Moscow, November 16–20, 2015

Volume II

Москва / Moscow
ГЕОС / GEOS
2015

УДК 551.35
ББК 26.221
Г 35

Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. – М.: ГЕОС, 2015. – 250 с.

ISBN 978-5-89118-705-4

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

В томе 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 15-05-20419), издательства ГЕОС.

Ответственный редактор

Академик *А.П. Лисицын*

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

Geology of seas and oceans: Proceedings of XXI International Conference on Marine Geology. Vol. II. – Moscow: GEOS, 2015. – 250 p.

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

Volume 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 978-5-89118-705-4

© ИО РАН 2015

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

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

**Астафьев Д.А.¹, Калита М.А.¹, Толстиков А.В.¹,
Игнатова В.А.², Наумова Л.А.¹**

(¹Научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий Газпром ВНИИГАЗ, Московская область, Ленинский р-н, п. Развилка, e-mail: D_Astafiev@vniigaz.gazprom.ru; ²Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт ФГУП «ВНИГНИ», г. Москва)

Перспективы нефтегазоносности нижних горизонтов осадочного чехла и пород фундамента на шельфе Сахалина (на примере Южно-Кириного и Мынгинского месторождений углеводородов)

**Astafiev D.A.¹, Kalita M.A.¹, Tolstikov A.V.¹, Ignatova V.A.²,
Naumova L.A.¹**

(¹Research Institute of natural gases and gas technologies – Gazprom VNIIGAZ, Moscow region, Leninskiy R-n; ²State research institution national research geological oil Institute – FSUE "VNIGNI", Moscow)

Hydrocarbon potential of lower sedimentary cover and upper basement in Sakhalin continental shelf (Case study of Yuzhno-Kirinskoye and Mynginskoye hydrocarbon fields)

Ключевые слова: шельф Сахалина, осадочный чехол, углеводороды, пласты-коллекторы, флюидоупоры, Охотское море.

Шельф Сахалина является наиболее перспективной областью Охотоморского нефтегазоносного бассейна (НГБ), где, как и прогнозировалось ранее, по ряду главнейших критериев имеются предпосылки продолжения открытий крупных по запасам месторождений и залежей углеводородов (УВ) [1–4 и др.]. Здесь продолжается разведка газоконденсатно-нефтяной залежи в отложениях дагинского горизонта Южно-Кириного месторождения. Не исключено также наличие газоконденсатных или газоконденсатно-нефтяных залежей в отложениях дагинского горизонта на восточных куполах Южно-Кириного и Мынгинского месторождений, где возможно зональное или очаговое развитие порового и трещинно-порового типа коллектора. Причем прогнозируемые месторождения УВ, как и ранее открытые, будут приурочены к меж- внутририфтовым, межразломным и приразломным структурам в ореолах распространения пластов-коллекторов и флюидоупоров в прибрежных зонах шельфа, палеodelьт и конусов выноса обломочного материала [1, 5, 6 и др.].

Кроме того, в настоящее время появились дополнительные геологические и геофизические данные, позволяющие обосновать возможность целенаправленных поисков резервуаров УВ в коллекторах трещинного и тре-

щинно-порового типа, связанных с мезозойским акустическим фундаментом и вышележащими отложениями палеогена.

Ранее акустический фундамент был изучен параметрическим бурением на прилегающей суше Северного Сахалина (Катангли, Сев. Баури). Породы фундамента представлены в нижней части вскрытой толщи окремненными аргиллитами и плотными алевролитами. Верхнюю вулканогенно-терригенную толщу слагают песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями туффов.

Палеогеновый комплекс, сложенный возрастными аналогами мачигарско-даехуриинского горизонта позднеэоцен(?)–олигоценного возраста, занимает всю площадь исследований. Он развит не только в прогибах, но и перекрывает своды межрифтовых Южно-Кириинского и Мынгинского поднятий.

С целью прогноза развития зон коллекторов в палеогеновом комплексе отложений в программном комплексе Petrel выполнен анализ поля атрибутов сейсмической записи. Наиболее информативными параметрами являются мгновенная частота (Instantaneous Frequency), относительный акустический импеданс (Relative Acoustic Impedance), амплитуда огибающей сейсмической трассы (Envelope) и мгновенная фаза (Instantaneous Phase).

Палеогеновый комплекс отложений в пределах Южно-Кириинской структуры характеризуется пониженными значениями параметра «Мгновенная частота», вероятно, связанными с развитием зон трещинно-поровых коллекторов.

Пониженные значения относительного акустического импеданса обычно связаны с развитием коллекторов, характеризующихся уменьшением плотности и скорости распространения сейсмических волн, а также с наличием залежей УВ. Наиболее низкие значения относительного акустического импеданса характерны для базальной части сейсмокомплекса палеогеновых отложений в пределах Мынгинского поднятия, что связано, по-видимому, с наличием залежи УВ в этом комплексе.

По результатам анализа интервальных скоростей и атрибутов сейсмической записи по материалам сейсморазведки 2D кратностью 84–120 выделяются следующие зоны, характеризующиеся пониженными значениями интервальных скоростей, благоприятные для формирования ловушек и залежей УВ: восточный купол Южно-Кириинской структуры, центральный и восточный купола Мынгинского поднятия. На рис. 1 приведены геологические профили I-I, II-II и III через прогнозируемые залежи. Карта интервальных скоростей в нерасчлененном комплексе отложений палеогена с нанесенными линиями геологических профилей представлена на рис. 2.

Возможные залежи в возможных трещинных и трещинно-поровых коллекторах мезозойского акустического фундамента – массивные, гидродинамически связанные с залежами в отложениях палеогена.

Все контакты залежей с пластовой водой определены на абсолютной отметке около минус 3800 м, так как они связаны с гипсометрическим уровнем критической седловины, расположенной к северо-востоку от восточного купола Южно-Киринской структуры. Положение подошвы верхнепалеогенового флюидоупора на участке критической седловины восточного купола Южно-Киринской структуры контролирует уровень контакта залежей с пластовой водой.

Таким образом, на Южно-Киринской и Мынгинской структурах прогнозируемые залежи УВ (вероятно, газоконденсатно-нефтяные) в дагинском горизонте неогена, палеогеновых отложениях и, возможно, в породах акустического фундамента образовали единую зону газонефтенакопления.

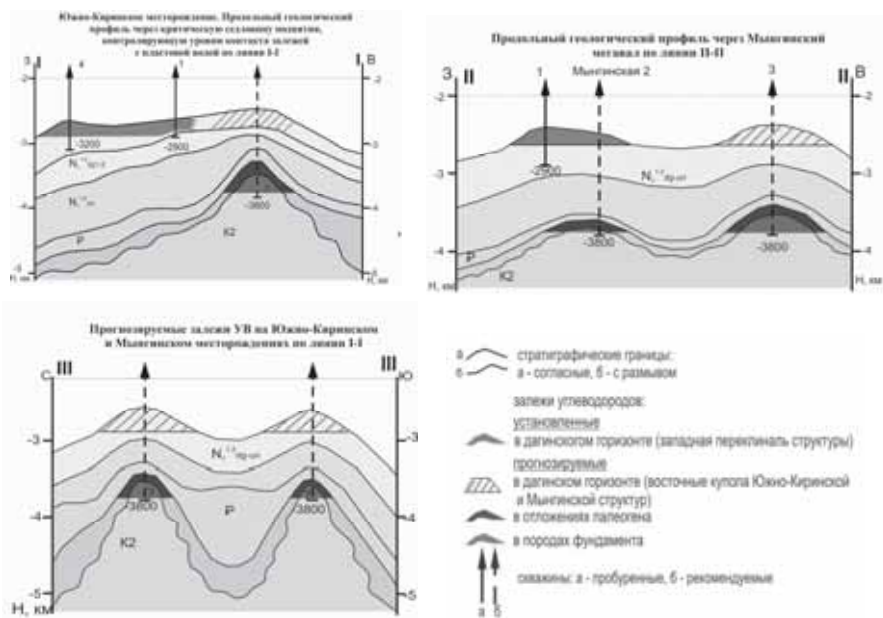


Рисунок 1. Геологические профили через прогнозируемые залежи УВ в отложениях палеогена и, возможно, фундамента в пределах Южно-Кири́нской и Мынгинской структур.

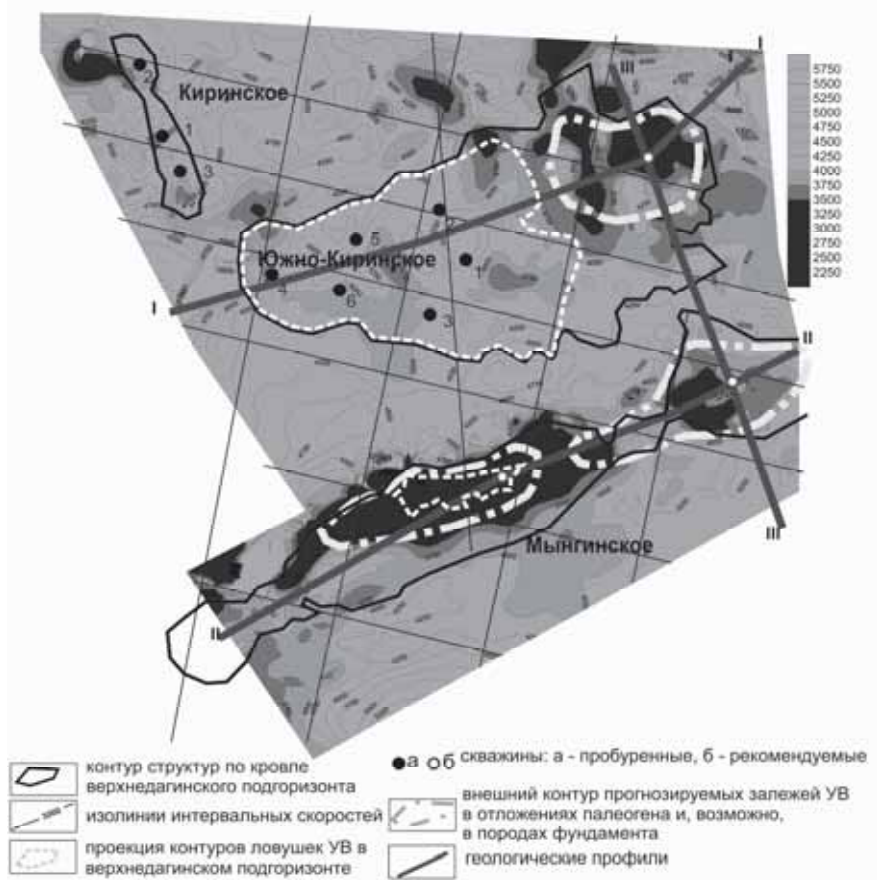


Рисунок 2. Карта интервальных скоростей в нерасчиленном комплексе отложений палеогена с нанесенными линиями геологических профилей через прогнозируемые залежи УВ в отложениях палеогена и, возможно, фундамента в пределах Южно-Кири́нской и Мы́нгинской структур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафьев Д.А. Новые представления о глубинном строении осадочных бассейнов и перспективы открытия уникальных и крупных месторождений углеводородов // Вести газовой науки: Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г. 2013. № 5 (16). С. 15–31.
2. Астафьев Д.А. Прогноз новых зон нефтегазонакопления и направления поисково-разведочных работ на шельфах Охотского и Берингова морей России // Освое-

- ние морских нефтегазовых месторождений: состояние, проблемы и перспективы. Сборник научных трудов. ВНИИГАЗ, Москва, 2008. С.231–248.
3. Захаров Е.В., Холодилов В.А., Мансуров М.Н. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности шельфа морей России. М.: Недра, 2011. 191 с.
 4. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.
 5. Харахинов А.В. Новые перспективные направления нефтегазопроисловых работ на шельфе Северного Сахалина // Геология нефти и газа. 1999. № 9–10. С. 18–25.
 6. Шеин В.С., Игнатова В.А. Геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока. М.: ВНИГНИ, 2007. 296 с.

Zones of porous and fractured-porous type reservoirs in Paleogene deposits of sedimentary cover and Cretaceous upper basement in North-East Sakhalin shelf are predicted using velocity and attribute analysis of seismic wave field.

Балагуров М.Д.

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

Литологическая характеристика нефтегазоносных комплексов пород во внешней части шельфа и континентального склона Юго-восточного Вьетнама

Balagurov M.D.

(Faculty of geology of Moscow State University, Moscow)

Lithological characteristics of the oil-and-gas bearing sedimentary complexes on the outer shelf and continental slope of South-eastern Vietnam

Ключевые слова: отложения, образования, свита, горизонты, пористость

Меконгский нефтегазоносный бассейн занимает уникальное место не только в районе Юго-Восточной Азии, но и во всем Тихоокеанском регионе, так как именно здесь на континентальном шельфе Южного Вьетнама в процессе поисково-разведочных работ были открыты промышленные скопления нефти и газа, приуроченные к выступам докайнозойского фундамента, который сложен выветрелыми трещиноватыми породами гранитоидного состава. На фоне этих открытий, обеспечивающих большую часть из 100 млн тонн нефти, добываемых ежегодно во Вьетнаме (на долю нефти, добываемой из осадочных пород приходится не более 10%), наблюдается снижение интереса многих геологов к осадочным породам, выполняющим окружающие гранитные выступы впадинах. Осадочный чехол, мощность которого в Меконгском нефтегазоносном бассейне варьирует от 3 до 8 тысяч метров, сформирован кайнозойскими отложениями. В строении осадочного чехла участвуют синрифтовые породы палеогена и пострифтовые образования неоген-четвертичного возраста.

В разрезах шельфа и континентального склона выделяются нижний, эоцен-позднеолигоценовый, средний, ранне-среднемиоценовый, и верхний, поздне-миоценовый-четвертичный комплексы. Они разделены крупными региональными несогласиями и сложены преимущественно терригенными породами: песчаниками, алевролитами и глинами (аргиллитами) озерного, аллювиально-дельтового и мелководно-морского генезиса, которые включают горизонты известняков, угля и вулканических туфов. Максимальная толщина вскрытых бурением осадочных пород, составляет около 5 тысяч метров. Источником обломочного материала были выносы р.Меконг и ее предшественников.

В составе эоцен-верхнеолигоценового комплекса, мощность которого достигает 1,5 тысяч метров, преобладают сильно уплотненные глины и аргиллиты (свита Баван). Они включают линзовидные тела образованные песчаниками и алевролитами и имеющие сложную извилистую форму, характерную для аллювиальных русел и рукавов дельты. При бурении отдельных скважин были вскрыты горизонты гравелитов и конгломератов (в основном с галькой и обломками аргиллитов), тонкие прослои угля и мергелей, а также дайки и силы диабазовых порфиритов. Эоценовые глины имеют озерное происхождение и содержат в значительном количестве органическое вещество. Во многих бассейнах Юго-Восточной Азии они рассматриваются в качестве основной толщи, способной генерировать в большом объеме жидкие и газообразные углеводороды.

Конец олигоцена ознаменовался воздыманием континентальной окраины Вьетнама, которое сопровождалось формированием пролювиальных конусов выноса и продвижением речных дельт от периферии к центру впадин, занятых озерными водоемами. Песчаники, преобладающие в разрезах верхнеолигоценовых отложений (свита Кау), имеют граувакковый состав. Перекрывающие отложения залегают на них с региональным несогласием, которое повсеместно прослеживается на сеймопрофилях на глубинах от 2,5 до 4,7 тысяч метров [1].

В основании ниже-среднемиоценового комплекса, мощность которых варьирует от 600 до 1300 метров, залегают терригенные отложения континентального и прибрежно-морского генезиса. В конце среднего миоцена восточных периферических частях бассейна стали накапливаться карбонатные осадки, а на вершинах поднятий формировались рифы и банки. Известняки этого возраста обладают хорошими коллекторскими свойствами. Их пористость, в основном, связана с зонами доломитизации и повышенной кавернозностью, как следствие растворения карбонатных минералов. И нередко составляет 10–35%. Песчаники, представленные граувакками и олигомиктовыми разностями, не сильно преобразованы и характеризуются хорошими ёмкостными свойствами. В породах содержатся обломки морской фауны, углистые остатки и прослои туфов.

Отложения верхнемиоцен-плейстоценового возраста (мощность до 1000 метров) имеют широкое распространение и характеризуются значительными изменениями фациального состава. В составе этого верхнего комплекса преобладают терригенные осадки, в том числе серые и зеленовато-серые плотные глины с прослоями известковистых песчаников и алевролитов с массивной текстурой, характерной для фронтальной части речных дельт. В сторону суши они нередко замещаются косослоистыми разностями, а в сторону глубоководной части бассейна - песчанистыми и/или глинистыми известняками.

Слоистый разрез отложений осадочного чехла во многом связан с климатом при их формировании.

В пределах северной части впадины Нам Коншон, которая включает внешнюю часть шельфа и континентального склона, сформировавшийся на пострифтовой стадии развития в конце олигоценового периода на сейсмопрофилях отчетливо выделяется система подводных долин, врезанных в подстилающие отложения. По этим долинам, в большинстве своем обвалованным, при падении уровня океана происходил перенос значительных масс песчано-алевритового материала. Этот материал накапливался в устьях подводных долин, где выделяются крупные песчаные тела, приуроченные к пониженным участкам в основании континентального склона. Эти турбидитные по генезису отложения могут представлять значительный интерес в качестве резервуаров для залежей нефти и газа. Источниками углеводородов могли быть залегающие ниже эоценовые глины и растительный углефицированный детрит, выносившийся из авандельты пра-Меконга вместе с тонким глинистым веществом. Как упоминалось ранее, олигоценовые отложения в настоящее время залегают в диапазоне глубин от 3 до 4,5 км, т.е. находятся в главной зоне нефтеобразования.

Формировались пачки глин, обогащенных органикой. Кроме того аллювий также продолжал поступать, образуя аллювиальные тела и врезы. Руслу Меконга формировали дельтовые отложения. Поэтому с большой долей вероятности могут быть найдены объекты связанные с осередками, песчаными островами и прочими осадочными образованиями, которые могут в перспективе складывать потенциально хороший объем коллектора углеводородов (свита Кау).

Отложения раннемиоценового возраста в приконтинентальной части Меконгского бассейна накапливались в эпоху господства гумидного тропического климата, который благоприятствовал формированию кор выветривания. В периферийной части бассейна поступал в основном тонкий глинистый материал, который аккумулировался не только в эстуариях и авандельтах рек, но также в пределах континентального склона и его подножья. Эти глинистые отложения (свита Тхонг) могут служить флюидопорами для скоплений углеводородов в турбидитовых песчаниках олигоцена.

В среднем миоцене на фоне постепенного потепления, сопровождавшегося трансгрессией моря, в пределах впадины Нам Коншон терригенные отложения уступили место карбонатным (свита Мангкау). Особый интерес представляет рифовые постройки и раковинные банки, которые формировались в вершинной части выступов фундамента. На сейсмических профилях отчетливо выделяются биогермы и биостромы, высота которых достигает нескольких десятков метров. В этих известняках, зачастую доломитизированных, во многих бассейнах Юго-восточной Азии открыты крупные скопления нефти и газа.

Поздний миоцен был отмечен проградацией дельты Меконга в восточном направлении. Песчаный материал снова поступал на континентальный склон, где в это время начали формироваться подводные конуса выноса. Подводные долины в средней и дистальной их частях были заполнены этим материалом (свита Коншон), пористость которых варьирует от 18 до 25%.

Те же обстановки седиментации сохранялись в плиоцен-четвертичное время. На сейсмических временных профилях можно видеть крупные впадины – подводные долины, заполненные турбидитами песчано-алевритового состава. С этими отложениями (свита Бьендонг), характеризующимися хорошими фильтрационно-ёмкостными свойствами, могут быть связаны скопления газообразных углеводородов биогенного происхождения.

Турбидитные песчаники, формировавшиеся в разное геологическое время, могут представлять значительный интерес в качестве резервуаров для залежей нефти и газа. Помимо этого, перспективными для исследований являются карбонатные среднемиоценовые постройки. С этими комплексами осадочных отложений связаны надежды на открытие новых залежей нефти и газа в этом районе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арешев Е.Г. Нефтегазоносность окраинных морей Дальнего Востока и Юго-восточной Азии. М.:Зарубежнефть, 2008. 193 с.

Turbidite sandstones, formed at different geological times, may be of great interest as reservoirs for oil and gas deposits. In addition, mid-miocene carbonate buildups are prospective for research. These sedimentary complexes bring hopes for discovery of new oil and gas deposits in this area.

Баталин О.Ю., Вафина Н.Г.

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

Механизм первичной миграции и переноса нефтяных углеводородов

Batalin O.Yu., Vafina N.G.

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

The mechanism of primary migration and transport of oil hydrocarbons

Ключевые слова: поровое давление, микротрещиноватость, углеводородные флюиды, фазовое поведение, миграция

При всех успехах нефтяной геологии во многом остается неясным, как происходит образование залежей нефти и газа. Действительно, теория хорошо описывает, каким образом органическое вещество преобразуется в углеводородные флюиды, однако с пониманием механизма первичной миграции возникают непреодолимые трудности. Серьезность проблемы подтверждается современным руководством по бассейновому моделированию [1], где признается, что первичная миграция остается до сих пор дискуссионным вопросом. Представление о том, что с некоторого порога насыщенности начнется миграция, весьма условно [2]. По сути, оно было введено лишь для того, чтобы каким-нибудь образом закрыть вопрос и дать практические рекомендации. Из-за нерешенности вопроса также и дальнейшая миграция углеводородов, прежде всего форма процесса, окончательно не прояснена.

Целью работы является рассмотрение условий начала миграции углеводородов и их дальнейшего транспорта путем совместного описания термического преобразования керогена и фазового поведения углеводородных флюидов.

Моделируются следующие явления: генерация нефтяных и газовых компонентов при погружении пород, соответствующее повышение порового давления, трещинообразование при достижении давления 0.8 от литостатического, формирование сверхкритического флюида, его конденсация при достижении области пониженных температур и давлений с образованием нефтяных и газовых месторождений.

Для этого используется система уравнений Аррениуса, описывающая трансформацию нефтяных компонентов в газовые, и аппарат уравнений состояния многокомпонентных систем природных углеводородов [3]. Расчет термодинамических характеристики флюидов осуществляется с помощью уравнение состояния Пенга-Робинсона. В качестве базовых составов “неф-

ти” и “газа” выбраны их представительные композиции по данным о месторождениях Западной Сибири.

Рост порового давления. На этапе преобразования керогена в “нефть” (точнее, в “протонепфть”) происходит увеличения давления, которого, однако, не достаточно для образования микротрещин. Но далее, при вторичном крекинге – преобразовании “нефти” в газ, давление растет, быстро достигая литостатического [4].

Уравнение для порового давления было выведено по аналогии с [5] из рассмотрения закрытой микропоры, в которой изначально находилась нефть. Предполагается, что объем микропоры изменяется в зависимости от эффективного давления и плотности находящегося в ней флюида. Итоговое уравнение получено путем согласования литостатической нагрузки и давления, возникающего при термическом преобразовании части нефти в газ. Учитывалось, что нефть переходит в газ и графит в соотношении 55:45, соответственно, при этом графит занимает 17.5% от исходного объема нефти. Показано, что при всех условиях газ полностью растворяется в нефти, образуя однофазный флюид (сверхкритический на больших глубинах).

Расчеты проводились для скорости опускания пород, характерной для Западной Сибири в районе Уренгоя. Предполагается, что выход флюида из породы осуществляется только через трещины, которые возникают при росте давления до значений 0.7–0.9 от литостатического [5]. Для определенности была принята величина 0.8.

Важно знать глубину образования микротрещин, так как первичная миграция до этого момента невозможна в принципе из-за отсутствия предпосылок выхода в коллектор микропорций жидкой фазы, полученных из рассеянного органического вещества и запечатанных в изолированных микропорах.

Рассмотрим несколько характерных случаев, представленных ниже. Результаты расчетов, приводятся на рис. 1.

Фиксированный поровый объем (аналог бомбы PVT). Если положить объем микропоры неизменным, в этом случае микротрещины возникают при достижении глубины 6.15 км (давление трещинообразования).

При учете сжимаемости порового объема с изменением нагрузки, что более корректно, образование трещин начинается несколько позднее, на глубине 6.55 км. В этот момент происходит выход углеводородов из микропор в поровое пространство породы, ранее заполненное водой, из-за чего давление углеводородного флюида падает.

Открытое поровое пространство. После объединения объема микропор, заполненных нефтью (газированной нефтью), и объема порового пространства породы (с водой) надо рассматривать случай системы: углеводородный флюид+вода. В предположении, что объемы нефти и воды зна-

начально были равны, рассчитано, что трещинообразование происходит при достижении глубины 6.8 км (см. рис. 1).

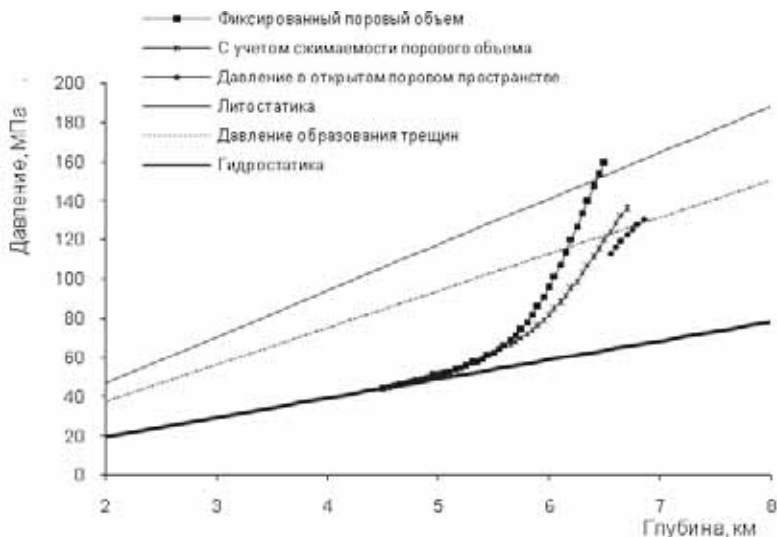


Рисунок 1. Изменение порового давления с глубиной

Именно эта глубина соответствует возможности миграции сверхкритического углеводородного флюида, образовавшегося из РОВ. По классической терминологии “первичной миграции”. Принимая во внимание некоторую неопределенность условий образования трещин, можно сказать, что первичная миграция возможна только на глубине не менее 6 км. Далее флюид будет мигрировать вверх по трещинам до некоторого флюидоупора, образуя залежь. Затем в некоторый момент из-за притока новых порций углеводородов давление здесь может превысить предельно допустимое, флюид прорвет флюидоупор и устремится выше.

В этой связи представляют интерес сопоставление с данными по осадочным бассейнам мира [6]. Действительно, не менее 80% бассейнов, обладающих нефтегазоносностью, имеют глубину более 6 км. Все крупные и тем более гигантские месторождения принадлежат только очень глубоким осадочным бассейнам.

Обратим также внимание на битумы обнаруженных на глубине ниже 5 км при исследовании кернов глубоких и сверхглубоких скважин [7]. Как нам представляется, эти битумы связаны с начальным этапом миграции и вымыванием легких фракций газовым потоком, идущим с больших глубин. Обсуждается возможные варианты образования таких битумов.

Перенос нефтяных углеводородов. Рассматривалась восходящая миграция гомогенного (полная смешиваемость нефтяных и газовых компонентов) углеводородного потока до глубины разделения на нефтяную и газовую фазы. Из анализа фазовых диаграмм следует, что разделение фаз может происходить на глубинах от 5 до 3 км. Сконденсировавшиеся тяжелые фракции дают нефтяные залежи, а облегченная газовая фаза (газоконденсат) продолжает мигрировать далее, образуя газоконденсатные месторождения, состав которых закономерным образом изменяется с глубиной.

Основываясь на данных по составу газоконденсата пластов БУ13, БУ14 Уренгоя [8], по специально разработанной методике был рассчитан состав конденсата залежей, находящихся на меньших глубинах.

Результаты расчетов для объединенных пластов БУ13 – БУ14, БУ8 – БУ9 и АУ9 – БУ1-2, отнесенных к глубинам 3000 м, 2620 м и 2200 м, соответственно, представлены на рис. 2. Как видно из рисунка, наблюдается хорошее согласие между результатами расчетов и фактическими данными (треугольники, кружки и ромбы, соответственно), что подтверждает предлагаемый механизм образования Уренгойского месторождения.

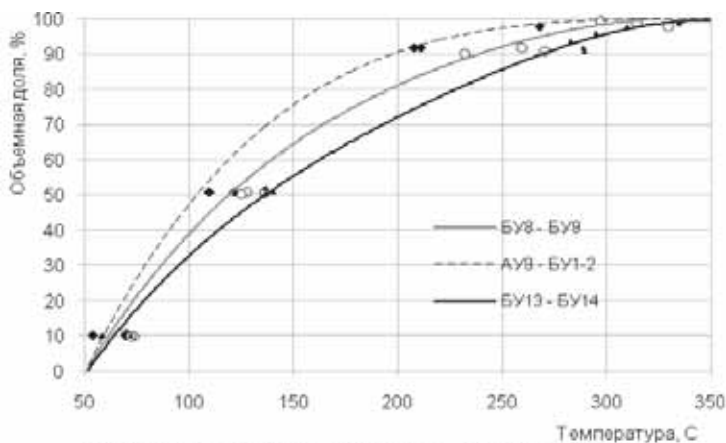


Рисунок 2. Расчет разгонки конденсата пластов Уренгоя

Таким образом, расчетным путем продемонстрировано, что первичная миграция, а именно выход микропорций углеводородов из отдельных пор, трещинообразование в нефтематеринской породе и последующая миграция флюида, начинается на большей глубине (6–7 км), чем сейчас принято. Если классифицировать этот вывод по известной типизации вариантов образования нефти, можно видеть, что он соответствует представлени-

ям об образовании нефтяных углеводородов в низах осадочного чехла (Б.А.Соколов и другие). Форма миграции - переносу нефтяных углеводородов в газовом потоке (Т.П.Жузе, С.Н.Белецкая). Как нам представляется, критерий первичной миграции, используемый в бассейновом моделировании, должен быть внимательно проанализирован и пересмотрен.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 14-05-00869.

СПИСОКЛИТЕРАТУРЫ

1. Hantschel T., Kauerauf A.I. Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modelinng, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2009.
2. Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научныймир, 2007. 456 с.
3. Баталин О.Ю., Брусиловский А.И., Захаров М.Ю. Фазовые равновесия в системах природных углеводородов. М.: Недра, 1992.
4. Barker C. Calculated volume and pressure changes during the thermal cracking of oil to gas in reservoirs // AAPG Bulletin. 1990. V.74. P.1254–1261.
5. Carcione J.M., Gandi A.F. Gas generation and overpressure. Effects on seismic attributions // Geophysics. 2000.V.6. P.1769–1779.
6. Guoyu Li. World Atlas of Oil and Gas Basins. Petroleum industry press, 2009. 467 p.
7. Мешеряков К.А., Карасева Т.В. Особенности обнаружения и разрушения залежей нефти на больших глубинах // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011 Т.6. №3.
8. Островская Т.Д., Худяков О.Ф., Юшкин В.В. Газоконденсатная характеристика Уренгойского месторождения. Мин. газовой пром. НТР. Серия: Разработка и эксплуатация газовых и газоконденсатных месторождений. Выпуск 5. Москва, 1977. 32 с.

By co-simulation of the thermal conversion of kerogen and phase behavior of fluids it is shown that at a depth of ~6.5 km, when the increase in pore pressure leads to the formation of microcracks, hydrocarbons come out of source rock. Further, "oil" and "gas" hydrocarbons migrate together in a single-phase flow to a depth of 4.5-5 km, where the fluid is separated into liquid and gas phases.

Берлин Ю.М., Марина М.М.

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

Прогноз распределения очагов нефтегазообразования в триасовых отложениях акватории Средне-Каспийского бассейна

Berlin Yu.M., Marina M.M.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Prediction of the foci of oil and gas distribution in Triassic rocks of the Middle Caspian basin's water area

Ключевые слова: прогноз, метод, нефтегазоносность, акватория, бассейн, очаги, триас, отложения, нефтегазоматеринские свиты

В пределах Скифско-Туранской эпигерцинской платформы триасовые отложения входят в состав пермско-триасового структурного этажа, который одни исследователи считали верхним структурным этажом фундамента, другие включали в платформенный чехол, а третьи относят его к так называемому переходному комплексу между складчато-метаморфическими толщами фундамента и платформенным чехлом. В настоящее время последняя точка зрения является превалирующей. Отложения триаса вскрыты глубокими скважинами на обрамлениях Среднего Каспия в пределах Прикумско-Тюленевской зоны поднятий, Восточно-Мангышского прогиба, вала Карпинского, горного и равнинного Мангышлака, а также в акватории Средне-Каспийского бассейна на структуре Широ́тная. Можно уверенно полагать, что широкое развитие триасовых отложений по обрамлениям бассейна, его обнаружение в скважине Широ́тная-1 и материалы сейсмических профилей, пересекающим Каспийское море, свидетельствуют о широком развитии осадочных отложений триаса и в акваториальной части бассейна. Установлено, что триасовые отложения в значительной части их мощности сложены терригенными образованиями с различным чередованием разноокрашенных аргиллитов, глин, алевролитов, песчаников, известняками, доломитами и, реже, мергелями. В скважине Широ́тная-1 триас представлен толщей тонкого переслаивания аргиллитов и алевролитов темно-серого и черного цветов.

За последние два десятилетия на западном и восточном континентальных частях Средне-Каспийского бассейна в результате поискового бурения в отложениях триаса открыто более 14 месторождений нефти и газа – Южно-Таловское, Кумухское, Озерное, Юбилейное (равнинный Дагестан – Прикумская система поднятий), Южный и Северо-Западный Жетыбай, Тасбулат, Ракушечное, Оймаша (Казахстан–Песчано-Ракушечная система под-

нятий) и другие. На территории равнинного Дагестана основным промышленно продуктивным комплексом является карбонатная формация (нефtekумская свита – нижний триас). Она сложена доломитами и известняками, которые иногда имеют рифогенный генезис. В казахстанской части Средне-Каспийского бассейна основная продуктивность приурочена к карбонатно-терригенной формации. Коллекторами являются известняки и доломиты трещинно-кавернозные.

К сожалению, изучение нефтегенерирующих свойств триасовых отложений в кернах пробуренных скважин систематически и целенаправленно не проводилось. Однако имеется ряд публикаций на эту тему, которые затем были проанализированы и обобщены с привлечением данных, имеющих в распоряжении авторов, в большой монографии [1]. Так как выделить отдельные нефтегазоматеринские толщи из-за скудности имеющегося материала не представлялось возможным, была в итоге построена для всего Средне-Каспийского бассейна общая схема распространения триасовых нефтегазогенерирующих отложений с прогнозом концентраций и типов органического вещества (ОВ). Как нам представляется, последний параметр определялся в основном не на данных геохимического изучения образцов пород, а на анализе палеогеографической обстановки седиментации триасовых отложений. Прогноз катагенетического преобразования ОВ был проведен на основании собранных материалов по отражательной способности витринита, и в монографии приведена прогнозная схема катагенеза ОВ в триасовых отложениях Среднего и Северного Каспия.

На основе историко-генетического метода сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности акваторий [2,3] проведена качественная оценка генерации нефтяных и газовых углеводородов (УВ) в триасовых отложениях Среднего и частично Северного Каспия. При этом применялись ранее упомянутые прогнозные схемы распределения типов и содержаний ОВ и его катагенеза. Последняя была нами преобразована в карту температур с использованием собранных конкретных данных температурных замеров в триасовых отложениях в скважинах по западному обрамлению Каспийского моря в основном на площадях в пределах Прикумско-Тюленевской зоны поднятий: Прасковейской, Озек-Суат, Зимняя Ставка, Мектебской, Коясулинской. В результате была составлена и проанализирована схематическая карта распределения в триасе очагов нефтегазообразования с выделением отдельных генерационных зон. Значительную часть Среднего и, частично, Северного Каспия занимает зона заверщенного нефте- и газообразования: смешанный сапропелево-гумусовый или гумусово-сапропелевый типы ОВ (II-III, или III-II), температура 135–180°C. Она разделена субмеридиональной зоной высокотемпературного газообразования (180°C и выше). В северной и южной частях Среднего Каспия прослеживаются узкие зоны начального нефте- и газообразования (70–135°C). Зона низкотемпературной

(70–180°C) генерации преимущественно газовых УВ (Ш-гумусовый тип ОВ) охватывает Средний Каспий в пределах Туранской плиты (Сегендыкский прогиб, часть Среднекаспийского свода, впадина Казахского залива). Сопоставление прогнозируемых очагов генерации УВ и их зон с другими известными предпосылками нефтегазоносности позволяет сформулировать основные направления поисково-разведочных работ. Перспективными на нефть и газ являются, по-видимому, структуры на акваториальных продолжениях вала Карпинского, Прикумско-Тюленевской зоны поднятий, южных частей Бузачинского свода и Терско-Каспийского прогиба, а на газ – северная часть последнего.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М.: Недра, 2004. 341с.
2. Геодекян А.А., Берлин Ю.М., Троцюк В.Я., Пиляк В.Л. Генетические закономерности нефтегазоносности акваторий. М.: Недра, 1980. 268с.
3. Троцюк В.Я. Прогноз нефтегазоносности акваторий. М.: Недра, 1982. 289с.

Prediction of the foci of oil and gas distribution in Triassic rocks of the Middle Caspian basin's water area has been evaluated by using the historic-genetic method. Map of hydrocarbon foci distribution with allocation of generation zones of hydrocarbon phases was constructed.

Берлин Ю.М., Марина М.М.

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

Сравнительный анализ нефтегазоносности осадочного чехла в акваториях Средне-Каспийского и Восточно-Черноморского бассейнов

Berlin Yu.M., Marina M.M.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Comparative analysis oil and gas of sediment rocks in Middle Caspian and East Black sea basins' water areas

Ключевые слова: нефтегазоносность, анализ, метод, акватории, бассейн, очаги, нефтегазоматеринские свиты, структура, месторождения

Сравнительный анализ нефтегазоносности осадочного чехла в акваториальных частях Средне-Каспийского и Восточно-Черноморского бассейнов был проведен с применением историко-генетического метода оценки перспектив нефтегазоносности акваторий [1,2]. Изучено геологическое строение бассейнов, в осадочном чехле выявлены основные нефтегазоматеринские свиты, проведена оценка степени их прогрева, спрогнозированы очаги нефтегазообразования и проведено нефтегазогенетическое районирование. Все эти исследования, в совокупности с другими известными критериями нефтегазоносности, позволили определить направления дальнейших поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Средне-Каспийский бассейн.

До 1995 г. сейсмические исследования в акватории бассейна были очень незначительными и бурение разведочных скважин широко не проводилось. Было открыто только одно небольшое месторождение Инче-море в пределах прибрежного складчатого склона Терско-Каспийского прогиба. Здесь в трех из 9 пробуренных скважин были получены притоки нефти и газа в песчаниках чокракского горизонта (средний миоцен). В последующие годы положение резко изменилось в лучшем направлении. Это произошло благодаря сейсмическим исследованиям и бурению на выявленных структурах поисково-разведочных скважин, проведенных, в первую очередь НК "Лукойл", а также ООО "Каспийская нефтяная компания" и ООО "ПетроРесурс". К настоящему времени на мелководном шельфе в Российском секторе Каспийского моря уже открыто 8 многопластовых нефтегазоконденсатных месторождений. Из них в пределах южной части вала Карпинского НК "Лукойл" открыто три месторождения: им. Ю Корчагина (2000 г.), Ракушечное (2001 г.), им. В.Филановского (2005 г.), а двумя другими компа-

ниями – Западно-Ракушечное (2008 г.) и Морское. В пределах расположенной южнее вала Даргинско-Карпинской тектонической ступени НК "Лукойл" открыто 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 (УВ) ведется с 2010 года только на месторождении им. Ю. Корчагина, а с 2015 года планируется ввести в эксплуатацию самое крупное месторождение им. В.Филановского, где, как считают, сосредоточены основные запасы нефти (до 75% суммарных запасов).

Согласно генетическому подходу, в осадочном чехле были выделены четыре основные терригенные нефтегазоматеринские толщи [3] из которых в стратиграфическом отношении три принадлежат мезозойской системе – триас, средняя юра (байос-бат) и нижний мел (апт-альб) и одна кайнозойской системе – майкопская свита (олигоцен-нижний миоцен). В каждой из них были выявлены очаги нефтегазообразования и построены карты их распространения. Следует особо подчеркнуть, что в территориальном отношении все открытые месторождения приурочены к районам распространения (или граничат с ними) очагов. Данный факт не является случайностью, а отражает их генетическую связь с открытыми залежами УВ. В пределах рассматриваемого региона геофизическими исследованиями в настоящее время выявлен еще ряд антиклинальных локальных структур, большинство из которых расположено внутри или в непосредственной близости от выявленных очагов и которые могут быть перспективными для поисков залежей нефти и газа. К ним могут относиться Даргинская группа в западной части Даргинско-Хвалынской тектонической системы – поднятия Даргинское-море, Южно-Даргинское, Западно- и Восточно-Чепурьевские [4] и расположенная юго-восточнее Жемчужная группа поднятий – Астраханский Рейд, Бирюзакское, Жемчужное. Южнее ступени в пределах Тюленевской моноклинали благоприятными для поисков залежей нефти и газа являются две валообразные антиклинальные зоны – Северо-Тюленевская и Южно-Тюленевская. Перспективными в Российском секторе Средне-Каспийского нефтегазоносного бассейна являются также структуры Дагестанского шельфа, что обусловлено, по-видимому, как одним из факторов, их расположением на путях миграции УВ из прогнозируемых очагов нефте- и газообразования в Терско-Каспийском прогибе. На наш взгляд значительные перспективы связаны с такими крупными структурами как Центральное и Ялама-Самурское поднятия. Последнее могло снабжаться УВ из их очагов генерации в пределах Терско-Сулакского прогиба и Северо-Апшеронской впадин. Надежды на открытие залежей нефти и газа были связаны в основном с меловыми отложениями. Пробуренная разведочная скважина дала отрицательный результат. Это обусловлено, возможно, сложностью геологического строения структуры, ее тектонической раз-

дробленностью и качеством коллекторских толщ. Очевидно, здесь следует провести дальнейшие поисково-разведочные работы. Значительные перспективы, но уже в пределах Казахстанской части акватории Средне-Каспийского бассейна, связаны с месторождением Нурсалтан (Песчаномыско-Ракушечный свод), расположенным в пределах выявленных очагов нефтегазообразования в мезозойских отложениях.. Месторождение состоит из двух частей: западной и восточной (Ракушечное-море). Нефтегазоносность связана с породами мелового и юрско-триасового комплексов. Вывод о перспективности этой крупной структуры косвенно подтверждается результатами наших химико-битуминологических исследований донных осадков, отобранных над ней на нескольких станциях. Распределение в осадках индивидуальных УВ отличается равномерным чередованием четных и нечетных n-алканов, индексом нечетности близким к 1, отношением пристана к фитану, равным также 1. Все это свидетельствует о присутствии в органическом веществе (ОВ) анализируемых образцов осадков миграционных УВ нефтяного ряда.

Восточно-Черноморский бассейн.

В качестве основного нефтегазоматеринского комплекса здесь следует рассматривать отложения майкопской свиты олигоцен-раннемиоценового возраста. В Индоло-Кубанском прогибе к нефтегазоматеринским следует также отнести отложения верхнего эоцена (кумская свита). Путем сопоставления построенных карт распределения типов ОВ в майкопской свите и температур по ее подошве составлена карта распределения очагов нефтегазообразования с выделением зон генерации УВ различного фазового состава и проведено нефтегазогенетическое районирование. С генетических и структурных позиций значительный интерес в Восточно-Черноморском бассейне вызывают два акваториальных района.

1. Вал Шатского одна из крупнейших погребенных структур Черноморской впадины. Он 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-Дюбская, 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 при наличии коллекторских пластов также нельзя исключать. Проведением поисково-разведочных работ на валу Шатского совместно с компанией "Роснефть" планировала заниматься итальянская компания "Eni", Бурение скважин намечалось в 2017 году, но из-за введенных санкций теперь это решение является очень неопределенным.

2. Северо-восточная часть Черного моря [5]. Она включает (с севера на юг) три крупных тектонических элемента: 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 перспективным объектом является поднятие Паллас. Первоочередной интерес к этому объекту предположительно связан с рифом позднеюрского-раннемелового времени. К нефтегазоматеринским относятся отложения нижней части майкопа, которые окружают это поднятие и находятся в температурных условиях ГЗН.

Проведенные исследования приводят нас к выводу, что в настоящее время более перспективные объекты для постановки поисково-разведочных работ на нефть и газ расположены в акваториальной части Средне-Каспийского бассейна. Это выгодно и с экономической точки зрения, так как структуры, где проводится и будет проведено в дальнейшем бурение скважин находятся в своем большинстве в мелководной части Каспийского моря.

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. 289с.
3. Берлин Ю.М., Марина М.М. Нефтегазобразование 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.
5. Марина М.М., Берлин Ю.М., Егоров А.В. Генетические аспекты нефтегазоносности осадочного чехла в северо-восточной части Черного моря (в пределах северной части Российской экономической зоны). // Океанология. 2011. Т.51. №2. С. 278285.

Comparative analysis oil and gas of sediment rocks in Middle Caspian and East Black sea basins' water areas has been evaluated by using the historic-genetic method. 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.

Вахнин М.Г.^{1,2}

(¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: oilkominc@mail.ru;

²Сыктывкарский государственный университет, г. Сыктывкар)

Характер распределения залежей углеводородов шельфового продолжения Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции

Vakhnin M.G.^{1,2}

(¹Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Syktyvkar; ²Syktyvkar State University)

The pattern of distribution of hydrocarbon deposits offshore continuation of Timan-Pechora Oil-gas-bearing Province

Ключевые слова: шельф, нефтегазоносность, Тимано-Печорская провинция, локальные структуры, изученность

Большой интерес к нефтегазовым проектам на шельфе Арктики обусловлен тем, что здесь возможно открытие крупных месторождений. Незазведанный потенциал углеводородов составляет на суше 53%, а на шельфе порядка 91% [1]. В субаквальной части территории Тимано-Печорской провинции (ТПП) осадочный чехол содержит отложения от ордовика до мела, при этом нижнепалеозойские отложения местами значительно размыты, и отложения верхнего девона иногда залегают на породах протерозоя. Одной из причин данных процессов является сильнейшая трансгрессия, произошедшая во франский период. В результате последовала крупная перестройка структурного плана, которая характеризовалась вулканизмом. На значительной территории имела место эрозия среднего девона и более глубоко лежащих пород. По аналогии с континентальной частью ТПП структурно-тектонические элементы на шельфе часто контролируют характер локального структурного плана. Это позволяет прогнозировать на подводных продолжениях разнопорядковых тектонических структур характер локального структурного плана, плотность распределения, основные параметры ловушек, и, соответственно, по их усредненным значениям определять характер нефтегазоносности и закономерности распределения скоплений нефти и газа [2].

Изученность территории севера ТПП крайне неравномерна и различна для отдельных НГО и НГР. От плотности изученности и структурных особенностей нефтегазоносных районов зависит и количество выделенных локальных структур и ловушек нефти и газа. Так, средняя плотность размещения локальных структур составляет 0,59 шт. на 100 км². По нефтегазоносным районам севера Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТП НГП) плотность размещения локальных структур распределяется сле-

дующим образом: Малоземельско-Колгуевский НГР – 0,28; Печоро-Колвинская НГО – 0,72; Хорейверская НГО – 0,89; Варандей-Адзвинская НГО – 0,46; Коратаихинский НГР – 0,25. Одной из причин низкой плотности структур для Малоземельско-Колгуевского и Коратаихинского НГР является слабая изученность этих территорий сейсморазведочными работами. Средние размеры локальных структур имеют размеры порядка 23 км², однако они изменяются в пределах от 1 до 240 км². Аналогичные закономерности можно проследить и для шельфа Печорского моря, с учетом того, что изученность шельфа сейсморазведочными работами и глубоким бурением значительно ниже.

Для таких территорий, как Печоро-Колвинский авлакоген и Варандей-Адзвинская структурная зона, характерно наличие удлиненных структур, которые приурочены к региональным разломам. В зонах разрывных нарушений наблюдается значительное изменение морфологических свойств локальных структур, удлинение в три и более раза, преобладание высоких амплитуд. Подобные морфологические характеристики типичны и для структурных элементов на морском продолжении ТП НГП. Сравнительная характеристика залежей углеводородов севера континентальной части ТП НГП и шельфа Печорского моря приведена в таблице [3].

На шельфе Печорского моря перспективными районами поиска является морское продолжение восточной части Хорейверской впадины, часть Варандей-Адзвинской структурной зоны, такие валы, как вал Сорокина и вал Гамбурцева. Эти территории включают все перспективные нефтегазовые комплексы, от теригенно-карбонатного ордовикско-силурийского до верхнепермско-триасового. Также перспективны шельфовые продолжения Колвинского мегавала, Шапкинско-Юрьяхинского вала и Песчаноозерской структурной зоны.

В восточной части Хорейверской впадины нижнедевонские карбонаты выклиниваются в западном направлении под тимано-саргаевскую региональную покрывку. Здесь открыты такие крупные нефтяные месторождения, как месторождения им. Требса и им. Титова. Сформированные здесь локальные структуры и ловушки в зонах выклинивания в высокочемких карбонатных породах способствуют формированию крупных месторождений углеводородов.

Значительное количество открытых месторождений на Печорском шельфе расположено в карбонатных породах и имеет порово-трещиновый тип. При этом трещиноватость пород различна, например, Долгинское месторождение характеризуется низкими значениями проницаемости, а месторождение Приразломное высокими.

Часть структур является структурами облегания доманиковых барьерных рифов и средне-позднефрнских рифов, которые трассируются и на акваториальную часть востока Хорейверской впадины. Сходный структур-

ный план ожидается и на акваториальном продолжении Хореверской впадины, где возможны значительные скопления углеводородов.

Таблица. Сравнительная характеристика залежей углеводородов на севере континентальной части ТП НГП и шельфе Печорского моря.

Тектонический элемент (НГО, НГР)	Континентальная часть ТП НГП	Шельфовая часть ТП НГП
Малоземельско-Колгуевская НГР	Верхнехарицкое (тектонически ограниченная антиклинальная структура в карбонатных верхнекаменноугольных отложениях)	о. Колгуев, Песчаноозерское, Таркское (пластовая сводовая ловушка, терригенные отложения в нижнем триасе).
Печоро-Колвинская	Многочисленные залежи приурочены к Печоро-Колвинскому авлакогену и сосредоточены в основном в районах инверсионных валов и антиклинальных поднятий. Для валов характерны высокоамплитудные ловушки. Стратиграфический диапазон залежей колеблется от нижнего силура до триаса. Газовые месторождения сосредоточены в северной части НГО.	Поморское (залежь в отложениях раннепермско-каменноугольного возраста).
Хорейверская	Залежи сосредоточены в пределах от верхневизейско-нижнепермского до среднеордовикско-нижнедовонского нефтегазоносных комплексов. Высокоемкие ловушки приурочены к рифовым постройкам. Также на севере перспективны ловушки, связанные с выклиниванием нижедевонских отложений. В основном месторождения с небольшим количеством залежей и размерами ловушек от мелких до крупных.	Северо-Гуляевское (залежь в отложениях средне-позднекаменноугольного возраста).

Варандей-Адзьвинская	Залежи сконцентрированы в узких валах и поднятиях. Распределены от среднеордовикско-нижнедевонского до триасового НГК, но большинство залежей сконцентрировано в верхних НГК. Основная масса ловушек приурочена к разломам и имеет высокую амплитуду и значительное удлинение. Открыто более 20 месторождений.	Приразломное (узкая антиклинальная складка в карбонатных отложениях раннепермско-каменноугольного возраста), Варандей-море (карбонатные отложения раннепермского возраста), Медынское-море (залежи в отложениях верхнего и нижнего девона и силура), Долгинское (антиклинальная ловушка в карб. отл. раннепермско-каменноугольного возраста).
----------------------	--	---

Изученность нижнедевонских отложений бурением на Печорском шельфе очень низкая, по сравнению с территорией континентальной части, однако полученные результаты свидетельствуют о перспективности данных отложений и необходимости продолжения проведения поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Анализ структур континентальной части и на шельфе ТП НГП указывает, что их основные параметры достаточно схожи и могут служить основой для прогнозной оценки перспектив нефтегазоносности шельфовой части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. В акваториальной части ТПП необходимо доизучение нефтеперспективных структур в районах известных зон нефтегазонакопления Печоро-Колвинского и Варандей-Адзьвинского авлакогенов.

Работа выполнена при поддержке программ фундаментальных исследований УрО РАН «Закономерности размещения и условия формирования скоплений углеводородов в осадочных толщах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции» (проект № 15-18-5-21).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Варламов А.И. Ресурсный потенциал и перспективы освоения Арктической зоны Российской Федерации // Материалы Всероссийской конференции «Арктика – нефть и газ 2015». С. 1–3. Cd-disk.
2. Геодинамика и нефтегазоносность Арктики / В.П. Гаврилов, Ю.Ф. Федоровский, Ю.А. Тронов и др. М.: Недра, 1993. 323 с.
3. Вахнин М.Г., Чупров В.С. Перспективы поиска залежей углеводородов на

севере континентальной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и на шельфе Печорского моря: сравнительная характеристика // Исследование и освоение углеводородных ресурсов прибрежных регионов: Материалы Международной российско-норвежской конференции. Архангельск, 2013. С. 66–69.

The shelf of the Pechora Sea possesses considerable resources of hydrocarbons. Structural and tectonic elements of the Pechora Sea shelf are a part of Timan-Pechora oil-gas province. It is possible to observe the continuation of structural plan of terrestrial part in the territory of the Pechora Sea. Especially it is characteristic for Pre-Mesozoic sediments where the main stocks of hydrocarbons are concentrated. The promising areas of searches on the shelf of the Pechora Sea are the marine extension of eastern part of Khoreyver Depression, part of Varandey-Adzva structural zone, such as Sorokin and Gamburtsev swells. In these territories there are all prospective oil-gas complexes, beginning from terrigenous-carbonate Ordovician-Silurian to Upper Permian-Triassic.

**Деркачев А.Н.¹, Николаева Н.А.¹, Баранов Б.В.²,
Баринов Н.Н.³, Можеровский А.В.¹, Обжиров А.И.¹,
Цой И.Б.¹, Минами Х.⁴, Хачикубо А.⁴**

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: derkachev@poi.dvo.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва; ³Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток; ⁴Kitami Institute of Technology, г. Китами, Япония)

Природакарбонатно-баритовой минерализации в районе метановых сипов на западном склоне Курильской котловины (Охотское море)

**Derkachev A.N.¹, Nikolaeva N.A.¹, Baranov B.V.²,
Barinov N.N.³, Mozherovskiy A.V.¹, Obzhirrov A.I.¹, Tsoy I.B.¹,
Minami H.⁴, Nachikubo A.⁴**

(¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, ²P.P. Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow; ³Far East Geological Institute, FEB RAS Vladivostok; ⁴Kitami Institute of Technology, Kitami, Japan)

The nature of carbonate–barite mineralization around methane seep areas on the western slope of the Kurile Basin (the Sea of Okhotsk)

Ключевые слова: холодные метановые сипы, карбонатно-баритовая минерализация, подводные грязевые вулканы, источники метан-, и барий насыщенных флюидов, неоген-четвертичные отложения, Курильская котловина, Охотское море.

С большинством из многочисленных проявлений метановых сипов в Мировом океане связано формирование в толще осадков и на поверхности морского дна карбонатной минерализации [1–3]. Значительно реже встречаются холодные газово-флюидные потоки, несущие наряду с метаном также другие химические компоненты, в частности барий, что сопровождается формированием баритовой минерализации [4–6]. Однако, природа барий-насыщенных флюидов остается еще не до конца выясненной. Наиболее крупное из подобных проявлений (известных в настоящее время) было обнаружено и детально изучено ранее в котловине Дерюгина в Охотском море [7–9].

Несмотря на последующие исследования многочисленных проявлений газово-флюидных эманаций на островном склоне Сахалина в Охотском море в рамках российско-японско-корейских проектов CHAOS и SSGHP (Sakhalin Slope Gas Hydrate Project) в 2005–2012 гг. каких-либо признаков наличия баритовой минерализации установлено не было. И только в 2013 г. в 62-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» на западном склоне Ку-

рильской глубоководной котловины, где ранее в водной толще была выявлена мощная гидроакустическая аномалия типа газовый факел высотой около 2000 м, были подняты карбонатные корки и конкреции, а в колонках обнаружены многочисленные баритовые образования [10]. Это проявление приурочено к изометричному поднятию, расположенному на склоне Курильской котловины.

По данным рентгеновской дифрактометрии карбонатные корки состоят из арагонита, а конкреции - из низко-магнезиального кальцита ($d^{104}=2.993-2.998\text{\AA}$), что соответствует 12.0–14.7 мол. % MgCO_3 . Изотопные данные изученных карбонатных образований ($\delta^{13}\text{C}=-38.8...53.4\text{‰ PDB}$, $\delta^{18}\text{O}=-4.6...5.6\text{‰ PDB}$) вписываются в значения, свойственные карбонатам холодных газово-флюидных эманаций других районов Мирового океана. Бариты отличаются большим разнообразием морфологических форм, большинство из них представляют собой псевдоморфозы по ходам донных роющих организмов, шарообразных скоплений и друз кристаллов. По данным микрохимических анализов (EDAX-спектры) содержание BaO в кристаллах барита различного морфологического облика составляет от 51 до 74.5 мас. %. В качестве примеси отмечается SrO в количестве 2.3–6.2 мас. %. Примечательно, что рассеянная баритовая минерализация прослеживается на всех горизонтах изученных колонок, причем часто ассоциирует с примесью светло-зеленых уплотненных комочков размером от долей до 1–2 мм (иногда непосредственно в сростках с баритами). По данным рентгеновской дифрактометрии они представлены диоктаэдрическими смектитами с примесью гидрослюдистых пакетов (до 30%) в виде неупорядоченных смешаннослойных образований и, вероятно, принадлежат к продуктам грязевулканических брекчий. Мы предполагаем, что данный тип минерализации связан с проявлением грязевого вулканизма на данной структуре.

Исследования диатомовых комплексов в изученных колонках показывают присутствие наряду с видами, характерными для позднего плейстоцена-голоцена, вымерших видов конца позднего миоцена-раннего плиоцена (соответствуют комплексу диатомовой зоны *Neodenticulakamtschatika*), что указывает на наличие переотложенных видов.

Дополнительные исследования (драгирование и отбор колонок осадков), проведенные на данном участке склона в 2015 г (70-рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев») выявили локальные выходы в привершинной части поднятия толщи плотных литифицированных диатомитов. В них видовой состав диатомей соответствует комплексу диатомовой зоны *Neodenticulakamtschatika* (6.4–3.9/3.5 млн. лет). Примечательно, что в толще диатомитов были выявлены мощные карбонатные конкреции размером до 25 см, а в поровом пространстве (в том числе в створках диатомей) друзы мелких пластинчатых кристаллов барита. Изотопный состав этих карбонатных конкреций составляет $\delta^{13}\text{C}=-48.3...-50.2\text{‰ PDB}$, т.е. они образовались пре-

имущественно в результате анаэробного микробиологического окисления метана.

Первоначальным источником бария, вероятно, являлись «биобариты» кремнистого планктона [11]. Они могли быть источником подвижного бария, накапливающегося в осадочной толще. Кроме того, барий содержится в ряде минералов горных пород. Мы предполагаем, что одним из основных механизмов, генерирующих барий-насыщенные флюиды в осадочной толще, являются постседиментационные катагенетические изменения, в том числе глинистых минералов (сметит-иллитовые преобразования) в бассейнах погружения. Они способствовали мобилизации растворенного бария и его транспортировке в верхние слои осадочной толщи и на поверхность морского дна вдоль зон разломов, в том числе сопровождаемые проявлениями грязевого вулканизма. Подобное предположение не противоречит результатам наших исследований состава углеводородных газов и изотопного состава кислорода карбонатных образований: повышенному содержанию тяжелых гомологов метана ($C_1/C_2+C_3=9-119$) в составе поровых флюидов осадкови относительному утяжелению изотопного состава кислорода карбонатных образований (до $\delta^{18}O=5.6\%$ PDB), наличию компонентов грязевулканических брекчий (переотложенные виды диатомей, сметитовые комочки и пр.).

Таким образом, полученные данные показывают, что происхождение карбонатно-баритовой минерализации на западном склоне Курильской котловины Охотского моря связано с миграцией углеводородных (преимущественно метановых) и барий-содержащих газо-флюидных потоков, источниками которых являются не только близповерхностные резервуары, но и более глубинные источники. Находки карбонатных конкреций и баритов не только в молодых позднечетвертичных осадках, но и в толще неогеновых отложений свидетельствует о длительном этапе проявления этого типа газовой-флюидных эманаций. Современная активность выражается, прежде всего, в проявлении потоков газов в виде мощных гидроакустических аномалий в водной толще и распространении на поверхности морского дна чистых арагонитовых корок.

Работа выполнена при финансовой поддержке российско-японско-корейского проекта SSQH (Sakhalin Slope Gas Hydrates) и целевых государственных программ, выполняемых ТОИ ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леин А.Ю., Иванов М.В. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 575 с.
2. Naehr T.H., Eichhubl P., Orphan V.J. et al. Authigenic carbonate formation at

- hydrocarbon seeps in continental margin sediments: a comparative study // *Deep-sea Research II*. 2007. V. 54. P. 1268–1291.
3. Han X., Suess E., Sahling H., Wallmann K. Fluid venting activity on the Costa Rica margin: new results from authigenic carbonates // *International Journal of Earth Science*. 2004. V. 93. P. 596–611.
 4. Fu B., Aharon P., Byerly G.R., Roberts H.H. Barite chimneys on the Gulf of Mexico slope. Initial report on their petrography and geochemistry // *Geo-Marine Lett.* 1994. V. 14. P. 81–87.
 5. Nachr T.H., Stakes D.S., Moore W.S. Mass wasting, ephemeral fluid flow, and barite deposition on the California continental margin // *Geology*. 2000. V. 28. № 4. P. 315–319.
 6. Torres M., McManus J., Huh C.A. Impact of fluid seepage along the San Clemente fault scarp on geochemical barium cycles on basin-wide scale // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 203. P. 181–194.
 7. Greinert J., Bollwerk S., Derkachev A.N. et al. Massive barite deposits and carbonate mineralization in the Derugin Basin, Sea of Okhotsk: precipitation processes at cold seep sites // *Earth Planet. Lett.* 2002. V. 203. № 1. P. 165–180.
 8. Aloisi G., Wallmann K., Bollwerk S.M. et al. The effect of dissolved barium on biogeochemical processes at cold seeps // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2004. V. 68. № 8. P. 1735–1748.
 9. Деркачев А.Н., Борман Г., Грайнерт Й., Можеровский А.В. Аутигенная карбонатная и баритовая минерализация в осадках впадины Дерюгина (Охотское море) // *Литол. и полезн. ископаемые*. 2000. № 6. С. 568–585.
 10. Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Баранов Б.В. и др. Проявление карбонатно-баритовой минерализации в районе метановых сипов в Охотском море (западный склон Курильской котловины) // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 3. С. 432–443.
 11. Torres M.E., Bohrmann G., Suess E. Authigenic barites and fluxes of barium associated with fluid seeps in the Peru subduction zone // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 144. P. 469–481.

Authors present early findings about the new appearance of carbonate-barite mineralization, discovered on the methane seep site in the Okhotsk Sea within the western slope of the Kuril Basin. Also, they display results of the study in the isotopic composition of carbon and oxygen for carbonate concretions and crusts, and in addition, they determine the formulation of gas constituents for pore waters with their isotopic data. This mineralization type associates with mud volcanism manifestations. Authors make the proposal that the origin of the carbonate-barite mineralization is connected with the migration of hydrocarbon and barium-bearing cold gas-fluid flows. Sources for last-named are not only near-surface reservoirs, but also more depth contributors.

Егоров А.В.¹, Рожков А.Н.^{1,2}

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

Проблемы теоретического и экспериментального моделирования формирования газовых гидратов непосредственно на морском дне

Egorov A.V.¹, Rozhkov A.N.^{1,2}

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

The theoretical and experimental problems of modeling of gas hydrates formation in natural environment

Ключевые слова: метан, газовые гидраты, моделирование, натурные эксперименты

По современным представлениям потенциальные ресурсы метана в форме газовых гидратов (ГГ) превышают в несколько раз ресурсы всех типов сырья на основе углерода. На долю Мирового океана приходится 98% всех ресурсов газовых гидратов на Земле. Конечно оценка ресурсов - величина не окончательная и требует доработки, но она стимулирует исследования направленные на исследования уже открытых газогидратных проявлений и построение теоретических моделей направленных на прогнозирование условий их формирования. С этих позиций одним из перспективных направлений является изучение возможностей формирования залежей газовых гидратом непосредственно на морском дне. Такие залежи открыты в Мексиканском заливе, Каньоне Беркли у побережья Ванкувера, в Японском море, и по неуточненным данным в некоторых других районах Мирового океана. В 2009 г. в ходе экспедиционных исследований ИО РАН залежь такого типа была открыта на дне оз. Байкал. Это была третья находка в мире. Обработка материалов экспедиции позволила сделать вывод, что залежи такого типа представляют собой более распространенное явление, чем ранее предполагалось и, что с развитием методов поиска, специфических для такого тип залежей, количество открытых залежей будет увеличиваться. Это вывод нашел подтверждение. С этих позиции представляется важным проведение теоретического и экспериментального моделирования феномена образования газовых гидратов непосредственно на морском дне. Моделирование актуально для оценки условий, необходимых для образования ГГ, разработки методов их поисков, предварительной оценки ресурсов такого типа залежей газовых гидратов.

В геологии океана основа интереса к газовым гидратам - их ресурсное значение. Однако существует круг сопутствующих вопросов, к которым относятся неустойчивость склонов, обусловленная ГГ, участие их в процессах глобального потепления (гипотеза газогидратного ружья) и т.п. Существует совершенно другой кластер газогидратной проблемы - это техногенные ГГ, впервые выявленные как причина перекрытия внутренностей магистральных трубопроводов еще а 30-е годы прошлого столетия. ГГ образуются во многих технологических процессах добычи нефти и газа, где выступают в роли вредного явления, с которым необходимо бороться. Это направление изучения ГГ достаточно хорошо разработано, как экспериментальными так и теоретическими методами. Особенно быстрый прогресс произошел здесь в 60-80 годах прошлого века, когда проблема природных газовых гидратов только возникала. В силу того, что природными газовыми гидратами можно заниматься только в экспедиционных исследованиях, то первыми их исследователями стали океанологи широкого профиля: геофизики, геологи, геохимии, биологи и микробиологи, т.е. специалисты далёкие от газогидратной тематики. В тоже время первые работы газогидратчиков-технарей также оказались далеки от природы, из-за непонимания ими геологии океанов и морей. Лишь к концу 20-го века, когда геология и геохимия субмаринных газовых гидратов стала полноценной наукой, появились первые работы, в которых объединились океанологи и специалисты по газовым гидратам. Это объединение происходило из потребностей промышленного освоения ГГ ресурсов океана и способствовало продвижению добычи традиционных углеводородов во все более глубокие акватории, где существуют условия для формирования ГГ.

Основное различие природных ГГ от техногенных состоит в том, что средой в которой образуются ГГ в первом случае является вода, а во втором – газ. Если для природных ГГ основной проблемой является недостаток газа, то для техногенных воды.

В середине 90-х годов в практику морских ГГ исследований вошли герметичные камеры для сбора ГГ. В этих камерах ГГ под большим давлением мог храниться неограниченно долго, но для изучения все равно использовался лишь газ, а сами камеры позволяли проводить ступенчатое разложение ГГ и ничего принципиально нового в понимание природы ГГ не привнесли. В это же время происходили первые специализированные исследования ГГ с помощью глубоководного бурения. В рамках этих исследований были разработаны специальные герметичные керноотборники, позволяющие сохранить давление “*insitu*”. На борту судна такие керноотборники хранились в специальных холодных комнатах. Их содержание исследовалось методами рентгеновской томографии. Это позволяло увидеть топологию распределения ГГ по образцу, что чрезвычайно важно для понимания механизма формирования ГГ в осадке. Также герметич-

ный пробоотбор позволял измерить истинную газонасыщенность природного образца, что при высоком содержании метана иным образом определить невозможно.

В этот же период были сделаны первые открытия природных ГГ, обнажающихся на морском дне. Это открытия были сделаны благодаря визуальным наблюдениям с помощью подводного аппарата Алвин в Мексиканском заливе и системы подводной фото- и видеосъемки на подводном грязевом вулкане Хаакон-Мосби. В Мексиканском заливе куски ГГ от обнажающегося массива были собраны в герметичный пробоотборник [1] и доставлены на борт судна для традиционных химических анализов. По результатам видео-наблюдений на Хаакон-Мосби был сделан вывод об обширности области выклинивания и поставлен вопрос, каким образом такие ГГ существуют. Поскольку ГГ на поверхности осадка контактирует с придонной водой в которой метана практически нет (по сравнению с высокой его концентрацией на границе ГГ) они должны быстро растворяться. Была предложена модель объясняющая этот феномен, в рамках которой оценивалась скорость растворения ГГ придонной водой. Эта скорость (порядка 20 см/год) оказалась высокой для геологического времени. Сообщение об этом на AGU Meeting (1996) вызвало недоверие среди океанологов, занимающихся ГГ. А через несколько лет в ходе совместных усилий океанологов и специалистов по техногенным ГГ были проведены первые натурные эксперименты по изучению скорости разложения ГГ в природных условиях морского дна [2]. Полученная скорость совпала с нашими оценками. Эта работа заложила новое направление натурных исследований ГГ в природных условиях. И хотя в данной работе полученный результат подтвердил правильность теоретических построений и поставил точку в этом вопросе, как показали дальнейшие исследования, многие результаты натурных экспериментов невозможно предсказать теоретически из-за многообразия действующих факторов.

Одна из важных научных проблем состоит в изучении поведения пузырей в зоне стабильности газовых гидратов (ЗСГГ). В этой зоне в термодинамическом равновесии газ не может существовать в самостоятельной фазе. Он должен быть либо в растворе, либо в виде ГГ. Тем не менее, опыт показывает, что пузыри всплывают со дна в глубоководных условиях, соответствующих ЗСГГ. Всплывающие метановые пузыри обычно интенсивно растворяются в морской воде, поскольку она сильно недонасыщена метаном. Концентрация метана в окружающей воде мала по сравнению с равновесной концентрацией, формирующейся вблизи поверхности раздела метан-вода или гидрат-вода. В работе предпринята попытка получить ответ путём натурных экспериментов, для чего использовалась сложная экспериментальная техника в купе с автономным глубоководным аппаратом. Суть эксперимента состояла в создании свободно всплывающего пузыря метана

и фиксация его размеров во время всплытия для чего аппарат всплывал с той же скоростью [3].

Следующим достижением в области натурных экспериментов явились исследования обнажения природного ГГ на дне с помощью Рамановской спектроскопии [4]. Несмотря на удивительные технические достижения, представленный в данной работе результат оказался довольно тривиален. Была изучена кристаллическая структура ГГ “*insitu*” и показано наличие ГГ, как первого так и второго типа. Это результат вполне предсказуем по химическому составу газа в ГГ.

В отечественной океанологии результаты по натурным экспериментам были получены в ходе экспедиции «Миры на Байкале» 2009-2010гг. При исследовании дна были обнаружены районы высачивания метана со дна, соподчиненные с газовыми гидратами. Это дало возможность проводить эксперименты с фрагментами природных монолитных ГГ, с природными газовыми пузырями и с искусственной смесью газов в условиях ЗСГГ. Далее кратко перечислены направления исследований и полученные результаты.

Был осуществлён подъем фрагментов газовых гидратов в схвате манипулятора, в контейнере с проточной водой, в контейнере с закрытой верхней крышкой и открытым дном. В результате было обнаружено, что ГГ выше ЗСГГ распадается с образованием системы трещин. Это приводит к механическому разрушению ГГ на более мелкие фрагменты, что не позволяет поднять ГГ на поверхность [5]. Скорость разложения ГГ контролируется подводом тепла. Для ГГ, находящихся в воде или газовой фазе, теплообмен значительно различен за счет существенно различной теплопроводности этих сред. Схема контейнера с открытым дном позволяла реализовать замену воды окружающую ГГ на газ, который выделяется при его разложении. Газообразная «шуба» обеспечивала охлаждения ГГ ниже нуля градусов по Цельсию и формирование ледяной корки вокруг ГГ фрагментов, замедляющей их разложение. Таким образом, была организована транспортировка ГГ со дна на поверхность в негерметичном контейнере. Кроме того, наблюдение за образцом ГГ при подъеме на поверхность позволяет видеть, что происходит с ГГ при разработке залежей методом снижения давления. Использование температурных датчиков позволило проследить за температурной динамикой. Обнаружена зона температурной стабильности в области отрицательных температур, которая поддерживается самой системой.

Натурные эксперименты с метановыми пузырями [6] выявили, что в зависимости от глубины они могут трансформироваться в сыпучую гидратную среду или формировать твердую гидратную пену или оставаться обычными пузырями газа в воде. Обнаруженные фазовые превращения, происходящие с метановыми пузырями, в состоянии оказывать существенное влияние на эксплуатацию глубоководных сооружений. Очевидно, обнару-

женные эффекты могут проявиться не только при подводном бурении, но также при эксплуатации подводных трубопроводов и кабелей связи.

Таким образом, натурные эксперименты с ГГ позволяют получать данные, важные для добычи субмаринных ГГ, а также информацию о механике фазовых трансформаций глубоководных метановых пузырей. Выявленные особенности имеют решающее значение для оптимального и безопасного выбора той или иной технологии при проведении глубоководных работ в водах Мирового океана.

Работа выполнена при поддержке программы президиума РАН №43 и гранта РФФИ №15-05-04229.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Macdonald I. R., Leifer I, Sassen R et al. Transfer of hydrocarbons from natural seeps to the water column and atmosphere // *Geofluids*. 2002. V. 2. P. 95–107.
2. Rehder G., Kirby S. H., Durham W. B., Stern L. A., Peltzer E. T., Pinkston J. and Brewer P. G. Dissolution rates of pure methane hydrate and carbon-dioxide hydrate in undersaturated seawater at 1000-m depth//*Geochim. Cosmochim. Acta*. 2004. V. 68(2). P. 285–292.
3. Rehder G, Leifer I., Brewer P.G. et al. Controls on methane bubble dissolution inside and outside the hydrate stability field from open ocean field experiments and numerical modeling // *Marine Chemistry*. 2009. V. 114. № 1–2. P. 19–30.
4. Hester K.C., Dunk R.M., White S.N. et al. Gas hydrate measurements at Hydrate Ridge using Raman spectroscopy // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2007. V. 71. P. 2947–2959.
5. 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.
6. Egorov A.V., Nigmatulin R.I., Rozhkov A.N. Transformation of deep-water methane bubbles into hydrate // *Geofluids*. 2014. V. 14. P. 430–442. DOI: 10.1111/gfl.12085.

Overview of the current state of knowledge of marine gas hydrates is presented. Background is considered similarly. The importance of field experiments with gas hydrates is shown in the examples. Own field experiments on Lake Baikal are described.

Егоров А.В.¹, Рожков А.Н.^{1,2}

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

avegorov@ocean.ru; ²Институт проблем механики им. А.Ю. Ишлинского РАН, г. Москва)

Онлайн газометрия в озере Байкал

Egorov A.V.¹, Rozhkov A.N.^{1,2}

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

Online gasometry in Lake Baikal

Ключевые слова: метан, газовые гидраты, моделирование, натурные эксперименты

Настоящая работа предпринята с целью установления особенностей разрушения придонной залежи метанового гидрата (МГ) в результате растворения в условиях озера Байкал. Растворение донных залежей метановых гидратов определяет уровень потоков метана и формирование структуры концентрационных профилей в гидросфере, как это показано в недавней работе [1]. Донная залежь монолитного метанового гидрата обнаружена в ходе экспедиции РАН "Миры на Байкале 2008–2010". Благодаря растворению гидрата, а также выходу метана из залежи в виде пузырей концентрация метана в окрестности залежи может существенно возрастать. В ходе настоящей работы, в отличие от стандартных дискретных измерений, впервые проведены измерения метановых концентрационных профилей в непрерывном режиме, что существенно повышает детализацию зависимостей и производительность измерений.

Район работ

Глубоководные эксперименты по исследованию концентрационных полей метана проводились на озере Байкал во время экспедиции Российской Академии наук "Миры на Байкале. 2008–2010". Район исследований – глубоководный грязевой вулкан под названием "Санкт-Петербург", внешний вид которого показан на рис. 1. В этом районе в зоне активного разлома путем визуального осмотра были выявлены многочисленные следы грязевулканической деятельности и подводной разгрузки флюидов. В 2009 г. на одном из холмов была обнаружена расселина с обнажением массивного газового гидрата. Геологическое опробование с помощью манипуляторов показало, что весь холм, имеющий в поперечнике 25, а высоту 6 м сложен массивными газовыми гидратами. По крайней мере, три соседних холма также сложены газовыми гидратами. Координаты центральной части вулкана 53°52.97 N, 107°09.99 E. Глубина здесь 1400±10 м. Газометрические исследова-

дования акватории в районе залежей гидрата метана были проведены летом 2010 г.



Рисунок 1. Подводный вулкан "Санкт-Петербург", на котором изучались глубоководные гидраты метана.

Материалы и методы

Исследования заключались в прохождении ГОА "Мир" маршрута по холмам метановых гидратов (МГ), открытых в погружении 2009 года. В ходе прохождения производилось непрерывное измерение распределения метана на дне при помощи нового датчика метана METC (METS methane sensor S/N G71-E285) (рис. 2).



Рисунок 2. Датчик метана METC (METS methane sensor S/N G71-E285), установленный на ГОА "Мир".

Датчик установлен на аппарате на высоте ~ 1.5 м относительно лыж аппарата. Данные датчика записывались в память компьютера с непрерывным выводом на экран компьютера, установленного на борту ГОА.

При движении ГОА вдоль дна определялась траектория движения ГОА в навигационной системе координат в виде набора координат ГОА в дискретные моменты судового времени. В каждый такой момент времени фиксировались показания датчика метана МЕТС. В результате определялось распределение концентрации растворённого метана над гидратным месторождением.

Результаты

Маршрут и данные измерений вдоль траектории движения аппарата представлены на рис. 3.

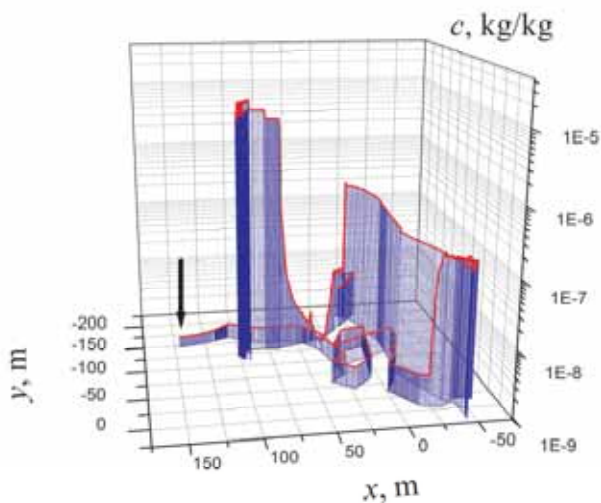


Рисунок 3. Маршрут движения в навигационной системе координат ГОА (стрелка – начало движения) и концентрация метана [кг/кг] в придонном слое, как функция траектории.

Данные свидетельствуют, что распределение метана около дна носит существенно неравномерный характер. Повышенная концентрация наблюдается в локализованных зонах малого поверхностного размера. Возможно, зоны повышенной концентрации сформированы ГОА при его обратном движении в результате интенсивного взмучивания придонных слоёв воды, которые насыщены метаном.

Моделирование

Результаты прямого физического моделирования [0] процессов растворения гидратных залежей представлены на рис. 4. Вычисления предсказы-

вают тот же порядок концентрации метана, что наблюдается в натуральных условиях.

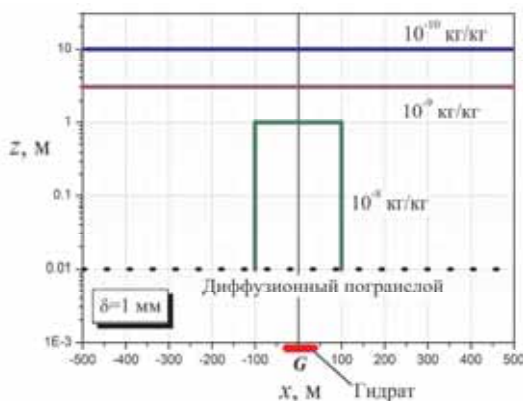


Рисунок 4. Распределение концентрации метана в воде в вертикальной плоскости $y=0$ над придонным гидратом размером 100×100 м в условиях Байкала.

Закключение

Датчик метана МЕТС – эффективное средство для непрерывного мониторинга вод в районах придонных залежей метановых гидратов.

Работа выполнена при поддержке программы президиума РАН №43 и гранта РФФИ №15-05-04229.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Егоров А.В., Рожков А.Н. Разрушение подводных залежей газовых гидратов // Известия РАН. МЖГ. 2014. № 5. С. 93–103.

Paper presents methods and results of measurements of methane concentration in the water near the bottom in the area of deep water methane hydrate deposit. The data show high methane concentration. However the distribution of methane near the bottom is non-uniform. High concentrations can be localized in the areas of small size.

Забанбарк А.

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

Строение и нефтегазонасность восточной континентальной окраины Канады

Zabanbark A.

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

Structure and oil and gas bearing of the East Canadian continental margin

Ключевые слова: континентальные окраины, нефть, газ, залежь, разлом, тектоника, структура

В пределах Восточно-Канадской континентальной окраины выделяются три нефтегазоносных района с севера на юг: шельфы Лабрадорского моря, окраины Большой Ньюфаундлендской банки и Новошотландский шельф. В каждом из этих районов выделяется ряд осадочных бассейнов, полностью погруженных под водой. Оконтуривание подобных бассейнов зачастую носит несколько условный характер, поскольку эти крупные бассейны приурочены к окраинам пенепленизированных областей кратонов, погруженных под водой. Мощность осадочного чехла в них составляет 7–12 км. Так на шельфе Лабрадорского моря выделяются следующие крупные осадочные бассейны: Саглек, Хопдейл и Хавке, на окраине Ньюфаундлендской банки бассейны: Жанна д'Арк, Флемиш Пасс и Орфан. И, наконец, на Новошотландском шельфе осадочные бассейны Новошотландский и Сейбл. Для всех перечисленных нефтегазоносных бассейнов характерен меловой возраст продуктивной толщи, имеющей преимущественно терригенный состав и мелководно-морской или континентальный генезис.

Распад Пангеи, который начался в позднем триасе-юре, привел к образованию рифтовых бассейнов вдоль обеих пассивных континентальных окраин Атлантики. Канадские Атлантические бассейны представляют собой цепочку бассейнов, которая протягивается от окраин Новой Шотландии на юге до Лабрадорского моря на севере, на расстоянии около 3000 км при глубине воды от 10 м на юге до более 4000 м, на севере. Эти позднемезозойские осадочные бассейны разделены друг от друга разломами, выступами фундамента, над которыми осадочная толща сокращена, заполнены толщей осадков, покоящихся на тонкой континентальной коре. Структурный характер бассейнов и геометрия бассейна различна на всем протяжении. Общее для большинства перспективных осадочных бассейнов является то обстоятельство, что разрез осадков обогащен высоким содержанием органики. Там, где органические вещества зрелые, они генерируют огром-

ное количество углеводородов, как в отложениях позднеюрских высококачественных материнских породах. Крупнейшие открытия были сделаны в 5 бассейнах: Сейбл на Новошотландском шельфе, Жанна д'Арк и Флемиш Пасс на окраинах Ньюфаундлендской банки и в бассейнах Хопдейл и Саглек в Лабрадорском море.

Новошотландские бассейны состоят из собственно Новошотландского бассейна, бассейна Сейбл и ряда мелких суббассейнов, которые разделены выступами фундамента и разломами. Новошотландский бассейн расположен на расстоянии 900 км от полуострова Новая Шотландия. Бассейн находится в пределах акватории, охватывая территорию шельфа и склона шириной 200 км. Отложения, формирующие бассейн, образуют пологую моноклинал, наклоненная на юго-восток, мощность которых увеличивается с удалением от побережья, а на окраине шельфа полуострова Новая Шотландия она достигает 10 км. Геофизическими исследованиями в бассейне установлены солянокупольные поднятия. Осадочный чехол представлен из мезозойских и кайнозойских отложений. Кайнозойский разрез состоит из терригенных образований, мезозойские отложения начинаются меловыми терригенными породами, подстилаются известняками и эвапоритами юрского возраста. Нижняя часть разреза датируется позднепалеозойским возрастом. В Новошотландском бассейне открыто более 28 месторождений нефти, газа и газоконденсата. В бассейне Сейбл открыто 12 месторождений нефти и газа. Запасы нефтяного бассейна Новошотландии оцениваются в 110 млн.т, газа около 336 млрд.м³. Перспективы бассейна связаны с континентальными склонами, с залежами в турбидитовых отложениях.

Бассейн Жанна д'Арк расположен достаточно в мелководной части Ньюфаундлендской акватории при глубине воды 80-200 м, является основным нефтегазодобывающим бассейном всего Восточно-Канадского региона и все крупные открытия нефтяных месторождений сделаны в этом бассейне: Хиберния, Терра-Нова, Вайт-Роз, Бен-Невис и др. Тектонически бассейн Жанна д'Арк – это грабеновая впадина – Авалон, выполненная мощными нижнемеловыми отложениями, прорванными диапировыми соляными штоками и системами блоков фундамента. Разрез осадочного чехла характеризуется резким контрастом, между относительно спокойно залегающими образованиями кайнозоя и верхнего мела, и нарушенными складчатостью и сбросами породами нижнего мела и юры, разделенными региональным среднемеловым несогласием. В Ньюфаундлендской банке в настоящее время пробурено более 200 скважин. В результате открыто 16 месторождений нефти, газа и газоконденсата (табл.) Однако основная добыча происходит из месторождений Хиберния, Терра Нова, Вайт Роз, Хеброн/Бен Невис. Литологический состав всех обнаруженных крупных залежей представлен из континентальных, дельтовых и мелководно-морских песчаников. Извлекаемые запасы нефти бассейна Жанна д'Арк составляют

300 млн.т, газа 1.5 трлн.м³ и 40 млн.т конденсата, а перспективные запасы нефти оценены в 343 млн. т, а газа в 4.8 трлн. м³.

Таблица. Характеристика некоторых углеводородных месторождений на Атлантическойконтинентальной окраине Канады

Название месторождения	Глубина моря, м	Возраст продуктивного горизонта	Тип коллектора	Характер флюида	Запасы: нефти млн.т, газ. млрд. м ³
Снорри	150–200	Мезозой	Доломит	Газ	3.0
Хоупдейл	180	Ордовик	Доломит песчаник	Газ, конд.	3.0
Бьярни, НорсБьярни	180	Ниж. мел–юра	Доломит	Газ, конд.	87.9
Север.Бьярни	300	Ниж.мел – юра	Доломит	Газ	61.6
Гудрид	200–250	Карбон	Доломит	Газ	26
Хиберния	80	Ниж.мел – юра	Песчаник	Нефть,газ	118.5 38.7
Вайт Роуз	120	Ниж. мел	Песчаник	Нефть, газ,конд.	37.7–42 75.6, 12.2
Хеброн	87–107	Мел, юра	Песчаник	Нефть	76.5–100
Терра Нова	93	Юра	Песчаник	Нефть, газ	55.6, 7.6
Северный Амелист	120	Мел	Песчаник	Нефть, газ	10–20, 8.8
Бен Невис	87–106	Ниж.мел, юра	Песчаник	Нефть	20, 12.2
Кингс Кав	93–200	Мел	Песчаник	Нефть	40
Лейф	1700–2000	Мел	Песчаник	Нефть	
Робервейл		Мел	Песчаник	Газ	
Адолфас		Мел	Песчаник	Нефть,газ	
Уэст Сейбл	25–310	Ниж. мел	Песчаник	Нефть, газ	12, 168
Праймроз	250–300	Ниж. мел	Песчаник	Газ, конд.	
Тебо	270	Ниж. мел	Песчаник	Газ, конд.	
Синтаита	250	Мел	Песчаник	Газ, конд.	
Кохассет		Мел	Песчаник	Нефть, газ	
Дип Пануке	44	Мел, юра	Известняк, песчаник	Газ	28
Вентура	70–90	Мел	Песчаник	Газ	65
Онондага	180	Ниж.мел–палеоген	Песчаник	Газ	
Аннаполис	2000	Мел, юра	Песчаник	Газ	
Миззен–О-16	1100	Мел, юра	Песчаник	Нефть	68.5
Бей дю Нор	1100	Юра	Песчаник	Нефть	41.1–82.2

Бассейн Флеминг Пасс – рифтовый бассейн мезозойского возраста, расположен на северо-востоке бассейна Жанна д'Арк. Бассейн целиком погружен под водой при глубине 1000 м и более. В бассейне к 2005 г. было пробурено всего 3 скважины Кайле L-11, Баккалие I-78и Габриель C-60, которые подтвердили наличие материнских пород серии Эгрет и мощную толщу прекрасных песчаных коллекторов формации Хиберния и Жанна д'Арк, Потенциальные запасы оцениваются в 685 млн.т.

Бассейн Орфан расположен Восточнее Ньюфаундлендского полуострова. Площадь, занимаемая бассейном, составляет 150 тыс. км², в котором пробурено 9 скважин. Он разделен на западный и восточный бассейны, на основании геологических предпосылок и батиметрических данных. Территория бассейна расположена между мелководным участком акватории глубиной 200–500м на западе, в середине бассейна глубина океана 500–1500м, а на востоке в глубоководии 1500–3000м. В результате бурения и сейсмических работ выяснилось, что материнскими породами могут быть сланцы нижнетретичных отложений, сланцы формации Макленд в нижнемеловых отложениях, сланцы Эгрет в верхней юре и каменноугольные сланцы. Прекрасные песчаные коллектора встречены в скважинах в олигоцене в основании фэновых образований, эквивалент отложениям формации Мара и верхнемеловые песчаники.

Бассейны Хопдейл и Саглет находятся на акватории Лабрадорского моря, к северу от бассейна Орфан, на огромной площади в 200 тыс. км², с высоким углеводородным потенциалом. Эти два крупных рифтовых бассейна расположены на самом севере в цепи бассейнов вдоль Атлантической окраины Канады. Они немного моложе чем другие рифтовые бассейны на Атлантической окраине Канады. Бассейны Хопдейл и Саглет разделены поднятием фундамента – дугой Окан, который покрыт тонким слоем мезозойских отложений. Дорифтовый фундамент состоит из докембрийских метаморфических и магматических пород, а также из палеозойских кластических и карбонатных отложений. Мезозойские образования представлены нарушенными и слегка складчатыми, в основном раннемеловыми рифтовыми отложениями, перекрытые полностью толщей третичной клиноформой современными ледниковыми отложениями. Коллектора были встречены на глубине от 2 км и до 3.5 км в позднемеловых рифтовых песчаниках и палеозойских дорифтовых известняках и доломитах. Широко распространены песчаные коллектора формации Бьярни (ранний мел) пористостью 12%, проницаемостью 100md как в грабенах, так и на возвышенностях. Материнские породы залегают в раннемеловых отложениях формации Бьярни. Мощная толща мелкозернистых сланцев формации Маркленд образуют хорошую региональную покрывку – флюидоупор. Другим региональным флюидоупором являются отложения формации Кенаму в эоцене и сланцы Моками в олигоцене. К настоящему моменту в этих двух

бассейнах пробурено 27 скважин из них 21 находится в бассейне Хопдейл. Открыто более 10 месторождений преимущественно газовых. Общие доказанные запасы углеводородов в бассейне Хопдейл оцениваются в 117 млрд. м³ газа, 17 млн. т нефти и конденсата уд. веса 0.779–0.738 г/см².

In the limits of the East Canadian continental margin three oil and gas bearing regions: Labrador Sea, Newfoundland Bank and Nova Scotian Shelf are distinguished. In every of these regions a numerous basins and subbasins are distinguished. But the main of each are: Saglek, Hopedale, Jeanne d’Arc, Flemish Pass, Orphan, Scotian shelf and Sable. General recoverable reserve of hydrocarbons in the East Canadian margin is about 1billion tons of oil and 2.5 trillion m³ of gas.

Захаренко В.С.¹, Казанин Г.С.²

(¹Мурманский государственный технический университет, кафедра « Физические процессы и морское нефтегазовое дело», Мурманск, e-mail: voznes.val@gmail.com; ²Мурманская морская арктическая геологическая экспедиция, Мурманск).

Миграционные модели формирования газогидратов на Западно-Арктическом шельфе

Zakharenko V.S.¹, Kazanin G.S.²

(¹Murmansk State Technical University, Department of "Physical processes and offshore oil and gas business", Murmansk; ²Murmansk Marine Arctic Geological Expedition, Murmansk)

Migration model for the formation of gas hydrates in the West Arctic shelf

Ключевые слова: газогидраты, покмарки, миграция, Баренцево море

Интерес, проявляемый в настоящее время к газовым гидратам, в первую очередь обусловлен значительными ресурсами природного газа, находящегося в земной коре в газогидратной форме. Величина этих запасов в несколько раз превосходит ресурсы традиционного газа, что позволяет считать газовые гидраты одним из перспективных нетрадиционных источников углеводородного сырья.

Используя разрезы высокочастотной сейсморазведки, а также сейсмоакустического профилирования в Западно-Арктическом секторе Баренцева моря, на основании полевых работ, проводимых МАГЭ, мы поставили цель рассмотреть пути миграции глубинных газов, а также выявить волновые признаки возможных участков местонахождения газогидратов и палеогеографические предпосылки их формирования. Важно также оценить степень экологической безопасности шельфов, связанную с газогидратами, которую мы ставим в число первоочередных задач.

Палеогеографические предпосылки формирования газогидратов.

Распространение газогидратов в плейстоценовых отложениях обуславливает палеогеографическая ситуация, заключающаяся в сочетании субаэральных этапов развития с эпохами похолодания и промерзания пород. При этом, в начальных фазах регрессии возникали дренированные каналы, сопровождавшиеся деятельностью текучих вод, выносом песков, средне - и грубообломочного материала с близлежащей палеосуши, которые, в свою очередь, становились коллекторами для газогидратов.

Система образования газовых гидратов в Баренцевом море значительно варьируют в ледниковых и межледниковых периодах, и зависит от температуры воды на морском дне, геотермального градиента, изменения давле-

ния из-за ледниковых условий, изменения уровня моря, солёности воды в порых и состав газа [1].

Поднятие и эрозия Баренцевского региона, по всей вероятности, имеет важное значение для миграции флюидов. Разгерметизация влечет расширение газа, который может вызвать вынужденное движение жидкостей из зоны накопления. Кроме того, тектоническая активность ведет к образованию и реактивации нарушений и систем трещин, по которым возможна миграция. Наклон резервуара также является предполагаемой причиной миграции.

Мировой опыт показывает, что и местонахождение газогидратов, и расположение ЗСГ отличается региональным разнообразием. Образцы газогидрата были взяты в ходе морских экспедиций на северном шельфе Норвегии, в том числе на площади грязевого вулкана Naakon Mosby [1] Характерно, что генезис газогидратов носит здесь комплексный характер и содержит метан как биогенного, так и эндогенного происхождения.

Вертикальная миграция. Первые прогнозы гидратоносности осадков и пород базировались на предположениях о решающем вкладе в образование ГГ биохимического метана. Предполагалось почти повсеместное распространение газогидратов в Мировом океане при глубине дна более 300–600 м. [2]. В последнее время, на основе фактического материала, все больше сведений о том, что ГГ могут иметь глубинное происхождение, при этом метан выходит из недр земли через разломы.

Вертикальные зоны отсутствия акустического сигнала принято называть акустическими трубами (pipes). Акустические трубы представляют узкие зоны отсутствия акустического сигнала, где непрерывность отражений нарушена в вертикальном направлении. Они часто появляются в сейсмических данных, как связующее звено между сейсмическими яркими пятнами и скоплениями газа. Похожие трубы есть на юге дельты реки Нигер, в Норвежской части Баренцева моря [1, 3], в Охотском море [4], в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения [5].

Достигая подошвы рыхлых неоген-четвертичных отложений, газ, расширяясь, образует куполообразные структуры, которые в волновом поле проявляются как аномалии «яркое пятно». При достижении поверхности дна происходят выхлопы газов с образованием покмарок (от английского «rockmark» – выбоина). Их крутые углы наклона часто образуют оси дифракции (рис. 1). Распространяясь среди рыхлых отложений, газ создает газонасыщенную толщу, где при благоприятных условиях могут образовываться газогидраты.

Обнаружение вертикальных зон отсутствия акустического сигнала может предоставить ценную информацию об источнике углеводородов, миграции жидкости из источника накопления.

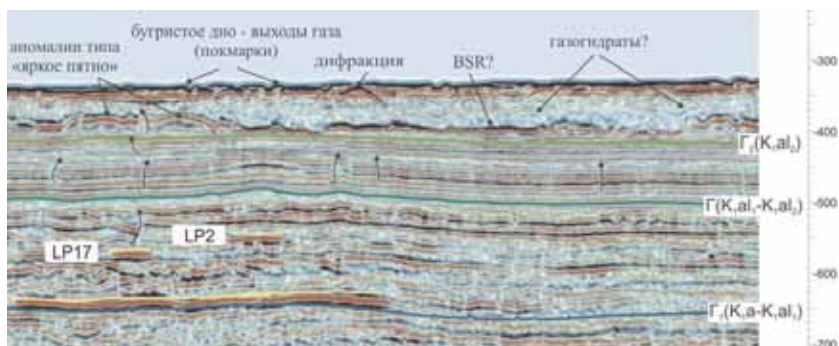


Рисунок 1. Геодинамический разрез по профилю ST12087.

Область накопления часто состоит из смеси углеводородов из нескольких активных источников. Накопленные углеводороды не обязательно могут быть прослежены только к одному источнику. Например, в районе Штокмановского месторождения миграция идет как от самого месторождения, так и от газовых линз в меловой толще (рис. 1).

Латеральная миграция. Боковая миграция, следует вдоль стратиграфических единиц. Такая миграция часто происходит в проницаемых и пористых породах на расстояния десятков, иногда сотен километров от источника. Миграция обусловлена различиями в плотности и давлении. Косвенным примером латеральной миграции может служить переход от центральной части Баренцева моря к Кольско-Канинской моноклинали. При этом наблюдается рост диапироподобных структур в результате возрастания АВПД (аномально высокого пластового давления).

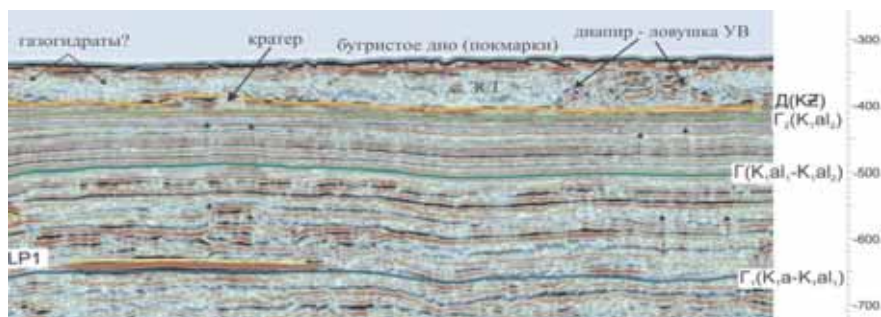


Рисунок 2. Геодинамический профиль ST12096. Пример реликтового диапира, возникшего под давлением газа. Листистые соединения могут быть представлены газогидратами.

Промежуточным явлением между латеральной и вертикальной миграцией является восходящая миграция газов вверх по склону Западно-Арктической континентальной окраины в районе Поморского прогиба [5–7]. Она постепенно пересекает различные стратиграфические уровни, переходя к приповерхностным уровням.

Миграция по зонам разломов. Нарушения и зоны разломов составляют важную часть в изучении миграции флюидов. Нарушения могут служить проводящими каналами через непроницаемый слой, и миграция может осуществляться на большие расстояния [5, 6]. Это специфично для глубоких мест, где породы более уплотнены и литифицированы. Доказательства того, что нарушения могут служить каналами миграции, выявлены в Северном море [3], и в Баренцевом море [1]. Что касается приуроченности газогидратов к зонам разломов, то она отмечена в Восточно-Сибирском море геохимическими методами на глубине моря 41 м [4]. Поэтому, и мы не исключаем возможности нахождения ГГ в зонах некоторых приповерхностных дизъюнктивных нарушений.

Следует отметить, что нарушения могут также обладать противоположными, герметизирующими свойствами. Это зависит от разнообразных факторов, таких, как насколько давно разлом был сформирован, является ли он по-прежнему активным, и др.

Экологические риски. Опасностью при освоении морских нефтегазовых ресурсов является сейсмическая обстановка, которая в Арктике характеризуется неравномерным, очаговым распределением эпицентров сейсмических событий (землетрясений), приуроченных к районам тектонической активности[8].

Выбоины представляют собой круговые, кратеро-подобные структуры в мелкозернистых осадках морского дна, связанных с миграцией флюидов ко дну. Их происхождение связано с одиночными или периодическими выхлопами газов и проседанием рыхлых пород. Одна из них выявлена в районе ШГКМ и приурочена к зоне разлома[5].

Для Западно-Арктического сектора необычайно важным является изучение экологического риска, связанного с газогидратами и газонасыщенными толщами[2, 5–8]. Это обусловлено: *во-первых*, проблемой изменения климата; *во-вторых*, проблемой сейсмической активности в молодых разломах и возобновлением тектонической активности в зонах старых разломов; *в-третьих*, с изучением устойчивости морского дна, в связи с перспективой освоения Арктики, активизацией Северного морского пути, пробным бурением и т.д.

Фактором экологического риска являются диапиры и диапироподобные структуры. В случае техногенного воздействия и нарушения плотности пород, существует возможность их превращения в грязевой вулкан с выбросом метана.

Наша задача – проводить дальнейшие комплексные исследования в целях экологической безопасности Арктики, чтобы сохранить ее для будущих поколений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Andreassen K., Nilssen E.G., Odegaard Ch.M. Analysis of shallow gas and fluid migration within the Plio-Pleistocene sedimentary succession of the SW Barents Sea continental margin using 3D seismic data // Geo-MarLett. Springer-Verlag. 2007. 17 p.
2. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Распространение и ресурсы метана газовых гидратов // Наука и техника в газовой промышленности. 2004. № 1/2. С. 5–13.
3. Forsberg C.F., Solheim A., Elverhoi A. et al. The depositional environment of the western Svalbard margin during the late Pliocene and the Pleistocene: sedimentary facies changes at Site 986 // Proc. ODP, Sci. Results. 1999. 162: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
4. Обжиров А.И. Возможные источники углеводородов и их участие в формировании газогидратов в Охотском море // Геология морей и океанов. Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2013. Т. II. С. 93–97.
5. Захаренко В.С., Казанин Г.С., Павлов С.П. Предпосылки формирования газогидратов на Штокмановской площади Баренцева моря // Вестник Мурманского государственного технического университета. 2014. Т. 17. № 2. С. 394–402.
6. Захаренко В.С., Казанин Г.С., Радченко М.С. Условия образования газогидратов на Шпицбергенской-Баренцевоморской континентальной окраине // Естественные и технические науки. 2013. №2. С. 158–163.
7. Захаренко В.С. Потенциальный экологический риск, связанный с газогидратами на Западно-Арктической континентальной окраине // Охрана окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2011. №4. С. 21–26.
8. Богоявленский В. И. Изученность и перспективы нефтегазоносности российской и норвежской акваторий Баренцева моря // Арктика: экология и экономика. 2011. № 2. С. 64–75.

On the basis of seismic work carried out by MAGE, the authors consider the model of gas migration, wave signs of possible sites for the location of gas hydrates, pale geographic conditions of their formation, and environmental risk factors.

Круглякова Р.П., Шевцова Н.Т.

(ГНЦ ФГУП «Южморгеология», г. Геленджик, kruglyakova@ymg.ru)

Новые данные оэмиссии метана в прибрежных водах шельфа моря Лаптевых

Kruglyakova R., Shevtsova N.

(SSC «Yuzhmorgeologia», Gelendzhik)

New data onmethane'semission in the coastal waters of the shelf of the Laptev Sea

Ключевые слова: море Лаптевых, геолого-геофизические работы, гидрогазосъемка, аномалии метана в воде

В 2012-2014 гг. в мелководной зоне моря Лаптевых от о. Б. Бегичев до дельты р. Лены выполнен комплекс геологоразведочных работ по оценке перспектив нефтегазоносности региона (рис. 1). Комплекс включал гидрогазосъемку, грави- и магнитометрические и сейсмические работы. Задачей гидрогазосъемки являлось выделения аномалий, которые могут быть связаны с подтоком УВ из глубокозалегающих горизонтов.

Непрерывное газо-гидрохимическое профилирование (гидрогазосъемка) выполнялось морской углеводородной станцией анализа газов «МУС-ТАНГ», на мелководье (1–6 м) – аналитическим комплексом «ЛАКМУС». Метод реализовался путём непрерывной закачки морской воды на борт судна, её дегазации и анализа углеводородных газов (УВГ) на пламенно-ионизационном детекторе. Аппаратура разработана в ГНЦ «Южморгеология» Г.Н. Прокопчевым.

Выполнено 1336 км профилей, зарегистрировано 9304 измерений газов. Содержание УВ-газов в воде изменяется в диапазоне от 142 до 6082 нл/л, среднее – 504 нл/л. Отмечается широкий разброс содержания УВГ в воде, максимальное значение в 43 раза выше минимального и в 12 раз выше фона. Неоднородное поле УВ-газов в воде свидетельствует о нескольких источниках поступления газов в морскую среду, природакоторых разнообразна. Это *сингенетичный биохимический метан*, образованный в морской воде комплексом метангенерирующих микроорганизмов; современная продукция метана в донных осадках; *техногенный метан*, связанный с нефтяным загрязнением морской среды; *эпигенетичные* УВ-газы, мигрирующие из глубинных недрпо зонам трещиноватости, разломам и другим ослабленным зонам в осадочной толще. Задачей наших работ является выявление миграционных УВ-газов в морской воде, и ее связь с глубинным геологическим строением. Одним из способов является выделение фонового и

аномально высоких значений УВГ методом статистической обработки аналитических данных.

Сингенетичный метан определяет фон. Анаэробная продукция метана в водном столбе морей Восточной Арктики маловероятна, т.к. в изученных районах водная толща является аэробной средой (насыщение кислородом $\geq 40\%$), а продукция метана микроорганизмами может иметь место только в анаэробных условиях, т.е. при отсутствии кислорода. Поэтому исключается биохимическая природа **высоких** содержаний метана [1].

В формировании газового поля в водной толще значительную роль играют физико-географические условия района – температура и соленость воды, течение, глубина моря, литологический состав донных отложений. Прибрежная зона моря Лаптевых отличается низкими *температурами* воды (от минус $0.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $10\text{ }^{\circ}\text{C}$). На *солёность* воды сильное влияние оказывают таяние льдов и речной сток. Летом солёность вод понижается до 5-10 ‰. Следовательно, океанографические параметры также показывают благоприятные условия для проведения гидрогазосъемки. По физико-химическим законам растворимость газов в воде увеличивается при низких температурах и при уменьшении солености воды.

Глубинаморя в районеработ изменяется от 1 до 25 м. Такие глубины моря являются благоприятными, т.к. при этих глубинах в меньшей степени происходит рассеивание газового потока от аномалиеобразующего объекта.

Донные отложения. По данным геологической съемки (ОАО МАГЭ и ФГУП ВСЕГЕИ) в мелководной зоне (10–20 м) преобладают отложения крупно- и мелкозернистого песка с добавлением гальки и валунов. Следовательно, поверхность дна района является благоприятным условием для проведения гидрогазосъемки. Грубозернистый песчаный материал в отличие от тонких глинистых илов не обладает высокими сорбционными свойствами для газов, мигрирующих из недр. Газы не накапливаются, не «задерживаются» в донных осадках, а легко поступают в водную толщу.

С *антропогенным* загрязнением может быть связано появление экстремально высоких содержаний метана в воде. Благоприятным субстратом для развития бактерий метаногенов является ОВ хозяйственно-бытовых и промышленных сточных вод. Район является малонаселенным, не освоенным местом. Донные отложения и морская вода не загрязнены нефтяными углеводородами. Следовательно, можно исключить антропогенную природу выделенных аномалий УВ-газов в водной толще.

В литературе не раз указывалось на экстремально высокое содержание метана в воде мелководной зоны моря Лаптевых [1–3]. Самая высокая концентрация (520 нМ или 11648 нл/л), эквивалентная 12000 % перенасыщению относительно атмосферы, выявлена к северо-востоку от дельты Лены, и, вероятно, приурочены к Усть-Ленскому разлому [1]. Эти значения близки к выделенным аномально высоким значениям УВ-газов.

Распределение углеводородных газов. По данным гидрогазосъемки в воде отмечены четыре участка с аномально высоким содержанием УВ-газов (аномалии I, II, III и IV) и три (четыре) локализованных **естественных выходов УВ-газов** (рис. 1). Следовательно, наблюдаются прямые признаки миграции газов от возможных скоплений нефти и газа. Не исключено, что аномалии могут быть обусловлены разрушением газогидрата в осадочной толще на глубинах разреза 100–140 м.

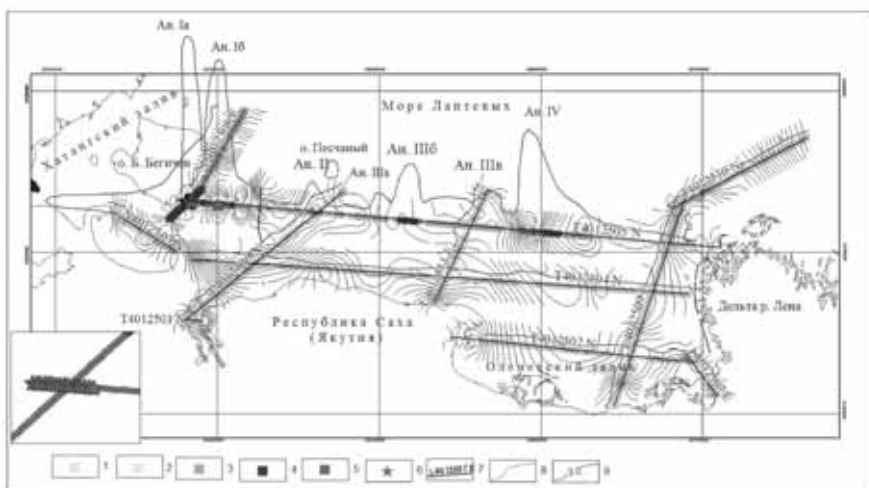


Рисунок 1. График распределения углеводородных газов в водной толще в мелководной зоне шельфа моря Лаптевых: 1 – фоновое содержание УВ-газов, 2 – флуктуация фона, 3 – аномалия А1, 4 – аномалия А2, 5 – аномалия А3, 6 – естественные выходы УВ-газов, 7 – распределение УВ-газов по профилю.

Объемное изображение содержаний углеводородных газов в водной толще в прибрежной зоне шельфа моря Лаптевых в сопоставлении со структурно-тектоническими элементами показывает неоднородность газового поля, наличие контрастных аномальных зон (рис. 2). Картина неоднородности газового поля свидетельствует о разной природе УВ-газов. Локальные всплески газов в западной части района работ возле о. Б. Бегичев вероятнее всего связаны с глубинным поступлением из возможных залежей углеводородов. Выполнена комплексная геолого-геофизическая интерпретация результатов гидрогазосъемки. Сопоставление данных гидрогазосъемки с естественными гравитационными и магнитными полями, с сейсмическими разрезами показывает, что аномалии УВ-газов в воде соответствуют

глубинным разломам, зонам разуплотнения, трещиноватости, зонам повышенной проницаемости в осадочной толще, которые являются каналами миграции газов (рис. 2). Некоторые аномалии приурочены к локальным поднятиям по юрским отложениям.

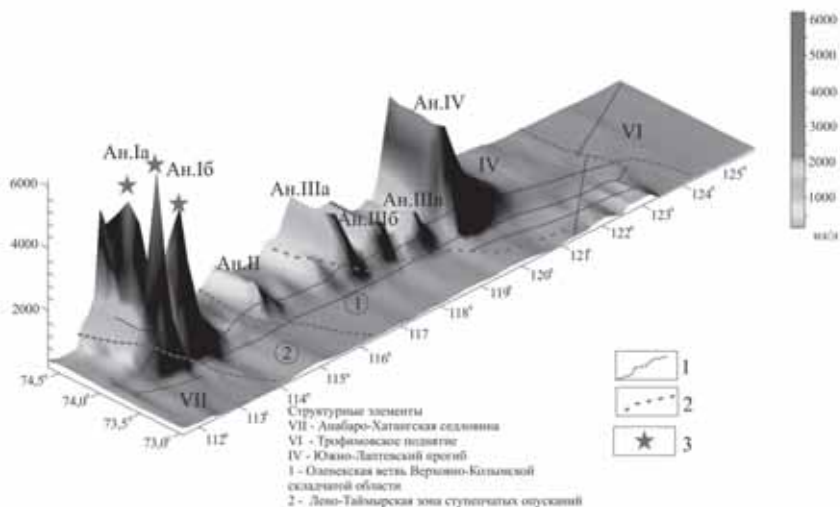


Рисунок .2. Объемное изображение распределения углеводородных газов в прибрежной зоне шельфа моря Лаптевых: Шкала содержаний УВ-газов в мл/л, 1 – профили гидрогазосъемки, 2 – структурные элементы, 3 – газовые выходы.

Аномалия I расположена вдоль прибрежной акватории берега острова Б. Бегичев, приурочена к Лено-Таймырской зоне ступенчатых опусканий. Естественные выходы газа вблизи острова приурочены к разломной зоне (аномалия Ia). Аномалия Ia совпадает с локальной структурой №1 по подошве юрских отложений.

Аномалия II – в региональном плане относится к Оленекской ветви Верхояно-Колымской складчатой области. Аномалия приурочена к поперечному разлому, контролирующему блоковое строение структурных элементов. На сейсмических разрезах по профилям 4012505 и 4012506 отмечены глубинные разломы. Аномалия II совпадает с локальной структурой №3 по отражающему горизонту III (по юрским отложениям).

Обширная **аномальная зона III** расположена между западной границей Южно-Лаптевского прогиба и зоной повышенной проницаемости в осадочной толще. Здесь же проходят разломы, контролирующие обрушение

основных субширотно ориентированных геологических комплексов в связи с прогибанием фундамента. Аномалия IIIв приурочена к локальной структуре №6 по юрским отложениям. Аномалия III совпадает также с участками антиклинальных изгибов дельтовых слоев пра-Лены, перспективных для поисков УВ.

Аномалия IV в региональном плане входит в Южно-Лаптевский прогиб, совпадает с локальными структурами №7 и №8 в юрских отложениях. Аномалия расположена между разломной зоной повышенной проницаемости (с юго-востока) и разломами, контролирующими блоковое строение основных структурных элементов (с севера). Аномалия IV совпадает с обширной областью AVO на сейсмических разрезах и с участками антиклинальных изгибов дельтовых слоев пра-Лены, перспективных для поисков УВ.

Работа выполнена в рамках Государственного контракта №40/01/70-108. «Комплексные геолого-геофизические работы в области сочленения Лено-Тунгусской НГП и Лаптевской ПНГО».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сергиенко В.И., Семилетов И.П., Шахова Н.Е. Эмиссия метана и углекислого газа на Восточно-Сибирском шельфе – фактор глобальных климатических изменений. Материалы совместного заседания Совета РАН по координации деятельности региональных отделений. 2010. www.arhsc.ru
2. Юсупов В.И. и др. Обнаружение областей пузырьковой разгрузки метана на шельфе моря Лаптевых в Восточной Арктике // Докл.РАН. 2010. Т. 430. № 6. С. 820–823.
3. Шахова Н.Е., Алексеев В.А., Семилетов И.П. Прогноз эмиссии метана на Восточно-Сибирском шельфе // Докл. РАН, 2010. Т. 430. № 1. С. 1–5.

According to hydrogas survey on shoal of the Laptev Sea four sites with abnormally high content of HC-gases and three seeps of gases are noted. Anomalies correspond to deep breaks, zones of adecompaaction, a jointing, the increased permeability in sedimentary thickness which are channels of migration of gases.

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

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

yakymchuk@gmail.com, ²Институт геофизики НАНУ, Киев, e-mail:

korchagin@karbon.com.ua)

Оперативная оценка перспектив нефтегазоносности структуры «Университетская» в Карском море частотно-резонансным методом обработки данных ДЗЗ

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)

**Operative assessment of hydrocarbon potential of
“Universitetskaya” structure in Kara Sea offshore by the
frequency-resonance method of remote sensing data processing**

Ключевые слова: данные ДЗЗ, обработка, Карское море, аномалия, газ, нефть, скважина, давление, структура.

В последние годы существенным образом повысился интерес разных стран к поискам и разведке скоплений углеводородов в Арктическом регионе. Подтверждением этого интереса можно считать также подписанные в 2012 г. НК «Роснефть» соглашения о стратегическом партнерстве с ведущими нефтяными компаниями мира с целью освоения ресурсов Баренцева, Карского и Черного морей.

В рамках одного из таких проектов в конце сентября 2014 г. «Роснефть» завершила бурение самой северной скважины «Университетская-1», по итогам которого обнаружена нефть на лицензионном участке Восточно-Приновоземельский-1 в Карском море (рис. 1). Глубина моря в точке бурения составляет 81 м, глубина пробуренного вертикального ствола – 2113 м.

По результатам бурения, глава «Роснефти» Игорь Сечин заявил [1]: «Могу проинформировать вас об открытии первого нефтегазоконденсатного месторождения в новой Карской морской провинции. Получена первая нефть. Эта прекрасная легкая нефть даже по первичным результатам анализа сопоставима с сортом Siberian Light. Предварительная оценка ресурсной базы только по этой первой открытой нами ловушке 338 млрд. кубометров газа и более 100 млн. тонн нефти, а это лишь одна из структур на данном месторождении. Это уникальный результат при первом поисковом бурении на шельфе на абсолютно новом месторождении». Согласно информационным сообщениям площадь структуры «Университетская» – 1200 км², при высоте складки – 500 м.

Основная цель дополнительных исследований в районе пробуренной скважины в Карском море – демонстрация практической возможности и объективной целесообразности (в очередной раз!) применения технологий «прямых» поисков и разведки скоплений УВ [2–4] в комплексе с традиционно используемыми геофизическими методами (сейсмическими, в первую очередь) при проведении поисково-разведочных работ на нефть и газ в арктических и других удаленных и труднодоступных регионах земного шара.

Мобильная технология частотно-резонансной обработки и интерпретации (дешифрирования) данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) [2–4] прошла широкую апробацию на известных месторождениях и перспективных структурах в Баренцевом море. Полученные результаты обсуждаются в [5–7].

Необходимая для проведения исследований информация (в том числе и координаты контура участка, а также скважин в его пределах) заимствованы из информационных материалов на различных сайтах Интернета, в том числе и на сайте компании «Роснефть»[8]. В частности, на рис. 1 показаны контуры лицензионного блока, структуры «Университетская» и положение двух скважин (в том числе и пробуренной). Карта-схема отработанных сейсмических профилей в пределах трех Восточно-Приновоземельских участков представлена на рис. 2. Она позволяет сформировать некоторое представление об объеме выполненных в этом регионе геофизических исследований.



Рисунок 1. Карта расположения участка Восточно-Приновоземельский-1, структуры «Университетская», пробуренной ипроектнойскважин «Университетская-1 и 2» [www.krskgazprom-ngp.ru/].

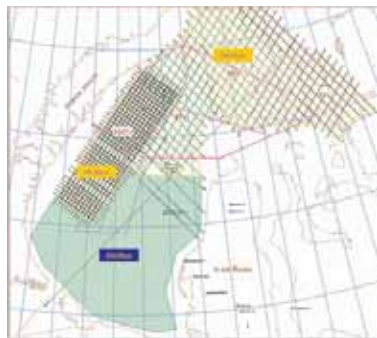


Рисунок 2. Карта-схема отработанных сейсмических профилей в пределах трех Восточно-Приновоземельских участков в Карском море [www.rosneft.ru/].

В районе пробуренной и запорезированной скважин для обследования взят участок площадью 4150 км². Спутниковый снимок этого участка, на котором показано положение скважин, приведены на рис. 3. Частотно-

резонансная обработка снимков участка обследования выполнена в масштабе 1:250000 (рис. 4).

В процессе проведения обработки и интерпретации спутникового снимка обследуемого участка регистрировались аномальные эффекты (отклики) на резонансных частотах нефти, газа и газоконденсата. На резонансных частотах пресной воды в пределах обследованной площади обнаружены и прослежены некоторые зоны тектонических нарушений (повышенной миграции флюидов).

Всего на участке обследования обнаружено и закартировано четыре относительно небольшие (посравнению с площадью структуры) аномальные зоны типа «нефть+газ+конденсат» (№№ 1, 2, 4, 5) и две аномальные зоны типа «нефть+газ» (№№ 3, 6) (рис. 4). В пределах закартированных аномалий оценки максимальных значений пластового давления флюидов в коллекторах изменяются от 19.1 до 29.4 МПа.

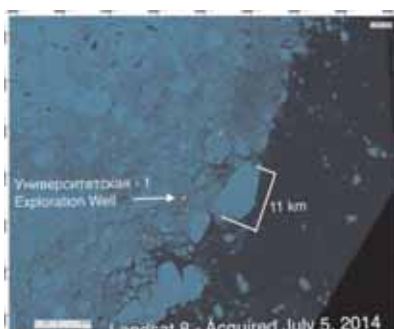


Рисунок 3. Один из подготовленных для частотно-резонансной обработки спутниковых снимков участка расположения пробуренной скважины «Университетская-1». Масштаб обработки 1:250000.

Положение двух скважин показано светлыми точками [Интернет-ресурс].



Рисунок 4. Карта геоэлектрических аномальных зон типа " залежи углеводородов " в районе скважины «Университетская-1». 1 – шкала значений величины пластового давления, МПа; 2 – тектонические нарушения; 3 – скважины: Сква.1 – пробуренная «Университетская-1», Сква.2пр. – проектная.

Площади обнаруженных аномальных зон №№ 1–6 по изолинии 0 МПа: 92, 120, 83, 108, 55, 52 км². Суммарная площадь всех аномалий – 510 км². По отношению к площади обследованного участка это составляет 12.29%. Площади аномалий №№ 1–6 по изолинии 15 МПа: 60, 86, 52, 78, 37, 33 км². Суммарная площадь всех аномалий по этой изолинии – 346 км². По отношению к площади обследованного участка это составляет 8.34%.

Из рис. 4 следует, что пробуренная скважина «Университетская-1» расположена в контурах аномальной зоны № 1, а проектная скважина «Университетская-2» попадает на нулевую изолинию аномальной зоны № 3. По

результатам проведенных исследований бурить скважину «Университетская-2» в этом (запроектированном) месте нецелесообразно.

Приведенные выше материалы позволяют сформулировать предварительные выводы, а также отметить некоторые отличительные особенности результатов обследования этого участка по сравнению с результатами исследований в различных районах Баренцева моря [5–7].

1. Метод частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ – это, по сути, прямой метод поисков и разведки скоплений УВ. Закартированные этим методом аномалии можно считать проекциями на дневную поверхность всех залежей УВ в разрезе. Это обстоятельство, с одной стороны, позволяет сразу же существенным образом локализовать участки заложения новых разведочных скважин. С другой стороны, полученные результаты дают возможность более адекватно оценить ресурсы УВ в пределах обследованной структуры, а, следовательно, принять более взвешенное решение о целесообразности проведения дальнейших поисковых и разведочных работ.

2. Из рис. 1 следует, что скважина «Университетская-2» попадает практически в центр одноименной структуры (заштрихованная область). Если скважина будет пробурена в этой точке, и в ней не будут получены промышленные (коммерческие) притоки УВ, то оценки потенциальных ресурсов УВ структуры «Университетская» существенно снизятся, а перспективы ее дальнейшего изучения станут более туманными. Не исключено, что если бы первая скважина на структуре «Университетская» была пробурена в этом месте, то вопрос ее дальнейшего изучения бурением в ближайшее время мог бы быть снят с повестки дня.

3. Рис. 4 показывает, что закартированные аномальные зоны расположены как-бы в отдельных блоках, отделенных один от другого зонами повышенной миграции. Это может свидетельствовать, с одной стороны, об их формировании за счет вертикальной миграции глубинных флюидов. С другой стороны, это позволяет также предположить, что такие зоны повышенной проницаемости (отсутствие регионального флюидоупора) в пределах структуры не благоприятствовали формированию здесь гигантского месторождения УВ.

4. Различный тип флюидов, а также оценки максимальных значений их пластового давления в отдельных аномальных зонах (рис. 4) могут указывать на внедрение высоконапорных глубинных флюидов в районе обследуемой структуры в разное время.

5. В процессе проведения обработки данных ДЗЗ в пределах всех шести обнаруженных аномальных зон зафиксированы аномальные отклики на резонансных частотах нефти. В Баренцевом море аномалии типа «залежь нефти» выявлены только в районе месторождений Skrugard и Navis [7].

6. В пределах обследованного блока в Карском море общая площадь (в процентном отношении к площади обследованного участка) всех обнару-

женных аномальных зон существенно (в несколько раз) больше площади всех выявленных аномалий в норвежской части бывшей «серой» зоны Баренцева моря.

7. По площади все закартированные аномальные зоны значительно больше аномальных зон, обнаруженных над нефтяными месторождениями Skrugard и Havis [7].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Роснефть открыла новое месторождение в Карском море. <http://www.rogtecmagazine.com/ru-blog/exxonmobil/>
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. 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.
4. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 4. С. 167–176.
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. С. 5–16.
6. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н. Новые результаты рекогносцировочных исследований в Баренцевом море с целью поисков скоплений углеводородов методом частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ // Геоинформатика. 2014. № 3. С. 21–32.
7. Yakymchuk N.A., Levashov S.P., Korchagin I.N., Bozhezha D.N. Mobile Technology of Frequency-Resonance Processing and Interpretation of Remote Sensing Data: The Results of Application in Different Region of Barents Sea. // Offshore Technology Conference. 2015. doi:10.4043/25578-MS
8. АрктическиеморяРоссии. http://www.rosneft.ru/Upstream/Exploration/arctic_seas/

Four anomalous zones of "oil+gas+condensate» type and two anomalous zones of "oil+gas» type were found and mapped within survey area of 4150 km². Within the mapped anomalies the estimate of maximum values of fluids pressure in reservoir vary from 19.1 to 29.4 MPa. The investigation results shows that the drilled Universitetskaya -1 well is located in the contours of the anomalous zone № 1, and the projected Universitetskaya-2 well hits into the zero isoline of anomalous zone № 3. By the results of studies to drill Universitetskaya-2 wells in this location impractical.

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

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

yakymchuk@gmail.com, ²Институт геофизики НАНУ, Киев, e-mail:

korchagin@karbon.com.ua)

Опыт применения мобильных геофизических методов при поисках углеводородов на шельфе Тринидада и Тобаго

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)

Experience of mobile geophysical method application during hydrocarbon accumulation prospecting within Trinidad and Tobago offshore

Ключевые слова: мобильные технологии, газ, нефть, шельф, данные ДЗЗ, прямые поиски.

Не секрет, что 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 антарктических районов. Поэтому, проблема ускорения и оптимизации геолого-разведочного процесса поисков промышленных скоплений УВ в удаленных и труднодоступных регионах (в том числе и в арктических) является исключительно актуальной. В докладе обсуждается возможность применения мобильной и оперативной технологии прямых поисков и разведки скоплений нефти и газа [1–3] на шельфе: анализируются результаты оценки перспектив нефтегазоносности крупных поисковых участков и блоков на шельфе Карского, Черного и Азовского морей, шельфе ЮАР [4, 5]. Ниже детально рассматриваются результаты исследований на шельфе Тринидада и Тобаго.

Исследования в пределах лицензионного блока проведены в марте 2012 г. с целью демонстрации потенциальных возможностей мобильной и оперативной технологии частотно-резонансной обработки и интерпретации данных ДЗЗ при проведении поисковых работ на нефть и газ на шельфе. В это же время на этой площади проводились сейсмические исследования 3D. Добавим к этому, что на этой же площади проведены также аэрогравиметрические исследования.

В качестве исходной информации использовались только координаты участка проведения сейсмических работ. Его контур показан на рис. 1 и 2. Общая площадь спутникового снимка – 2940 км², площадь проведения

сейсмических работ 1200 км² (рис. 1). В пределах участка проведения сейсмических работ обнаружено и закартировано две аномальные зоны типа «залежь нефти» и три аномальные зоны типа «залежь газа» (рис. 1). Площади обнаруженных аномалий по изолиниям 0 и 15 МПа следующие (км²): Gas-1 – 14.2, 2.4; Gas-2 – 15.5, 1.9; Gas-3 – 5.2, 0.34; Oil-1 – 38.3, 18.0; Oil-2 – 17.4, 7.1. Суммарная площадь всех аномалий по этим же изолиниям равна 90.6 и 29.74 км². К площади проведения 3Д сейсмических работ это составляет 7.55% и 2.48%, соответственно.



Рисунок 1. Карта аномальных зон типа «нефтегазовая залежь» в районе расположения поисковой площади на шельфе Тринидада и Тобаго. 1 – шкала интенсивности аномального отклика (в максимальных значениях пластового давления, МПа); 2 – тектонические нарушения; 3 – контуры поисковой площади.



Рисунок 2. Карта аномальных зон типа «нефтегазовая залежь» в районе поисковой площади на шельфе Тринидада и Тобаго на карте-схеме положения блока Block 2(ab). 1 – шкала интенсивности аномального отклика, МПа; 2 – тектонические нарушения; 3 – контуры поисковой площади.

К приведенным результатам добавим следующее:

А) При проведении обработки данных ДЗЗ участки спутникового снимка, расположенные за пределами контура сейсмических исследований, не анализировались.

Б) Полученные результаты были переданы специалисту-геофизику, который принимал участие в проведении сейсмических работ.

В) Можно предположить, что результаты обработки данных ДЗЗ не были переданы Компании-оператору участка вместе с сейсмическими мате-

риалами. Они, скорее всего, были оставлены без внимания. К сожалению, как это следует из результатов бурения!

Авторы снова обратили внимание на полученные на шельфе Тринидада и Тобаго результаты только в 2015 г. Это было связано с получением в феврале этого года информации о результатах бурения трех сухих скважин в пределах поискового участка Компанией-оператором. В связи с такими результатами бурения Компания-оператор блока отказалась от дальнейшего освоения его ресурсов. В окончательном отчете Компании-оператора блока приведена карта-схема с положением пробуренных в его пределах скважин (в том числе и трех скважин Компании). Обнаруженные в 2012 г. аномальные зоны были нанесены на эту карту-схему (рис. 2). Компания-оператор в пределах поискового блока пробурила следующие сухие скважины: **Stalin-1, Shadow-1 и Maestro-1**. Ни одна из них не попала в контуры обнаруженных аномальных зон!

Кроме того, из рис. 2 следует, что в пределах этого блока было пробурено несколько скважин ранее. В них также не получены промышленные притоки. И в контуры обнаруженных аномалий они тоже не попадают. Более детальная информация о пробуренных скважинах приводится в окончательном отчете Компании-оператора.

К сказанному выше целесообразно добавить следующие комментарии.

1. К сожалению, в 2012 г. у авторов не было информации о положении пробуренных и проектных скважин. В связи с чем, прогноз о перспективах получения в них притоков УВ не был сделан. Тем не менее, в данной ситуации все же можно считать, что бурением трех скважин вне контуров закартированных аномальных зон подтвержден прогноз об их неоптимальном расположении в пределах блока.

2. Вызывает сожаление, что при выборе мест заложения скважин не принимались во внимание результаты обработки данных ДЗЗ. Можно допустить, что при совместном анализе сейсмических материалов с результатами обработки данных ДЗЗ в пределах закартированных аномалий могли быть также обнаружены и перспективные объекты по сейсмическим данным.

3. Так как поисковые работы в пределах этого лицензионного участка будут продолжены (другой Компанией-оператором), то сейсмические материалы в пределах обнаруженных аномалий целесообразно проанализировать (и может даже переинтерпретировать) повторно.

4. Из рис. 2 следует, что в пределы подготовленного для обработки снимка попадают два известных месторождения. Вполне понятно, что это позволяет в пределах этих месторождений уточнить (подобрать более точно) резонансные частоты УВ, характерные для этого региона. Такая процедура калибровки резонансных частот искомого вещества позволяет увеличить информативность и достоверность результатов обработки.

5. Описанные выше, а также обнаруженные и закартированные мобильными методами в различных регионах мира многочисленные аномальные зоны типа «залежь УВ» (или же «проекции на земную поверхность прогнозируемых скоплений УВ»), позволяют нам предполагать о возможности их формирования исключительно за счет вертикальной миграции флюидов. К этому можно добавить, что структура и характер расположения картируемых аномальных зон типа «залежь УВ» в целом подтверждают механизм формирования скоплений УВ, который в [6, с. 5] сформулирован так: «... Образование залежей нефти и газа происходит иначе. Поднимаясь из подкоровых слоев, abiогенно синтезированные нефть и газ по разлому и его оперяющим трещинам «впрыскиваются» под колоссальным давлением мантийного очага в любую пористую и проницаемую среду, распространяясь в ней из разлома подобно грибообразному облаку. Они остаются сравнительно неподвижными, не всплывают ни в антиклинали, ни в синклинали, ни в наклонном или горизонтальном пласте, пока новые порции нефти и газа не продвинут их залежь. На это указывают эксперименты и практика строительства подземных газохранилищ в горизонтальных и наклонных водонасыщенных пластах песка или песчаника».

Можно предположить, что при выборе подготовленных по сейсмическим данным объектов и структур для разбуривания в большинстве случаев отмеченное обстоятельство не принимается во внимание. В некоторой степени это может влиять и на успешность бурения.

В целом, результаты исследований на шельфе в различных регионах мира еще раз указывают на практическую целесообразность применения технологии частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ [1–3] в комплексе с традиционными геофизическими методами (сейсмическими, электромагнитными и др.) при проведении поисковых работ на нефть и газ на шельфе. Они также свидетельствуют о принципиальной возможности комплексирования дистанционных, сейсмических и геоэлектрических методов при поисках и разведке скоплений углеводородов в акваториях, целесообразность реализации которой не вызывает сомнений. Технология частотно-резонансной обработки и интерпретации данных ДЗЗ предоставляет уникальную возможность оперативно обследовать в рекогносцировочном режиме в пределах удаленных и слабоизученных регионов на шельфе (в том числе и арктическом и антарктическом) все наиболее перспективные участки на обнаружение гигантских и уникальных месторождений УВ. Это может существенным образом ускорить освоение нефтегазового потенциала этих регионов.

Информация о результатах обработки данных ДЗЗ на шельфе Тринидада и Тобаго может быть включена в материалы тендерной документации, если Государственным органом этого государства будет объявлен новый тендер на поиски и освоение ресурсов УВ этого исследованного блока.

По шельфу этого региона заслуживает внимания статья [7], в которой анализируются результаты бурения 8 сухих скважин в глубоководной части шельфа Тринидада и Тобаго! Вполне понятно, что и там скважины закладывались по результатам проведенных геофизических исследований (сейсмических, в первую очередь). Остается только еще раз констатировать, что такие «скромные» результаты бурения указывают на целесообразность использования дополнительных методов и технологий (и, в первую очередь, прямопоисковых) при проведении поисково-разведочных работ на нефть и газ, как на суше, так и на шельфе. В статье авторов[4] приводятся дополнительные сведения о «скромных» результатах поисковых работ и бурения на шельфе в различных регионах мира.

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. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 4. С. 167–176.
4. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н. Оперативная оценка ресурсов углеводородов в пределах поисковых площадей и отдельных структур на шельфе методом частотно-резонансной обработки и интерпретации данных ДЗЗ // Геоинформатика. 2015. № 1. С. 5–26.
5. Yakymchuk N.A., Levashov S. P., Korchagin I.N., Bozhezha D.N. Mobile Technology of Frequency-Resonance Processing and Interpretation of Remote Sensing Data: The Results of Application in Different Region of Barents Sea // Offshore Technology Conference. doi:10.4043/25578-MS.
6. Kutcherov V.G., Krayushkin V.A. Deep-seated abiogenic origin of petroleum: From geological assessment to physical theory // Rev. Geophys. 2010. V. 48. RG1001, doi:10.1029/2008RG000270.
7. Rajnauth J., Boodoo C. Trinidad and Tobago's First Deepwater Drilling Campaign // The West Indian Journal of Engineering. 2013. V.35. № 2. P.4–14.

Within the area of seismic acquisition on Trinidad and Tobago offshore two anomalous zones of the "oil reservoir" type and three anomalous zones of the "gas accumulation" type were detected and mapped. The total areas of all anomalies along isolines 0 and 15 MPa are 90.6 and 29.74 km². In relation to the area of the 3D seismic survey this is 7.55% and 2.48%. Within the search block the operating Company has drilled following dry holes: **Stalin-1, Shadow-1 and Maestro-1**. They do not fall into the contours of the detected anomalous zones.

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

(¹Центр менеджмента и маркетинга ИГН НАНУ, Киев, e-mail: yakymchuk@gmail.com, ²Институт геофизики НАНУ, Киев, e-mail: korchagin@karbon.com.ua)

Оценка перспектив нефтегазоносности участков проведения сейсмических работ в Баренцевом море частотно-резонансным методом обработки данных ДЗЗ

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 areas of seismic acquisition conducting within Barents Sea offshore by the frequency-resonance method of remote sensing data processing

Ключевые слова: данные ДЗЗ, обработка, Баренцево море, аномалия, газ, нефть, газоконденсат, давление, блок.

В докладе приводятся и анализируются дополнительные материалы к представленным в публикациях [1, 2] результатам апробации технологии частотно-резонансной обработки и интерпретации данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) [3, 4] в Баренцевом море. Ниже, в расширенном виде описываются результаты применения этой мобильной прямопоисковой технологии для оперативной оценки перспектив нефтегазоносности четырех крупных блоков, расположенных в норвежской части бывшей «серой» (спорной) зоны Баренцева моря. В 2014 г. в пределах этих поисковых блоков проведены 3-Д сейсмические исследования [5]. В 2015 г. Норвегия выставила эти блоки на тендерные торги.

Положение участков проведения сейсмических работ показано на рис. 1. Подготовленные для обработки спутниковые снимки по площади больше этих участков и их включают. Основные структурные элементы этой части Баренцева моря показаны на рис. 2 [6]. Параметры обследованных блоков следующие: *блок 1*: общая площадь снимка – 8875 км², площадь участка проведения сейсмических работ (синий контур на рис. 1) – 3315 км², масштаб обработки (снимка) – 1:300000; *блок 2*: 14410 км², 3950 км², 1:400000; *блок 3*: 3793 км², 1111 км², 1:200000; *блок 4*: 12664 км², 5580 км², 1:400000. Нумерация блоков – с юга на север.

Общая площадь обработки данных – 39742 км². Общая площадь всех четырех блоков проведения сейсмических работ – 13956 км². Обследованная площадь с использованием технологии частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ существенно (почти в три раза) превышает суммарную площадь проведения сейсмических работ.



Рисунок 1. Участки проведения сейсмических исследований в норвежской части бывшей «серой» (спорной) зоны Баренцева моря [5].

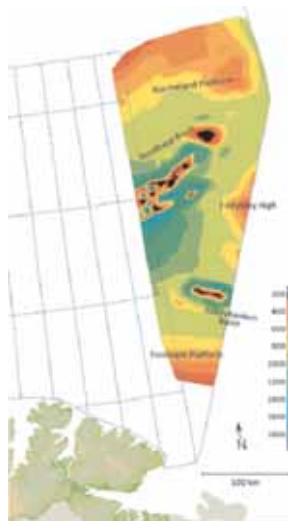


Рисунок 2. Основные структурные элементы норвежской части бывшей «серой» (спорной) зоны Баренцева моря [6].

Особенности обработки: 1. Указанные выше масштабы спутниковых снимков, в которых проводилась обработка данных ДЗЗ, являются мелкими. 2. Обработка данных ДЗЗ в этом масштабе носит рекогносцировочный характер. 3. Небольшие по площади перспективные объекты (аномалии) в этом масштабе могут быть пропущены. 4. В мелком масштабе в пределах обследованных участков могло быть пропущено до 50% небольших аномальных зон.

Все обнаруженные и закартированные в пределах обследованных блоков аномальные зоны представлены на рис. 3–6 в демонстрационной форме, т.е. без координатной привязки к конкретной площади обследования.

Всего на обследованных площадях обнаружено и закартировано две аномальные зоны типа «газовая залежь» и 13 аномальных типа «газовая+конденсатная залежь». Аномальные эффекты на резонансных частотах нефти в пределах обследованных площадей не зафиксированы.

Максимальные значения пластового давления флюидов в коллекторах в контурах аномалий указаны на рис. 3–6. Площади обнаруженных аномальных зон вдоль изолиний 0 МПа и 20 МПа следующие:

Блок 1: изолиния 0 МПа – 56, 42, 60, 18 и 54 км², $\Sigma 230$ км²; изолиния 20 МПа – 20, 11, 21, 0 и 18 км², $\Sigma 70$ км²; $230/8875=2.59\%$ и $70/8875=0.79\%$.

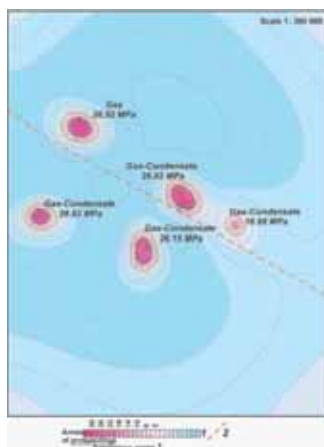


Рисунок 3. Аномальные зоны типа «газ» и «газ+конденсат» в районе участка сейсмических работ № 1. 1 – шкала максимальных значений пластового давления флюидов в коллекторах, МПа; 2 – тектонические нарушения.

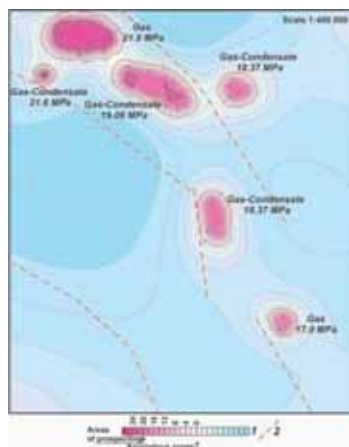


Рисунок 4. Аномальные зоны типа «газ» и «газ+конденсат» в районе участка сейсмических работ № 2. 1 – шкала максимальных значений пластового давления флюидов в коллекторах, МПа; 2 – тектонические нарушения.

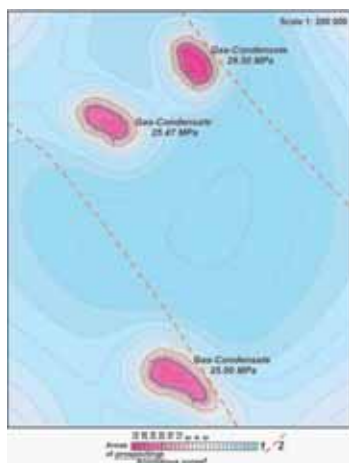


Рисунок 5. Аномальные зоны типа «газ+конденсат» в районе участка сейсмических работ № 3. 1 – шкала максимальных значений пластового давления флюидов в коллекторах, МПа; 2 – тектонические нарушения.

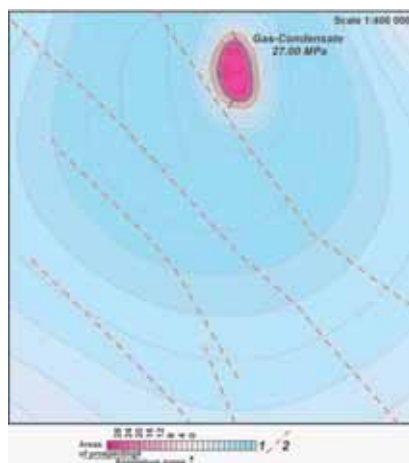


Рисунок 6. Аномальные зоны типа «газ+конденсат» в районе участка сейсмических работ № 4. 1 – шкала максимальных значений пластового давления флюидов в коллекторах, МПа; 2 – тектонические нарушения.

Блок 1 2: изолиния 0 МПа – 340, 38, 309, 103, 154 и 66 км², Σ 1010 км²; изолиния 20 МПа – 140, 2.2, 9+12, 0, 0 и 0 км², Σ 163.2 км²; $1010/14410=7.01\%$ и $163.2/14410=1.13\%$.

Блок 1 3: изолиния 0 МПа – 46, 50 и 71 км², Σ 167 км²; изолиния 20 МПа – 24, 22 и 32 км², Σ 78 км²; $167/3793=4.4\%$ и $78/3793=2.06\%$.

Блок 1 4: изолиния 0 МПа – 206 км²; изолиния 20 МПа – 116 км²; $206/12664=1.63\%$ и $116/12664=0.92\%$.

Акцентируем внимание на следующий момент. Всего обнаружено и закартировано 15 аномальных зон. Пять из них попадают в пределы участков проведения сейсмических работ полностью (рис. 1), шесть закартированных аномалий пересекают контуры участков сейсмических работ и четыре аномальные зоны обнаружены и закартированы за пределами этих контуров.

Общая площадь всех закартированных аномальных зон по изолинии 0 МПа составляет 1613 км², а по изолинии 20 МПа – 427 км². По отношению к общей обследованной площади (39742 км²) это составляет 4.06% и 1.075% соответственно.

Возможные дополнительные исследования. 1. Данные ДЗЗ на участках обнаруженных и закартированных аномалий могут быть обработаны в более крупном (детализационном) масштабе. Это позволит уточнить контуры обнаруженных аномалий и закартировать пропущенные перспективные объекты небольших размеров. 2. В пределах обнаруженных аномальных зон с использованием технологии вертикального сканирования данных ДЗЗ могут быть оценены (приблизенно) глубины и мощности аномально поляризованных пластов (АПП) типа «газ» и «конденсат». 3. Обработка данных ДЗЗ рекогносцировочного или детализационного характера может быть оперативно проведена в пределах любого поискового участка в норвежской экономической зоне Баренцева и Северного морей.

Выводы 1. Обратим внимание и на то, что аномальные эффекты на резонансных частотах нефти не зафиксированы и на ранее обследованных структурах Баренцева моря – Пахтусовской, Варнекской, а также Центральной, Южной и Кольской (район поднятия Федынского) [3, 6]. В районе месторождений Skrugard и Navis аномальные эффекты на резонансных частотах нефти зафиксированы [6].

2. В пределах обследованных площадей не обнаружены крупные по площади (сопоставимые с площадью аномальной зоны над Штокмановским месторождением) аномалии. Это позволяет сделать вывод, что вероятность обнаружения в этом районе гигантского месторождения УВ близка к нулю.

3. Параметры обнаруженных и закартированных аномальных зон могут быть сопоставлены с параметрами аномалий на ранее обследованных участках Баренцева моря.

4. Данные ДЗЗ могут быть оперативно обработаны и в пределах всей норвежской части бывшей «серой» зоны Баренцева моря. Обнаружение че-

тырех аномальных зон за пределами участков проведения сейсмических работ подтверждает целесообразность проведения такой обработки.

5. В случае проведения обработки и интерпретации данных ДЗЗ до планирования сейсмических исследований выбор участков сейсмических работ может быть оптимизирован. В этой ситуации все обнаруженные аномальные зоны могут быть изучены сейсмическими работами полностью.

В сложившейся ситуации также полностью не будут охвачены сейсмическими исследованиями аномальные зоны, которые попадают на контуры участков проведения сейсмических работ.

6. Полученные в процессе обработки данных ДЗЗ результаты могут быть использованы при обработке и интерпретации материалов сейсмических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. Yakymchuk N.A., Levashov S. P., Korchagin I.N., Bozhezha D.N. Mobile Technology of Frequency-Resonance Processing and Interpretation of Remote Sensing Data: The Results of Application in Different Region of Barents Sea // Offshore Technology Conference. doi:10.4043/25578-MS.
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. Contracts Awarded for Barents Sea Group Seismic Shoot.
<http://oilpro.com/post/3247/contracts-awarded-for-barents-sea-group-seismic-shoot>
6. Barents Sea South-East. <http://www.npd.no/en/Publications/Resource-Reports/2013/Chapter-6/>

Within the Barents Sea offshore the RS data were processed within four prospecting blocks covering 39742 km². Area of 3D seismic work within them is 13956 km². Two anomalous zones of the "gas deposit" type and 13 anomalous zones of "gas+condensate reservoir" type with total area of 1613 km² were detected and mapped within investigated blocks. Relative to total surveyed area (39742 km²) it is 4.06 %.

**Лобковский Л.И.¹, Турунтаев С.Б.², Голубов Б.Н.^{1,2},
Иванов А.Ю.¹, Ковачев С.А.¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва; ²Институт динамики геосфер РАН, Россия, г. Москва, bgolubov@mail.ru)

**Система прогноза аварийных выбросов пластовых
флюидов из недр морских месторождений нефти и газа
(на примере промыслов Каспия)**

**Lobkovsky L.I.¹, Turuntaev S.B.², Golubov B.N.^{1,2}, Ivanov A.Y.¹,
Kovachev S.A.¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Institute for Dynamics of Geospheres RAS, Moscow)

**The system for prediction of emergency fluid-gushers
from the depth of submarine oil and gas deposits
(for example of the Caspian Sea fields)**

Ключевые слова: нефть, газ, флюид, месторождение, прогноз, авария, выброс, грифон, мониторинг.

Цель доклада – повысить надежность прогноза аварийных выбросов пластовых флюидов на морских месторождениях нефти и газа. Актуальность проблемы обусловлена тем, что ни технология нулевого сброса, ни требования к предельно допустимым концентрациям загрязняющих веществ в морской среде, ни планы по ликвидации аварийных разливов нефти не обеспечивают в полной мере безопасность морских промыслов нефти и газа. Эти мероприятия исключают опасность внезапных выбросов из недр морей пластовых флюидов (подземных вод, нефтей и газов). Такие выбросы, именуемые грифонами, сопровождаются обычно подвижками недр и служат причиной аварий на ряде морских промыслов, число которых в условиях нынешней экспансии морской нефтегазодобычи заметно возрастает. Поэтому ИО РАН им. П.П. Ширшова в содружестве с другими организациями постоянно совершенствует систему многоуровневого геоэкологического мониторинга морских нефтегазоносных акваторий и нацеливает её сейчас на прогноз опасных геодинамических процессов. Элементы такой системы уже функционируют на морских месторождениях нефти и газа компании "ЛУКОЙЛ" в Каспийском море. Руководство этой компании в содружестве с ИО РАН в 2012 г. впервые в нашей стране утвердило "Регламент геодинамического мониторинга" на месторождении им. Ю. Корчагина и внедряет сейчас такой

регламент на других промыслах Каспия. Поэтому важно выявить плюсы и минусы этого опыта, а также целесообразность его применения на других морских промыслах. В связи с этим в докладе охарактеризованы состояние, методология, способы и технология такого прогноза, а также пути повышения его надежности.

Состояние проблемы. Несмотря на то, что внезапные выбросы нефти и газа из недр морей давно известны и спровоцировали аварии на ряде морских промыслов, методология прогноза такого опасного явления пока не выработана. Т.е. вскрытие залежей нефти и газа осуществляется в значительной мере вслепую, и реальная опасность промысла оценивается обычно задним числом, после ввода его в эксплуатацию. Опасность выбросов пластовых флюидов возрастает по мере старения промысла и наиболее характерна для заброшенных беспризорных промыслов. Нормативы и правила разработки морских промыслов нефти и газа предъявляют жесткие требования к предупреждению газонефтеводопроявлений и открытого фонтанирования скважин, но вместе с тем не указывают четко способов реализации таких требований. Природоохранные акты нашего государства также не оговаривают алгоритма практически действий по обеспечению безопасности заброшенных бесхозных морских промыслов. Поэтому промысловики вынуждены действовать пока на свой страх и риск, уповая на успех научного поиска надежных способов прогноза опасных процессов в недрах морей.

Методология прогноза. Поиск путей такого прогноза ведется на стыке методов морской геологии, геофизики, океанологии и геомеханики. Он опирается на сведения о геологических особенностях грифонов и режиме флюидодинамических систем осадочных нефтегазоносных бассейнов на разных стадиях разработки месторождений нефти и газа.

Общие сведения о грифонах. Грифон – это сосредоточенный выход подземных флюидов на поверхность моря или суши в виде восходящей из массива горных пород струи подземных вод, нефтей и/или газов. С позиций гидродинамики грифон представляет собой струйный аппарат для нагнетания флюидов, стенки и подводящий канал которого могут быть порой подвижными, что в свою очередь, приводит к вибрации размеров выходного отверстия, т.е. жерла грифона, а также ширины, скорости и термодинамических параметров истечения струи. С геологической точки зрения грифоны рассматриваются как одна из форм инъективных дислокаций земной коры. В нефтегазоносных осадочных бассейнах грифоны проявляют себя в виде выбросов подземных вод (гидровулканов), нефтей, газов, разжиженных глин (грязевых вулканов, глиняных диапиров), внедрения нептунических (песчаных и кластических) даек, жил веществ в растворенном состоянии, трубообразных тел, пронизывающих осадочный чехол нефтегазоносных бассейнов и т.д. Активность таких дислокаций

определяется совокупностью природных и техногенных факторов и зачастую предстает как самовозбуждаемое явление с обратной связью. Т.е. грифоны, а также сопровождающие их подвижки недр находятся в сложноподчиненном состоянии - развитие одного из них может привести к активизации других грифонов. В одних случаях грифон возникает по причине и после землетрясения, а в других, напротив, он возбуждает землетрясение.

Стадия поиска и разведки месторождений нефти и газа. На этой стадии предварительная оценка опасности грифонов проводится на основании результатов регионального этапа изучения особенностей геологического строения и сейсмичности осадочных нефтегазоносных бассейнов методами морской, а также спутниковой геологии и геофизики в сочетании с результатами моделирования геомеханической эволюции и устойчивости нефтегазовых систем. Эти данные позволяют наметить картину распределения флюидодинамических систем разных типов, очагов потенциальной активности грифонов и служить подспорьем при выборе безопасных мест заложения разведочных скважин.

В общем случае в осадочных нефтегазоносных артезианских бассейнах можно выделить флюидодинамические системы четырех основных типов: а) открытого гравитационно-конвекционного; б) полукрытого элизионного; в) закрытого компрессионного; г) гидротермально-конвекционного.

Особого внимания заслуживают закрытые системы компрессионного типа, которые содержат высоконапорные флюиды в замкнутом пустотном пространстве массивов горных пород и отличаются обычно аномально высокими пластовыми давлениями (АВПД). Вскрытие и проходка зон АВПД чрезвычайно опасны. Для заблаговременной оценки состояния флюидодинамических систем этого типа до начала бурения скважин просматривается три шанса.

Первый из них сводится к определению области, где существуют обязательные условия для формирования АВПД. Второй шанс дают результаты спутникового мониторинга пятен нефти на поверхности моря. Третий шанс предоставляет концептуальная модель геомеханической эволюции и устойчивости нефтегазовой системы.

Не менее актуален и вопрос об активности систем гидротермально-конвекционного типа с признаками магматического вулканизма в нефтегазоносных осадочных бассейнах.

Результаты предварительного прогноза потенциальной опасности грифонов рекомендуется оформлять в виде серии специальных карт, отражающих режим флюидодинамических систем разного типа, развитых в осадочных нефтегазоносных бассейнах той или иной акватории.

Стадия разработки морских месторождений нефти и газа. В

зависимости от сил, продвигающих нефть к забою скважин на разных стадиях срабатывания её залежей различают режимы жестководонапорный, упруго-водонапорный, растворенного газа, гравитационный и смешанный. При добыче газак этому добавляются газовый и газоводонапорный режимы. Каждая из этих стадий отличается своимипредпосылками для срабатывания грифонов. В целом на начальных стадиях разработки месторождения, когда еще отсутствует необходимость дополнительных репрессий на пласты, активизация грифонов определяется в основном природными факторами. На поздних стадиях, когда возникает необходимость искусственных репрессий для вытеснения нефти и газа из пор и/или трещин продуктивных горизонтов, опасность аварийных выбросов пластовых флюидов заметно возрастает. Т.е. активизация грифонов в этих условиях обретает природно-техногенный или сугубо техногенный характер. "Виновников" подобных аварий разделяют обычно на две категории. С одной стороны,это низкий уровень производственной дисциплины, нарушения требований промышленной безопасности и технологии разработки месторождения: падение в скважину обсадных или бурильных колонн, неудачное цементирование обсадных колонн и т.д. С другой стороны, - явления горно-геологического характера, такие какпоглощение, нефтегазопроявление, выбросы, осыпи, обвалы, искривление ствола скважины и т.д. Пессимисты обычно утверждают, что такие процессы якобы не поддаются прогнозу. Оптимисты, напротив, внедряют системы многоуровневого комплексного мониторинга состояния недр и морских акваторий методами судовых, спутниковых, сейсмологических наблюдений, а также наблюдений с помощью донных и буйковых станций. Так служба безопасности разработки месторождения им. Ю. Корчагина в Каспийском море опирается на показания двух основных подсистем геодинамического мониторинга: спутниковую и промысловую, каждая из которых объединяет несколько групп или блоков.

Подсистема спутниковых наблюденийсвязана с регистрацией пленок нефти на поверхности моря, а также с высокоточными геодезическими способами регистрации подвижек сооружений морских промыслов и массивов горных пород на соседней территории.

Подсистема промысловых наблюдений состоит из трех блоков мониторинга: 1) геолого-геофизической среды; 2)деформаций сооружений промысла; 3) показателей состояния недр и пластовых флюидов.Показано, как и почему показания этих подсистем необходимо включать в план ПЛРН.

Стадии старения и после ликвидации морского промысла. Эксплуатация старых промыслов связана с обводнением продукции добывающих скважин, подтягиванием подошвенных вод к сводам залежей, заколонными и межпластовыми перетоками пластовых флюидов и т.д. В результате

опасность грифонных выбросов пластовых флюидов на дно моря заметно возрастает. Т.е. ликвидация морского месторождения нефти и газа не означает того, что в его окрестности должен быть свернут и мониторинг состояния земной коры. Напротив, необходимость такого мониторинга после ликвидации промысла только возрастает.

Таким образом, "Регламент геодинамического мониторинга", действующий наместорождении им. Ю.Корчагина в Каспийском море, подтвердил свою эффективность и может быть рекомендован для внедрения на других морских промыслах нефти и газа.

Такой мониторинг нуждается в совершенствовании по трем основным позициям. Во-первых, это подготовка карт, отражающих режим флюидодинамических систем, а также распределение очагов потенциальной опасности выбросов пластовых флюидов в осадочных нефтегазоносных бассейнах. Во-вторых, – оперативная проверка данных спутникового мониторинга темных снимков на поверхностях моря данными судовых и подводных наблюдений, а также сравнительного анализа состава снимков и нефтей месторождения. В-третьих, – уточнение законодательных актов и нормативных документов в части, касающейся требований к системе многоуровневого геодинамического мониторинга на каждом морском промысле нефти и газа.

The report described a system of satellite and marine geological and geophysical methods for prediction of emergency fluid-gushers from the depth of submarine oil and gas deposits on the stages of prospecting and exploration.

**Матвеева Т.В.¹, Семенова А.А.¹, Логвина Е.А.¹,
Саввичев А.С.²**

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

Газовые гидраты Чукотского моря: прогноз распространения и условий формирования

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

(¹Igor Gramberg All-Russian Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean, Sankt-Petersburg; ²Wynogradsky Institute of Microbiology RAS, Moscow)

Gas hydrates of the Chukchi Sea: prediction of spreading and formation's conditions

Ключевые слова: Чукотское море, газовые гидраты, метан, углеводороды, зона стабильности

Одной из глобальных проблем арктических акваторий связана с глобальным потеплением климата, вызванным, в том числе эмиссией парниковых газов (в первую очередь метана) в гидросферу и атмосферу. Помимо концентрированной разгрузки метана как таковой, особое значение при рассмотрении данного вопроса имеет проблема газовых гидратов.

Мелководное Чукотское море обычно рассматривается с позиции газогидратоносности лишь в связи с наличием реликтовой мерзлой зоны, находящейся в настоящее время в субаквальных условиях [1]. Однако, при оценке условий формирования гидратов, определенный интерес представляют и те участки шельфа, где, наряду с термобарическими условиями стабильности гидратов газа, отмечается повышенное содержание метана в поддонных отложениях. Такие участки, как правило, связаны с восходящей миграцией газа по разломам.

Возможность формирования газовых гидратов в морских отложениях контролируется совокупностью трех основных факторов: предельное газонасыщение сосуществующей с ними поровой воды, пониженные температуры и необходимое давление. Такие условия возможны лишь в определенных геологических обстановках, в которых обеспечивается в том или ином виде относительно постоянная миграция газа в зону гидратообразования [2]. При этом чем ниже температура, тем меньшее давление требуется для перехода газа в гидратную фазу, а наличие примеси гомологов метана, «смягчает» равновесные условия гидратообразования.

Целью работы являлось прогнозное картирование потенциально газогидратоносных акваторий Чукотского моря. Материалом для данной работы послужили результаты экспедиционных исследований в рамках российско-американской программы RUSALCA в 2004, 2009 и 2012 гг. Кроме этого, использовались многолетние данные по измерению концентрации углеводородных газов в приповерхностных осадках в ходе экспедиций НИИГА-ВНИИОкеангеология в 1976–1984 гг., опубликованные материалы по геологии, тепловому потоку и температурам придонного слоя воды [1, 3, 4].

Для прогнозного картирования был выбран полигон, расположенный в пределах Северо-Чукотского бассейна, включающий северное продолжение каньона Геральда до глубин воды около 100 м. В пределах выбранного полигона наивысшие из измеренных содержаний метана в осадках были задокументированы на грунтовой станции НСГ-8 с максимумом его содержания 0,02 мМ в отложениях ниже 50 см от границы вода-дно.

Молекулярный анализ газов, экстрагированных из осадков, отобранных в каньоне Геральда, характеризуется значительной долей гомологов метана. Так, количество метана в отложениях кернов НС-8 и НС-4, составляет 83 и 85%, соответственно, а его гомологи, представленные (около 10%), изобутиленом (1,7%), а также этаном, пропаном н-бутаном и другими гомологами, составляющими в сумме около 1%, составляют от 17 до 15%. В отсутствии изотопных данных по углероду-13 метана, для определения природы изученных газов, использовался коэффициент Бернарда [5]. Значительная доля жирных газов, а также C_1/C_2+C_3 менее 500 с высокой степенью достоверности свидетельствует о катагенетическом преобразовании газовой смеси, т.е. о ее глубинной миграционной природе.

Районирование акватории по мощности осадочного чехла на основании данных из [6], позволило выделить заведомо негидратоносные акватории, где газовые гидраты не могут образовываться из-за недостаточной мощности осадочного чехла (ограничены изопакитой 0,5 км) и те, где мощность осадочного чехла (более 2 км) благоприятствует достаточной для образования гидратов газогенерации.

Далее по достаточно плотной сети точек строились карты распределения среднемноголетних значений температуры и солености придонной воды для летнего и зимнего гидрологических сезонов по данным [6], выявлялся диапазон изменения температур и солености.

Данные по тепловому потоку в отложениях Чукотского моря, заимствованные из работы [1], принимались следующим образом: величина 2 °C/100 м – дляшельфовой зоны, 3 °C/100 м – дляконтинентального склона и подножия и 5 °C/100 м – дляобластей вблизи разломов.

В ходе работы условия стабильности газовых гидратов (система «гидрат – вода+метан + раствор NaCl») (по [7])оценены не только для гидратов 100% метанового состава, но и для газовой смеси, экстрагированной из

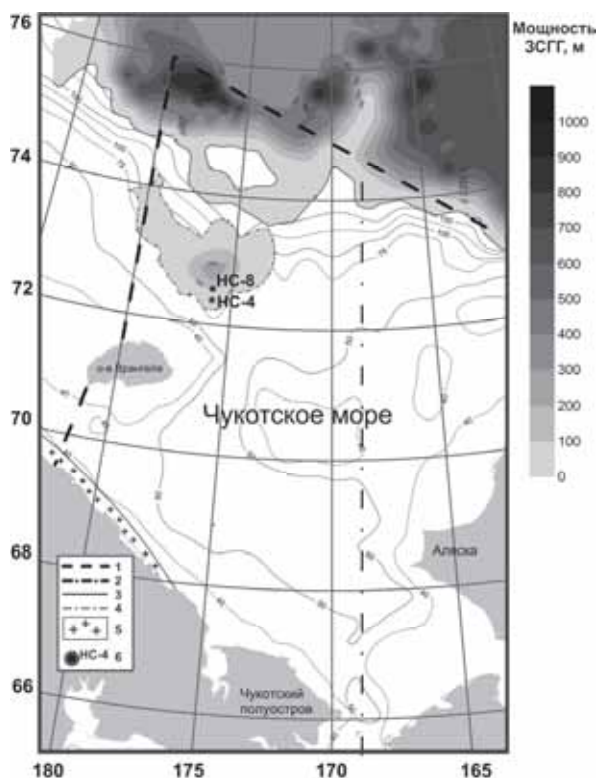


Рисунок. Прогнозная карта условий газогидратоносности Чукотского моря: (1) граница Чукотского моря; (2) морская граница РФ; (3) граница ЗСГГ для гидрата метана; (4) граница ЗСГГ для гидрата метана с примесью гомологов по натурным данным; (5) область, где возможно образование криогенных газовых гидратов по [1]; (6) станции грунтового пробоботбора (RUSALCA 2012). Батиметрия – базаданных IBCAO.

осадков, отобранных на станциях HC-8 и HC-4 (система «гидрат – вода + метан + гомологи + раствор NaCl»). Таким образом, расчет мощности зоны стабильности газовых гидратов (ЗСГГ) и построение номограмм выполнены для: 1) гидрата метана при значениях придонных температур воды -1°C , 0°C и $+1^{\circ}\text{C}$, геотермического градиента 2, 3, $5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и глубин моря до 2000 м; 2) для гидрата метана с примесью гомологов и придонных температур -2°C , -1°C , геотермического градиента $5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и глубин моря до 2000 м. Процедура расчета ЗСГГ сводилась к совмещению значений температуры (и/или геотермического градиента) и давления в конкретной точке

(дна моря или поддонного разреза) с той или иной равновесной кривой газогидратообразования в Р-Т координатах. Полученные номограммы позволили для каждой точки с конкретным значением температуры с помощью интерполяции в указанных пределах получить искомую величину ЗСГГ.

В результате впервые построена карта мощности ЗСГГ Чукотского моря, учитывающая гидратообразование из углеводородных газов различного состава (рисунок). Значения мощности ЗСГГ интерполировались с интервалом 100 м. При этом, нулевая изолиния является границей распространения термобарической зоны стабильности и гидратов метана, и гидратов метана с примесью гомологов. Для системы «гидрат – вода+метан + раствор NaCl» ЗСГГ ограничена изобатами 200 – 340 м (в зависимости от принятого геотермического градиента), для системы «гидрат – вода+метан+ гомологи + раствор NaCl» - изобатой 75 м.

В результате выполненной работы впервые удалось показать, что мелководные шельфовые акватории восточно-арктических морей могут являться потенциально газогидратоносными, что обусловлено условиями газогенерации и достаточно низкими температурами придонных вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соловьев В.А., Гинсбург Г.Д., Тепленев Е.В., Михалюк Ю.Н. Криогеотермия и гидраты природного газа в недрах Северного Ледовитого океана. Л.: ПГО «Севморгеология», 1987. 150 с.
2. Матвеева Т.В. Способ добычи газа из придонных субаквальных скоплений газовых гидратов // Горный журнал. 2012. № 3. С. 16–20.
3. Kim, B.I., N.K. Evdokimova, O.I. Suprunenko, D.S. Yashin. Oil geologic zoning of offshore areas of the East-arctic seas of Russia and their oil and gas potential prospects // Oil and Gas Geology. 2007. V. 2. P. 49–59.
4. Ким Б.И., Евдокимова Е.Н., Яшин Д.С. Карта нефтегеологического районирования Восточно-Арктического шельфа России, Отчет по государственному контракту №29/07/70-107 // Фонды ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, 2012.
5. Косью М.К., Трухалев А.И. Карта структурно-тектонического районирования, государственный контракт №29/07/70-107 // Фонды ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, 2012.
6. Атлас термохалинных характеристик Чукотского моря 2014 года http://www.aari.ru/resources/a0013_17/chukchi/atlas_start.htm
7. Sloan, E.D.Jr. Clathrate hydrates of natural gases. Marcel Dekker. New York, 1998. 705 p.

Forecast mapping of gas hydrate prone water areas is performed. For the first time it is shown that shallow-water Eastern Arctic seas characterize by environment favorable for the filtrogenic gas hydrate formation that is defined by low temperature of near-bottom waters and specific conditions of gas generation.

Обжиров А.И.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток; obzhirov@poi.dvo.ru)

Природные газы в геологических процессах в Охотском море

Obzhirov A.I.

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

Natural gas of the geological processes in Okhotsk Sea

Ключевые слова: природные газы, углеводороды, газогидраты, геологические структуры, Охотское море

Природные газы пронизывают геосферу, гидросферу и атмосферу Земли. Они участвуют в процессах сейсмотектонической активизации, формирования нефтегазовых залежей, газогидратов, морфоструктур морского дна, землетрясений, влияя на процесс глобального изменения (потепления) климата. В период тектонической активизации в земной коре появляются трещины и по ним к поверхности мигрируют газы. При подъеме к поверхности газы расширяются и создают газовую подушку, которая способствует резкому перемещению блоков коры относительно друг друга. Происходит землетрясение, которое может вызвать цунами. При поступлении к поверхности газы, с присутствием метана, в условиях высокого давления и низкой температуры на морском дне и в многолетней мерзлоте на суше образуют газогидраты. Они консервируют углеводороды и являются хорошими покрышками, препятствующими миграции углеводородов к поверхности. Под ними формируются газовые залежи, так как в процессе накопления осадков за геологическое время в связи с увеличением температуры, согласно геотермическому градиенту, газогидрат превращается в газ, при этом формируется коллектор. При следующем цикле сейсмо-тектонической активизации метан и тяжелые углеводороды из газогидратов по зонам разломов мигрируют к поверхности и снова образуют при низкой температуре и высоком давлении газогидрат. Так проходит круговорот углеводородов и газогидратов с образованием залежей углеводородов. Кроме этого процесса, метан и другие газы, пронизывая толщу осадков, изменяют физико-химические условия, что влияет на минеральный состав осадков и пород, меняется их элементный состав и формируются залежи минерального сырья.

Методика газогеохимических исследований. Начиная с 1984 г., лаборатория газогеохимии изучает распределение природных газов в донных

осадках и воде Охотского и других морей Мирового океана. В результате были обнаружены аномальные поля метана и тяжелых углеводородов в придонной воде, которые использовались как индикаторы для прогноза залежей нефти и газа. В этот период были открыты потоки пузырей метана из донных отложений в воду в Охотском море и их изучением заинтересовались ученые из Германии и других зарубежных стран [1–3]. С 1998 по 2015 гг. эти исследования продолжались по трем международным проектам – Российско-Германскому (ГЕОМАР, 1998–2004 гг.), Российско-Японско-Корейскому ХАОС (2003–2006 гг.) и Российско-Японско-Корейскому СА-ХАЛИН (2007–2012 гг., 2013–2017 гг.). В результате комплекса геолого-геофизических, гидроакустических, газогеохимических и океанологических исследований в научных морских экспедициях по международным проектам были обнаружены газогидраты на 17 площадях в Охотском и 4 площадях в Японском морях, выявлены геолого-геофизические, гидроакустические, газогеохимические закономерности формирования и разрушения газогидратов.

Для извлечения и анализа газов выполняется отбор проб воды и донных осадков. Определяются углеводородные газы (C1–C4), CO₂, He, H₂, O₂, N₂ газовыми хроматографами. Проводится [2, 3] увязка локальных зон газогидратной флюидной разгрузки с контролирующими структурами первого и второго порядков, включая региональные линеаменты. Выполняется анализ пространственной и генетической связи газогидратного скопления с соседствующими нефтегазовыми залежами на присахалинском шельфе с запада и газонасыщенными осадками глубоководной части впадины Дерюгина с востока. С помощью многолучевого эхолотирования на разных частотах детально изучаются характеристики дна района исследований. По результатам составляется карта специфических для газовых потоков морфоструктур, считается количество потоков пузырей газа (метана) и рассчитывается величина эмиссии метана с газогидратных участков.

Потоки метана и связь их с формированием газогидратов и нефтегазовых залежей. В настоящее время ученые активно обсуждают процесс формирования – разрушения газогидратов в морских условиях. Один из основных вопросов, который до сих пор является актуальным, – источник метана, образующий газогидраты. Если им является термогенный метан нефтегазосодержащих отложений, который мигрирует из глубоких слоев к поверхности и образует газогидраты в зоне его стабильности, то соответственно это характеризует высокий объем потока метана в верхние слои донных отложений, в воду и частично из воды в атмосферу. Это связано с количеством его запасов в недрах. Если принять за источник метана современный микробный процесс, то расчет его количества должен основываться на этом источнике.

Первый поток метана из донных отложений в воду был обнаружен нами

в 1988 г. в западной части Охотского моря на глубине моря 700 м. За период исследований с 1988 по 2015 г. обнаружено более 600 выходов пузырей метана из донных отложений в воду (рис. 1 а, б). При выходе в водную толщу поток метана представляет собой большое количество пузырей, поднимающихся от дна субвертикально к поверхности. Экспедиция 1991 г. в этом районе обнаружила уже около 10 таких потоков пузырей метана, а в донных осадках на площади выхода пузырей метана, зафиксированном в 1988 году, были открыты газогидраты (рис. 1с) [4–6].

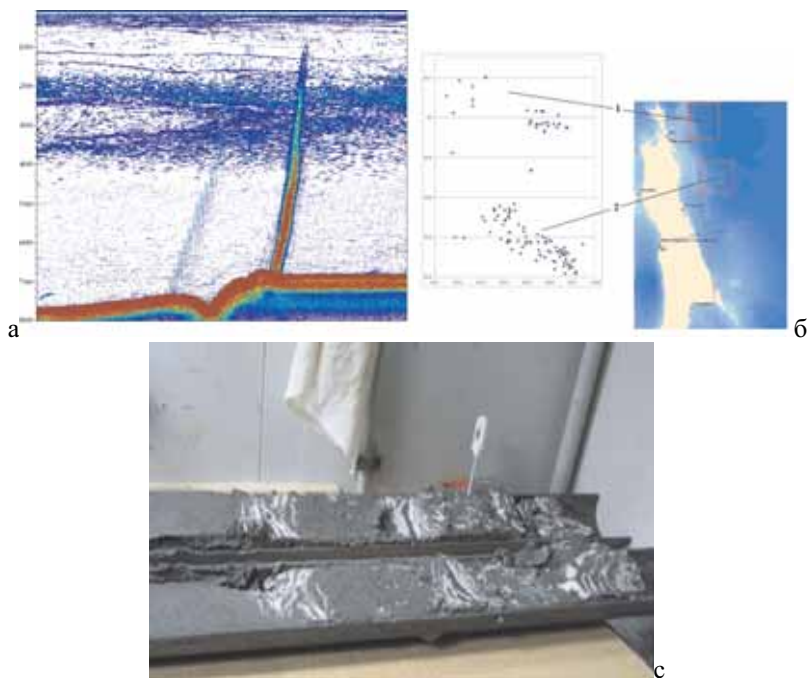


Рисунок 1. а) Гидроакустическая запись выхода пузырей метана (субвертикальное тело) из донных отложений в воду на Сахалинском северо-восточном склоне Охотского моря (запись А.С. Саломатина, 2011); б) точки – выходы пузырей метана на Сахалинском северо-восточном склоне Охотского моря; с) газогидраты (белые слои) в данных осадках

Существует две точки зрения на источники формирования газогидратов – микробный и термогенный. В метане, образованном за счет продукции бактерий метан содержит больше легкого изотопа углерода ^{12}C и $\delta^{13}\text{C}$ составляет $-70\ldots-110\%$. В процессе термогенного образования метана из ор-

ганического вещества осадочных отложений $\delta^{13}\text{C}$ составляет $-30 - 40\%$. Одни исследователи считают, что основным поставщиком метана для образования газогидратов является современный микробный метан. Их доводы основаны на анализе изотопного состава углерода метана газогидратов, в котором $\delta^{13}\text{C}$ составляет $-55 - 65\%$. Другие исследователи, включая нас, считают, что преобладающим поставщиком метана газогидратов является термогенный метан нефтегазовых залежей. По нашему мнению изотопный состав углерода не полностью отражает генезис метана. Во-первых, изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C} = -55 - 65\%$) указывает на возможную смесь термогенного и микробного метана, во-вторых, существуют работы, в которых указывается возможность вторичных процессов микробной переработки термогенного метана микробами и облегчение в этом случае изотопного состава углерода. В тоже время, на то, что метан является термогенным, указывает наличие в Охотском море нефтегазовых залежей и мощной толщи осадочных отложений с нефтегазосодержащими слоями, нарушенными зонами разломов, по которым метан мигрирует к поверхности. В зоне, благоприятной по давлению и температуре для образования газогидратов, формируются слои газогидратов, которые являются и покрывкой и резервуаром углеводородов [7, 8].

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.

В период сейсмо-тектонической активизации по разломам из нефтегазосодержащих слоев метан мигрирует в верхние слои донных осадков, где образуются газогидраты в условиях их стабильности (низкой температуры и высокого давления). В то же время газогидраты являются хорошей покрывкой, консервируют углеводородные газы и тем самым способствуют формированию нефтегазовых залежей. В определенное геологическое время в период накопления осадков в море газогидраты опускаются глубже, где температура повышается и они снова переходят в газ. Часть этого газа затем по разломам переходит в верхние слои донных осадков и образует газогидраты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кулинич Р.Г., Бессонова Е.А., Обжиров А.И. О корреляции метановых эманаций со структурой фундамента северо-восточного шельфа и склона о. Сахалин и

сейсмической активностью региона // Дальневосточные моря России. Кн. 3. М.: Наука, 2007. С. 277–285.

2. Леин А.Ю. Биохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.
3. Обжиров А.И. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. М.: Наука, 1993. 139 с.
4. Обжиров А.И., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Эффект звукорассеивания придонной воды в краевых частях Охотского моря // Тихоокеанская геология. 1989. №2. С. 119–121.
5. Обжиров А.И., Телегин Ю.А. Метан нефтегазосодержащих пород – основной источник формирования газогидратов в Охотском море // Газохимия. 2011. № 1. С.44–49.
6. Соловьев В.А., Гинзбург Г.Д., Обжиров А.И., Дуглас В.К. Газовые гидраты Охотского моря // Отечественная геология. 1994. С. 190–197.
7. Collett T. Natural gas production from Arctic gas hydrates // The future of energy gases. US geological survey professional paper. 1993. № 1570. P. 299–311.
8. Young Keun Jin, Young-Gyun Kim, Boris Baranov, Hitoshi Shoji and Anatoly Obzhirov. Distribution and expression of gas seeps in a gas hydrate province of the northeastern Sakhalin continental slope, Sea of Okhotsk // Marine and Petroleum Geology. 2011. V. 28. P. 1844–1855.

Relationship between gas distribution and geological characteristics in the Okhotsk Sea presented in the paper. Important to understand that natural gas influence to change physic-chemical condition in geological process to form different minerals, geological structures, gas hydrate, oil-gas deposit and other.

Плетнев С.П.¹, Юньхуа Ву², Аннин В.К.¹, Уткин И.В.¹

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева РАН, г. Владивосток, e-mail: pletnev@poi.dvo.ru; ²Первый институт океанографии, г. Циндао, Китай)

Негативные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ и метановые эмиссии в юго-западной части Охотского моря за последние 12 000 лет

Pletnev S.P.¹, Yonghua Wu², Annin V.K.¹, Utkin I.V.¹

(¹V.I. Ilishev" Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok; ²First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao, China)

Negative carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}$) excursions and methane release during the last 12 ka in South-West of the Okhotsk Sea

Ключевые слова: бентосные и планктонные фораминиферы, изотопный состав кислорода и углерода, метан, Охотское море

Открытие в последние годы огромных запасов метана в зонах вечной мерзлоты и на дне океанов дает основание полагать, что его внезапные выбросы в атмосферу в периоды дестабилизации условий захоронения могли приводить к глобальным изменениям климата. Именно с этими процессами связывают резкие эволюционные и климатические изменения в конце пермского периода, начале эоцена и в конце последней ледниковой эпохи [1, 2]. Важным аргументом в пользу этого является резкий негативный сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных фоссилиях этих эпох.

Охотское море является одним из водоемов, богатейшим по запасам метана. Первые, выходы этого газа отмечены вблизи острова Парамушир [3]. Последующие экспедиции выявили более 500 выходов метана и 17 районов скоплений газовых гидратов в интервале глубин от 150 до 1440 м [4].

Хорошим индикатором метана зарекомендовали себя бентосные фораминиферы. Анализ $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах фораминифер из холодных сипов в разных районах Мирового океана показал, что некоторых из видов в результате своего жизненного цикла накапливают $\delta^{13}\text{C}$ намного ниже, чем те же виды в нормальном морском режиме [2,5]. Таким образом, бентосные фораминиферы из метановых сипов, вероятно, могут сохранять геохимическую запись прошлых эмиссий в ископаемых раковинах. В Охотском море до сих пор не проводилось ориентированных работ по условиям жизни фораминифер и изотопии их раковин в зонах активного выхода метана, хотя отдельные участки шельфа и склона Восточного Сахалина являются отличным полигоном для таких исследований.

На склоне северо-восточного побережья Сахалина нами был изучен видовой состав живых фораминифер в 18 пробах поверхностного грунта и ископаемых раковин в колонке LV50-05 с глубины 785 м.

Материалы были собраны в 50-м рейсе НИС " Академик Лаврентьев" в 2010 г. Одновременно с изучением видового и количественного состава фораминифер в осадочной фракции > 0.064 мм проводился геохимический анализ стабильных изотопов кислорода и углерода в составе их раковин. Определение изотопного состава фораминифер проводили на масс-спектрометре Finnigan-MAT253 в университете Тонжи (Шанхай, КНР). Стандартное отклонение составляло 0.07‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 0.05‰ для $\delta^{13}\text{C}$, а все полученные измерения были привязаны к международной шкале (PDB). Ряд горизонтов в колонке был датирован (AMS ^{14}C) по раковинам фораминифер и створкам моллюсков в Океанографическом институте Вудс-Холла (США). Все полученные даты приведены к календарному возрасту.

Совместный анализ фораминифер и CH_4 в осадке позволил установить ряд бентосных видов – наиболее адаптированных к повышенному содержанию метана: с карбонатной [*Uvigerinaperegrinaparvocostata* Saidova, *Valvuliniasadonica* (Asano) и *Nonionellinalabradorica labradorica* (Dawson)] и агглютинирующей [*Reophaxdentaliniformis* (Brady)] раковинами. Их в карбонате раковин первых трех нами было изучено соотношение изотопов $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$. Внутри- и межвидовые вариации $\delta^{18}\text{O}$ невелики (*U. parvocostata* – 3.43–3.60; *V. sadonica* – 2.81–3.04 и *N. labradorica* – 3.28–3.37‰), что указывает на второстепенное значение этого показателя при поиске видов-индикаторов метановых потоков.

Немного большие амплитуды отмечены среди значений $\delta^{13}\text{C}$ видов *V. sadonica* (от –0.72 до –1.45‰) и *N. labradorica* (от –1.17 до –2.00‰). Хотя они невелики по сравнению с фоновыми значениями у тех же видов, но имеющиеся различия, по-видимому, можно объяснить своеобразием природной среды или витальным эффектом отдельных видов. Минимальное значение $\delta^{13}\text{C}$ *V. sadonica* (до –1.49‰) отмечено на станциях с активным выходом метана и его диффузным просачиванием через осадки. Наименьшие значения $\delta^{13}\text{C}$ вида *N. labradorica* фиксируются на станциях, в осадке которых обильно представлен планктонный вид *Globigerinabulloides* Orb. – индикатор повышенной биопродуктивности и апвеллинга [6]. На зависимость между органическим потоком и фракционированием изотопов углерода в живых раковинах *N. labradorica* указывают данные по акватории Шпицбергена, где за счет роста первичной продукции снижаются значения $\delta^{13}\text{C}$ *N. labradorica* от –1.7 до –3.2‰ [6]. Таким образом, на первом этапе изучения живых фораминифер и изотопии их раковин в качестве индикатора метана были рекомендованы виды *Valvulineria sadonica* (Asano) и *Nonionellina labradorica*.

Для оценки древних потоков метана в исследуемом районе нами по колонке было изучено соотношение изотопов $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ в раковинах *U. peregrinapavocostata*, *V. sadonica* и *N. labradorica*. Как показали результаты исследований наиболее информативными стали вариации значений $\delta^{13}\text{C}$.

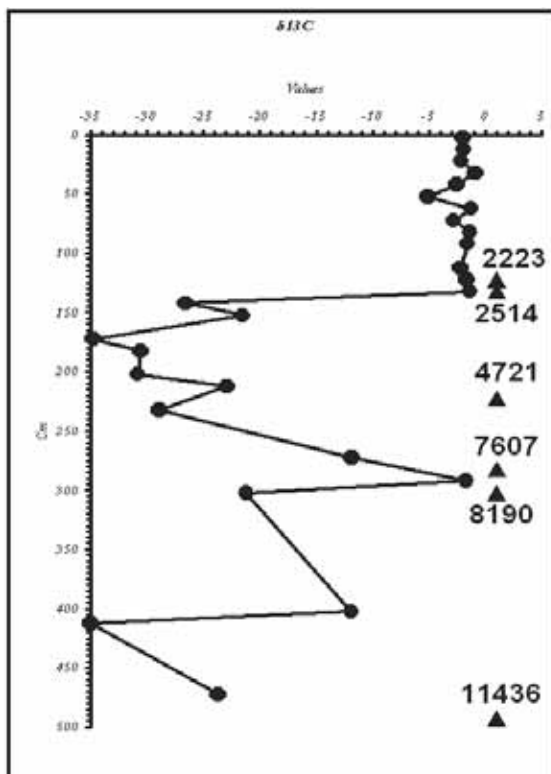


Рисунок. Изменение $\delta^{13}\text{C}$ (‰) в раковинах бентосного вида фораминифер *Nonionellina labradorica* и определения возраста по C^{14}

Labradorica (см. рис). Многие измеренные величины этого вида оказались значительно ниже (до -35‰) его фоновых показателей (от -1 до -2‰) как в самой колонке, так и у живых раковин на исследуемом полигоне. Негативные пики $\delta^{13}\text{C}$ дискретны в разных стратиграфических интервалах и разделены значениями нормального морского режима. Мы полагаем, что эти пики отражают ранне- и среднеголоценовые метановые эмиссии в исследуемом районе, и они не связаны с глобальным углеродным циклом. Наиболее вероятные причины усиления древних потоков метана в исследуемом районе были связаны с подъемом уровня моря и повышением придонных температур в конце плейстоцена и голоцене. Интересно что, коэффициент корреляции между значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ *N. labradorica* в нижней части разреза колонки (> 400 см) составляет 0.8 и снижается до 0.5, начиная с 300 см и выше. На тепловой баланс юго-западной части Охотского моря в ран-

нем голоцене оказали большое влияние глобальное потепление и адвекция тепла, приносимая течением Соя, через уже раскрытый пролив Лаперуза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dickens G.R., O Neil J.R., Rea D.K. et al. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene // *Paleoceanography*.1995.V. 10.P. 965–971.
2. Kennett J.P., Cannariato K.G., Hendy I.L., Behl R.J. Carbon isotopic evidence for methane hydrate instability during Quaternary interstadials // *Science*.2000.V.288.P. 128–133.
3. Зоненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В. и др. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от острова Парамушир // *Океанология*.1987.№ 5.С. 795–800.
4. Обжиров А.И. Международная научная экспедиция в Охотском море (рейс 56, август 2011) // *Вестник ДВО РАН*.2011.№ 6.С. 124–128.
5. Sen Gupta B.K., Aharon P. Benthic foraminifera of bathyal hydrocarbon vents of the Gulf of Mexico: Initial Report on communities and stable isotopes // *Geo-marine Letters*.1994.№ 14.P. 88–96.
6. Zaric S., Donner B., Fischer G. et al. Sensitivity of planktonic foraminifera to sea surface temperature and export production as derived from sediment trap data // *Mar. Micropalaeontol*.2005.V. 55.P. 75–105.
7. Shetye S., Mohan R., Shukla S.K. et al. Variability of *Nonionellina labradorica* Dawson in surface Sediment from Kongsfjorden, West Spitsbergen // *Acta Geologica sinica*. 2011.V. 85.№ 3.P. 549–558.

The values of $\delta^{13}\text{C}$ in foraminifera (*Nonionellina labradorica*) have been measured in sediment core collected from an area of active methane venting on the eastern slope of Sakhalin (Okhotsk Sea). AMS ^{14}C to point that, the methane emissions ($\delta^{13}\text{C}$ 20–34.5‰) took part in Early and Middle Holocene

Погодаева Т.В., Земская Т.И., Хлыстов О.М.

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

Флюиды, сопутствующие разгрузке нефти и газа на дне оз. Байкал

Pogodaeva T.V., Zemskaya T.I., Khlystov O.M.

(Limnological Institute SB RAS, Irkutsk)

Fluids associated with natural oil and gas discharge at the bottom of Lake Baikal

Ключевые слова: озеро Байкал, газогидраты, флюиды

За последнее десятилетие исследований газовых гидратов на оз. Байкал открыто 19 грязевых вулканов, холодные сипы «Голоустное», «Посольская Банка», нефтегазовый сип «Горевой Утес» [1]. Проведенные исследования донных отложений в этих районах выявили большое разнообразие сопутствующих вод флюидов по химическому составу (рис.) и минерализации (табл.) в зависимости от районов разгрузки.

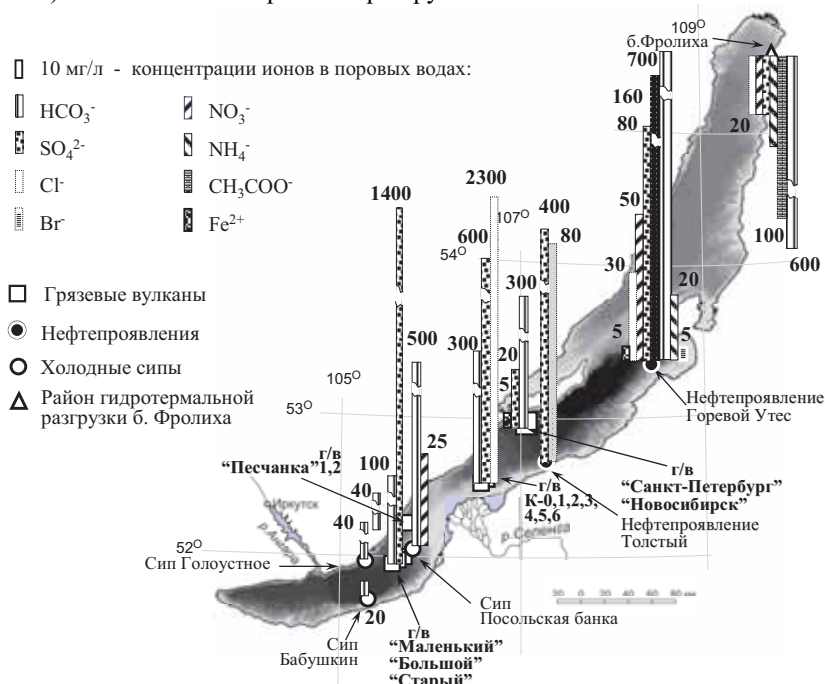


Рисунок. Максимальное содержание ионов в поровых водах донных отложений в районах субаквальной разгрузки нефти и газа

Таблица. Состав вод флюидов в районах разгрузки нефти и газа

Районы разгрузки нефти и газа		Глубина водной толщи, м	Класс и группа вод	Максимальная минерализация вод флюидов, мг/л	
Фоновый состав поровых вод осадков оз. Байкал			Гидрокарбонатно-кальциевые поровые воды	150	
Воды флюидов в районах разгрузки нефти и газа					
Южный Байкал	холодный сип Бабушкин		30	Гидрокарбонатно-кальциевые	40
	холодный сип Голоустное		390	Гидрокарбонатно-кальциевые	60
	г/в «Песчанка» 1, 2		1020	Гидрокарбонатно-кальциевые	60
	Посольская банка	холодный сип	330	Сульфатно-кальциевые	200
		г/в «Большой»	1380	Гидрокарбонатно-кальциевые	120
		г/в «Старый»	1380	Гидрокарбонатно-натриево-кальциевые	900
		г/в «Маленький»	1380	Сульфатно-кальциевые	1800
Средний Байкал	г/в «Новосибирск», «Санкт-Петербург»		1400	Гидрокарбонатно-кальциевые	300
	Кукуй	К-5	900	Гидрокарб.-натр.-кальциевые	800
		К-2	940	Сульфат.-кальц. Гидрокарб.-кальц. Хлорид.-натриев.	1800 500 3800
	нефтепроявление Горовой Утес		900	Сульфатно-кальциевые Гидрокарбонатно-кальциевые	500 1300
	нефтепроявление Толстый		200	Сульфатно-кальциевые	700
Сев. Б	гидротермальная разгрузка б.Фролиха		400	Гидрокарбонатно-натриевые	1100

В Южном Байкале на мелководных сипах Бабушкин и Голоустное, г/в «Песчанка» 1, 2 разгружаются пресные (до 60 мг/л) гидрокарбонатные воды. Согласно Б.И. Писарскому [2] для Байкала возможен глубинный сток пресных подземных вод, однако здесь возможен также и подток, совместно с газом, вод разложившихся залегающих глубоко внизу газовых гидратов.

Для восточного борта у дельты Селенги характерны воды с высокой минерализацией более разнообразного состава –сульфатные, хлоридные, гидрокарбонатные, имеющие противоионом, как кальций, так и натрий. Разгружающиеся воды могут иметь сложный генезис: как за счет поступления компонентов из глубинных зон земной коры и мантии, так и за счет реликтов соленых озер дельты Селенги [3].

В Среднем Байкале в районах нефтепроявлений совместно с нефтью разгружаются сульфатные и гидрокарбонатные воды с высокой для осадков Байкала минерализацией. Кроме того, в поверхностных осадках, здесь отмечаются в значительных концентрациях ионы ацетата и аммония, что может быть следствием активно протекающих микробиальных процессов [4].

В районе гидротермального вента б. Фролиха были обнаружены гидрокарбонатно-натриевые воды. Состав вод в целом соответствовал исследованному ранее [5], однако также были обнаружены в значительных концентрациях ионы ацетата и аммония, особенно в районах распространения бактериальных матов и губок.

Разгружающиеся флюиды поставляют дополнительные источники энергии в виде различных соединений, используемых биотой. Это подтверждается регистрируемой здесь высокой продуктивностью разнообразных биологических сообществ [6,7].

Работа выполнена в рамках гос. задания по теме № 0345–2014–0009 «Геобиохимические исследования циклов метана...», Интеграционного проекта СО РАН № 82, программы Президиума РАН 23.8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хлыстов О.М. Перспективы поиска и изучения байкальских газовых гидратов // Российская конференция «Газовые гидраты в экосистеме Земли 2014». Новосибирск, 7–10 апреля 2014г. Тезисы. 2014. С. 53.
2. Писарский Б.И. Закономерности формирования подземного стока бассейна озера Байкал. Новосибирск: Наука, 1987. 157 с.
3. Гранина Л.З., Каллендер Е., Ломоносов И.С. и др. Аномалии состава поровых вод донных осадков Байкала // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 362–372.
4. Zenskaya T.I., Sitnikova T.Y., Kiyashko S.I. et al. Faunal community esatsites of gas-and oil-bearing fluids in Lake Baikal. // Geo-Marine Letters. 2012. V. 32(5). P. 437–451.
5. Гранина Л.З., Клеркс Ж., Каллендер Е. и др. Особенности донных осадков и поровых вод в районе гидротермального проявления на Байкале (бухта Фроли-

ха) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 3. С. 305–316.

6. Sitnikova T.Y., Shirokaya A.A. New data on deep-water Baikallimpetsfoundin hydrothermal ventsandoil-seeps. // Archivfuer Mollusken kunde. 2013.V. 142(2). P. 257–278.
7. Zemskaya T.I., Lomakina A.V., Shubenkova O.V. et al. Jelly-like Microbial Mats over Subsurface Fields of Gas Hydrates at the St.Petersburg Methane Seep(Central Baikal) // Geomicrobiology Journal. 2015.V. 32(1). P. 89–100.

This work presents summarized data on chemical compositionand mineralization of pore water of bottom sediments in areas of natural oil and gas discharge at the Lake Baikal bottom.

Сидоренко С.А.^{1,2}, Чайковская Э.В.², Керусов И.Н.²

⁽¹⁾МГУ им.М.В. Ломоносова, г.Москва, e-mail:Sv.A.Sidorenko@yandex.ru,

⁽²⁾ЛУКОЙЛ-Инжиниринг, г. Москва)

Выделение перспективных объектов в турбидитовых отложениях Западно-Африканского континентального склона

Sidorenko S.A.^{1,2}, Chaikovskaya E.V.², Kerosov I.N.²

⁽¹⁾MSU named by M.V. Lomonosov, Moscow, ⁽²⁾LUKOIL-Engineering, Moscow)

Allocation of prospective objects in turbidite deposits of Western Africa continental slope

Ключевые слова: турбидиты, конус выноса, континентальный склон, Африка.

В последние десятилетия пристальное внимание уделяется перспективам нефтегазоносности континентальных склонов. Исследуемый район входит в Кот д'Ивуарский нефтегазоносный бассейн и располагается в акватории Гвинейского залива. Основные нефтяные месторождения Западно-Африканского континентального склона приурочены к турбидитовым отложениям. Открытие в 2007 г. крупного нефтяного месторождения Jubilee доказало нефтегазоносность сеноман-туронского турбидитового комплекса. В последствие, данный факт подтвердился открытием нефтяного месторождения Enyenra и газоконденсатного месторождения Tweneboea (рис.1).



Рисунок 1. Карта района исследований с месторождения УВ в сеноман-туронских турбидитовых отложениях.

Кот д'Ивуарский нефтегазоносный бассейн приурочен к континентальной окраине пассивного типа. В разрезе осадочного чехла бассейна выделяется три комплекса:

1) до-рифтовый комплекс позднепротерозойско-раннеюрского возраста представлен континентальными и окраинно-морскими отложениями. В самом бассейне Кот д'Ивуар породы древнее среднеюрского отдела не были вскрыты, поэтому описание пород до-рифтового комплекса производилось по сопредельным территориям;

2) син-рифтовый комплекс среднеюрского-раннемелового возраста сложен породами континентального и дельтового генезиса.

3) пост-рифтовый комплекс позднемелового - голоценового возраста представлен преимущественно морскими отложениями. Породы состоят из слоёв песчаников, глин и, в меньшей степени, карбонатов, отложенных в течение чередующихся периодов трансгрессий и регрессий (рис.2.) [1].

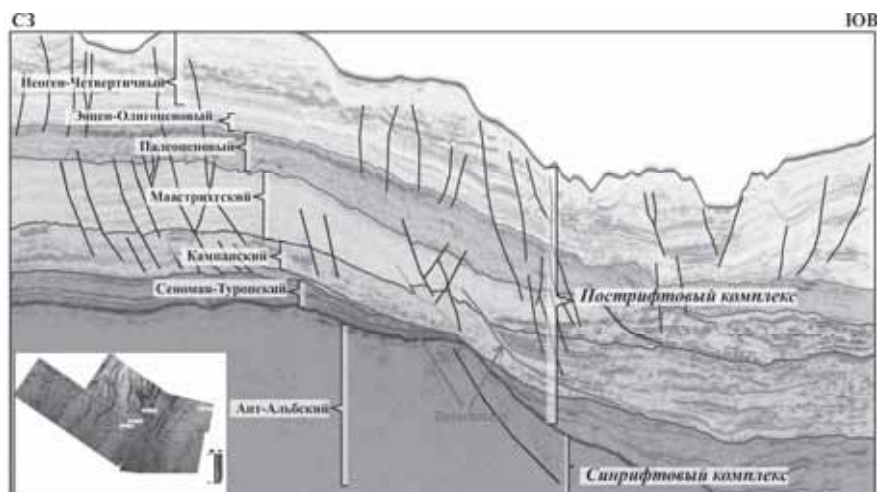


Рисунок 2. Сейсмо-геологический разрез через исследуемую территорию.

В пределах площади работ выделяются два основных структурно тектонических элемента: плато Balleine и собственно континентальный склон. Плато Balleine имеет пологие углы наклона с севера на юг (в сторону глубоководной части бассейна) и по нему пронесены две крупные турбидитные системы - Bassam и Assenie, с которыми связаны перспективные объекты в отложениях сенман-туронского комплекса (рис. 3А).

С помощью интерпретации 2D и 3D сейсмических данных, анализа керна и данных ГИС, и проведения сиквенс-стратиграфического анализа

(рис. 3Б) были выделены основные седиментационные тела, к которым могут быть приурочены скопления углеводородов.

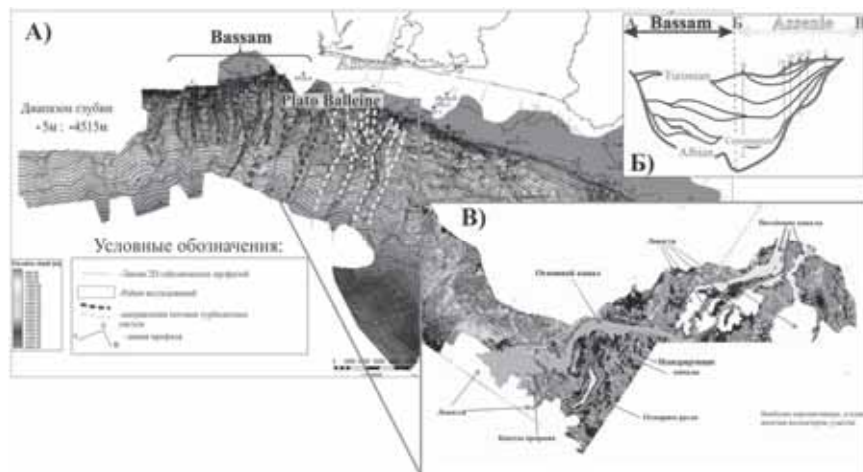


Рисунок 3. А – Структурная карта поверхности дна моря, с основными потоковыми системами; Б – Принципиальная сиквенс-стратиграфическая модель внутреннего строения сеноман-туронского комплекса; В – Схема сейсмофациального районирования.

На схеме сейсмофациального районирования (рис. 3В) выделяется турбидитная система BigX и различные седиментационные тела внутри неё: основная русловая долина, меандрирующие русла, боковые лопасти и конусы прорыва. Характерной особенностью турбидитной системы BigX является широкое развитие в северной и восточной ее частях оползневых тел (slides, slumps) различного размера.

На площади работ в отложениях сеноман-туронского турбидитного комплекса открыто месторождение X. Кроме того, в результате работ в разновозрастных отложениях выявлены 4 перспективных объекта: объект А (А1 и А2) в турбидитной системе Bassam; и объекты В, В1 и С в турбидитной системе Assenie.

Объект А представлен несколькими лопастями фановой системы Bassam (рис.4А). По сути – это два разновозрастных объекта в интервале сиквенса 5– более древний -А1 и примыкающий к нему с востока – более молодой -А2 (рис. 4Б). С северо-запада и юго-востока ловушки объектов контролируются стратиграфическим выклиниванием лопастей. Вверх по восстанию экраном могут служить плоскости тектонических нарушений (сбросов), открытые в результате работ.

Объект В выявлен в интервале сиквенса 6 и представляет собой конус прорыва. Ловушка стратиграфического типа, условно замыкающаяся на востоке (рис.4В). Объект В1 выявлен в интервале сиквенсов 5 и 6 и наряду с объектом В является частью седиментационной системы BigX которая, в свою очередь, входит в состав крупной турбидитной системы Assenie. Сам объект в интервале сиквенса 5 представляет собой систему приусловных валов, образованных меандрирующими руслами турбидитных каналов, а в интервале сиквенса 6 – единичноерусло. Тип ловушки – стратиграфический, связанный с выклиниванием отложений 5 сиквенса и эрозионным срезом отложений 6 сиквенса (рис.4Г).

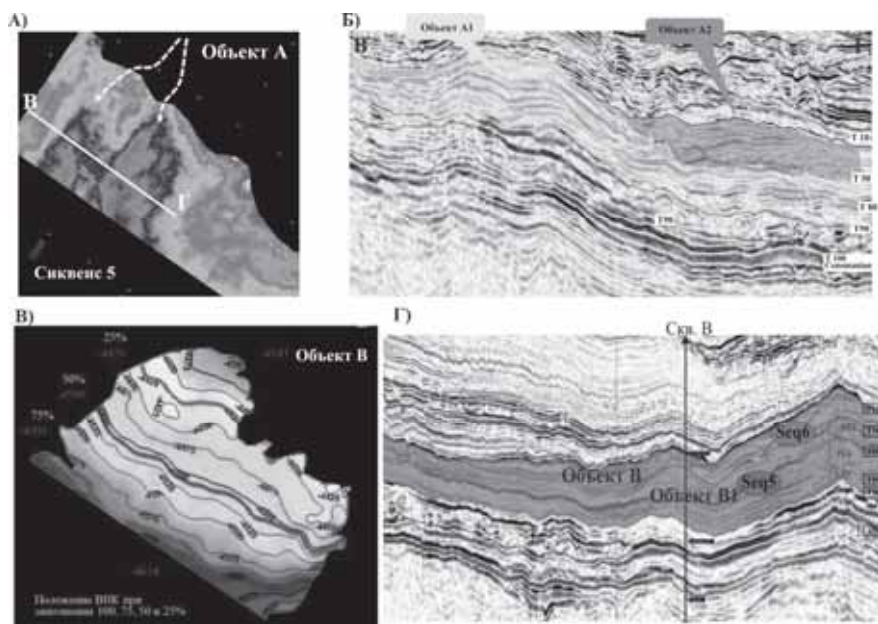


Рисунок 4. А – Карта временных толщин объекта А; Б – Сейсмический профиль через объект А; В – Структурная карта по кровле туронских отложений в контурах объекта В; Г – Сейсмический профиль через объекты В и В1.

Объект С выделен в отложениях сиквенсов 2 и 5 и представляет собой фановые седиментационные тела турбидитной системы Assenie. Ловушки в обоих интервалах комбинированные – литолого-стратиграфического типа. В интервале сиквенса 5 объект С имеет более сложное строение и представлен несколькими лопастями фановой системы с условным замыканием по стратиграфическому выклиниванию одной из лопастей на западе.

Месторождение X так же, как и описанные выше объекты В, В1 и С, приурочено к верхним трем сиквенсам глубоководной турбидитной системы BigIndependance, тип ловушки комбинированный – литолого-стратиграфический. В настоящее время в пределах месторождения пробурено 4 скважины, расположенные в разных фациальных зонах. Скважина D расположена в зоне развития оползневых тел. Скважинами 1X и 2X было подтверждено наличие коллекторов в сиквенсах 7_1 и 7_2 (рис. 5). Пробуренная в области основной русловой долины, скважина - 3X вскрыла песчаники-коллекторы в трех сиквенсах: 6, 7_1 и 7_2. Следует отметить, что два нижних сиквенса в скважине 3X представлены несколькими пачками песчаников, разделенных между собой пластами глин. В каждой пачке различное насыщение и различные градиенты давлений, что указывает на сложное строение месторождения: выделяется 7 отдельных гидродинамически не связанных песчаных линз.

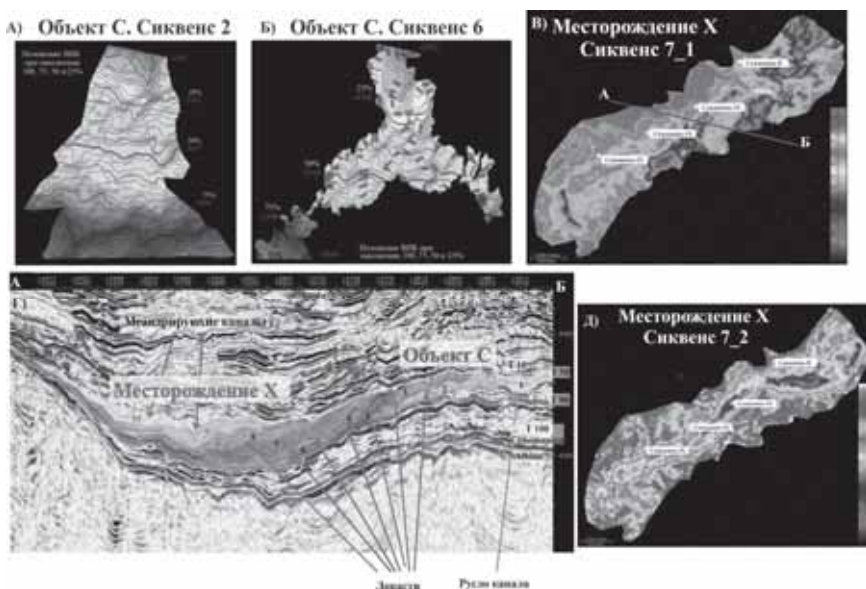


Рисунок 5. А – Структурная карта по кровле сеноманских отложений в контурах объекта С.; Б – Структурная карта по кровле туронских отложений в контурах объекта С; В – Карта временных толщин сиквенса 7_1 месторождения X; Г – Сейсмический профиль через месторождение X и объект С; Д – Карта временных толщин сиквенса 7_2 месторождения X.

В результате работ, в глубоководной части исследуемой площади выявлены объекты неструктурного типа в отложениях сеноман-туронского турбидитного комплекса:

- 1 объект (А) в турбидитной системе Bassam.
- 3 объекта (В, В1, С) и открыто месторождение (Х) в турбидитной системе Assenie.
-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Chierici M.A. Stratigraphy, paleoenvironments and geological evolution of the Ivory Coast-Ghana basin// Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud, 12 e Colloque de Micropalaéontologie Africaine. 1996.V. 16.P. 293–303

The main tool for finding hydrocarbon deposits within the water area is a geological interpretation of seismic data. The article describes the main features of the structure of turbidite systems and the process of allocation of prospective objects in them.

Суетнова Е.И.

(Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, Москва, Elena_suetnova@mail.ru)

О перемещении зоны стабильности поддонных газовых гидратов в процессе осадконакопления

Suetnova E.I.

(Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow)

Displacement of sub-bottom hydrate stability zone during sedimentation

Ключевые слова: поддонные газовые гидраты, численное моделирование, флюидонасыщенность, осадконакопление, пористая среда

Изучение газовых гидратов в морских осадках важно как в прикладных аспектах (безопасность морского бурения), так и в фундаментальных вопросах изучения тепломассопереноса в Земной коре и образования залежей углеводородов. Процессы накопления газовых гидратов и их эволюции в течение геологической истории осадочных бассейнов являются частью углеродного цикла, а так жеменяют физические и фильтрационные свойства среды осадков. Кроме того газовые гидраты рассматриваются как потенциальный будущий источник углеводородов. Исследования показали, что накопление газовых гидратов в осадочной толще определяется термобарическими условиями стабильности гидратов, и скоростью фильтрации газонасыщенного порового флюида [1,2]. Соответствующие образованию газовых гидратов термобарические условия широко распространены в окраинных бассейнах мирового океана, где геофизическими методами было обнаружено значительное количество скоплений газовых гидратов в морских осадках. Сейсмическую границу BSR отождествляют с нижней границей устойчивости газовых гидратов в морских осадках GHSD и ее положение должно соответствовать глубине пересечения кривой термобарической устойчивости газовых гидратов и геотермы в осадках. Как правило, при определении глубины зоны стабильности газовых гидратов в морских осадках принимается что давление порового флюида гидростатическое. При этом в некоторых случаях оказывается, что положение наблюдаемой BSR не соответствует глубине пересечения кривой устойчивости и геотермы. Одной из причин этого может быть неучет надгидростатического давления порового флюида (АВПД) в осадках. Оценка порового давления в морских осадках, потенциально содержащих газовые гидраты, необходима как для интерпретации сейсмических данных, так и для обеспечения безопасности бурения. Поровое давление в осадках формируется в результате комплексного

механико-гидродинамического процесса уплотнения осадочной среды и фильтрации в ней насыщающего флюида. Течение этих процессов зависит от реологических и фильтрационных свойств среды осадков и скорости осадконакопления [3]. Формирование газовых гидратов в приповерхностном слое морских осадков, где реализуются термобарические условия их стабильности, вносит возмущения в процесс фильтрации флюида и распределение порового давления, тем самым влияя на эффективное давление на деформацию осадков под действием внешнего давления. Такое взаимовлияние было исследовано количественно для случаев однородного осадконакопления (постоянные реологические и гидродинамические свойства поступающих на морское дно осадков) [2] и исследованы случаи образования АВПД. Однако, геофизические исследования морского дна в гидратоносных регионах показывают, что осадконакопление не было однородным в течение истории формирования осадочных структур и свойства накапливавшегося осадочного материала зависят от условий на поверхности. Математическое моделирование влияния различий свойств последовательно накапливающихся слоев осадков на формирование в них газовых гидратов показало, что эволюция гидратных скоплений (эволюция гидратонасыщенности) зависит от различий реологических и флюидодинамических свойств осадков при одинаковой скорости осадконакопления [4, 5].

В настоящей работе приводятся некоторые результаты исследования влияния различий свойств последовательно накапливающихся слоев осадков на формирование в них АВПД и газовых гидратов и возможное влияние этих изменений свойств осадков на потенциальное перемещение границы BSR.

Метод исследования – математическое моделирование взаимосвязанных геомеханических, гидродинамических и термодинамических процессов, происходящих в морских осадках в процессе их накопления и аккумуляции в них газовых гидратов. В рамках разработанной комплексной математической модели характерное течение процессов вязкоупругого уплотнения осадков растущей мощности и фильтрации флюидов при уплотнении накапливающихся осадков и аккумуляции газовых гидратов в зоне реализации РТ условий их стабильности описывается нелинейной системой из 8 уравнений в частных производных. На модельных примерах, рассчитанных с использованием данных геофизических наблюдений, показано, что скорость гидратонакопления зависит от реологических и флюидодинамических характеристик поступающих на дно моря осадков. Показано, что изменение типа осадков в течение истории осадконакопления приводит к развитию возмущения порового давления и скоростей уплотнения и фильтрации и, как следствие, скорости аккумуляции газовых гидратов в порах. В случае накопления менее вязких и менее проницаемых осадков поровое да-

лее вязких и более проницаемых осадков происходит изменение градиента порового давления, поровое давление в верхних горизонтах осадочного слоя повышается (значения АВПД зависят от величины уменьшения вязкости и проницаемости). Рост градиента порового давления должен приводить к увеличению мощности зоны стабильности газовых гидратов при том же градиенте температуры в осадках. При повышении порового давления газовые гидраты могут быть стабильны при большей температуре, то есть на большей глубине. В этом случае граница стабильности газовых гидратов переместится глубже в осадках. В рассмотренном в данной работе случае это перемещение оказывается порядка 10 метров. В процессе этого перемещения будет формироваться новая BSR, а старая будет диссипировать, попав в зону термобарической стабильности газовых гидратов.

В случае другой последовательности накопления слоёв осадков, когда осадки с относительно меньшей вязкостью и проницаемостью накапливались вначале процесса седиментации, модельные расчеты (при тех же значениях используемых параметров осадков, скорости осадконакопления и геотермического градиента) показывают, что градиент порового давления уменьшается со временем и увеличением мощности осадочного слоя. Этот процесс приводит к уменьшению глубины зоны стабильности газовых гидратов, гидраты, оказавшиеся вне зоны стабильности, ниже в осадках, должны разлагаться, и начинает формироваться новая BSR, находящаяся ближе к поверхности. В этом случае BSR, сформированная до изменения свойств поступающих осадков может существовать достаточно долго (в зависимости от фильтрационных свойств осадков, градиента давления и градиента растворимости газа в поровом флюиде).

Таким образом, результаты проведенного моделирования показали, что механические и гидродинамические процессы в слоях осадков происходящие в процессе уплотнения накапливающихся осадков могут быть одной из причин перемещения положения BSR в течение истории формирования осадочной структуры.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, проект 14-05 00368.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. Суетнова Е.И. Накопление газгидратов и уплотнение накапливающихся осадков: проблема взаимовлияния процессов // Докл. РАН. 2007. Т. 415. № 6. С. 818–822.
3. 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.

4. Суетнова Е.И. Аккумуляция газовых гидратов в морском дне при последовательном накоплении осадков с различными транспортными свойствами // Доклады РАН. 2011. Т.438. №6. С. 813–816.
5. Суетнова Е.И. Аккумуляция газовых гидратов в порых в процессе уплотнения наращиваемой реологически слоисто-неоднородной среды осадков // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 1. С.30–35.

Paper presents the result of modeling of GHSZ evolution, which is determined by peculiarity of sedimentation and compaction processes in marine sedimentary basins. Special cases of layered sediments were modeled.

**Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Саломатин А.С., Сырбу Н.С.,
Мельниченко Ю.И.**

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

**К вопросу о возникновении современных очагов дегазации
литосферы континентальных окраин**

**Shakirov R.B., Obzhirov A.I., Salomatin A.S., Syrbu N.S.,
Mel'nichenko Yu.I.**

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

**To discussion for modern gas fluxes origin in the lithosphere of
the continental margins**

Ключевые слова: газогеохимические поля, углеводородные газы, Охотское море, Японское море

Важнейшим аспектом распространения, состава и интенсивности газогеохимических полей, широко распространенных в окраинных морях Дальневосточного региона, является их связь с сейсмотектонической активностью переходной зоны сочленения континентальных и окраинноморских геоструктур. Анализ проведен на данных о газогеохимических полях и газопроявлениях (ГП) в районах Охотского и Японского морей с высокой, средней и низкой сейсмичностью за последние 30 лет. Связь ГП с сейсмотектонической активностью можно разделить на 4 типа по времени отклика ГП на землетрясения: досейсмический; косейсмический (от одного до нескольких часов); постсейсмический (краткий до месяца и длительный до года и более). Связь сейсмотектоники и газопроявлений сложнее всего устанавливается для длительного постсейсмического типа. Для этой задачи одним из целесообразных решений является рассмотрение особенностей дегазации литосферы в зонах линеаментов – протяженных геотектонических зон регионального (300-2000 км) и планетарного (3000–20000 км) масштабов [1]. Наиболее интенсивная углеводородная дегазация в регионе происходит в пределах Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы, которая является частью Япономорского (Охотско-Япономорского) линеамента [2] (рис. 1).

Линеамент отслеживается поясом повышенной сейсмической активности, протяженными глубинными разломными зонами, выраженных на поверхности системой разломов различных кинематических типов [5, 6]. В западной части Охотского моря и о. Сахалин эти разломы, особенно их сопряжения структурными узлами, определяют участки сосредоточенных и

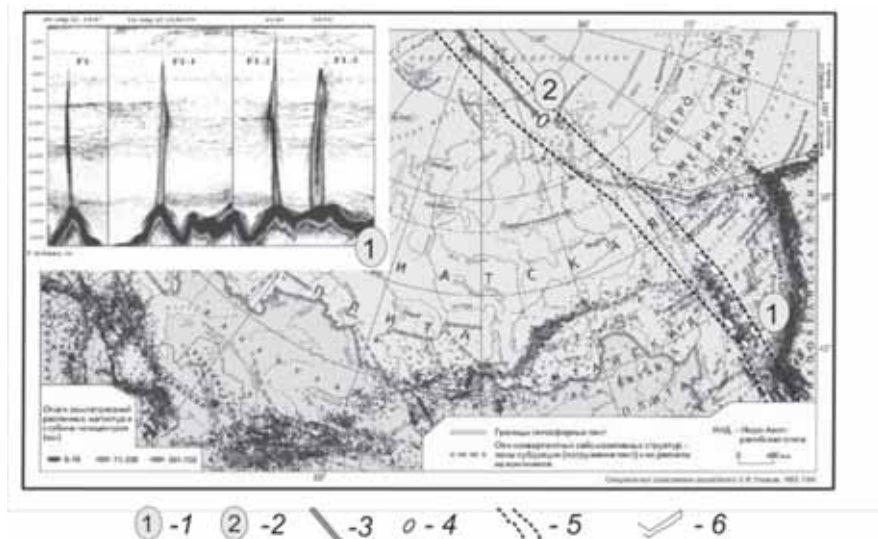


Рисунок 1. Карта землетрясений и некоторых крупных очагов эмиссии природного газа.

1 – положение гигантского газового факела в Охотском море; 2 – поле разгрузки природного газа в море Лаптевых [3]; 3 – линеамент хребта Гаккеля; 4 – положение "факелов" природного газа; 5 – Охотско-Япономорский линеамент и его продолжение в море Лаптевых, 6 – линеамент предполагаемой северной границы Охотоморской плиты. На врезке (1) – эхограммы самого высокого газового потока в Мировом океане (к.ф.-м.н. Саломатин А.С., 2013); показано на карте [4].

площадных газово-флюидных проявлений (сипов, грязевых вулканов, водногазовых и геотермальных источников) углеводородных и других газов (водорода, гелия, углекислого газа). Наиболее ярким примером линеаментной дегазации являются поля газовой разгрузки на дне Охотского моря (западная часть), Японского (Татарский пролив) и моря Лаптевых. В 2012–2014 гг. в экспедициях международного проекта исследований газовых гидратов в Охотском и Японском морях (SSGH – Sakhalin Slope Gas Hydrates) были обнаружены новые выходы природного газа на дне западной части Курильской котловины, склоне залива Терпения и Татарском проливе. В 2012 г. на западном борте Курильской котловины был обнаружен гигантский газовый поток (1, рис. 1) уверенно регистрируемый до высоты более двух километров над дном при глубине 2200 м, что значительно выше зафиксированных ранее в Мировом океане. Данный факел был подтвержден в 2013 г., при этом регистрируемая эхолотом высота факела уменьшилась до около 1500 м, в 2014 г. высота его была уже 700 м, а в 2015 г. в ходе

экспедиции по тому же проекту факел не был обнаружен. Впервые газопоявление в этом районе было зафиксировано в 1985 г. Факел имел стационарный характер: на эхограммах от 14 августа 2012 г. заметны пульсации активности с временным масштабом порядка нескольких минут (рис. 1). Наличие пульсаций позволило оценить скорости всплытия пузырей природного газа: до 30 см/сек и более. По ряду геохимических [7] и морфотектонических признаков, этот факел, вероятно, вызван газовым потоком из структуры грязевулканической природы. Одними из газогеохимических характеристик грязевого вулканизма этого района являются высокие концентрации водорода: в осадках гигантского факела концентрации водорода достигали 70 ppm, в Южно-Сахалинском грязевом вулкане 200 ppm (2015 г.), в газах грязевого вулкана Камихоронобе 31 ppm [8]. Фоновое содержание водорода в осадках района исследований 5 ppm. Факел возник вблизи пересечения продольного разлома с осложняющим его нарушением северо-восточного простирания. Курильская котловина, являясь сейсмоактивной структурой, характеризуется притоком термогенных и глубинных газов в донные осадки с последующим их поступлением в водную толщу и формированием ареалов рассеяния растворенных газов (метана и гомологов, гелия, водорода, азота). Эти выводы основаны на авторских данных, согласно которым западная часть Курильской котловины характеризуется максимальной метанонасущностью донных отложений, где её значения достигают 1000 и более $\text{см}^3/\text{м}^3$, в среднем составляя $61 \text{ см}^3/\text{м}^3$ (при средней метанонасущности осадков Охотского моря $4.2 \text{ см}^3/\text{м}^3$). В ближайших к западной части Курильской котловины районах о. Сахалин (ТОИ ДВО РАН-ИМГТ ДВО РАН) и о. Хоккайдо [9] установлено косейсмическое влияние землетрясений на интенсивность газовых выбросов грязевых вулканов.

Наиболее вероятной причиной возникновения гигантского газового факела является сеймотектоническая активизация. Наиболее сильным в последние годы было катастрофическое землетрясение Тохoku 2011 г. (магнитуда 9), эпицентр которого зафиксирован в зоне влияния линеймента восточнее о. Хонсю. Афтершоки и вызванные ими тектонические деформации, а также последовавшие землетрясения в юго-западной части Охотского моря, вероятно, нашли свое отражение и в усилении дегазации западного борта Курильской котловины. На о. Хоккайдо тектонические смещения в результате этого землетрясения достигали 40 метров, а его геологические проявления наблюдались длительное время [10]. Эти выводы подкрепляются активизацией магматического вулканизма на Японском архипелаге, который японские коллеги безоговорочно связывают с последствиями события Тохoku. Геоструктурные и газогеохимические характеристики современного грязевого вулканизма островов Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы (с юга на север): грязевые вулканы Ниикаппу-Утакисибетсу-Камихоронобе-Южно-Сахалинский-Пугачевский-Восточный, которые на-

ходятся в зоне линеамента, хорошо согласуются с материалами морских экспедиций. В западной части Охотского моря и о. Сахалин линеамент контролирует участки сосредоточенных газово-флюидных проявлений (холодноносиповых газовых потоков, газогидратов, грязевых вулканов и геотермальных источников), которые, как правило, приурочены к узлам пересечения разрывных нарушений.

Протяжение обсуждаемого линеамента, вероятно, достигает сейсмоактивного хребта Гаккеля, который является Арктическим звеном Срединно-Атлантического Хребта [2, 11, 12]. Установлено, что на дне района в море Лаптевых примыкающего к хребту Гаккеля существует поле масштабной разгрузки метана [3]. Следовательно, сквозные трансструктурные линеаменты, составляющие регматическую сеть Земли, влияют не только на распределение газогидротермальных очагов [13], но также контролируют очаги возникновения гигантских газовых факелов и масштабных полей разгрузки метана. Приведенные научные факты заставляют вновь обратить внимание на гипотезу "критических" меридианов.

Исследование поддержано грантами РФФИ 14-05-00294 и 15-05-06638, а также Программы «Дальний Восток» 15-И-1-017.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. <http://www.gosthelp.ru/text/RB01901Ocenkasejsmichesk.html>
2. Лихт Ф.Р. Продолжение япономорского линеамента в геоморфологическом пространстве ТПП // Проблемы морфотектоники западно-тихоокеанской переходной зоны / Отв. ред. к.г.н. Б.А. Казанский. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 144–146.
3. Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Семилетов И.П. и др. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей восточной Арктики как возможная причина “метановой катастрофы”: некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // Доклады Российской Академии наук. 2012. Т. 446. № 3. С. 330–335.
4. Уломов В.И. Сейсмичность // Национальный атлас России. Т. 2. Природа. Экология. 2007. С. 56–57.
5. Рождественский В.С. Структурные взаимоотношения неогеновых и четвертичных образований, активные разломы и сейсмичность на южном Сахалине // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 59–70.
6. Мельниченко Ю.И., Обжиров А.И., Мишукова Г.И. Тектонодинамическая обстановка вокруг Япономорского линеамента (Хонсю-Сахалинский сегмент) // Физика геосфер: 7-й Всерос. симпозиум. Материалы докл. Владивосток: Дальнаука. 2011. С. 345–350.
7. Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Баранов Б.В. и др. Проявление карбонатно-баритовой минерализации в районе метановых сипов в охотском море на западном склоне Курильской котловины // Океанология. 2015. Т. 55. № 3. С. 432–443.
8. Miyakawa K., Tokiwa T., Murakami H. The origin of muddy sands and sediments associated with mud volcanism in the Horonobe area of northern Hokkaido, Japan // Geochemistry,

- Geophysics, Geosystems. 2013. V. 14. № 12. P. 4980–4988. doi: 10.1002/2013GC004924
9. Chigira M., Tanaka K. Structural features and the history of mud volcanoes in southern Hokkaido, northern Japan // J. of geological society Japan. 1997. V. 103. № 8. P. 781–791.
 10. Azuma R., Hino R., Ito Y. et al. Effect of heterogeneous seismic structure of frontal prism on coseismic megathrust slip distribution in trench axial zone, Japan Trench and other subduction zones // 8th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes: Finding clues for science and disaster mitigation from international collaboration. Hokkaido University, Sapporo, Japan. 2014. <http://hkdrcep.sci.hokudai.ac.jp/map/jkasp2014/>
 11. Jolivet L., Kadet J. Mouvements décrochants, structuration et limite de plaques dans l'île d'Hokkaido (Japan sepfenfrional) // Ann. Soc. Geol. Nord. 1983. V. 103. P. 123–134.
 12. Ким Б.И. Структурное продолжение рифтовой долины хребта Гаккеля на Лаптевском шельфе // Структура и история развития Северного Ледовитого океана. Л.; Изд-во ПГО «Севморгеология». 1986. С. 133–139.
 13. Кулинич Р.Г. Роль сквозных тектонических линейментов в строении и эволюции Филиппинской плиты // Геодинам. исслед. № 11. Тектоника восточно-азиатских окраинных морей. М., 1988. С. 95–101.

The origin of gas emission in the seas of Russian East is discussed. 4 types of the gas emission and seismo-tectonics are suggested: co-seismic, short post seismic, long post-seismic and pre-seismic. The giant gas flare (>2000 m high, the highest in the World Ocean) in the west of Kurile Basin and large scale gas emission field in the Laptev Sea, likely, related to the geotectonic lineament. This structure crosses eastern part of Japan Sea area including Japan Islands, Hokkaido-Sakhalin folded system, fixed by mountain ridges, faults systems and earthquakes on the continent and connected with Gakkel Ridge in the Laptev Sea. Mud volcanic nature of the giant gas flare in the west of Kurile Basin is considered by number of geochemical and geophysical features, including hydrogen anomalies up to 200 ppm in the area.

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

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

Асавин А.М., Аносова М.О., Сенин В.Г.

(Институт геохимии и аналитической химии РАН им. В.И. Вернадского, Москва, e-mail: aalex06@inbox.ru)

Типоморфизм редкоземельных элементов в барите, сосуществующем с Fe-Mn корками на гайоте Говорова

Asavin A.M., Anosova M.O., Senin V.G.

(Vernadsky Institute of Geochemistry RAN, Moscow, Russia)

Paragenesis barite and Fe-Mn crust of guyot Govorova samples and rare earth elements type morphism

Ключевые слова: железо-марганцевые корки, барит, редкоземельные элементы

При исследовании под микрозондом одного из образцов железомарганцевой корки поднятого в 2014 г в рейсе НИС «Геленджик», организованном ГНЦ «Южморгеология» сформированной на базальтовой лаве гайоте Говорова (Магеллановые горы, Тихий океан) были обнаружены крупные кристаллы барита (рис 1.). Барит в морском литогенезе является достаточно распространенным минералом который формируются как гидрогенном, так и гидротермальным способом. Исследования современных морских пелагических осадков и продуктов континентальных гидротермальных систем показало, что распределение в барите редкоземельных элементов позволяет достаточно однозначно определять обстановку минералообразования [1]. Это, прежде всего, объясняется близко нейтральным или слабо щелочным составом морской воды при гидрогенном осаждении барита и преимущественно кислым характером растворов в термальных источниках. Соответственно такие элементы переменной валентности группы лантаноидов как церий и европий, чувствительные к окислительно восстановительной обстановки накапливаясь в барите фиксируют условия его образования. Церий 3+ в зоне кислородного минимума окисляется до 4+. В результате в воде и в железомарганцевых корках формируется положительная цериевая аномалия, при этом количество европия 2+ уменьшается и в гидрогенных корках европиевая аномалия отсутствует. В гидротермальных растворах картина обратная церий преимущественно в виде 3+, а европий в 2+. Что приводит к заметной положительной европиевой аномалии в гидротермальных корках и к отсутствию цериевой аномалии [2–4].

Парагенезис барита с железомарганцевыми оксидами позволяет оценить обстановку образования корок в наиболее интересный момент появления первых слоев на поверхности свежих базальтов. Из фотографии видно, что собственно само вещество базальта (основная масса, кристаллы) практически не изменено. Мелкие магнетитовые кристаллы не окислены, слабое ожелезнение наблюдается только в узкой зоне основной массы. На рис. 2

представлены контактовые участки Fe-Mn корок и базальта. Видно, что если изменения и проявлены, то в очень ограниченном масштабе в несколько сот микрон. Ботроиды Fe-Mn минералов только структурно привязаны к поверхности раздела, но источники рудных компонентов не связаны с подстилающим субстратом.

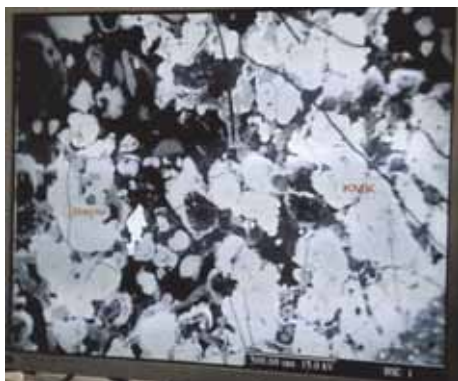


Фото отображения кристалла барита (ярко белый) в обратно рассеянных электронах в окружении ботроидов Fe-Mn корки (КМК) Крупно – кристалл барита и точки анализа

Рисунок 1. Фотографии с микрозонда барита кристаллизующегося в парагенезисе с Fe-Mn оксидами.

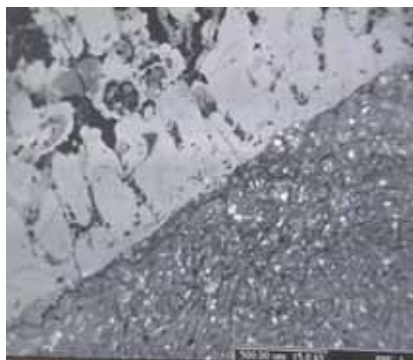
Таблица 1. Составы барита микрозондовый анализ (вес.%).

№	CaO	SrO	SO ₃	BaO	Total
1 центр	0.02	2.5	34.51	63.06	100.1
2 край	0.02	2.88	34.44	62.71	100.05
3 край	0	2.35	34.17	62.13	98.65

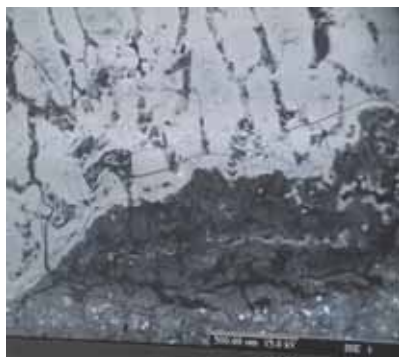
Таблица 2. Составы барита La-ICP-MS анализ (ppm).

Mg	85.140	46.720	Pb	1.202	0.344	Dy	0.035	0.014
Al	108.290	81.590	Cu	14.680	1.447	Ho	0.007	0.003
P	6.620	3.350	La	0.223	0.131	Er	0.018	0.008
Ti	10.280	5.910	Ce	0.635	0.259	Tm	0.003	0.001
Mn	537.500	90.150	Pr	0.035	0.017	Yb	0.019	0.009
Fe	176.050	110.590	Nd	0.145	0.061	Lu	0.003	0.001
Co	2.840	1.425	Sm	0.031	0.011	Y	0.165	0.080
Ni	38.070	2.620	Eu	0.011	0.009	Th	0.012	0.007
Rb	0.109	0.120	Gd	0.035	0.014	U	0.009	0.004
Sr	101.030	113.330	Tb	0.005	0.002	Zr	0.571	0.379

Кристаллы барита идиоморфны, что указывает на их формирование в качестве одного из первых минералов одновременно с корками. Состав барита достаточно однородный. Несколько меняются содержания стронция, но зональности нам обнаружить не удалось. Больше колебаний выявил La-ICP-MS анализ. Сильно колеблется содержания Mn и халькофильных элементов – Ni, Cu, Pb. Содержания TR и литофильных элементов более постоянны.



Подушечные лавы на поверхности гайота Говорова

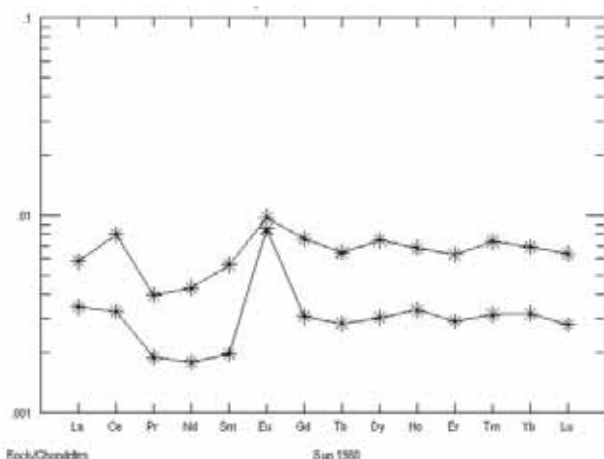


Фронтальные части молодых потоков на вершине гайота

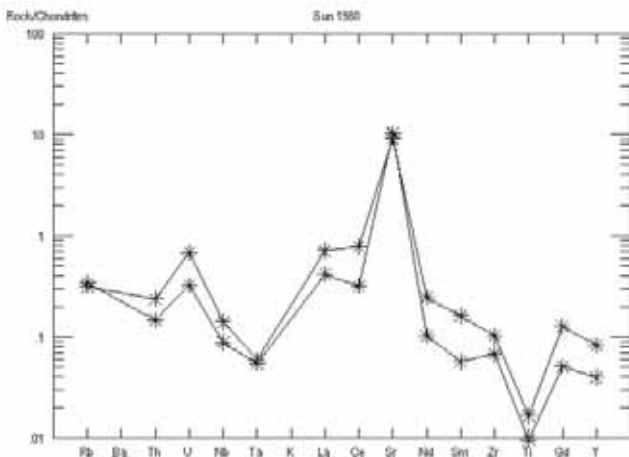
Рисунок 2. Фото в обратно рассеянных электронах контактовой зоны базальта с КМК

Из графиков (рис. 3) видно что, барите отмечена значительная положительная Eu аномалия и отсутствует Ce аномалия. Кроме того интересно отметить что соотношение Th/U близко к 1.5 (1.3–1.7), что свидетельствует о сдвиге этого отношения относительно морской воды в сторону тория. Сопоставляя наши данные по содержаниям TR с литературными [5; 6], можно сказать, что исследованные образцы близки к гидротермальным баритам из холодных приразломных гидротерм (seep). Прежде всего, это низкий уровень содержаний TR и наличие Eu аномалии.

Собственно и формы выделения барита подтверждают этот генезис, поскольку гидrogenный барит характеризуется своеобразными округлыми, шарообразными выделениями. Форма спектра TR также характерна, примерно горизонтальная. И «тяжелые», и «легкие» подгруппы имеют близкие содержания. Это также сильно отличает наш состав от спектров иловых – поровых вод морских осадков, которые имеют задранный тяжелый «хвост» или выпуклую форму на средних TR[7]. Гидротермальная метка (хотя и весьма своеобразных – «холодных» гидротерм) это новый необычный факт в генезисе Fe-Mn корок, типично гидrogenного вида.



Нормированные содержания TR в барите к архейскому австралийскому сланцу PAAS.



Нормированные содержания редких элементов в барите к хондриту

Рисунок 3. Распределение редких элементов в барите из Fe-Mn корки.

Интересно, что детальное фото профилирование на многих древних гайотах и подводных горах выявило определенные следы активной гидротермальной деятельности – яркие (желтых и оранжевых цветов) области изменения осадков, повышенные температуры воды, аномальные по области. Наиболее известный пример подводная гора Лоихи [8; 9] открытый в 1982 г. [10–12]. Аналогичная активность выявлена и на подводных горах горячей точки о-вов Общества, Макдональд, Питкарен и других.

Авторы выражают признательность ГНЦ “Южморгеология”, за возможность исследовать образцы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Griffith E.M., Paytan A. Barite in the ocean – occurrence, geochemistry and palaeoceanographic applications // *Sedimentology*. 2012. 19 p.
2. Olivarez A.M., Owen R.M. The europium anomaly of seawater: implications for fluvial versus hydrothermal REE inputs to the oceans // *Chemical Geology*. 1991. V.92. P.317–328.
3. Шатров В.А., Войцеховский Г.В. К проблеме поведения лантаноидов в водах и осадочных образованиях современного Мирового океана // *Вестник ВГУ, Серия: Геология*. 2010. № 1. С. 73–84.
4. Shields G.A., Webb G.E. Has the REE composition of seawater changed over geological time? // *Chemical Geology*. 2004. V.204. P. 103–107.
5. Hein J.R., Zierenberg R.A., Maynard J.B., Hannington M.D. Barite-forming environments along a rifted continental margin, Southern California Borderland // *Deep-Sea Research. Part II*. 2007. V. 54. P. 1327–1349.
6. Haley B.A., Klinkhammer G.P., Mcmanus J. Rare earth elements in pore waters of marine sediments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. V. 68. № 6. P. 1265–1279.
7. Guichard F., Church T., Treui M., Jaffrezic H. Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning // *Geochemica et Cosmochimica Acta*. 1979. V. 43. P. 983–997.
8. Sedwick P.N., Mcmurtry P.N.M., Macdougall J.D. Chemistry of hydrothermal solutions from Pele's Vents, Loihi Seamount, Hawaii // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. V. 56. P. 3643–3667.
9. Clague D., Paduan J.B., McIntosh W.C. et al. Submarine perspective of the Honolulu Volcanics, Oahu // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2006. V. 151. № 1–3. P. 279–307.
10. De Carlo E.H., Mcmurtry G.M., Yeh H.-W. Geochemistry of hydrothermal deposits from Loihi submarine volcano, Hawaii // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V.66. P.438–449.
11. Hillier J.K. Pacific seamount volcanism in space and time // *Geophys. J. Int.* 2007. V.168. P.877–889.
12. Malahoff A., Mcmurtry G.M., Wiltshire J.C., Yeh H.-W. Geology and chemistry of hydrothermal deposits from active submarine volcano Loihi, Hawaii // *Nature*. 1982. V.298. P.234–239.

On the base of the original research materials Magellanic guyots and synthesis of published data we show that barite in Fe-Mn crust has a hydrothermal genesis. And the abundance of the trace element and rare earth element in barite crystals are evidence of this hypothesis.

Бабаева С.Ф., Суханова А.А.

(ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга», Санкт-Петербург,
babaevasvet@yandex.ru)

Селен и кобальт в системе Cu-Fe-S океанических массивных сульфидных руд, САХ

Babaeva S.F., Sukhanova A.A.

(I.S. Gramberg VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg)

Selenium and cobalt in Cu-Fe-S system of seafloor massive sulfides, MAR

Ключевые слова: селен и кобальт, интервалы содержаний, промышленная ценность, массивные сульфидные руды, САХ

Анализ содержаний и геохимических ассоциаций химических элементов, характеризующих состав глубинных полиметаллических сульфидов (ГПС) показывает, что высокие содержания кобальта и селена обычны для массивных руд гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта в целом, и для Российского Разведочного участка (РРР-ГПС) в частности. Эти ценные элементы могут попутно извлекаться из руд в комплексе с главными компонентами в процессе их технологической переработки. Зависимость содержаний селена и кобальта от вариаций содержания меди и железа позволяет определить технологические особенности руд на стадии добычи и обогащения.

Цель и задачи:

- определить поведение селена и кобальта в различных интервалах содержаний меди, железа и серы в массивных сульфидах РРР-ГПС;
- выявить рудные поля с наиболее высокими содержаниями селена и кобальта, а также интервалы содержаний этих элементов;
- рассмотреть влияние вмещающих пород на вариации состава руд.

Фактический материал. Методы

Для исследования были использованы данные анализа ICP-MS для 124 образцов руд с шести рудных полей РРР-ГПС: Ашадзе-1, Ашадзе-2, Юбилейное, Петербургское, Семенов-2, Логачев-1. Рассчитывались минимальные, средние и максимальные содержания селена и кобальта в океанических рудах. По итогам анализа корреляционной матрицы и факторных диаграмм этих и остальных элементов выявлены геохимические ассоциации Cu-Co-Se-Te-Bi, Se-Cu-Te-Ni, характерные для всех полей РРР.

Результаты

Содержание кобальта и селена в рудах сильно варьирует. В таблицах даны средние и максимальные содержания кобальта и селена, соответственно в шести исследуемых рудных полях.

Таблица. Максимальные и средние содержания кобальта и селена в рудах полей РРР-ГПС.

Рудное поле	Co, г/т		Se, г/т	
	среднее	макс	среднее	макс
Ашадзе-1	2129,4	7050,0	184,2	810,0
Ашадзе-2	1365,7	5815,9	194,8	515,1
Юбилейное	814,5	2294,0	88,6	606,9
Петербургское	345,1	1144,5	55,2	160,0
Семенов-2	104,5	325,2	516,8	1000,0
Логачев-1	363,4	2700,0	45,7	680,0

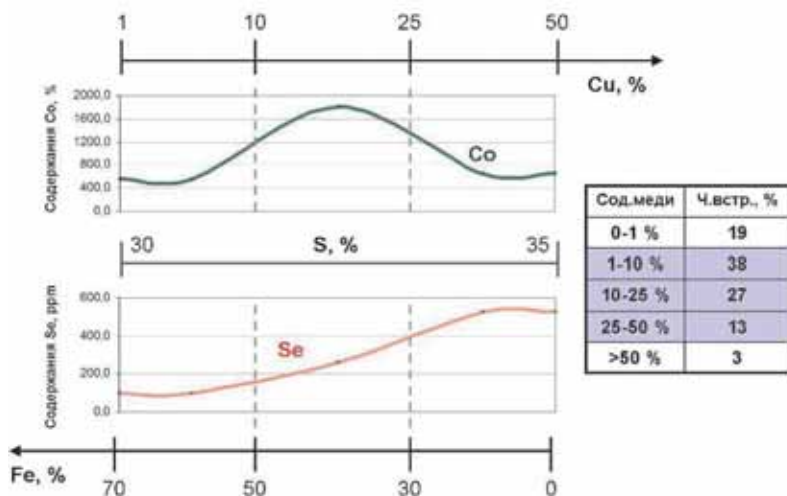


Рисунок 1. Геохимические особенности Co и Se в системе Cu-Fe-S (ГПС).

Примечание: «Ч.встр.» – частота встречаемости содержаний меди в рудных полях РРР-ГПС.

Самые высокие содержания кобальта обнаружены в рудах полей Ашадзе-1 и Ашадзе-2, самые низкие – в рудном поле Семенов-2. Вмещающими породами для руд вышеуказанных трех полей являются породы габбро-перидотитового комплекса. Базальты являются подстилающими породами для руд полей Юбилейное и Петербургское.

Максимальные значения селена, наоборот, обнаружены на рудном поле Семенов-2. Далее следуют поля Ашадзе-1, Логачев-1, Юбилейное. Выделены интервалы низкого, среднего и высокого содержания этих элементов в рудах (в г/т): для селена – 0–200, 200–600 и 600–1000; для кобальта 0–1000, 1000–2000, 2000–7000 соответственно.

Селен и кобальт имеют положительную корреляцию с медью и относятся к высокотемпературной ассоциации, однако их поведение в зависимости от содержания меди и железа различается. Максимальное количество кобальта содержится в рудах с концентрацией меди в интервале 10–25% и железа 30–50%, в то время как для селена максимальные значения лежат в области 25–50% для меди и 2–30% для железа (рис. 1). При этом содержание серы остается примерно одинаковым в обоих случаях 31–34%.

На анализируемый интервал концентраций меди от 1 до 50% приходится в сумме 78 % меди по частоте встречаемости (рис. 1).

На рис. 2 и 3 показано, что медноколчеданные руды этих полей с содержанием меди 10–25% составляют 34% всех руд в выделенном интервале (от 1 до 50% Cu).

Интервалу 10–25% меди, который, несомненно, превосходит остальные, соответствуют самые богатые значения кобальта от 2000 до 7000 г/т, которые составляют 36% от общего содержания кобальта в этой выборке и 16% с содержаниями этого элемента в 1000–2000г/т (рис. 2).

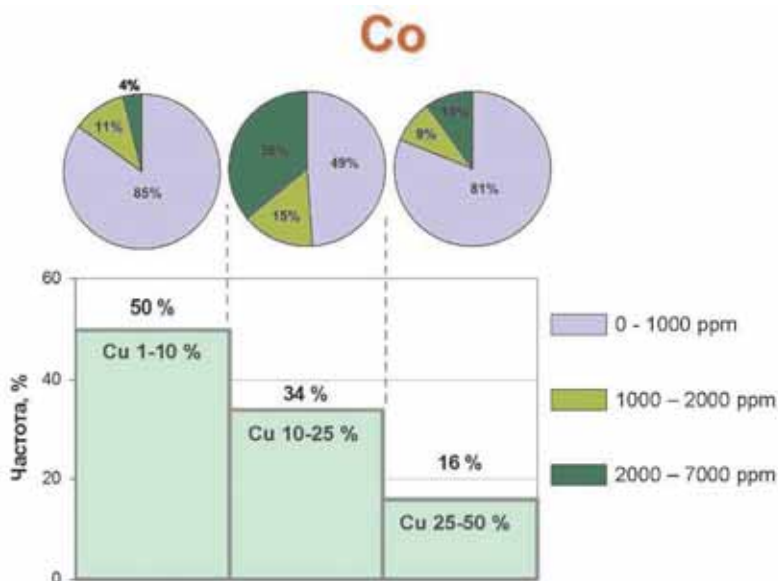


Рисунок 2. Вариации концентраций и частота встречаемости кобальта в зависимости от содержаний меди в ГПС.

Для селена большее значение имеет интервал с содержаниями меди 25–50%. Этому интервалу соответствуют значения селена от 200 до 600 г/т, которые составляют 77% от общего содержания селена в этой выборке и 8% с самыми высокими содержаниями элемента в 600–1000г/т (рис. 3).



Рисунок 3. Вариации концентраций и частота встречаемости селена в зависимости от содержаний меди в ГПС.

Выводы:

Таким образом, можно выделить поля:

- с «селеновой» специализацией при высокой концентрации меди в 25–50%: Семенов-2, Ашадзе-1 и Логачев-1;
- с «кобальтовой» специализацией с концентрацией меди 10–25% и Feв 30–50%: Ашадзе-1, Ашадзе-2, Логачев-1;
- руды поля Юбилейное попадают в средний интервал по содержаниям селена и кобальта;
- селен содержится в промышленно значимых количествах в целом, во всех исследуемых рудных полях кроме поля Петербургское;
- прямой зависимости содержаний селена и кобальта в рудах от состава вмещающих пород не выявлено.

The study reviews the behavior of selenium and cobalt in seafloor massive ores of some hydrothermal vent fields (MAR). This research can be applied at mining processing of massive sulfides.

Батурин Г.Н., Матвеев В.В., Дара О.М.

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

Гидротермальная труба из рудного поля Гуаймас (Калифорнийский залив)

Baturin G.N., Matveev V.V., Dara O.M.

(Shirshov Institute of Oceanology, Moscow)

Hydrothermal tube from Guaymas Basin (California Bay)

Ключевые слова: гидротермальные отложения, сульфиды, рудные минералы, ртуть

Исследование гидротермальных рудных процессов в Мировом океане началось после открытия металлоносных гидротермальных проявлений в Красном море и сульфидного рудопроявления в рифтовой зоне Индийского океана [1–5], а затем охватили весь Мировой океан, включая Калифорнийский залив [6–9]. Исследование этого рудопроявления продолжено нами в связи с тем, что в 22-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (1990 г.) со дна Калифорнийского залива в зоне проявлений подводной гидротермальной активности Гуаймаса была поднята часть гидротермальной трубы (обр. 2360/4, координаты $27^{\circ} 01' \text{ с.ш.}$, $111^{\circ} 25' \text{ з.д.}$, глубина 2037 м). Минеральный состав образцов изучен с помощью рентгенодифракционного порошкового метода.

Элементный состав определяли методом ИСП-МС в Аналитическом Сертификационном Испытательном Центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов (АСИЦ ИПТМ).

Общее описание материала

Рудные минералы гидротермальной трубы представлены в основном пирротином с примесью сфалерита и Fe-вюртцита. Состав рудных минералов центральной, нижней и верхней части трубы одинаков. Промежутки между кристаллами рудных минералов заполнены мелкими кристаллами Mg-кальцита, кальцита и барита. Эта зона подстилается полосой шириной 1–1.5 мм сложенной из мелких кристаллов барита и аморфного кремнезема. Наиболее четко эта зона прослеживается в верхней части трубы. Для основного тела трубы шириной 2–3 см характерно рыхлое строение и равномерное распределение минеральных фаз. На фоне светло-серой массы выделяются многочисленные темные извилистые полосы – «струи» темного цвета с повышенным содержанием пирротина, сфалерита, Fe-вюртцита и галенита. Светлые участки состоят из мелких (0.1 мм) изометричных кристаллов барита, кальцита и Mg-кальцита, сцементированных аморфным кремнеземом. Среди рудных минералов здесь преобладает пирротин. Внешняя часть трубы покрыта слоем черного на вид аморфного, маслянистого вещества,

имевшего первоначально резкий запах керосина. Кристаллическая часть этого вещества на 65% состоит из барита с включениями гипса и кальцита. Существенным компонентом трубы являются кристаллы кальцита, которые прорастают из скоплений мелких кристаллов рудных минералов размером < 0.5 мм

Для исследования минерального и химического состава гидротермальной трубы выбраны следующие образцы:

1. G – 1. Участок основной массы нижней части трубы близ центра.
2. G – 2. Проба темного материала из центральной части основной массы трубы.
3. G – 3. Проба из краевой части основной массы центрального отрезка трубы.
4. G – 4. Проба светлого материала из основной массы верхнего отрезка трубы. Рыхлые участки образца частично сложены изоморфным кремнеземом, замещенным пластинчатыми кристаллами ангидрита.
5. G – 5. Кристаллы рудных минералов (пирит, халькопирит).
6. G – 6. Кристаллы кальцита, сросшиеся в нижней части с рудными минералами.
7. G – 7. Тонкий отросток трубы, сложенный кальцитом.
8. G – 8. Средняя проба из обломков разных частей трубы для общего элементного анализа.

Минералогия гидротермальной трубы:

В табл. 1 приведены результаты минералогического исследования, демонстрирующие разнообразные сочетания сульфидных и карбонатных ассоциаций в различных участках гидротермальной трубы.

Основными сульфидными минералами являются пирротин, сфалерит, вюрцит, галенит и халькопирит, которые перемежаются с кальцитом, магнезиальным кальцитом, баритом и гипсом, что свидетельствует о серии гидротермальных эксгальций разного состава.

Таблица 1. Минеральный состав разных частей гидротермальной трубы (%)

№ п/п	№ образца	пирротин	сфалерит	Fe-вюрцит	галенит	халькопирит	кальцит	Mg-кальцит	барит	гипс
1	2360, внутренняя белая масса							100		
2	2360, внутренняя часть, средняя	27	16	10	4			19	24	
3	2360, наружная часть, средняя	25	5	8			10	8	44	
4	2360, рудная часть	61	5	8			6	13	7	
5	МК 2362А, основная масса	9	4					78	9	
6	МК 2362А, рудная часть	66	8	13		2		4	7	
7	внешняя подлистая зона						14		63	21

Геохимия гидротермальной трубы

Элементный состав определяли, наряду с шестью основными образцами, также в двух дополнительных образцах – в тонком отростке трубы и в средней пробе (табл. 2, 3).

Табл. 2 демонстрирует, что образцы делятся на две группы, представленные слабо карбонатными (первые 4 образца) и карбонатными образованиями. Карбонатные образцы неравномерно обогащены относительно прочих натрием, марганцем, железом и серой, что свидетельствует о своеобразной сопряженности рудообразования и карбонатакопления.

Таблица 2. Основной состав образцов (%)

Компонент	G-1	G-2	G-3	G-4	G-5	G-6	G-7	G-8
Na ₂ O	0.15	0.21	0.25	0.27	2.2	1.0	0.30	1.3
K ₂ O	0.054	0.060	0.025	0.029	0.17	0.057	0.024	0.042
CaO	11.2	3.0	3.3	0.57	14.6	40.9	58.7	32.8
MgO	0.27	0.37	0.25	0.33	2.8	1.0	0.17	0.81
Al ₂ O ₃	0.33	0.42	0.091	0.11	0.11	0.057	0.044	0.059
TiO ₂	0.012	0.012	0.003	0.003	0.003	0.0022	0.001	0.0013
MnO	0.78	0.25	0.40	0.11	1.5	4.5	0.92	2.2
Fe ₂ O ₃	2.7	3.2	3.7	2.8	33.3	13.1	2.4	6.3
P ₂ O ₅	0.034	0.054	0.015	0.018	<0.002	<0.002	0.52	0.32
S _{общ}	1.5	1.8	2.2	1.8	10.9	5.4	1.5	2.9

Рудные элементы и микроэлементы (табл. 2) также распределяются неравномерно. К слабо карбонатной фазе тяготеют серебро, мышьяк, бериллий, цезий, гафний, ртуть, молибден, рубидий, сурьма, таллий, ванадий, иттрий и цирконий, а к карбонатной – барий, кадмий, медь, свинец, селен, олово и цинк. Остальные элементы не проявляют видимой приуроченности к той или иной фазе и их содержание повсеместно неравномерно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. N.Y. Springer, 1969. 600 p.
2. Батурин Г.Н., Коченов А.В., Тримонис А.Э. О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море // Океанология. 1969. Т.9. №3. С.442–451.
3. Батурин Г.Н. Глубоководные рудные осадки гидротермального генезиса // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 259–277.
4. Розанова Т.В., Батурин Г.Н. О рудных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана // Океанология. 1971. Т.11. №6. С. 1057–1064.
5. Батурин Г.Н., Дмитриев Л.В., Гурвич Е.Г. и др. Европиевая аномалия в сульфидных рудах океана // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 1. С.207–210.
6. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П. и др. “Черные курильщики” Калифорнийского залива // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1989. №5. С.3–18.

- 7.Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалеви́чА.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудо-
генез океанского дна. М.: Наука, 2006. 528 с.
- 8.Lonsdale P.,Bishoff J.L., Burns V.M. et al. A high-temperature hydrothermal deposit on
the sea bed at Gulf of California spreadingcenter// Earth and PlanetarySci. letters.
1980. V. 49. № 1. P. 8–28.
- 9.PeterJ.M., Scott S.D. Mineralogy, composition,andfluid-inclusion micrometry ofsea-
floorhydrothermal deposits in theSouthern Trough of Guaymas Basin, Southern Cali-
fornia // Canadian Miner. 1988. V. 26. P. 567–587.

Таблица3.Микроэлементный состав образцов (г/т)

Элем.	G-1	G-2	G-3	G-4	G-5	G-6	G-7	G-8	Сред.
Ag	107	66.7	111	85	73.9	27.5	4.7	79	70
As	58.6	70.6	108	75.7	12.3	<0.03	200	75	75
Au	0.034	<0.02	0.017	<0.02	<0.02	<0.02	0.04	0.03	0.02
Ba	417	204	220	251	70.4	524	3089	232	625
Be	0.26	0.47	0.25	0.46	0.26	0.18	0.071	0.30	0.33
Bi	0.13	0.11	0.10	0.08	0.11	0.07	1.1	0.12	0.20
Cd	9.1	11.0	12.4	13.7	81.4	29.9	4.9	30.8	24
Co	2.85	2.94	<0.35	0.45	0.71	<0.1	3.4	1.2	1.5
Cr	5.2	5.1	<0.6	<0.6	<0.6	<0.6	<0.3	5.9	2.3
Cs	0.46	0.48	0.23	0.25	0.23	0.077	0.036	0.18	0.3
Cu	489	621	607	518	2717	1112	389	1081	938
Ga	<0.1	0.22	<0.1	2.1	<0.1	<0.1	0.6	2.8	0.8
Hf	0.063	0.048	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.02	<0.02	0.3
Hg	—	4.3	7.7	10.0	1.2	0.53	—	—	3
Li	2.0	3.6	1.5	1.8	16.9	5.2	1.3	4.4	5
Mo	5.7	8.8	4.1	7.2	4.8	1.4	0.64	4.9	4.7
Nb	0.1	0.1	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.12	0.078	0.1
Ni	7.2	6.3	3.2	3.2	12.4	3.3	6.8	8.0	6.5
Pb	491	1674	351	499	8434	2590	1849	3264	2400
Rb	2.3	2.4	0.94	1.0	1.3	0.6	0.43	0.65	1.2
Sb	608	177	306	312	105	45.9	32.6	250	230
Sc	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.25	0.19	<0.2
Se	72.4	62.3	77.0	61.1	259	145	32.8	108	102
Sn	1.0	0.80	1.0	1.9	7.1	2.8	0.5	2.1	2.2
Sr	1295	329	876	767	144	298	1095	1485	800
Ta	0.067	0.020	0.032	<0.01	0.15	0.030	<0.01	0.019	0.04
Te	1.3	1.0	0.80	0.59	1.7	0.51	1,2	1,1	1.0
Th	0.027	0.080	<0.02	<0.02	0.043	0.028	0.098	0.022	0.03
Tl	42.1	10.1	18.0	23.5	3.6	1.37	6.2	20.7	14
U	2.7	2.7	2.3	8.7	0.27	0.12	0.48	1.8	2.4
V	12.2	12.3	2.9	7.8	3.0	2.5	<0.4	<0.4	5
W	0.11	0.093	0.11	0.071	0.20	0.066	0.05	0.04	0.10
Y	0.63	0.71	0.13	0.19	0.20	0.16	0.29	0.22	0.3
Zn	2809	3326	3171	2844	13484	5012	1739	6429	4850
Zr	3.2	2.6	0.52	0.63	0.96	0.91	1.3	0.80	1.4

Таблица 4. Содержание редкоземельных элементов в образцах(г/т)

Элем.	Образцы								
	G-1	G-2	G-3	G-4	G-5	G-6	G-7	G-8	Фон
La	1.2	0.63	0.20	0.10	1.0	1.9	1.2	2. 3	32
Ce	1.7	1.2	0.31	0.19	1.3	1.8	2.1	3.4	73
Pr	0.16	0.15	0.033	0.024	0.11	0.15	0.14	0.30	7.9
Nd	0.3	0.4	<0.008	<0.008	0.11	0.19	0.43	1.3	33
Sm	0.1	0.1	0.029	0.028	0.047	0.048	0.10	0.084	5.7
Eu	0.66	0.25	0.30	0.16	0.67	0.81	0.037	0.93	1.24
Gd	0.088	0.10	0.011	0.012	0.025	0.016	0.057	0.050	5.2
Tb	0.016	0.017	0.0036	0.0047	0.0057	0.0054	0.011	0.009	0.85
Dy	0.086	0.11	0.012	0.015	0.009	0.012	0.057	0.050	5.2
Ho	0.19	0.020	0.0042	0.0054	0.0053	0.0038	0.0085	<0.005	1.04
Er	0.058	0.063	0.012	0.016	0.017	0.012	0.028	0.019	3.4
Tm	0.0082	0.0087	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.003	<0.003	0.5
Yb	0.046	0.056	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	0.0042	0.018	3.1
Lu	0.011	<0.008	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	0.009	<0.007	0.48
TR	4.412	2.434	0.610	0.573	1.145	4.956	4.18	8.68	168
Ce*	0.81	0.84	0.81	0.85	0.83	0.84	1.05	0.61	1.0
Eu*	31	11	34	16	83	118	2,1	62	1.0

The mineral and elemental composition of hydrothermal tube recovered from the bottom of California Bay has been studied by recent methods providing new information concerning geochemical association of elements in high temperature environments.

**Бельтенов В.Е.¹, Наркевский Е.В.¹, Добрецова И.Г.¹,
Габлина И.Ф.², Галкин С.В.³, Молодцова Т.Н.³, Лайба А.А.¹**
(¹ФГУНПП «ПМГРЭ», г. Ломоносов, e-mail: ocean@polarex.spb.ru; ²Геологический институт РАН, г. Москва, ³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)
Результаты 37-ого рейса НИС «Профессор Логачев», САХ

**Beltenev V.Ye.¹, Narkevsky E.V.¹, Dobretzova I.G.¹,
Gablina I.F.², Galkin S.V.³, Molodtsova T.N.³, Laiba A.A.¹**
(¹PMGE, Lomonosov, ²Geological Institute RAS, Moscow, ³Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

The results of Professor Logatchev-37 cruise, MAR

Ключевые слова: гидротермальное рудное поле, рудное тело, сульфидные руды, внутренний океанический комплекс

В период с октября 2014 г. по май 2015 г. в 37-ом рейсе НИС «Профессор Логачев», организованного Полярной морской геологической экспедицией (ПМГРЭ) совместно с ВНИИОкеанология, проводились поисковые работы в пределах 15 разведочных блоков Российского разведочного района (РРР) в интервале широт от 17°51' до 16°41' с.ш. Данный рейс уже третий, который проводился в рамках контракта, заключенного между Российской Федерацией и Международным органом по морскому дну ООН (МОМД) [1, 2]. Также проводились дополнительные исследования в четырех разведочных блоках РРР в интервале широт от 18°02' до 17°51' с.ш., для уточнения данных, полученных в 36 рейсе НИС «Профессор Логачев».

Главным 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 выявлены районы, где были установлены аномалии ЕП различной интенсивности. При заверочных геологических исследованиях аномалий ЕП в трех районах, были открыты новые рудные поля.

Первое гидротермальное рудное поле, открытое в рейсе, получившее название Холмистое (центр: 17°57' с.ш. и 46°29,3' з.д.), находится в зоне нетрансформного смещения 17°48'–17°58', в интервале глубин 2700–2750 м на вершинной поверхности горного массива, примыкающего непосредственно к южному замыканию рифтовых гряд восточного фланга САХ.

По данным подводных теленаблюдений рудное поле включает в себя два рудных тела. Рудное тело 1 имеет размеры 210x340 м (?), гидротер-

мальные образования подняты на 4-х станциях опробования и представлены массивными и прожилково-вкрапленными серно-колчеданными рудами пиритового состава. Рудное тело 2 расположено в 150 м к юго-востоку от тела 1, его размеры – 140x190 м (?), рудное тело выделяется только по данным теленаблюдений. Гидротермальное поле Холмистое не активно в настоящее время.

Второе гидротермальное рудное поле, названное Победа-1, расположено в восточном борту рифтовой долины на склоне горы 17°09' с.ш. За центр гидротермального рудного поля Победа-1 принимаются координаты – 17°08,7' с.ш., 46° 23,44' з.д. Контур рудного поля имеет северо-восточное направление, поле находится в интервале глубин 2100–2450 м. По данным подводных теленаблюдений рудное поле включает в себя четыре рудных тела, поля развития гидротермальных рудных корок и металлоносных осадков. На многих рудных телах отмечаются трубные комплексы.

Рудное тело 1 имеет размеры 420x180 м, рудное тело 2 – 450x250 м, рудное тело 3 – 430x120 м, рудное тело 4 – 270x120 м, рудное тело 4 не опробовано и установлено по данным подводных теленаблюдений. Гидротермальные образования подняты в пределах рудного поля Победа-1 на 10 станциях. Поднятый материал представлен массивными медно-колчеданными рудами пирит-халькопиритового состава, серно-колчеданными рудами пирит-марказитового состава, арагонитовыми корками с сульфидами, оруденелыми породами, оксигидроксидными железистыми и железо-марганцевыми образованиями.

Третье гидротермальное рудное поле расположено в интервале глубин 2800–3100 м (?) на расстоянии около 4 км к юго-западу от поля Победа-1 и получило название Победа-2. За центр рудного поля принимаются координаты – 17°07,45' с.ш., 46°24,5' з.д. Детализационные работы (теленаблюдения) в пределах поля не проводилось, контуры не установлены.

Гидротермальные образования подняты на 3-х станциях и представлены массивными медно-колчеданными рудами пирит-халькопиритового состава, цинково-медно-колчеданными рудами сфалерит-халькопирит-пиритового состава и серно-колчеданными рудами пирит-марказитового состава, а также арагонитовыми корками.

Гидрофизическими исследованиями в пределах рудных полей Победа-1 и Победа-2 установлено наличие современной гидротермальной активности – аномалии мутности в придонных горизонтах водной толщи. На поле Победа-1 гидрофизические данные подтверждаются результатами теленаблюдений и опробования. На ряде телепрофилей отмечены креветки и живые (?) двустворчатые моллюски. В поднятом материале на поле Победа-1, наряду с гидротермальными образованиями присутствуют многочисленные раковины мертвых (но вполне свежих) двустворчатых моллюсков рода *Bathymodiolus*, также был обнаружен брюхоногий моллюск рода *Phymorhynchus*

Все три открытых рудных поля связаны с внутренними океаническими комплексами, которые сложены глубинным породам габбро-перидотитовой ассоциации. Приуроченность полей к внутренним океаническим комплексам повышает их перспективность в отношении ресурсной составляющей.

Гидротермальные рудные поля изучены на рекогносцировочном уровне и требуют дальнейшего детального изучения.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельтёнов В.Е., Иванов В.Н., Сергеев М.Б. и др. Результаты поисковых работ на полиметаллические сульфиды в Атлантическом океане в 2011 г в свете подачи Российской заявки в МОМД // Разведка и охрана недр. 2012. №8. С. 50–55.
2. Черкашев Г.А., Иванов В.Н., Бельтёнов В.Е. и др. Сульфидные руды северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 1–14.

Three new hydrothermal fields with massive sulfide deposits were discovered at the axial zone of the MAR between latitudes of 18°02' N and 16°41' N in the 37th cruise of the R/V "Professor Logachev". The first hydrothermal field discovered in this cruise, was named Holmistoe (centre at: 17°57' N; 46°29,3' W), the second one, was named Pobeda-1 (centre at: 17°08,7' N and 46° 23,44' W) and the third was named Pobeda-2 (centre at: 17°07,45' N and 46°24,5' W).

Бережная Е.Д., Дубинин А.В.

(Институт океанологии им.П.П.Ширшова РАН; evgeniya.berezhnaya@gmail.com)

**Определение элементов платиновой группы и золотав
стандартном образце железомарганцевой конкреции
NOD-A-1**

Berezhnaya E.D., Dubinin A.V.

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

**Determination of platinum group elements and gold in ferro-
manganese nodule reference sample NOD-A-1**

Ключевые слова: ЭПГ, золото, стандартные образцы железомарганцевых конкреций, ИСП-МС

Несмотря на активное изучение железомарганцевых образований океана (ЖМО), геохимия элементов платиновой группы (ЭПГ) и золота в них недостаточно хорошо изучена. Отчасти это связано с аналитическими сложностями: прямое определение ЭПГ и золота затруднено ввиду их низких содержаний и мешающего влияния элементов матрицы. Как следствие, отсутствуют стандартные образцы состава железомарганцевых корок и конкреций, аттестованные по содержанию всех элементов платиновой группы и золота.

Отечественные образцы (СДО 4-7) сертифицированы по содержанию Pt и Au (СДО-6 еще и на Pd), для Pd и Rh приведены рекомендованные значения [1]. Результаты определения некоторых платиноидов и золота опубликованы для стандартов JMn-1 (GSJ, Япония) [2], GSPN -2, 3 (CAGS, Китай) [3], но они единичны и носят рекомендательный характер. Сравнительно недавно были изготовлены стандартные образцы кобальтоносных железомарганцевых корок MCPt -1 и 2 (NRCG, Китай, ВНИИОкеанология, Россия). Они аттестованы по содержанию платины [4], но данных о содержании золота в этих образцах нет. Самое большое количество результатов определения ЭПГ и Au имеется для стандартных образцов железомарганцевых конкреций NOD-A-1 и NOD-P-1 (Геологическая Служба США, [5]). Измерения производились различными методами, однако данные плохо согласуются между собой [6–9].

Исследование геохимии платиноидов и золота в океанском железомарганцевом процессе предполагает использование образцов стандартного состава для оценки правильности полученных данных. Целью нашей работы было определить содержания ЭПГ и золота в стандартном образце NOD-A-1 и сделать вывод о возможности его использования в методике, разработанной для анализа малых навесок образцов (0.2–0.8 г).

Предварительная пробоподготовка включала в себя кислотное разложение образца и сорбционное концентрирование. Кислотное разложение проводили как в герметичных PFA-сосудах, так и с использованием СВЧ. Сорбционное концентрирование на анионите (Dowex1x8, SigmaAldrich) использовалось совместно с методом стандартных добавок. Введение добавки перед ионообменной хроматографией позволило исключить влияние потерь аналита на результат. Измерения сигнала анализируемых элементов выполнялось на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500. Пределы обнаружения, рассчитанные как суммы величин контрольных опытов и их 3σ вариаций, составили 0.1 нг/г для Pt, Ir и Pd, 0.2 нг/г для Au и 1 нг/г для Ru. Концентрации Ru, Pd, Ir, Pt и Au в сухом веществе в стандартном образце NOD-A-1 приведены в таблице совместно с опубликованными ранее данными.

Таблица. Средние содержания ЭПГ и Au (нг/г) в образце конкреции NOD-A-1, полученные методом стандартной добавки, и ранее опубликованные данные

	Ru	Pd	Ir	Pt	Au
Количество образцов	8	8	7	5	2
$C_{ср} \pm \sigma$, нг/г	33 $\pm$ 3	2.7 $\pm$ 0.4	5.5 $\pm$ 1.1	482 $\pm$ 25	9 $\pm$ 2
Balaram et al., 2006 [8]	30 $\pm$ 3	9 $\pm$ 2	5 $\pm$ 2	450 $\pm$ 25	9 $\pm$ 3
Axelsson et al., 2002 [9]	22	<470	16	520	<9
Chowdhury and Pal, 1983 [6]	—	—	—	497	—
Aruscavage et al, 1984 [7]	—	2.5 $\pm$ 0.3	—	453 $\pm$ 12	—

Значительный разброс опубликованных данных, очевидно, связан с низкими содержаниями благородных металлов и с применением различных методов пробоподготовки и детектирования. При определениях ЭПГ и Au в стандартном образце NOD-A-1 использовалось коллектирование с последующим спектрографическим [6,7] и масс-спектрометрическим [8] определением. В работе [9] предварительного концентрирования не проводилось.

Полученные концентрации Pt в образце NOD-A сравнимы с опубликованными ранее. Ru, Ir и Au в пределах погрешности хорошо согласуются с данными [8]. Pd хорошо согласуется с данными [7].

При анализе золота в NOD-A был получен широкий разброс значений. В шести образцах из восьми содержания были на уровне контрольного опыта, а в двух остальных – 8 и 11 нг/г в сухом веществе. Такие вариации

могут быть связаны с неравномерностью распределения золота в железо-марганцевых конкрециях, и для его определения следует значительно увеличить навеску.

Содержание платины в стандартном образце NOD-A-1 ($C(\text{Pt})=480$ нг/г) выше, чем в среднем для конкреций Атлантического океана ($C(\text{Pt})=111$ нг/г [10]). Железомарганцевая конкреция NOD-A-1 относится к гидрогенному типу. На это указывает Mn/Fe отношение ($\text{Mn/Fe}=1.7$) [5], положительная цериевая аномалия $\text{Ce}_{\text{an}} = 3.0$ [11]. Накопление Ru, Ir и Pt вероятно происходит за счет окислительной сорбции на MnO_2 и FeOOH [10, 12]. Содержание платины в NOD-A-1 отражает общую закономерность: самые высокие содержания ЭПГ наблюдаются в гидрогенных железомарганцевых конкрециях, более низкие концентрации в диагенетических конкрециях, и на 2–3 порядка ниже в гидротермальных Fe–Mn корках [13]. Неравномерность в распределении золота в отличие от других благородных металлов указывает на иной механизм накопления. В работе Батурина с соавт. [14] было показано, что золото связано с силикатной фазой конкреций.

Работа была выполнена за счет грантов РНФ №14-50-00095 и РФФИ №13-05-00068.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Berkovits L.A., Obolyaninova V.G., Parshin A.K. and Romanovskaya A.R. A system of sediment reference samples: OO // *Geostandards Newsletter*. 1991. V.15. № 1. P. 85–109.
2. Imai N., Terashima S., Itoh S., Ando A. Compilation of analytical data for five GSJ geochemical reference samples: The "Instrumental Analysis Series" // *Geostandards Newsletter*. 1999. V. 23. 32. P.223–250.
3. Li X., Tong C., Zhu J., Wang Y. Determination of platinum group elements in four new reference samples of marine sediments and nodules by neutron activation analysis after nickel sulphide fire assay preconcentration // *Geostandards Newsletter*. 1996. V.20. № 2. P.263–265.
4. Wang Y., Wang X., Qu W. et al. Platinum-group element results for two cobalt-rich seamount crust ultra-fine reference materials: MCPT-1 and MCPT-2 // *Geostand. Geoanal. Res.* 2011. V. 3. № 3. P.341–352.
5. Flanagan F.J., Gottfried D. USGS Rock Standards, III: Manganese-Nodule Reference Samples USGS-Nod-A-1 and USGS-Nod-P-1 // *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1980. V. 1155, P. 39.
6. Chowdhury A.N., Pal J. C. Determination of platinum in USGS manganese nodule sample by fire-assay spectrographic method // *Geostandards Newsletter*, 1983. V. 7. №2. P. 279–280.
7. Aruscavage P.J., Simon F.O. and Moore R. Flameless atomic absorption determination of platinum, palladium, and rhodium in geologic materials // *Geostandards Newsletter*. 1984. V.8. P.3–6.
8. Balaram V., Mathur R., Banakar V.K. et al. Determination of the platinum group ele-

- ments (PGE) and gold (Au) in manganese nodule reference samples by nickel sulfide fire-assay and Te coprecipitation with ICP-MS // *Indian J. Marine Sciences*. 2006. V. 35. P. 7–16.
9. Axelsson M.D., Rodushkin I., Ingri J. and Öhlander B. Multielemental analysis of Mn–Fe nodules by ICP-MS: optimisation of analytical method // *Analyst*. 2002. V. 127. P. 76–82.
10. Батурин Г.Н., Дмитриев Л.В., Курский А.Н. Благородные металлы в железомарганцевых корках и конкрециях Атлантического океана // *Геохимия*. 1991. № 1. С. 142–148.
11. Dulski P. Reference Materials for Geochemical Studies: New analytical data by ICP-MS and critical discussion of reference values // *Geostandards Newsletter*. 2001. V. 25 P. 87–125.
12. Hein J.R., McIntyre B., Koschinsky A. The Global Enrichment of Platinum Group Elements in Marine Ferromanganese Crusts // *Extended Abstracts, 10th International Platinum Symposium* (eds), Tormanen and Alapieti, 7–11 August 2005, Oulu, Finland. P. 98–101.
13. Stueben D., Glasby G., Eckhardt J.-D., Berner Z., Mountain B., and Usui A. Enrichments of platinum-group elements in hydrogenous, diagenetic and hydrothermal marine manganese and iron deposits // *Exploration and Mining Geology*. 1999. V.8. P. 233–250.
14. Батурин Г.Н., Фишер Э.И., Фишер В.Л. О содержании золота в железомарганцевых конкрециях океана // *Доклады Академии наук*. 1984. Т. 275. № 2. С. 421–424.

We present Ru, Pd, Ir, Pt and Au determination on ferromanganese nodule reference material NOD-A-1. PGE and Au were separated by anion exchange chemistry combined with standard addition method and determined by ICP-MS.

Блинова Е.В.

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

Перестройка минерального и химического состава осадков во впадине Гуаймас Калифорнийского залива при прохождении гидротермального раствора

Blinova E.V.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Alteration of mineral and chemical composition of sediments from Guaymas Basin in the Gulf of California under the influence of hydrothermal solution

Ключевые слова: гидротермальный процесс, осадки, рифтовая зона, впадина Гуаймас

Рифтовые зоны океана привлекают широкое внимание в связи с гидротермальной активностью в их осевых зонах [1]. В приконтинентальных участках таких зон формируется мощный осадочный покров, в котором происходят процессы взаимодействия осадочных отложений и проходящих гидротермальных растворов. Эти процессы ведут к перераспределению химических элементов между раствором и породами и в результате происходит концентрация некоторых, в первую очередь, рудных элементов в проработанных высокотемпературным раствором участках разреза.

Впадина Гуаймас в Калифорнийском заливе, лежащая на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 1), является одним из таких объектов, где гидротермальная деятельность в осевой части рифта приводит к преобразованию осадочного покрова. Три скважины, пробуренные в 64 рейсе в рамках программы бурения DSDP, благодаря своему расположению в зонах с различной степенью гидротермальной активности и удаленности от выходов высокотемпературных растворов (из построек типа «черных курильщиков») позволили рассмотреть влияние этого раствора на химический и минеральный состав осадочных отложений.

Эти отложения были детально изучены в ходе проведения рейса глубоководного бурения. М.Кастнер, К.Келтс выделили здесь минеральные зоны [2, 3]. Нижняя часть разреза была охарактеризована М.Кастнер как зона зеленосланцевого преобразования (greenschistzone), но мы отказались от использования данной терминологии, чтобы не вводить в заблуждение о процессах регионального метаморфизма, которые в данных отложениях не развиты. Будем говорить о зоне высокотемпературного изменения, с характерной ассоциацией минералов: кварц-альбит-эпидот-хлорит-пирит-пирротин.

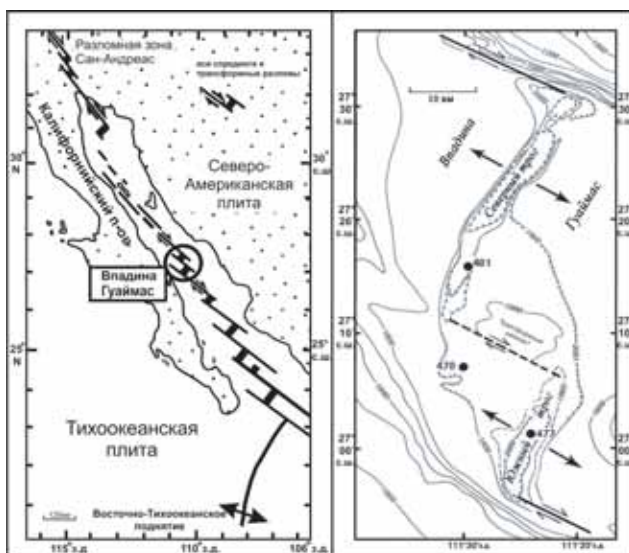


Рисунок 1. Тектоническая схема впадины Гуаймас и расположение скважин глубоководного бурения [4].

Методика исследований включала в себя изучение химического и минерального состава неизмененных осадков и гидротермально преобразованных отложений из низкотемпературной и высокотемпературной зон.

Для изучения порообразующих компонентов проводился рентгенофлуоресцентный анализ и мокрая химия. Микроэлементы изучались методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой, рентгенофлуоресцентным анализом. Минеральный состав изучался петрографически, с использованием сканирующей электронной микроскопии с микрозондовой приставкой. Для качественной и количественной оценки фазового состава тонкодисперсной фракции применялся метод рентгеновской дифрактометрии с использованием моделирования экспериментальных дифракционных картин [5]

Максимальная перестройка химического состава осадков впадины Гуаймас происходит в высокотемпературной зоне при температуре около 300°C. Увеличение в измененных осадках содержания Cu, Zn, Cd, а также Ag, в меньшей степени Mo, Bi, Ni, Be, Co, Sr показывает, что рудоносный раствор, поступающий в осадочный покров, отдает осадкам в процессе их взаимодействия часть переносимых рудных элементов, которые формируют сульфидные минералы. Одновременно в этих осадках происходит сильное уменьшение содержания K, Rb, Tl, Cs, As, Li, Ba, Sb. Эти элементы, на-

против, поступают из осадков в раствор. Очевидно, что состав раствора в отношении этих элементов в основном сильно трансформируется при миграции в нижней части осадочного покрова. Остальные изученные макро- и микроэлементы, в том числе РЗЭ, остаются в сильно измененных осадках инертными или малоподвижными не участвуют в трансформации раствора.

В низкотемпературной зоне похожие изменения химического состава осадков в условиях снижения температуры до 100–250°C (интервал 110–185 м) проявлены с меньшей интенсивностью.

Впервые в отложениях впадины Гуаймас в ходе изучения на сканирующем микроскопе установлено присутствие самородных элементов в отложениях из высокотемпературной зоны в южном трого. В разрезе развито самородное серебро, цинковая медь, а также пирит, пирротин, новообразованный кварц, альбит. Присутствие самородных рудных элементов во впадине Гуаймас, вероятно, связано с наличием большого количества органического вещества в разрезе и углеводов. Наличие самородных элементов нередко характерно для гидротермальных систем, богатых углеводородами [6].

При микроскопических исследованиях был выделен ряд преобразований, происходящих в зоне гидротермального воздействия проходящих растворов. Это выражено в полном растворении диатомовых водорослей. Кремнезем реализуется в виде аутигенного кварца и образует регенерационный кварцевый цемент в песчаниках и алевролитах. Плагиоклаз, встречающийся в виде терригенной примеси в осадках, в низах разреза претерпевает альбитизацию. Эпидот появляется в разрезе вначале в виде мелких аутигенных зерен, встречающихся локально, а затем при приближении к зоне максимального воздействия основной гидротермальной системы его распространение приобретает массовый характер (рис. 2). Биотит в низах разреза хлоритизирован.

Воздействие гидротермальных процессов на перестройку глинистых минералов прослежено в осадочном покрове в интервале глубин от 110 м до 267 м. В этой толще сформировались три ассоциации глинистых минералов. Две из них состоят из новообразованных глинистых минералов: хлорита (170–257.5 м) и хлорита и иллита (146–170 м), и одна, в интервале 110–146 м, представлена смесью новообразованного хлорит-сметита с небольшим содержанием смектитовых слоев (5–10%) и терригенного иллита-сметита, претерпевшего иллитизацию с увеличением количества иллитовых слоев с 60% до 90–93%, а также примесью терригенного иллита. Установленные ассоциации глинистых минералов отражают, прежде всего, вертикальную температурную зональность в диапазоне (снизу-вверх) от 300±50°C до ~140°C.

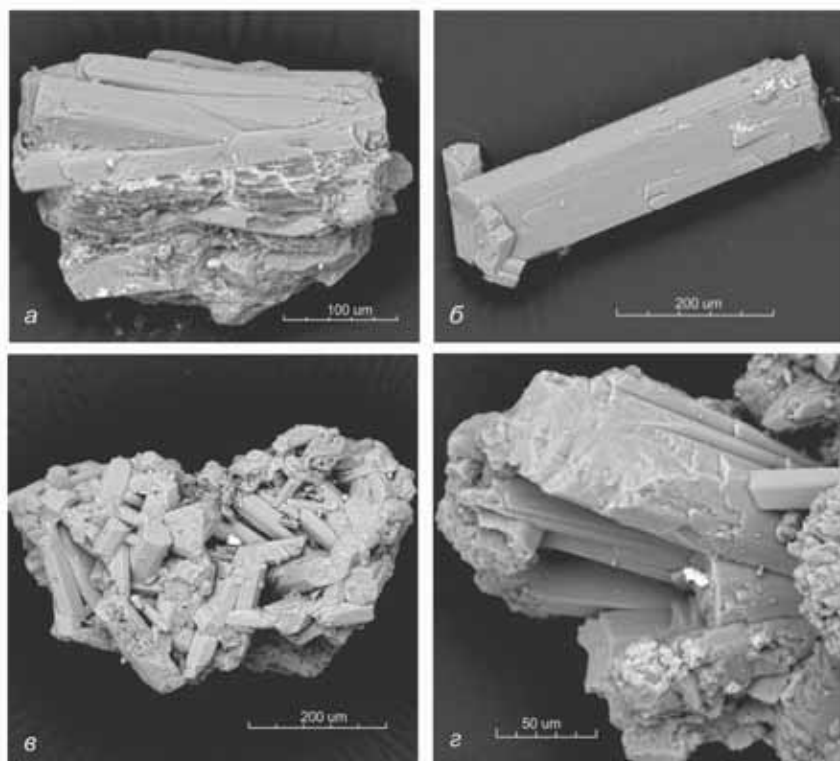


Рисунок 2. Новообразованные кристаллы эпидота из высокотемпературной зоны.

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

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 11-05-00347, 14-05-00153).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
2. Kastner M. Evidence for two distinct hydrothermal systems in the Guaymas Basin // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 1143–1158.

3. Kelts K. Petrology of hydrothermally metamorphosed sediments at deep sea drilling site 477, southern Guaymas Basin rift, Gulf of California // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 1123–1136.
4. Curray J.R., Moore D.G. et al. Init. Repts. DSDP. Washington, 1982. V. 64. Part 1. P. 507.
5. Sakharov B.A., Lindgreen H., Salyn A.L., Drits V.A. Determination of illite-smectite structures using multispecimen X-ray diffraction profile filling // Clays and Clay Minerals. 1999. V. 47. P. 555–566.
6. Багдасарова М.В. Роль гидротермальных процессов при формировании коллекторов нефти и газа // Геология нефти и газа. 1997. № 9.

The article reports the results of study of mineral and chemical alteration of sediments in active spreading southern trough in the Guaymas Basin in the Gulf of California under the influence of hydrothermal solutions. The maximum change occurs in the high temperature zone at a temperature about 300°C.

**Габлина И.Ф.¹, Добрецова И.Г.², Лайба А.А.²,
Бельтнев В.Е.², Дара О.М.³**

(¹ Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: gablina@ilran.ru; ² ФГУНПП Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Ломоносов; ³ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

Строение и минеральный состав руд гидротермального рудного узла «Победа» (17° с.ш. Срединно-Атлантического хребта)

**Gablina I.F.¹, Dobretsova I.G.², Laiba A.A.², Beltenev V.E.²,
Dara O.M.³**

(¹ Geological Institute RAS, Moscow, ² Polar Marine Geosurvey Expedition, Lomonosov, ³ Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Structure and mineral composition of ores of the hydrothermal ore cluster “Pobeda” (17° N of Mid-Atlantic Ridge)

Ключевые слова: современные сульфидные руды, Срединно-Атлантический хребет

По материалам рейса 37 НИС «Профессор Логачев» (2014–2015 г.г.), изучены морфология и минеральный состав сульфидных руд гидротермальных рудных полей «Победа-1» и «Победа-2» рудного узла «Победа», открытого в разведочных блоках 37 и 39 Российского разведочного района. Проведено первичное исследование и описание поднятого рудного материала и последующее минералогическое изучение оптическим, электронно-микроскопическим, электронно-зондовым и рентгенофазовым¹ методами. С помощью потенциометра «Эксперт-рН» в рейсе изучены физико-химические параметры поровых вод металлоносных и рудоносных осадков, участвующих в строении гидротермальных полей, и фоновых осадков за их пределами.

В рудный узел «Победа» входят два гидротермальных рудных поля – «Победа-1» (17°08,7' с.ш. САХ) и «Победа-2» (17°07,45' с.ш. САХ), и одно рудопроявление. Их местоположение в зоне САХ, геоморфологическая позиция и строение охарактеризованы в статье Бельтнева и др. настоящего сборника.

¹ Рентгеновский анализ выполнен в О.М. Дарой в ИО РАН и М.А. Яговкиной с использованием оборудования регионального ЦКП «Материаловедение и диагностика в передовых технологиях» (при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ).

В пределах рудного поля «Победа-1» гидротермальные образования подняты на 10 станциях. Рудный материал представлен сульфидными рудами, арагонитовыми корками с сульфидами, оруденелыми породами, окси-гидроксидными железистыми и железо-марганцевыми образованиями. Сульфидные руды относятся преимущественно к серно-колчеданному, в меньшей мере медно-колчеданному типам. В небольшом количестве присутствуют существенно-медные и богатые медные руды, поднятые в центральной зоне гидротермального поля, по периферии развиты серно-колчеданные руды с небольшим количеством медных минералов. Иногда отмечается примесь сфалерита.

Гидротермальное рудное поле «Победа-2» (17°07,45'с.ш. СХХ) расположено на расстоянии около 4 км к юго-западу от поля «Победа-1». Гидротермальные образования подняты на 3 станциях. Они представлены сульфидными рудами, арагонитовыми корками с сульфидами, оруденелыми породами, окси-гидроксидными железистыми и железо-марганцевыми образованиями, рудоносными и рудными осадками. Сульфидное оруденение относится к медно-колчеданному, медно-цинково-колчеданному и серно-колчеданному типам.

Сульфидные руды обоих полей имеют много общих черт: приуроченность к породам габбро-перидотитового комплекса; наличие признаков современной гидротермальной активности; морфология сульфидных образований и близкий минеральный состав. Это позволяет дать общую характеристику руд узла «Победа».

В составе руд гидротермального рудного узла «Победа» определены следующие минералы: марказит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, сульфиды меди, борнит, магнетит, гетит, сульфаты железа (феррикопицит, парабатлерит, сидеронарит), хлориды меди (атакамит, эриохалцит); из нерудных минералов – тальк, арагонит, галит, доломит, кальцит, серпентин (лизардит), флогопит-биотит. Различие между двумя полями заключается в существенном преобладании в минеральном составе руд поля «Победа-1» пирит-марказитового парагенезиса при подчиненном содержании сульфидов меди, меди-железа и цинка, тогда как в рудах поля «Победа-2», наряду с марказитом и пиритом, в значимом количестве присутствуют халькопирит, сфалерит и сульфиды меди.

Для обоих полей характерны следующие морфогенетические типы сульфидных руд: 1) рыхлые руды, 2) «купольные» рудные образования, 3) массивные сульфидные руды, 4) рудные брекчии, 5) арагонитовые корки с сульфидной вкрапленностью и гидроксидами железа, 6) гидротермально-измененные породы с сульфидной вкрапленностью.

Рыхлые руды представляют собой тонкокристаллическую черную или темно-серую землистую нецементированную рыхлую массу, состоящую из смеси марказита, пирита с пленками, реже скоплениями сульфидов меди

(Cu_xS), иногда борнита. Рыхлые руды поля «Победа-2» содержат также сфалерит. До 10% составляют нерудные минералы – тальк, серпентин (ли-зардит), арагонит и др. Участками руды пропитаны гидрооксидами Fe.

Наиболее распространенным морфологическим типом, характерным для серно-колчеданных и медно-колчеданных руд, являются «*куполь-ные*» структуры. Они представляют собой рудные образования куполовид-ной, конической в разрезе, формы, в которых сочетаются арагонитовые корки (вершинная, купольная, часть построек), обычно переходящие в верхней зоне в литификаты; рудные брекчии, массивные и рыхлые суль-фидные руды (основная часть построек)(рис. 1).

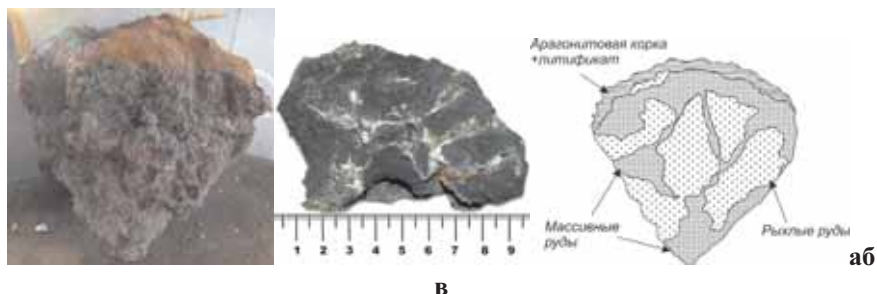


Рисунок 1. Купольные образования поля «Победа-2»; а – общий вид, высота 15 см; б – фрагмент постройки: рыхлые марказитовые руды (черное) с поздним массивным пиритом (белое); в – схема строения купольных структур.

Купольные структуры встречаются в виде отдельных полных образований размером от нескольких см в диаметре до 50х30х30 см и их более мелких фрагментов. Обычно они состоят из рыхлых существенно марказитовых руд, которые в различных частях построек, чаще всего в кровле, или в нижней зоне, у входного канала, сменяются массивными пиритовыми и пирит-марказитовыми рудами. Массивный пирит может проникать в рыхлые руды в виде прожилков, цементируют их (рис.1б), превращая в «рудные брекчии». Как правило, в составе купольных образований присутствуют в различных количествах гидрооксиды Fe, арагонит, атакамит, иногда гидрооксиды Mn, развитые преимущественно в арагонитовых корках в кровле построек (рис. 1а). В купольных структурах поля «Победа-2» в рыхлых рудах, кроме пирита и марказита, иногда присутствует сфалерит, сульфиды меди.

Арагонитовые корки, по-видимому, являются фрагментами купольных образований. Обычно состоят из арагонита с реликтами биогенных карбо-натных осадков. В утолщенных участках корки многослойные за счет вклю-чений осадков. Для арагонитовых корок характерно зональное строение. Зо-

нальность выражается в наличии сульфидного оруденения на нижней (обращенной к рудам) поверхности, арагонитовой центральной зоны и слоя литифицированных осадков, обогащенных гидрооксидом Fe в верхней зоне.

Рудоносные брекчии состоят из обломков оталькованных и хлоритизированных пород субстрата размером от 1–5 мм до 2–4 см в арагонит-гидроксидно-железистом цементе с участками, обогащенными пиритом и/или марказитом сульфидами меди.

Массивные медные руды отмечены на поле «Победа 1» в виде единичных плоских обломков размером до 10×7×5 см. Они состоят из халькопирита, по которому развиваются борнит и сульфиды меди. Такие руды, вероятно, слагают пластинчатое основание поверхностных

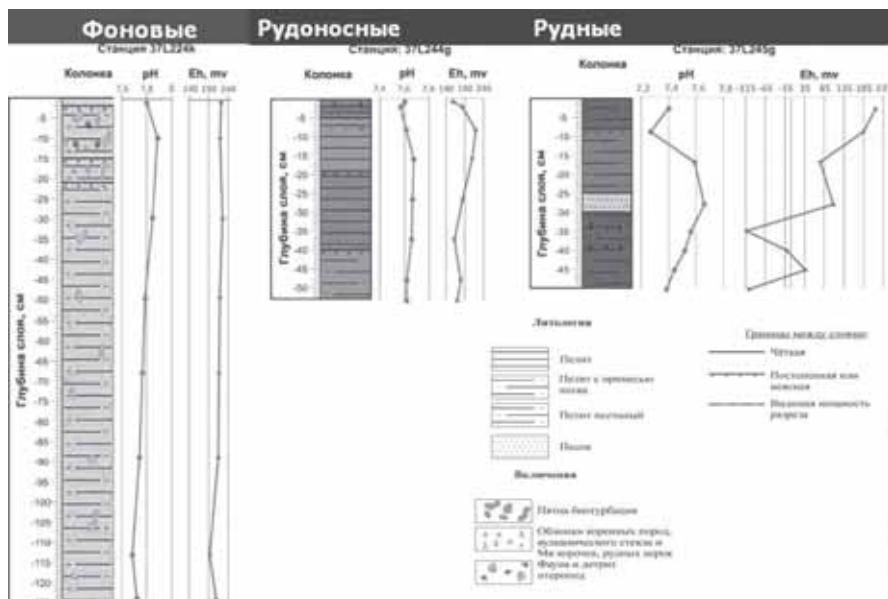


Рисунок 2. Характер изменения Eh-pH поровых вод фоновых, рудоносных и рудных осадков гидротермального поля «Победа-2» по разрезу колонок-гидротермальных построек (труб), наблюдаемое при телепрофилировании.

В пределах поля «Победа 2» встречены богатые *железо-медно-цинковые массивные руды* состоящие из халькопирита и сфалерита в центральной зоне построек, и борнита, сульфидов меди по периферии. Кроме того, развиты сульфидные постройки типа диффузеров, состоящие из массивного плотного пирита ($\pm$ марказит), иногда сильно окисленного, с включениями и налетом сульфидов меди, халькопирита, сфалерита

Гидротермально измененные породы с рудной вкрапленностью представлены оталькованными, серпентинизированными и хлоритизированными, часто пропитанными гидроксидами Fe перидотитами, реже базальтами и карбонатными породами с вкрапленностью магнетита, пирита, халькопирита, сульфидов меди, атакамита.

Рудоносные и рудные осадки синевато-серого, бурого, коричневого и коричневатого-бежевого цвета, песчанистые, фораминиферовые, с прослоями птероподовых, содержат зерна пирита с налетами сульфидов меди и борнита, оталькованные раковины микроорганизмов, арагонит, гидроксиды железа. В рейсе были замерены физико-химические параметры поровых вод осадков по разрезу колонок. Установлено, что в рудных осадках происходит снижение Eh и pH поровых вод вниз по разрезу (рис. 2), что отличает их от фоновых осадков и свидетельствует о влиянии на них кислых восстановительных гидротермальных растворов на контакте с породами субстрата.

Выводы:

1. В пределах рудного узла «Победа» выявлены сульфидные руды необычного морфогенетического типа – «купольные» образования. Их характерными чертами является сочетание рыхлых сульфидных руд, массивных руд, развивающихся по рыхлым, и арагонитовых корок.

2. На гидротермальном поле «Победа-1» установлены богатые массивные железо-медные, а на поле «Победа-2» железо-медно-цинковые руды, предположительно залегающие в виде пластовых тел в основании трубно-го комплекса, рыхлых руд и купольных структур.

3. Морфогенетические и минеральные особенности поля «Победа-2» свидетельствуют о более длительном действии гидротермальных флюидов в районе этого поля, что привело к значительному обогащению руд полезными компонентами, и расширяет его перспективы.

4. Сравнение Eh – pH поровых вод фоновых и рудных осадков демонстрирует их существенное различие, отражающее влияние на рудные осадки кислых восстановительных гидротермальных флюидов

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

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 14-05-00480).

New data have been presented on the morphology and mineral composition of ores of the hydrothermal ore cluster “Pobeda” (17°N of the Mid-Atlantic Ridge) based on the materials of Leg 37 of the Research Vessel “Professor Logachev”, conducted by the Polar Marine Geosurvey Expedition in 2014–2015 within the Russian Exploration area.

Глазырин Е.А., Глазырина Н.В.

(ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: glazyrin@ymg.ru; eaglazyrin@mail.ru)

Карбонатные производные холодной газо-флюидной под- водной разгрузки Азово-Таманского региона

Glazyrin E.A., Glazyrina N.V.

(SSC FSUGE «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

Carbonate derivatives cold gas subsea gas-fluid seepage Azov and Taman region

Ключевые слова: газо-флюидные разгрузки, метаногенные карбонатные постройки, Азово-Таманский регион

С функционированием на морском дне холодных газо-флюидных разгрузок (cold seeps) связывается образование различных метаногенных литифицированных карбонатных образований (воронкообразные тела, корки, плиты и постройки различной морфологии, трубо- и жилообразные тела, цементация биотурбации, стяжения, штокверки и др.) [1–5 и др.]. Одной из характерных особенностей таких разгрузок служит активное развитие специфических донных организмов, трофическая цепь которых связана с бактериальным окислением метана [6, 7 и др.]. Широко известны метаногенные карбонатные постройки в древних отложениях [1, 8, 9 и др.].

Азово-Таманский регион – область проявления грязевого вулканизма и разгрузки углеводородов. Изучение неоген-четвертичного разреза морских отложений региона на основе керна морских картировочных скважин и грунтовых трубок, береговых разрезов, а также анализ опубликованных данных свидетельствует о наличии различных син- и постседиментационных очаговых литифицированных карбонатных образований, отличающихся от типично седиментогенных, биогенных или диагенетических. Они развиты на участках газо-флюидной разгрузки, в том числе грязевого вулканизма, и по ряду признаков связываются нами с холодной газо-флюидной разгрузкой. Из наиболее выраженных и распространенных проявлений здесь фиксируются придонные выделения карбоната, цементация песков над грязевулканическими постройками, штокверковая карбонатная минерализация [10].

В пределах подводных грязевулканических построек встречаются микророзернистые, вплоть до мономинеральных агрегатов и линз, выделения карбоната на поверхности илов или сцементированные арагонитом пески.

Примером цементации песков над грязевулканической постройкой служит очаговая карбонатная литификация в новозвксинских песках, перекрывающих погребенный подводный грязевой вулкан Хahalева, приуроченно-

го к Азовскому валу [11]. Цемент вскрытых песчаников неоднородный, базальный. Характеризуется весьма необычной структурой – с различной степенью сохранившимися реликтами ритмично-зонального колломорфного строения. В составе карбонатного цемента участвует рудный материал (до 10 %) – гидроокислы железа и марганца или сульфиды железа, что указывает на резко неоднородные физико-химические условия цементации. За счет перекристаллизации первично колломорфных структур развиты метакolloидные и разнoзернистые структуры, до пойкилокластовой.

Штокверковая карбонатная минерализация проявлена в виде мучнистых и микрозернистых выделений по извилистым каналам дегазации, жилообразных выделений и гнезд, неравномерной импрегнационной пропитки в разрезе пелитовых отложений [10]. Совместно с ней нередко встречается сульфидная (гидротроилит, марказит) минерализация с гидроокислами железа и марганца в виде гнезд, пятнистой и жилообразной импрегнации по извилистым субвертикальным каналам. Гидроокислы железа развиты преимущественно за счет окисления сульфидов.

В неоген-четвертичном разрезе участков грязевулканической деятельности проявлены специфические карбонатные постройки и образования: воронкообразные тела карбонатизации, биогермы, травертиново-биогермные постройки и карбонатизированные грязевулканические брекчии. Интенсивность их проявления в разрезе коррелирует с пиком грязевого вулканизма в Керченско-Таманской грязевулканической области, отвечающего чокрак-сарматскому времени.

Воронкообразные тела карбонатизации (CaO 72,4%, MgO 7,0%) встречаются в морских глинах раннего сармата. Они имеют придонный характер развития. Текстура брекчиевая, брекчиевидная, комковатая, ноздревато-кавернозная за счет присутствия каналов дегазации, инкрустированных арагонитом. Размер тел составляет первые метры в поперечнике. Верхняя граница «воронки» синседиментационная с присутствием обильной «прижизненной» донной фауны (раковины моллюсков и др.), очень редкой во вмещающих глинах. Нижние границы «воронки» имеют постепенные контакты с вмещающими глинами.

В начале среднего сармата выделяются уровни развития мелких серпулово-микробиальных биогермов, учитывая обогащенность слагающего их кальцита легким изотопом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от $-30,6\text{‰}$ до $-36,8\text{‰}$), связанных, скорее всего, с метанотрофными бактериями в пределах подводных метановых разгрузок [12].

В подошве отложений мзотического яруса среди глин залегают холмообразные травертиново-биогермные карбонатные (CaO 69,9–74,5%, MgO 1,2–12,3%) постройки специфического строения высотой до 15 м и до первых десятков метров в поперечнике (рис.). Внутри постройки имеют травертиновую текстуру – пористую, кавернозную с колломорфными структу-

рами. Каркасом служат мшанки и глинисто-карбонатный микрокомковатый матрикс, а межформенное пространство обволакивается концентрически зональным карбонатом (арагонит, кальцит), цементируется кальцитовым спаритом. Внешняя форма построек ботроидальная с округлыми буграми до 1 м в поперечнике. Внутри по границам раздела бугристых построек присутствуют линзы глин. Внешняя часть бугров имеет концентрически зональную, почковидную, фестончатую корку мощностью до 20 см, где часто присутствует гидроокисная железомарганцевая минерализация в разных соотношениях с карбонатом. К постройкам примыкает выклинивающийся шлейф микрокомковатых микробиально-водорослевых известняков. Генетически эти постройки рассматриваются как производные холодной газо-флюидной подводной разгрузки.

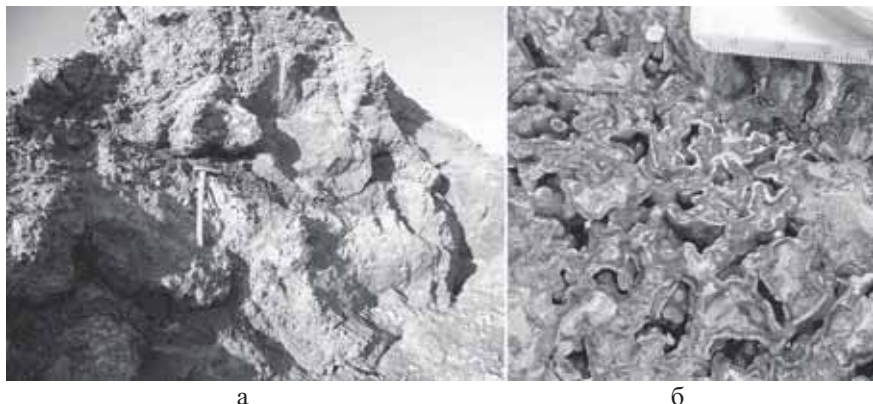


Рисунок. Карбонатная постройка, вскрытая в глинах мэотического яруса:
а – внутреннее строение постройки; б – деталь строения.

Карбонатизированные ($\text{CaO } 25,2\%$, $\text{MgO } 63,6\%$) грязевулканические брекчии присутствуют в грязевулканических каналах (некки, дайки, жилы) в виде округлых ксенолитов и тел размером до нескольких метров с теневыми текстурами.

Таким образом, на участках холодной газо-флюидной разгрузки в морских отложениях формируются широкий спектр морфологически своеобразных карбонатных построек.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Campbell K.A., Francis D.A., Collins M. et al. Hydrocarbon seep-carbonates of a Miocene forearc (East Coast Basin), North Island, New Zealand // *Sedimentary Geology*. 2008. V. 204. P. 83–105.
2. Haas A., Peckmann J., Elvert M., Sahling H. et al. Patterns of carbonate authigenesis at the Kouilou pockmarks on the Congo deep-sea fan // *Marine Geology*. 2010. V. 268. P. 129–136.
3. Magalhaes V.H., Pinheiro L. M., Ivanov M. K. et al. Formation processes of methane-derived authigenic carbonates from the Gulf of Cadiz // *Sedimentary Geology*. 2012. V. 243–244. P. 155–168.
4. Mazzini A., Svensen H., Hovland M. et al. Comparison and implications from strikingly different authigenic carbonates in a Nyegga complex pockmark, G11, Norwegian Sea // *Marine Geology*. 2006. V. 231. P. 89–102.
5. Nyman S.L., Campbell S.N., Campbell K.A. Miocene tubular concretions in East Coast Basin, New Zealand: Analogue for the subsurface plumbing of cold seeps // *Marine Geology*. 2010. V. 272. P. 319–336.
6. Levin L.A. Ecology of cold seep sediments: interactions of fauna with flow, chemistry and microbes // *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*. 2005. V. 43. P. 1–46.
7. Olu-Le Roy K., Sibuet M., Fiala-Merdioni A. et al. Cold seep communities in the deep eastern Mediterranean Sea: composition, symbiosis and spatial distribution on mud volcanoes // *Deep-Sea Research, part I*. 2004. V. 51. P. 1915–1936.
8. Campbell K.A., Farmer J.D., Des Marais D. Ancient hydrocarbon seeps from the Mesozoic convergent margin of California: carbonate geochemistry, fluids and palaeoenvironments // *Geofluids*. 2002. P. 63–91.
9. Hammer O., Nakrem H.A., Crispin T.S. Little et al. Hydrocarbon seeps from close to the Jurassic–Cretaceous boundary, Svalbard // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2011. V. 306. P. 15–26.
10. Глазырин Е.А. Признаки флюидного литогенеза в четвертичных отложениях Азовского моря // *Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Матер. VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.)*. В 3 т. / Новосибирск: ИНГТ СО РАН, 2013. Т. I. С. 209–211.
11. Шейков А.А., Глазырина Н.В., Глазырин Е.А. К выделению грязевого вулкана Хахалева (Азовское море) // *Геология морей и океанов: Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*. Т. V. М.: ГЕОС, 2013. С. 270–274.
12. Ростовцева Ю.В. Седиментогенез в бассейнах среднего и позднего миоцена Восточного Паратетиса (стратотипический Керченско-Таманский регион). Автореф. дисс. на соискание уч. степ. д-ра геол.-минерал. наук. Москва, 2012. 50 с.

Morphological examples of carbonate formations in the Neogene-Quaternary sediments of the Azov and Taman region, considered as derivatives of the cold gas subsea fluid discharge.

Железнов А.М.

(Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
a.zheleznov@spbu.ru)

Роль геоморфологического фактора при изучении гидротермальной активности на внутренних океанических комплексах осевой зоны Срединно-Атлантического хребта

Zheleznov A.M.

(St.-Petersburg State University, St.-Petersburg, Russia)

Morphology of oceanic core complexes: current understanding on the distribution of the hydrothermal activity on the Mid-Atlantic ridge

Ключевые слова: гидротермы, Срединно-Атлантический хребет, геоморфология

Доклад освещает геоморфологические особенности массивов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ), которые играют рудоконтролирующую роль по отношению к развитию гидротермальной активности в границах рифтовой долины. В предыдущих докладах на школе по морской геологии подробно анализировалось значение тектоногенных поднятий внутренних океанических комплексов (перевод англоязычного термина “oceaniccorecomplex” по Силантьеву С.А.) в рельефообразовании в процессе низкоскоростного спрединга [1]. Собственно геологическое строение внутренних океанических комплексов (ВОК) хорошо изучено к настоящему времени, однако особенности их рельефа и его взаимосвязь с положением глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) пока что описаны только самыми общими схемами как, например, в обзорной работе [2] пятилетней давности.

За последние годы автор принимал непосредственное участие в четырёх рейсах научно-исследовательских судов в Атлантическом океане совместно с российскими и зарубежными геологами и океанологами и на основе полученных данных предлагает уделять большее внимание особенностям распространения гидротермальной активности на ВОК осевой зоны САХ.

Батиметрические съёмки показывают значительные различия в морфологии поднятий ВОК. Основные элементы такой морфоструктуры отражены вне масштаба на рисунке. Среди наиболее известных морфокомплексов гидротермальные поля обнаружены на поднятиях внутреннего угла (поле Лост Сити, 30,1° с. ш.), асимметричных двойных комплексах (поле ТАГ, 26,2° с. ш.), межсегментных барьерах (поле Рейнбоу, 36,2° с. ш.), вытянутых куполах (поле Семёнов 13,5° с. ш.), рассечённых наложенными хребтами массивах (поле Логачёв, 14,7° с. ш.), деформированных террасопо-

добных склонах (поле Ашадзе, 13° с. ш.). Связь морфологии этих поднятий ВОК с распределением объектов ГПС на их поверхности пока не исследована детально.

Серьёзные морфологические различия обусловлены стадийностью активизации раскрытия детачментов и окружающей обстановкой рельефообразования. Геологами же уже убедительно доказано принципиальное значение ВОК для структурного контроля крупных гидротермальных систем [3].

Следует отметить, что именно российскими исследователями были открыты крупные объекты ГПС, сформировавшиеся на структурах ВОК и отличающиеся древним возрастом (до 124 тысяч лет) [4]. При этом поиски новых гидротермальных полей являются сложнейшим процессом, который скорее ориентирован на результаты геологического пробоотбора и геофизических съёмок, ведь рельеф рудоконтролирующих структур существенно отличается даже в пределах соседних районов. Наиболее крупные из известных к настоящему времени гидротермальных полей характеризуются положением на западном или восточном склоне рифтовой долины. На таких участках за пределами неовулканических хребтов тектоническая активность создаёт благоприятные гидрогеологические условия благодаря подъёму блоков габброидов к поверхности и формированию многочисленных трещин — гьяров. При этом современная вулканическая активность может являться серьёзным препятствием для развития длительной гидротермальной активности в области соприкосновения магматических и глубинных пород.

Идентификация ВОК и основных разломов по данным многолучевой съёмки осуществляется в ходе трассирования этих элементов по характерным перегибам в рельефе. Проверка и унификация методики такого структурного анализа возможна при сопоставлении съёмок рельефа различных сегментов САХ, особенно, детально изученных пририфтовых областей. В качестве такого полигона можно рассмотреть район 12°50′ – 13°35′ с.ш. На этот сегмент построено большое число геологических, тектонических и геоморфологических карт и схем, особенно, на обширную террасоподобную структуру в западной части долины. Формирующие её ВОК образуют в пририфтовой зоне единый гидротермальный кластер между рудными узлами Ашадзе и Семёнов включительно.

Необходимо отметить, что взгляды разных авторов на историю геологического развития района 12°50′ – 13°35′ с.ш. разнятся, но именно на основе исследований этой приосевой зоны САХ разрабатываются основные теоретические модели развития ВОК. В частности, здесь были выделены как приосевые, так и внеосевые поднятия ВОК [5–7].

Приосевые гидротермальные поля нависающего над разломом детачмента базальтового блока (Семёнов-4, Ашадзе-4) являются крупными объектами ГПС с установленным древним возрастом [4]. Поле Семёнов-4,

древнейшее из объектов ГПС рудного узла Семёнов ($13^{\circ}30'$), расположено у основания купольного поднятия непосредственно в зоне выхода ВОК на поверхность дна. На запад от него на участках растрескивания гьяров идёт цепочка из более молодых объектов ГПС «лежачего крыла», в отношении которых сделан вывод о связи расположения с наложенными пиллоу-лавами на поверхности детачмента [3].

Поднятие ВОК $13^{\circ}19'$ с ассоциированным полем Ириновское также визуально соответствует модели «идеального» детачмента (“AGU Chapman Conference on Detachments in Oceanic Lithosphere: Deformation, Magmatism, Fluid Flow, and Ecosystems”, 2010). Оно выделяется чуть менее вытянутым клиновидным полукуполом с ярко выраженным гофрированным рисунком, но на его поверхности найдено значительно меньшее количество объектов ГПС. Это можно объяснить различными стадиями тектонического развития двух соседних ВОК [5, 7].

В результате подавления процессов раскрытия поверхности детачмента более южное поле Ашадзе сформировалось в обстановке сложного ступенчато-глыбового рельефа. Полукупол ВОК не смог здесь «раскрыться» из-за воздействия внешних геологических факторов. В итоге объекты ГПС не образуют аналогичную последовательность от древних к молодым по поверхности детачмента, во многом из-за развития экзогенных процессов. Положение полей Ашадзе-1,2, вероятно, связано с наложенными сдвиговыми зонами. В тоже время именно здесь продолжается современная гидротермальная деятельность.

Если для пририфтового сегмента $12^{\circ}50' - 13^{\circ}35'$ с.ш. обширное развитие тектоногенного рельефа было давно доказано, благодаря работам ПМГРЭ и ВНИИОкеангеология, то при поисках гидротермальной активности в других районах нужно большее внимание к качеству и широте охватываемых батиметрических данных. Наибольший интерес для поиска скоплений ГПС представляют гофрированные поверхности, в первую очередь, на участках крупных перегибов рельефа (выпуклых от наложенных нарушений или вогнутых, особенно, в зоне выхода). Также требуется уделять внимание всевозможным «аппендиксам» и выступам, которые могут служить естественными барьерами придонным течениям. Во вторую очередь следует рассматривать прилегающие к поднятиям ВОК слабонаклонные террасоподобные участки, а также неовулканические поднятия, особенно, вблизи нетрансформных смещений рифтовой долины. Возможности нахождения крупных объектов ГПС в местах сочленения различных поднятий ВОК, а также на малых «свежих» комплексах, равно как и на далёких от оси древних требуют дальнейшего изучения. Сами породы перидотит-габбротрондьемитовой ассоциации не являются первичным съёмочным индикатором, а лишь подтверждают первоначальные контуры при их заверке проботорбом на участках детализации полевых работ.

Автор выражает искреннюю благодарность профессорам СПбГУ Г.А. Черкашёву и В.Ю. Кузнецову, оказавшим значительную поддержку.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-31301 («мол_а»).

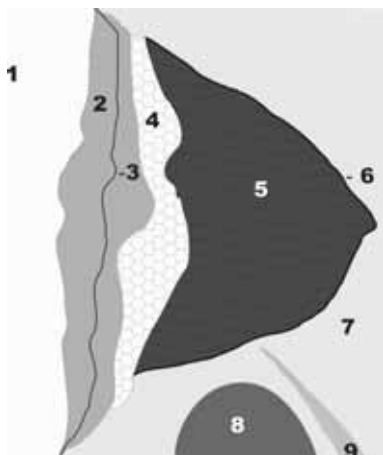
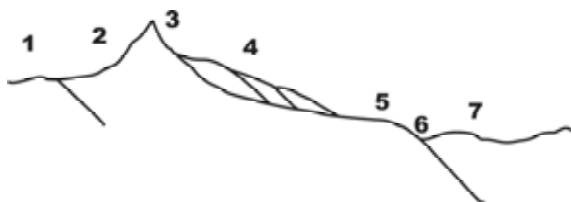


Рисунок. Схема основных элементов строения одного из известных типов поднятий внутреннего океанического комплекса: А. Вид в плане; Б. Вид в профиле; 1) участок базальтового ложа рифтовой долины, смещённый при раскрытии детачмента к области рифтовых гор; 2) магматический линейный хребет; 3) гребень хребта, зона отрыва детачмента; 4) зона возможного развития наложенных вулканических структур; 5) полосчатый склон «лежащего крыла»; 6) полоса выхода комплекса на поверхность дна; 7) блок «висячего крыла» со стороны оси рифтовой долины; 8) понижение, возникшее в результате изостатического прогибания; 9) контурный тектоногенный хребет, примыкающий к поднятию комплекса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Железнов А.М., Смит Д.К., Палмиотто К. и др. Тектоногенные структуры в рельефе Срединно-Атлантического хребта // Геология морей и океанов:

Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 2013. Т. V. С. 286–290.

2. Fouquet Y. 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. 2010. P. 321–367.
3. Перцев А.Н., Бортников Н.С., Власов Е.А. и др. Современные колчеданные залежи Рудного района Семёнов (Срединно-Атлантический хребет, 13° 31' с.ш.): характеристика ассоциирующих пород внутреннего океанического комплекса и их гидротермальных изменений // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 400–415.
4. Черкашёв Г.А., Иванов В.Н., Бельтенёв В.И. и др. Сульфидные руды северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 680–693.
5. Mallows C., Searle R. C. A geophysical study of oceanic core complexes and surrounding terrain, Mid-Atlantic Ridge 13° N – 14° N // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2012. V. 13(6).
6. Smith D.K., Escartín J., Schouten H., Cann J.R. Fault rotation and core complex formation: Significant processes in seafloor formation at slow-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13–15° N) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. V. 9(3). P. 1–23.
7. MacLeod C.J., Searle R.C., Murton B.J. et al. Life cycle of oceanic core complexes // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 287. P. 333–344. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.016>.

The aim of this work is to understand the nature of the distribution of the hydrothermal activity on oceanic core complexes (OCC's) of the MAR axial valley. OCC topography is an important factor that limits the density and spatial extent of active venting.

Копорулин В.И., Полещук А.В.

(ГИН РАН, Москва, e-mail:anton302@mail.ru)

Об усредненном гидротермальном растворе и коэффициенте подвижности главных элементов в гидротермальной системе COX

Koporulin V.I., Poleshchuk A.V.

(GIN RAS, Moscow)

On the average hydrothermal fluid and element mobility coefficient of the major elements in the MOR hydrothermal system

Ключевые слова: усредненный гидротермальный раствор, подвижность элементов, прирост содержания, ряды подвижности, COX

Изучение гидротермальных процессов в океанической коре стало важной ветвью современной океанологии, поскольку они вызывают масштабные перераспределения вещества, поступление значительных масс эндогенного материала в мировой океан, формирование в нем крупных месторождений Fe, Mn, Cu, Zn и др. Развитие подобных процессов связано с проникновением морской воды в глубь океанической коры вплоть до мантии, нагреванием и возвращением к поверхности дна в виде гидротермальных растворов. Ныне достигнуты большие успехи в изучении подводных гидротерм: их свойств и состава растворов, характера взаимодействия морской воды с породами, факторов контроля за составом растворов, концентрации и рассеяния элементов [1, 2]. В нашей стране в такие исследования внесли большой вклад работы А.П.Лисицына, Ю.А.Богданова, В.Б. Курносова, Е.Г.Гурвича, В.Н. Лукашева, Л.П. Зоненшайна, Л.В. Дмитриева, Д.В. Гричука, А.В. Дубинина, а за рубежом – K.L. VonDamm, J.L. Bishoff, H. D. Holland, J.M.Edmond, P.P. Rona, J. Fouget, M.J. Mottl, C.I. Wheat и многих других.

Имеющиеся материалы указывают на значительные вариации содержания в природных растворах главных элементов: Si, Al, Ca, Fe, Na, K, Mn, которым, в одних случаях, характерны значительные превышения содержания элементов относительно морской воды, а в других – их снижения при содержании Mg равным нулю. Эти вариации сделали весьма актуальной задачу их усреднения и создания модели усредненного гидротермального раствора. Авторы на примере главных элементов попытались устранить этот пробел. Важным ограничением при расчетах явился отмеченный [3] консерватизм хлора, который при взаимодействии морской воды и растворов с породами коры не ассимилируется последними, вследствие чего

его содержание в усредненном растворе должно быть максимально близким к содержанию в морской воде.

При расчетах использовались данные о содержании таких элементов в 62 гидротермальных источниках из работ [4–7], приуроченных к гидротермальным полям САХ, ВТП, хребтов Хуан-де-Фука и Горде, а также – некоторым другим районам. При этом получены 4 самостоятельных состава усредненного флюида с содержанием хлора весьма близким к содержанию хлора в морской воде (Таблица), т.е. эти составы отвечают указанному выше ограничению. При этом содержание Na, Ca, K во всех четырех составах сходны, а Si, Fe, Mn несколько различаются. Вместе с тем, в усредненном растворе, как и в природных растворах, содержание Si, Al, Fe, Ca, K, Mn, выше, Na – ниже, чем в морской воде, а содержание Mg вообще равно нулю. Это означает, что 6 перечисленных элементов извлекаются из пород коры в раствор и затем в океан, Na и Mg извлекаются породами коры из раствора (Na – частично, Mg – полностью); принято считать, что значения первых положительны, вторых – отрицательны.

Таблица. Главные элементы усредненных растворов при разном числе использованных гидротермальных источников

Усредненные гидротермальные растворы		Элементы мМ/кг							
		Cl	Na	K	Ca	Si	Fe	Mn	Al
Промежуточные	39 источников	546.3	444.54	26.15	32.76	7.47	3.560	0.945	0.0058
	17 источников	546.01	438.90	24.59	31.77	15.32	1.755	0.442	0.017
	6 источников	547.8	445.30	25.00	37.64	9.50	0.109	0.088	0.039
62 источника		546.4	443.00	25.61	37.65	9.93	2.720	0.717	0.0137
Морская вода*		546	464.00	9.80	10.20	0.075	0.0000045	0.0000013	0.0000001
* по [Богданов и др., 2004]									

Положительные и отрицательные значения содержания элементов в усредненном флюиде использованы для расчета коэффициентов подвижности элементов. Представления о разной подвижности элементов в геологических объектах зародились в начале XX века благодаря работам В.М. Гольдшмидта и А.Е. Ферсмана и получили дальнейшее развитие в нашей стране в трудах Д.С. Коржинского, Б.Б. Польшова, А.И. Перельмана, В.А. Жарикова, В.Н. Разумовой, Н.А. Лисицной и др. В общем виде коэффициент подвижности представляет собой отношение потери элементов каким-либо объектом к количеству в исходном объекте.

В гидротермах существуют два разных объекта исходного вещества: а – морская вода океанов, в которой содержание элементов измеряется в мМ/кг или г/кг; б – породы коры (базальт, габброиды), содержание элементов в которых измеряется в процентах оксидов. Поэтому для унификации значений коэффициента использовались две формулы расчета: для Mg и Na – $K_{no} = \Delta \mathcal{E} : C_{эр}$, для остальных элементов –

$$C_{ээ} = \Delta \mathcal{E} : \frac{(C_n \times a \times 100) \times 10}{m \times (C_{n1} + C_{n2} + \dots + C_{n6})}$$

где: $\Delta \mathcal{E}$ – прирост содержаний элементов усредненного раствора (г\кг); $C_{эр}$ – содержание элементов в морской воде (г\кг); C_n – содержание элемента в породе (% оксидов); a – атомный вес элемента; m – молекулярный вес его оксида; $(C_{n1} + C_{n2} + \dots + C_{n6})$ – сумма модифицированных значений C_n , каждое из которых равно $C_n \times a : m$.

Вторая формула обеспечивает перевод значений содержания элементов у делителя, выраженных не в процентах оксидов, а в г\кг. Рассчитанные таким образом коэффициенты подвижности элементов представляют собой отвлеченные числа, но их можно измерить в г\кг. В первом случае они характеризуют относительные подвижности элементов, во втором – их массы в граммах, выделяемые каждым килограммом породы.

Полученные значения коэффициентов подвижности элементов составили три ряда в порядке снижения величины:

а – Mg (-1), K (0,269), Na (-0,045), Mn (0,022), Ca (0,0057), Fe (0,0016), Si (0,00066), Al ($2,4 \times 10^{-6}$).

б – K (0,269), Mn (0,022), Ca (0,0057), Fe(0,0016), Si (0,00066), Al ($2,4 \times 10^{-6}$).

в – Mg (-1), Na (-0,045).

В этих рядах подвижность каждого предыдущего элемента превышает подвижность последующего в несколько раз, а подвижность двух первых превышает подвижности двух последних – в сотни и тысячи раз.

Так подвижность Mg превышает подвижности Si и Al в $1,5 \times 10^3$ и в $4,2 \times 10^5$ раз, а подвижность K превышает подвижности Si и Al в 408 и $1,12 \times 10^5$ раз соответственно.

Таким образом, результатом настоящего исследования является расчет содержания главных элементов в усредненном гидротермальном растворе и коэффициентов их подвижности с использованием анализов 62-х природных растворов гидротермальной системы СОХ. Наиболее вероятно, что эти понятия окажутся интересными и полезными многим исследователям при изучении гидротермальных процессов в океанах. Следует подчеркнуть, что предстоит большая работа по уточнению содержаний элементов в усредненном растворе и значений коэффициента их подвижности с привлечением большего числа анализов природных растворов и вовлечением в расче-

ты не только главных, но также – редких и рассеянных элементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Гидротермальные системы Мирового океана – поставка эндогенного вещества // Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики. М.: Наука, 1993. С. 147–246.
2. Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Викентьев И.В. и др. Низкотемпературные гидротермальные образования океанических хребтов, генетически связанные с серпентинитами // Новые идеи в океанологии. Т. 2. Геология. М.: Наука, 2004. С. 372–403.
3. Ito E., Harris D. M., Anderson A. T. Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and water // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1983. V. 47. P. 1613–1624.
4. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 303 с.
5. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М: Недра, 2006. 360 с.
6. Von Damm K.L. Chemistry of hydrothermal vent fluids from 9°-10°N, East Pacific Rise: "Time zero" the immediate post-eruptive period // *J. Geophys. Res.* 2000. V.105. P.11203–11222.
7. Von Damm K.L., Parker C.M., Zierenberg R.A. et al. The Escanaba Trough, Gorda Ridge hydrothermal system: Temporal stability and seafloor complexity // *Geochim. et cosmochimica acta*. 2005. V.69. №21. P.4971–4984.

The main result of this study is to calculate the content of major elements in the average hydrothermal solution and mobility coefficient using tests of 62 of natural hydrothermal system hydrothermal solutions in the MOR system. Most likely, these concepts will be interesting and useful to many researchers in the study of hydrothermal processes in the oceans. It should be emphasized that there must be done a lot of work to clarify the contents of elements in the average solution and the rate of their mobility with the involvement of a greater number of analyses of natural solutions and involvement in the calculations not only major, but also - rare and trace elements.

**Молодцова Т.Н., Галкин С.В., Кобылянский С.Г.,
Гебрук А.В.**

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

Первые результаты экологических исследований в Российском разведывательном районе в северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта

Molodtsova T.N., Galkin S.V., Kobylansky S.G., Gebruk A.V.
(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Preliminary results of ecological studies in the Russian Claim Area on the Northern Subequatorial Mid-Atlantic Ridge

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, фоновая фауна, фауна рудных полей

Гидротермальные экосистемы северной части Срединно-Атлантического хребта (САХ) одни из самых изученных в Мировом Океане [1,2], однако фауна неактивных гидротермальных полей и так называемых фоновых (негидротермальных) сообществ исследована крайне слабо. Основные исследования фоновой фауны САХ проводились севернее Азорских островов и в суб-полярной фронтальной зоне в районе разлома Чарли-Гиббса [3,4]. Необходимость экологической оценки разработки глубоководных сульфидных месторождений и исследования фоновой фауны и фауны рудных полей становятся все более актуальными в свете планирующейся добычи глубоководных полиметаллических сульфидных руд. Вплоть до настоящего времени наши знания о фауне рудных полей ограничивались немногочисленными биологическими образцами, полученными из геологических орудий лова [5], результаты обработки которых были представлены нами на предыдущей Школе по Морской Геологии.

В 2015 г. впервые с момента подписания контракта между Министерством Природных ресурсов Российской Федерации и Международным органом по морскому дну, в рамках второго этапа 37 рейса НИС Профессор Логачев были проведены экологические исследования в районе блоков 35–45 Российского разведывательного района и прилежащих районах Срединно-Атлантического хребта (между 16° и 18° с.ш.). Использованные орудия лова включали плейстонную сеть Савилова, разноглубинный трал Айзекса-Кидда в модификации Самышева-Асеева (РТАКСА), управляемый много-сетевой планктонный пробоотборник Multinet (Hydro-Bios, Германия). Бентосные исследования проводились с использованием трала Сигсби со стальной рамой шириной 2,0 м. Для определения оптимальных мест для

донных тралений, оценки ландшафтно-экологической обстановки и визуальных исследований донной фауны на заранее выбранных участках дна проводилось телепрофилирование с использованием телевизионного подводного аппарата (ТПА). Для получения наиболее полного представления о донной фауне и возможности сравнительного анализа, участки для визуального обследования и пробоотбора выбирались на относительно ровных террасах склона рифтовой долины на разных глубинах и по возможности на симметричных им участках на противоположном склоне. Все донные траления проводились на мягких субстратах. При возможности, выбор площадок осуществлялся с учетом результатов гидроакустического профилирования с ГБО «МАК-1М». Также отбирались и фиксировались все донные животные, обнаруженные в геологических пробоотборниках. Кроме того, из квадратного пробоотборника были собраны пробы для исследований мейобентоса.

В ходе рейса было выполнено 7 станций с использованием трала Сигсби в диапазонах глубин от 2270 до 3900 м, 2 станции с использованием трала РТАКСА (ловы 1825-0 и 2680-0 м), 6 проб получено с использованием плейстонной сети на 4 станциях и 7 станций (35 проб) с применением сети Multinet в диапазоне глубин от 0 до 2961 м. Визуальное исследование донных экосистем проводилось в ходе телепрофилирования на 7 станциях (время наблюдений ~31 час, общая протяженность профилей около 30 км).

В результате первичной обработки донных проб и теленаблюдений предварительно отмечено не менее 100 видов донных животных. Собрана представительная фаунистическая коллекция, насчитывающая примерно 660 экземпляров донных беспозвоночных и 1140 экз. рыб. Эти сборы лягут в основу базы данных по биоразнообразию региона.

Полученные нами данные свидетельствуют об относительной бедности фоновой фауны в районе 16–18° с.ш. как в качественном, так и в количественном отношении. Из живых организмов наибольшей встречаемостью характеризуются раки-отшельники (Decapoda Parapaguridae), по видимому, относящиеся к одному виду *Parapagurus* sp. В уловах почти на всех станциях отмечены офиуры (Ophiuroidea), в основном *Ophiotypasimplex* и *Ophiomusium* cf. *lymani*, также зарегистрированные при телепрофилировании. Из мелких сестонофагов регулярно встречаются абиссальные мшанки (Bryozoa) 3–4 видов, с колонией древовидного типа, приспособленной для закрепления на мягком субстрате, и мелкие губки *Hyalospongia*. В пробах были также отмечены гигантские простейшие *Comokiasea*, играющие важную роль в бентосе олиготрофных зон Мирового Океана, морские ежи (Echinoidea) не менее 4 видов, в том числе *Salenocidaris* sp., *Plesiadiadema antillarum* *Echinocyamus scabermacrostomus*. Ряд групп был представлен в основном субфоссильными скелетными элементами, в их числе многочисленные раковины двусторчатых, брюхоногих и лопатоногих моллюсков,

одиночные склерактиниевые кораллы (Scleractinia), главным образом *Deltocyathus* cf. *italicus* морские ежи *E. s. macrostomus*. В отдельных пробах присутствовали морские звезды (Asteriodea), глубоководные лобстеры Pachycelidae, единично встречаются в пробах Cumacea, Sipunculida, Kamptozoa, Polychaeta (Terrebelidae и Onuphidae), Holothuroidea, Pennatularia и Cirripedia. Ряд видов впервые отмечен в исследованном диапазоне глубин.

Собранная в рейсе коллекция ихтиофауны (всего 1141 экземпляр икры, личинок и взрослых рыб) включает 48 таксономических форм, относящихся к 14 семействам. 39 форм определены до видового уровня, 7 – до уровня рода и 2 – до уровня семейства. Подавляющая часть ихтиофауны представлена личинками, мальками и взрослыми рыбами, принадлежащими к эпи-, мезо- и батипелагическим таксоценом. Отмечены следующие семейства: Myctophidae, Chlorophthalmidae, Gonostomatidae, Paralepididae, Sternoptychidae, Melamphaidae, Malacosteidae, Platytroctidae, Omosudidae, Cetomimidae, Gempilidae, Coryphaenidae, Istiophoridae, Aphionidae и Balistidae. Среди перечисленных групп рыб в большинстве уловов разноглубинного трала основу видового разнообразия составляет семейство светящихся анчоусов Myctophidae (18 видов). Следующими по разнообразию форм являются гоностомовые (Gonostomatidae, 9 видов) и рыбы-топорики (Sternoptychidae, 5 видов); по количеству пойманных экземпляров преобладают гоностомовые рыбы. Остальные семейства представлены отдельными экземплярами и небольшим числом видов. Сборы содержат целый ряд экземпляров редких глубоководных рыб, слабо представленных как в коллекциях Института океанологии РАН, так и в мировых ихтиологических центрах. Среди редких и малоизученных рыб *Cetomimus hemperi* (Cetomimidae) и *Barathronus multident* (Aphionidae), до сих пор не отмеченные в центральной тропической части САХ, а также новый для науки вид рода *Diplophos* (Gonostomatidae).

В ходе телепрофилирования двух новых рудных полей в районе 17° 09' с.ш. и 17° 07' с.ш. были отмечены следы современной гидротермальной активности, включая обширные поля створок облигатного гидротермального вида двустворчатых моллюсков *Bathymodiolus puteoserpentis* и *Thyasira* sp. Образцы створок указанных видов были получены из коробчатого пробоотборника и телегрейфера. На одной из станций телегрейфера (37L196g) были отмечены животные, характерные для периферии активных гидротерм САХ, в том числе брюхоногий моллюск *Phymorhynchus* sp. и пикногониды *Sericosura heteroscela*.

Предварительный структурно-функциональный анализ позволяет охарактеризовать донное сообщество осадков исследованного района как биоценоз мелких собирающих детритофагов, существующий в условиях ограниченности пищевых ресурсов. В сообществе представлены также мелкие

сестонофаги. Основной пищевой зоной бентоса являются самый верхний тонкий слой осадка и придонный слой воды. Каменистые фации заняты сообществом крупных сестонофагов, тяготеющих к выступающим формам рельефа. Районы депрессий ирудных отложений характеризуются снижением плотности мегафауны.

Авторы глубоко признательны экипажу, начальнику экспедиции и научному составу 37 рейса НИС "Профессор Логачев", а также следующим специалистам по фауне за таксономические определения: Е.М. Крыловой, К.Р. Табачнику, А.Н. Миронову, А.Б. Дильман, В.А. Спиридонову, А.Л. Верещаке (ИОРАН), А.В. Мартынову, А.В. Сысоеву (Зоологический музей МГУ), М.В. Малютиной (ИБМ РАН), Р. Леметру, С. Каирнсу, К. Ма (Музей естественной истории Смитсоновского института). *Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-04-01332), РНФ (проект 14-50-00095) и Контракта № 12/05 2014 (ПМГРЭ).*

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: исследование с глубоководных обитаемых аппаратов «Мир». М., ГЕОС, 2012. 224 с.
3. Gebruk A.V., Budaeva N.E., King N.J. Bathyal benthic fauna of the Mid-Atlantic Ridge between the Azores and the Reykjanes Ridge // Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom. 2010. V. 90. № 1. С. 1–14.
4. Gebruk A.V. et al. Benthos of the sub-polar front area on the Mid-Atlantic Ridge: Results of the ECOMAR project // Marine Biology Research. 2013. V. 9. № 5–6. С. 443–446.
5. Добрецова И.Г., Молодцова Т.Н., Галкин С.Д. Предварительные данные по составу фауны, ассоциированной с неактивными сульфидными рудными полями северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта (12°58'–13°31' с.ш.) // Геология морей и океанов. Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва 18–22 ноября 2013 г. Т. 2. М.: ГЕОС, 2013. С. 155–158.

Preliminary results of the first ecological survey in the Russian Claim Area on the Mid-Atlantic Ridge are provided. In course of the 37th cruise of the RV Professor Logachev in February–March 2015 for the first time the ecological survey was performed in the Russian Claim Area between 16°N and 18°N on the MAR. The survey included benthic, planktonic and ichthyological sampling. Significant effort of the ecological survey was aimed at studies of benthic non-vent soft sediment fauna. The video survey of two new ore fields revealed indications of modern hydrothermal activity with components of specific fauna including thanatocenoses of *Bathymodiolus puteoserpentis* and *Thyasira* sp.

Петухов С.И.

(ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга, Санкт-Петербург, e-mail: petukhov@vniio.ru)

Новый метод поиска зон гидротермального сульфидного оруденения в океане

Petukhov S.I.

(VNIIOkeangeologia by I.S. Gramberg, St.Petersburg)

The new method of the search of areas of hydrothermal sulfide mineralization in the ocean

Ключевые слова: геомеханическая модель, касательные напряжения сжатия и растяжения, зона разгрузки, глубоководные сульфидные руды.

Рассматривается возможность поиска зон гидротермального сульфидного оруденения в океане на основе анализа компьютерной геомеханической (деформационной) модели, созданной на основе батиметрических данных, для изучения напряженно деформационного состояния земной коры.

С целью поиска зон гидротермального сульфидного оруденения в океане проводится моделирование характера распределения касательных напряжений (τ_i) в верхнем слое земной коры. В качестве перспективных при поиске объектов гидротермальной деятельности выбираются участки земной коры, на которых происходит смена вида касательных напряжений (растяжения /сжатия), то есть когда ($\tau_i=0$). Такие участки мы относим к находящимся в условиях «разгрузки». Кроме этого выделяются участки земной коры, с максимальными значениями касательных напряжений растяжения ($\tau_i>0$) [1, 2]. Участки, где зоны «разгрузки» граничат с областями максимальных значений касательных напряжений растяжения ($\tau_i>>0$) относятся к наиболее перспективным. Учет сейсмических данных позволяют определить глубинную геодинамическую активность исследуемого района.

По предлагаемой методике было проведено моделирование участков земной коры районов срединных океанических хребтов Атлантического и Индийского океанов. При анализе полученных результатов отмечена хорошая корреляция, выбранных как «перспективные» участков с уже известными гидротермальными проявлениями.

Такая корреляция позволяет считать, что и другие выявленные моделированием участки, имеют хорошие шансы на обнаружение ГПС.

На рис. 1 представлена деформационная модель участка САХ (12°–14° с.ш.), с выявленным в ней распределением касательных напряжений. Выявленные при моделировании структуры касательных напряжений растяжения ($\tau_i>0$), совпадают с расположениями внутренних океанических ком-

плексов (ВОК), с которыми связаны многие гидротермальные проявления САХ [2–6].

На западном борту выделяются 4 структуры с максимальными значениями касательных напряжений растяжения к трем из которых приурочены гидротермальные проявления (Семенов, Ириновское и Ашадзе). Гидрохимическая аномалия «Борода Нептуна» [7] так же находится рядом с участком максимальных касательных напряжений растяжения (участок 6 на рисунке 1 А, Б). На рисунок, кроме известных на сегодняшний день проявлений гидротермальной деятельности вынесены участки, прогнозируемые на наличие таковых по результатам моделирования (на схеме отмечены прямоугольниками с цифрами). Всего в рассматриваемом районе САХ ($12^{\circ}36' - 14^{\circ}$ с.ш.) было выделено 7 участков, удовлетворяющих нашим критериям выбора перспективных областей. (рис. 1А, Б). В четырех из них располагаются уже известные рудные узлы: Ашадзе (участок 6), Семенов (участок 3), а так же рудопроявление Ириновское (участок 4) [3]. По результатам моделирования нам представляется перспективными для новых открытий ГПС участок 5 расположенный на западном борту САХ, а на восточном борту участки 1, 2 и 7. Эти участки находятся в условиях разгрузки, и граничат со структурами с наибольшим модулем градиента напряжений растяжения.

Выводы:

Результаты моделирования распределения касательных напряжений участков земной коры позволяет сделать некоторые рекомендации и выводы:

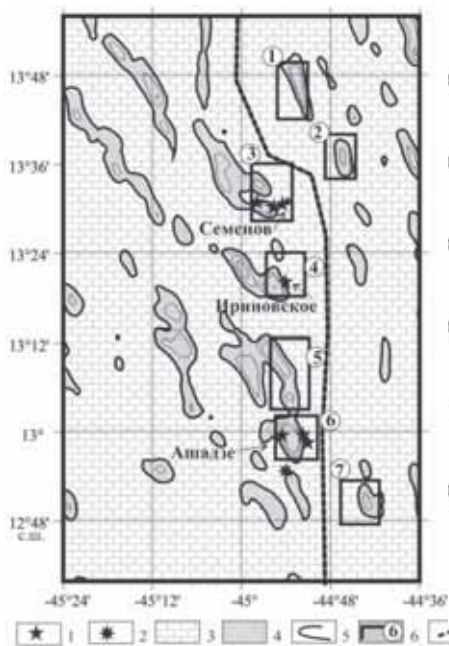
- Для поиска ГПС можно использовать карту-схему распределения касательных напряжений, выявленных при моделировании.
- при поиске объектов гидротермальной деятельности предлагается выбирать участки рельефа, находящиеся в условиях разгрузки ($\tau_r=0$) и при этом граничащие со структурами растяжения ($\tau_r>>0$) имеющими максимальный модуль градиента изменения. Такая ситуация характерна для деформационных моделей внутренних океанических комплексов (ВОК).
- необходимо учитывать имеющиеся сейсмические данные, позволяющие определить глубинную геодинамическую активность исследуемого района.

Перспективными считаются участки земной коры где выполняются следующие условия:

- нахождение в зоне разгрузки ($\tau_r=0$) граничащей со структурами растяжения ($\tau_r>>0$) имеющими максимальный модуль градиента изменения;
- расположение при этом в сейсмически активных областях.

При сопоставлении всех результатов моделирования с данными морфоструктурных карт окончательно выбираются перспективные районы на обнаружение гидротермальных полиметаллических сульфидов (ГПС).

А



Б

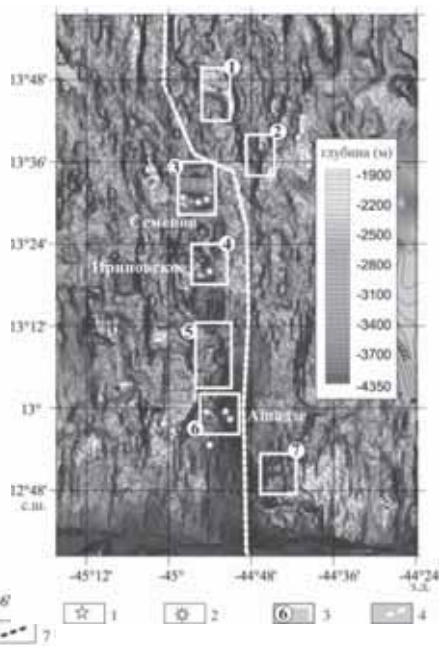


Рисунок 1. А – Карта-схема результатов моделирования распределения касательных напряжений района САХ. (12°48'–13°50' с.ш.): 1– рудопроявления; 2–гидротермальная аномалия; 3–области сжатия; 4– области растяжения; 5– «нулевая» линия; 6– перспективные районы; 7– ось САХ; Б – Батиметрическая карта района САХ (12°48'–13°50' с.ш.) с «перспективными» участками, выделенными по результатам моделирования: 1– рудопроявления; 2–гидротермальная аномалия; 3– перспективные районы; 4– ось САХ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров П.А., Аникеева Л.И., Андреев С.И., Петухов С.И. Талассохимия рудогенеза Мирового океана. СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», 2009. 222 с.
2. Петухов С.И., Анохин В.М., Мельников М.Е. Особенности геодинамических обстановок в северо-западной части Магеллановых гор (Тихий океан) // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2012. № 1. Вып. 13. С. 98–106.
3. Черкашёв Г.А., Иванов В.Н., Бельтенёв В.И. и др. Сульфидные руды северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 680–693.

4. Mallows C. Geophysical Studies of Oceanic Core Complexes: The Mid-Atlantic Ridge, 13–14N. Durham theses, Durham University, 2011. Available at Durham E-Theses Online: <http://etheses.dur.ac.uk/819/>
5. Smith D.K., Escartín J., Schouten H., Cann J.R. Fault rotation and core complex formation: Significant processes in seafloor formation at slow-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13–15N) // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. Q03003, doi:10.1029/2007GC001699.
6. Перцев А.Н., Бортников Н.С., Власов Е.А. и др. Современные колчеданные залежи рудного района Семенов (Срединно-Атлантический Хребет, 13°31' с.ш.) // *Геология рудных месторождений*. 2012. Т. 54. № 5. С. 400–415.
7. Судариков С.М., Каминский Д.В., Наркевский Е.В., Гидротермальные ореолы рассеяния в придонных водах Срединно-Атлантического хребта. ФГУПВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, 2014. 162 с.

The authors consider a possibility of detecting areas of hydrothermal venting on the MAR, basing on the analysis of a computer geomechanical (deformational) model developed for the studies of stressed deformational state of the Earth's crust. For this purpose we are simulating the forms of distribution of tangential stresses in the upper layers of the crust. The objects of hydrothermal venting, promising for finding minerals are those where the type of tangential stress (tension/compression) changes, i.e., where ($\tau_t=0$). These areas we consider as “discharged”. Also, we delineate the areas of the Earth's crust with maximum values of tangential tensile stress ($\tau_t \gg 0$) [1, 2]

Римская-Корсакова М.Н.¹, Дубинин А.В.¹, Викентьев И.В.²

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

korsakova@ocean.ru; ²Институт геологии рудных месторождений, петрографии и геохимии РАН, г.Москва)

Моделирование состава РЗЭ древних гидротермальных флюидов и условий образования сульфидных минералов месторождения Узельга

Rimskaya-Korsakova M.¹, Dubinin A.¹, Vikent'ev I.²

(¹P.P.Shirshov Institute of oceanology RAS, Moscow; ²IGEM RAS, Moscow)

Modelling ancient hydrothermal fluids REE composition and conditions of sulfide formation at Uzelga deposit

Ключевые слова: гидротермальные сульфиды, редкоземельные элементы, Срединно-Атлантический хребет, Узельгинское месторождение, рудообразование

Крупные колчеданные месторождения на континентах были сформированы в результате тех же геологических и геохимических процессов, что вызывают существование современных гидротермальных систем в океанах. Наиболее близкими аналогами признают гидротермальные системы вулканических дуг и задуговых бассейнов. Ввиду таких аналогий в данной работе была предпринята попытка моделирования состава редкоземельных элементов (РЗЭ) древнего рудообразующего флюида и условий формирования сульфидных отложений на основе данных по составам РЗЭ в современных и древних гидротермальных сульфидах. Материалом для экспериментальных исследований явились сульфидные минералы полей Срединно-Атлантического хребта и руд Узельгинского месторождения.

Составы РЗЭ охарактеризованы для большого ряда гидротермальных флюидов разных гидротермальных систем, располагающихся в различных геологических обстановках: на срединно-океанических хребтах и в задуговых бассейнах. Основным источником РЗЭ в гидротермальном флюиде являются вмещающие породы, при этом состав РЗЭ не определяется типом этих пород [1]. Большинство сульфидообразующих флюидов имеют высокую температуру (185-380°C), низкий pH (2.4-5.0), хлоридный состав и характерный состав РЗЭ: они обогащены легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми, и имеют в своём составе выраженную положительную аномалию Eu. Ряд флюидов имеет отличный состав РЗЭ и являются скорее исключением. Сульфатные флюиды некоторых полей задуговой котловины Манус в Тихом океане характеризуются недостатком легких РЗЭ и отсутствием аномалии Eu в ряде случаев [1].

Изучение химического состава сульфидов месторождения Узельга и полей САХ показало, что составы РЗЭ в целом варьируют между образцами

вне зависимости от их минерального состава. Концентрации легких РЗЭ имеют приблизительно одинаковый уровень. Так, содержание Pr в современных сульфиде изменяется в интервале 1–20 нг/г, древних – 5–60 нг/г. Концентрации тяжелых РЗЭ в древних сульфиде в среднем выше, чем в современных: содержание Lu в современных находится в интервале 0.06–2.79 нг/г, в древних 0.6–22 нг/г. Можно также отметить, что минерал сфалерит, как современный, так и древний, отличается большим разбросом содержаний РЗЭ, чем прочие минералы.

Практически все сульфиды Узельги обеднены тяжёлыми РЗЭ относительно содержаний в хондрите, за исключением сфалеритов 113-2а и 96-3 (рис.1). Последний обогащен ТРЗЭ в 5–10 раз относительно других сульфидов. Характерное для современных гидротермальных сульфидов обогащение легкими РЗЭ наблюдается только в двух образцах – халькопирите 252в и сфалерите 190-4. Состав РЗЭ трех сфалеритов 113-2а, 113-10 и 96-3 имеет нехарактерное для современных гидротермальных сульфидов обеднение легкими РЗЭ.

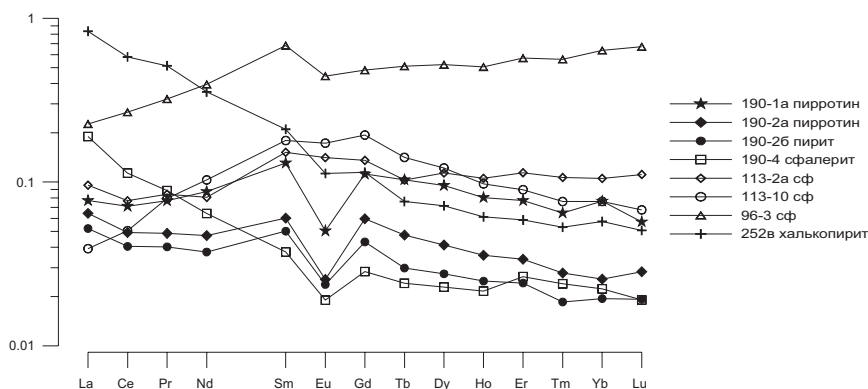


Рисунок 1. Составы РЗЭ в сульфидных минералах Узельгинского месторождения, нормализованные на состав РЗЭ в хондритах.

Источником вещества гидротермальных сульфидов является гидротермальный флюид. Ранее было показано, что если рассматривать составы РЗЭ относительно гидротермального флюида, то оказывается, что сульфиды преимущественно накапливают ТРЗЭ [2]. Это связывают как с близостью ионных радиусов ТРЗЭ к размерам меди, цинка и железа в кристаллической структуре сульфидов, так и с предполагаемой большей устойчивостью хлоридных комплексов ЛРЗЭ в гидротермальном флюиде.

Для того, чтобы смоделировать состав РЗЭ древнего гидротермального флюида использовали корреляции кажущихся коэффициентов распределения, рассчитанных как отношение концентраций $[РЗЭ]_{\text{сульфид}}/[РЗЭ]_{\text{флюид}}$ ка-

ждого элемента с соседним в каждой минеральной фазе. К примеру, La-Ce, Ce-Pr, Pr-Nd и т.д. Было обнаружено, что коэффициенты распределения этих пар элементов коррелируют между собой с коэффициентом (r^2) в каждом случае не менее 0.9.

Подобные корреляции были построены для двух минералов – сфалеритов и халькопиритов ввиду наличия достаточного количества материала только по этим минералам. Исключение из закономерности составило поведение Eu, который присутствует во флюиде в восстановленном состоянии (Eu^{+2}). Он проявляет иные химические свойства, и поэтому нами не рассматривался. В результате, мы получали отношения коэффициентов распределения для каждой пары элементов. Приняв гипотетически концентрацию одного из элементов, к примеру, Ce за определенную величину, то используя полученные отношения концентраций можно получить гипотетические составы РЗЭ древних рудообразующих флюидов (рис. 2а и 2б).

Сходство составов РЗЭ смоделированного флюида и флюидов современных гидротермальных источников может свидетельствовать о сходстве условий формирования сульфидов. Так, вероятно, формирование Узельгинских сфалерита 190-4 и халькопирита 252б происходило в условиях близких к современным на полях Срединно-Атлантического хребта: высокотемпературные флюиды хлоридного состава. В свою очередь сфалериты 113-2а, 113-10 и 96-3 могли быть отложены в обстановках, близких по условиям к полям задугового спрединга – Desmos и PacManus бассейна Манус.

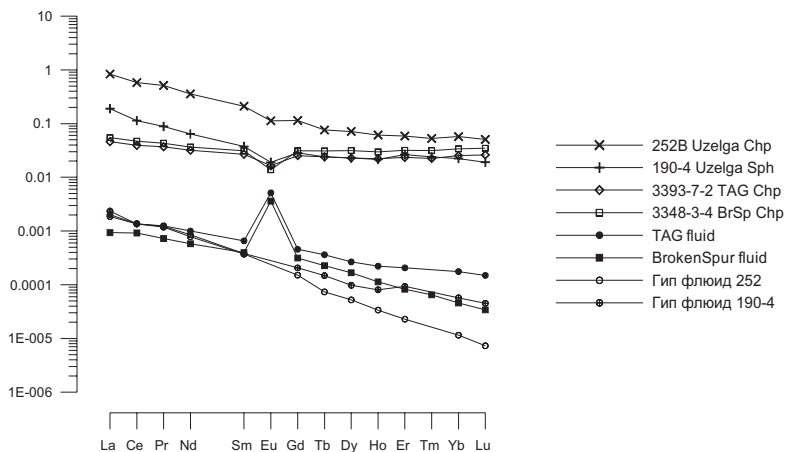


Рисунок 2а. Составы РЗЭ халькопиритов месторождения Узельга, современных гидротермальных полей TAG и Broken Spur и флюидов полей TAG и Broken Spur по данным [1]. Также приведен состав РЗЭ сфалерита 190-4 и смоделированного гипотетического флюида.

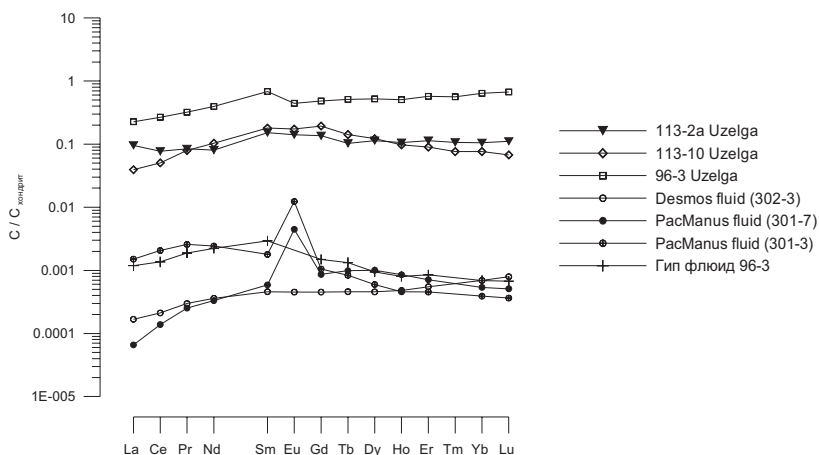


Рисунок 26. Составы РЗЭ некоторых сфалеритов месторождения Узельга и гидротермальных флюидов полей Desmos и PacManus по данным [1]. Приведен состав РЗЭ смоделированного гипотетического флюида.

Образцы поля Рейнбоу в большинстве своем обогащены кобальтом по сравнению с сульфидами полей ТАГ и Брокен Спур. Повышенные содержания кобальта сульфиды поля Рейнбоу наследуют из флюида, обогащенного этим элементом. Растворимость кобальта в гидротермальном флюиде зависит от его температуры и концентрации хлорид-иона. С понижением температуры и/или солёности вследствие разбавления высокосоленого флюида происходит снижение растворимости кобальта и его выпадение из раствора. Можно видеть, что более высокотемпературные минеральные разности обогащены этим элементом. В нашем исследовании содержания кобальта в отдельных образцах достигают значения 0.9–1.1 %.

Было замечено, что повышенные содержания Со встречаются в образцах с пониженным содержанием РЗЭ. На рисунке приведены концентрации неодима (как индикатора содержания РЗЭ в образце) в гидротермальных сульфидах относительно содержания в них кобальта. Сульфиды Узельгинского месторождения в среднем обеднены кобальтом относительно современных гидротермальных сульфидов, и обогащены РЗЭ.

Сульфиды кристаллизуются из раствора при остывании высокотемпературного флюида при его смешении с холодной морской водой. Кобальт обогащает наиболее высокотемпературные отложения. Согласно приведенному рисунку, в условиях, при которых происходит отложение значительной части Со, РЗЭ имеют высокую растворимость и удерживаются во флюиде. РЗЭ начинают накапливаться в сульфидах при более низкой температуре гидротермального флюида. Низкие содержания Со в Узельгин-

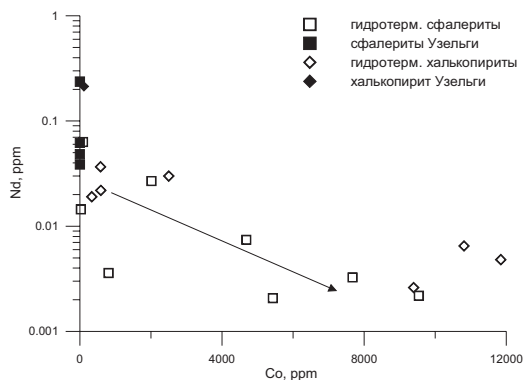


Рисунок 3. Изменение содержаний РЗЭ (на примере Nd) в сульфидах относительно содержаний Co.

ских сульфидах подтверждают, что формирование данных сульфидных минералов происходило, вероятно, в условиях не очень высоких температур, либо перекристаллизация сульфидов в условиях захоронения привела к потере части кобальта.

Работа выполнена за счет средств гранта РФФИ №13-05-00068 и гранта РНФ №14-50-00095.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. DouvilleE., BienvenuP., CharlouJ.L. et al. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems // *Geochim. Cosmochim.Acta.* 1999. V. 63. P. 627–643.
2. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников Атлантического океана // *ДАН.* 2003. Т.389. №5. С.672–676.

The REE compositions of ancient ore-forming fluids and the conditions of ore deposits formation were modelled on the basis of the REEs in hydrothermal sulfides from the MAR and Uzelga ore deposit (the South Urals). The low Co content in Uzelga sulfides confirms the formation of these minerals in a low-temperature conditions or Co loss during post-depositional recrystallization.

Страховенко В.Д.^{1,2}

(¹Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, ²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, e-mail: strahova@igm.nsc.ru)

Состав, морфология и внутреннее строение железомарганцевых конкреций пресноводного водоема

Strakhovenko V.D.^{1,2}

(¹Institute of Geology and Mineralogy of SB of RAS, ²Novosibirsk State University, Novosibirsk)

Composition, morphology and internal structure of ferromanganese nodules freshwater

Ключевые слова: железомарганцевые конкреции, донный осадок, континентальный водоем, геохимия, минералогия, морфология, Сибирь

В континентальных водоемах суши железомарганцевые образования встречаются в виде конкреций или корок [1–5 и др.].

Среди изученных 268 малых водоемов Сибири ЖМК выявлены лишь в донных илах искусственного пресного водоема Порожного (Алтайский край), формирование которых проходило в щелочной среде на фоне повышенной карбонатности и насыщенности кислородом [6]. Опубликованный в 2012 г. Мартыновой М.В. аналитический обзор по формам нахождения марганца, их содержаниям и трансформациям в пресноводных водоемах и возможность использования более современных аналитических методов, подтолкнули меня, вернуться к вопросу генезиса ЖМК в данном водоеме [5]. В различных публикациях о химическом составе ЖМК из пресноводных водоемов отмечается, что конкреции, выпавшие из воды и находящиеся на поверхности илов, обогащены Mn, тогда как, погребенные в отложения, обогащены Fe [2; 7].

Коротко данные опубликованные ранее. Донные отложения пруда опробованы по-интервалю: до 9 см осадок представлен жидким карбонатно-глинистым илом, ниже донные отложения приобретают агломеративную структуру с конкрециями различного состава, которые распределены по вертикальному профилю неравномерно. Величина pH вод района колеблется от 8.0 до 9.7. Содержание элементов в водах района колеблется в широких пределах, которые в целом обеднены Fe, Pb, Zn, Cu, Ni в сравнении со средними значениями для грунтовых вод Западной Сибири [8], но обогащены Mg, Ca, Ba, Co, Sr и Mo. Процессы формирования донных отложений в водоеме сопровождались обеднением их основной массы (по сравнению с суглинками) K, Cu, Sb, Mo, V, но заметным обогащением Mn, Ca, Co, Mg, Sr, Cr, V, Ni, Pb, однако количество Fe, Mo и Cu осталось почти на том же уровне, что и в суглинках (рис.1). Конкреции представлены двумя резко различающимися по составу видами.

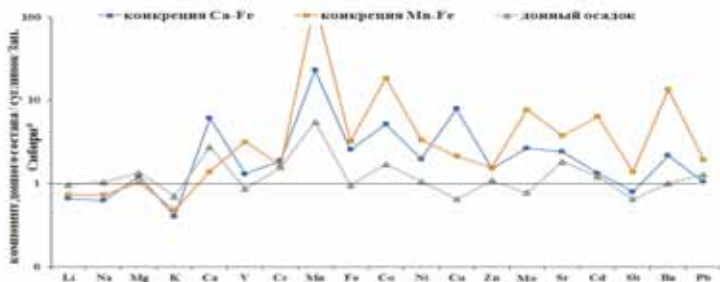


Рисунок 1. Усредненные содержания элементов в донном иле и ЖМК нормированные к значениям суглинков Зап. Сибири* [8]

По сравнению с основной массой Fe-Ca-конкреции обеднены K, Na, Li и Mg, но обогащены всеми другими элементами. В Fe-Mn-образованиях концентрация элементов относительно их уровня в основной массе осадка увеличилась от 1.5–4 (Pb, Zn, V, Cu, Ni, Fe) до 10–13 (Mo, Co, Ba) и 27 (Mn) раз. Fe-Ca-конкреции встречаются только на глубине 15–18 см. Интересно, что ни в суглинках, ни в почвах Mn не обнаруживает значимой корреляционной связи ни с одним из элементов. В водах с ним коррелируют Cu, Cr, Zn, Mo, Fe и Sb, а в осадках эта группа видоизменяется— Cu, Cd, Ni, Sb, Fe и Ca.

В 2014 г. в пруду с. Порожнее проведен повторный отбор проб и при этом выявлены ЖМК в верхней части донного осадка (0–5 см). В дальнейшем в лабораторных условиях макро- и микроэлементный состав озерных вод и донных илов, конкреций снова определялся методом атомно-абсорбционной спектроскопии. А морфология и внутреннее строение ЖМК изучено с использованием сканирующего электронного микроскопа. При высушивании в конкрециях появляются трещины.

Все конкреции независимо от размера имеют симметричное зонально-концентрическое строение, состоят из ядра и облегающих его оболочек (рис. 2). В ходе накопления рудного вещества конкреции происходят захват и запечатывание зерен терригенных минералов: кварца, полевых шпатов, барита, слюд и др., на протяжении всего процесса осаждения вещества.

В качестве затравок для образования ядер конкреций выступают либо комочки (сгустки) уплотненного осадка, либо зерна терригенных минералов: кварца, полевых шпатов (рис. 3, За, б). В составе сгустков фиксируются небольшие концентрации Ba, в отличие от состава остального радиально-игольчатого агрегата, который представлен по-видимому вернадитом с небольшой примесью кальция и магния, содержания которых аналогично их концентрациям в сгустках (рис. 3а). При обрастании зерен терригенных минералов состав фестончатых кайм и фестончатых образований сходен с составом сгустков (рис. 3б).

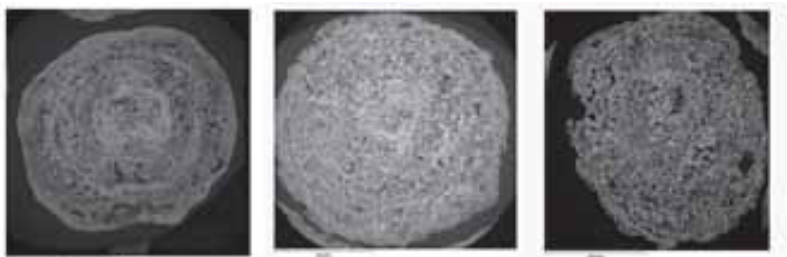


Рисунок 2. Фото зонально-концентрического строения ЖМК, выполненное с помощью электронного микроскопа MIRA-3

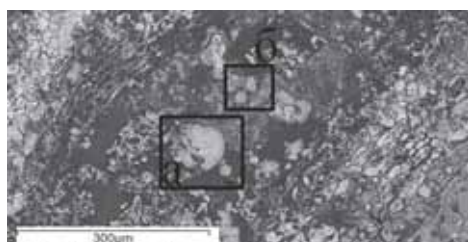
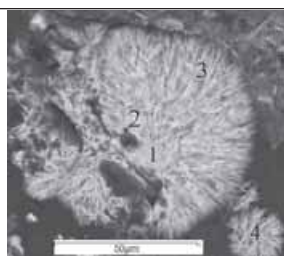
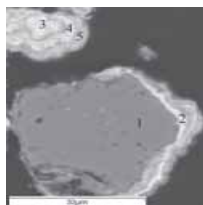


Рисунок 3. Общий вид ядерной части конкреции с выделенными участками снятыми с большим увеличением (а, б)



%	1	2	3	4
Mn	32	35	41	40
Fe	1.1	1.1	---	--
Ba	1.6	0.9	---	--
Ca	1.9	2	3.5	3.0
Mg	1.1	3	1.5	1.4

Рисунок 3а. Фото марганцевого образования центральная часть представлена сгустком (1, 2), облекающимся радиально-игольчатым агрегатом (3, 4)



%	2	3	4	5
Mn	43	47	42	38
Fe	1,4	0,9	1,8	1,7
Ba	1,9	2,2	1,8	1,0
Ca	1,7	1,7	1,8	1,6
Mg	1,5	1,5	1,7	1,3

Рисунок 3 б. Фото обломок олигоклаза (1) с внешней фестончатой каймой (2) и фестончатые обособления с отчетливо фиксируемыми микрослойками (3, 4, 5).

Площадное (по элементное) сканирование ЖМК показало, что в ядерной части конкреций Fe и Mn присутствуют в равных количествах (рис.4). Далее в рудных слоях резко преобладает марганец, и в некоторых конкрециях в краевом слое резко преобладает железо.

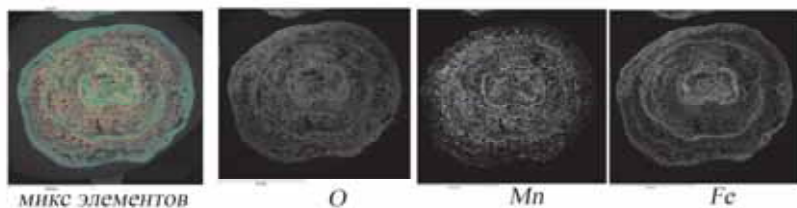
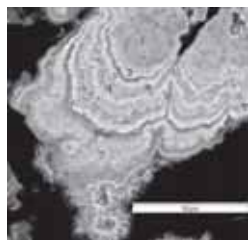


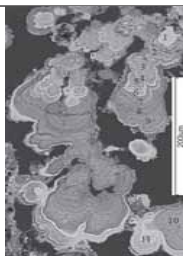
Рисунок 4. Фото по элементного площадного сканирования ЖМК из горизонт 0-5 см донного осадка, выполненное с помощью электронного микроскопа MIRA-3

Для всех конкреций слои фестончатой текстуры следуют один за другим, широкие серые слои иногда сменяются либо фестонами лапчатой формы более светлого цвета (рис. 5а), либо прослоями ветвящихся древовидных столбчатых обособлений (рис. 5б), отличающихся от основной массы практически полным отсутствием в химическом составе железа и небольшими концентрациями бария.



%	1	2; 3; 6	4; 5; 7	8	9
Mn	46	42	46	43	48
Fe	0,6	0,4	----	1,5	----
Ba	2,4	2,1	3,3	---	----
Ca	1,9	1,8	1,9	2,6	2,6
Mg	1,9	1,6	1,4	1,3	1,5

Рисунок 5а. Фото фестона лапчатой формы с отчетливо фиксируемыми микрослойками, отличающимися в основном степенью кристалличности (1-9) отсутствием в составе примеси бария (8, 9)



%	1	2; 3; 4; 5	6; 11	7; 8	9; 10
Mn	47	40	46	31	37
Fe	0,8	1	---	1	1
Ba	0,6	0,7	0,7	0,9	0,9
Ca	2,1	1,8	2	2	1,7
Mg	2,5	1,4	1,5	0,7	1,2

Рисунок 5б. Фото ветвящихся древовидных столбчатых обособлений с отчетливо фиксируемыми микрослойками, отличающихся между собой степенью кристалличности.

В ходе исследования установлено, что в практически все ЖМК из горизонта 0–5 см донного осадка имеют симметричное зонально-концентрическое строение, в основном фестончатую текстуру и в их химическом составе резко преобладает марганец, а чередующиеся тончайшие микрослойки отражают степень кристалличности и коррелируются с изменениями небольших примесей бария и железа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Rossmann R., Callender E. Manganese nodules in lake Michigan//Science. 1968.V. 162.№ 3858.P. 1123.
2. Семенович Н.И. Донные отложения Онежского озера. Л.: Наука, Ленингр. Отд., 1973. 102 с.
3. Авдонин В.В., Кругляков В.В., Лыгина Т.И.и др. Оксидные железомарганцевые руды океана: генетическая интерпретация текстур и структур. М.: ГЕОС, 2014. 163 с.
4. Гранина Л.З., Мац В.Д., Федорин М. Железомарганцевые образования в регионе озера Байкал // Геология и геофизика. 2010.Т. 51. № 6.С. 835–848.
5. Мартынова М.В. Формы нахождения марганца, их содержание и трансформация в пресноводных отложениях (аналитический обзор)// Экологическая химия. 2012.Т. 21(1). С. 38–52.
6. Щербов Б.Л. Страховенко В.Д. Конкреции в осадках искусственного пруда в Алтайском крае// Литология и полезные ископаемые.2006. №1.С.1–10.
7. Moore W.S. Iron-manganese banding in Oneida ferromanganese nodules //Nature. 1981.V. 292.P. 233.
8. Экогеохимия Западной Сибири / Под ред. Полякова Г.В. Новосибирск: НИЦОИГТМСОРАН, 1996. 248 с.
9. Фролов В.Т. Литология. Кн. 2: Учеб. пособие.М.: Изд-во МГУ, 1993.432 с.

In freshwater pond of Altai region select the ferromanganese nodules from different horizons of sediments bottom. Nodules are distributed over the vertical profile of sediment is uneven and have a different chemical composition. All Fe-Mn nodules from 0-5sm interval have a symmetrical zone-concentric structure, mainly scalloped texture and chemical composition of manganese predominates, and alternating of the degree of crystallinity and are correlated with changes in the small impurities of Fe and Ba.

Судариков С.М., Змиевский М.В.

(Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург, Россия, zmievskiimv@gmail.com)

Некоторые особенности геохимии рудообразующих гидротермальных растворов океана по данным статистического анализа

Sudarikov S.M., Zmievski M.V.

(National Mineral Resources University (Mining University), St Petersburg, Russia)

Some characteristics of the geochemistry of Ocean ore forming hydrothermal solutions according to statistical analysis

Ключевые слова: Мировой океан, гидротермальный раствор, корреляция.

Данное исследование проводилось с целью выделения геохимических показателей, наиболее перспективных как с точки зрения поисков новых рудных залежей, так и организации гидрогеохимического мониторинга при освоении уже открытых месторождений, приуроченных к гидротермальной деятельности на дне Океана. Важным элементом анализа является статистическая обработка данных в виде построения графиков регрессии и матрицы корреляции.

Результаты экспериментальных исследований и модельных расчетов приводят к выводу об образовании в недрах гидротермальных систем бессульфатных и лишенных магния вод "end members" – конечных гидротермальных растворов (КГР), исходных для опробуемых на поверхности дна горячих источников [1–5]. Для сопоставления состава гидротермальных растворов различных участков и исключения влияния разбавления флюидов морской водой при опробовании принято рассчитывать условный состав КГР с использованием регрессионной модели. В данном исследовании отдельно анализировались опубликованные данные по КГР и достаточно многочисленные первичные результаты химических анализов.

В результате расчетов были отмечены основные зависимости между компонентами. Положительная корреляция рудных компонентов с хлорид-ионом и отрицательная – с величиной pH может свидетельствовать о переносе компонентов в кислых гидротермальных растворах в форме хлоридных комплексов. Сероводород связан значимой положительной зависимостью с металлами, что говорит о восстановительных условиях, формирующихся в рудоносных гидротермальных растворах. Это подтверждается и тесной связью рудных компонентов с водородом. Метан, в отличие от сероводорода, характеризуется отрицательной зависимостью от температуры и концентраций рудных компонентов. Кроме того, метан связан положи-

тельной зависимостью с pH и, наконец, отрицательной – с самим сероводородом. Каждая из наблюдаемых зависимостей может свидетельствовать против abiогенной теории поступления метана в гидротермальные растворы.

С точки зрения возможности проведения гидрогеохимических наблюдений *insitu* показатели, наиболее перспективные как при поисках новых рудных залежей, так и организации гидрогеохимического мониторинга при освоении уже открытых месторождений, это: Cl, Fe, Mn, Eh, pH, H₂S, CO₂, H₂ и, возможно, CH₄.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Судариков С.М. Гидроминеральные проявления в Океане // Геодинамика и рудогенез Мирового океана / Научн. ред. акад. И.С.Грамберг. СПб, ВНИИОкеангеология, 1999. С. 62–72.
2. Судариков С.М.,Кривицкая М.В. Формирование состава гидротермальных растворов в гидрогеологических массивах ультраосновных пород Срединно-Атлантического хребта // Записки горного института. 2011. Т.189. С. 68–71.
3. Mottl M.J. Metabasalts, axialhotspringsandthestructureofhydrothermalsystems atmid-oceanridges // Geol. Soc. Amer. Bull. 1983.V. 94.№ 2. P. 161–180.
4. Von Damm K. Seafloor hydrothermal activity: black smoker chemistry and chimneys // Annu. Rev. Earth Planet. Sci.1990. V. 18. P. 173–204.
5. Mottl M.J. VentDB: Mid-Ocean Ridge Hydrothermal Vent Chemistry Data Collection in the EarthChem Library. 2012. <http://earthchem.org/featured/mottl>

Main geochemical indicators of hydrothermal fluids were defined with statistical and analytical methods. A list of them includes Cl, Fe, Mn, Eh, pH, H₂S, CO₂, H₂ and possibly, CH₄. It is necessary to turn attention on them during hydrogeochemical observations *in situ*.

Судариков С.М., Змиевский М.В.

(Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург, Россия, zmievskiimv@gmail.com)

Результаты компьютерного термодинамического моделирования процессов смешения в зоне разгрузки гидротермальных растворов

Sudarikov S.M., Zmievskii M.V.

(National Mineral Resources University (Mining University), St Petersburg, Russia)

Results of thermodynamic computer modeling of mixing processes in the discharge zone of hydrothermal solutions

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, гидротермальный раствор, формы миграции.

Работа проводилась на базе ГЕОХИ РАН им. В.И. Вернадского в лаборатории моделирования гидрохимических и гидротермальных процессов, с помощью программного пакета HCh. Ранее расчеты форм миграции цинка и меди в зоне подповерхностного смешения и гидротермальном плюме. были проведены вручную на основе закона действующих масс [1]. Проведенные исследования позволили наметить лишь общую тенденцию изменения состава растворов.

Исходные материалы были получены С.М. Судариковым в экспедиции НИС «Атлантис» (2001 г.) при погружении на ГОА «Элвин» [2]. Опробовались источники в зонах разгрузки Ирина-2 и Квест поля «Логачев». Также были использованы данные, приведенные в работе Charlouetal [3].

Природная гидрогеологическая модель была условно разделена на две составляющие. Первая часть отвечает процессам подповерхностного смешения гидротермальных растворов и морской воды, а вторая – процессам, протекающим после разгрузки в гидротермальных ореолах рассеяния – гидротермальных плюмах. В рамках создания гидрогеологической модели были заданы такие параметры, как температура и давление с помощью литературных и аналитических данных. Давление, при этом, задано как постоянная величина – 300 атм., что соответствует давлению на глубине нахождения источников – около 3 км. Температура задавалась как изменяющийся параметр, начиная от 400°C в зоне подповерхностного смешения, и, заканчивая 2°C при максимальном разбавлении растворов морской водой.

Физико-химическая модель включает в себя как жидкие, так и твердые и газовые фазы. Так, например, количество возможно существующих в системе растворенных форм миграции различных элементов – 152.

Ставя вопрос о совершенствовании методов поисков гидротермальных источников, стоит особо обратить внимание на изучение миграции в гидротермальных плюмах, так как именно они являются основным индикатором современной гидротермальной деятельности, протекающей на океаническом дне.

Начальная температура исследуемого участка гидротермальной системы – 352°C, конечный 2°C [1,2]. Всего в программу было заложено 50 шагов смешения с изменением температуры на 7°C. Изменение соотношения смешивающихся растворов было задано по формуле: $\{1\}^{1,2*(-10+i)} + \{2\}$, где $\{1\}$ – количество гидротермального раствора, $\{2\}$ – количество морской воды, i – шаг смешения. Таким образом, начальное соотношение гидротермального раствора и морской воды $^{\circ}1:6,6$, конечное – $1:0,00066$.

Анализ полученных результатов по таким компонентам, как Zn, Cu, Mn, Fe, в целом, позволяет выделить 3 зоны доминирования тех или иных форм миграции в гидротермальном плюме (рис.). Первый участок (участок высоких температур) характеризуется хлоридными комплексами, второй участок, зафиксированный только у Zn, Fe отвечает гидроксидному комплексу, последний участок (участок сильного разбавления) во всех случаях является зоной доминирования свободной формы переноса.

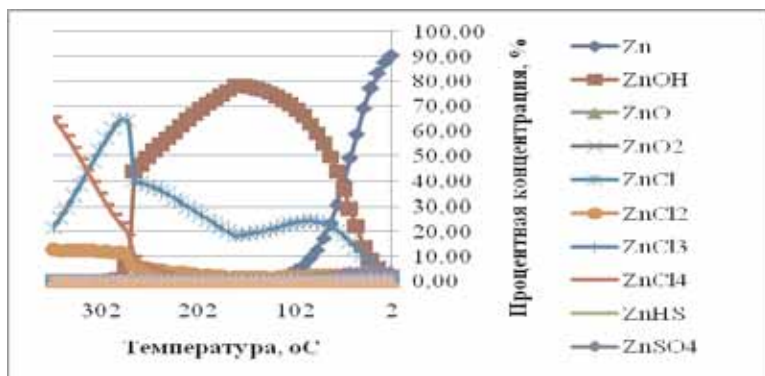


Рисунок. Изменение соотношений форм водной миграции цинка

Основными минералами, которые были получены в результате моделирования, являются кварц, магнезит, доломит

Авторы признательны заведующему лабораторией моделирования гидрохимических и гидротермальных процессов института геохимии и аналитической химии им. Вернадского Б.Н. Рыженко, а также заместителю заведующего лабораторией геохимии осадочных пород Русакову В.Ю. за помощь в проведении исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Судариков С.М., Змиевский М.В. Формы миграции рудных элементов в гидротермальном растворе источников поля Логачев (САХ) // Геология морей и океанов: Материалы XX научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. М.: ГЕОС, 2013. С. 204–205.
2. Sudarikov S.M., Zhirnov E. Hydrothermal Plumes along the Mid-Atlantic Ridge: Preliminary Results of the CTD Investigations During the DIVERS Expedition (July 2001) // InterRidge News. 2001. V. 10 (2). P. 33–36.
3. Charlou J.L, Donval J.P, Konn C.et al. High hydrogen and abiotic hydrocarbons from new ultramafic hydrothermal sites between 12°N and 15°N on the Mid Atlantic Ridge. Results of the Serpentine cruise (March 2007) //AGU Fall Meeting.2007.EOS.V. 88. P. 52.
4. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Наука, 2000.
5. Судариков С.М., Каминский Д.В., Наркевский Е.В. Гидротермальные ореолы рассеяния в природных водах Срединно-Атлантического хребта. СПб.: ФГУП «ВНИИокеангеология им. И.С.Грамберга», 2014. 161 с.
6. Лиманцева О.А., Рыженко Б.Н. Физико-химическое компьютерное моделирование гидрогеохимических систем: методическое руководство для студентов, обучающихся по специальности 08.03.00 «Поиск и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания». М.: Редакционно-издательский отдел РГГРУ, 2006.

Migration forms of components in hydrothermal solutions from the Logatchev vent field were analyzed using thermodynamic computer modeling. Analysis of the results for such components, as Zn, Cu, Mn, Fe allows to select 3 areas of dominance of certain forms of migration in hydrothermal plume.

**СИМПОЗИУМ
ИМ. П.Л. БЕЗРУКОВА "ПОЛЕЗ-
НЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И МИНЕ-
РАЛОГИЯ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ"**

**P.L. BEZRUKOV MEMORIAL
SYMPOSIUM "MINERAL
RESOURCES AND MINERALOGY
OF THE SEAS AND OCEANS"**

Базилевская Е.С.^{1,2}, Сколотнев С.Г.¹

(¹Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: bazile@ocean.ru; ²Институт океанологии им.П.П.Ширшова РАН, г. Москва)

Железомарганцевые отложения с хребта Менделеева (Северный Ледовитый океан)

Bazilevskaya E.S.^{1,2}, Skolotnev S.G.¹

(¹Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow,

²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Ferromanganese deposits from Mendeleev Ridge (Arctic Ocean)

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, железомарганцевый рудогенез, хребт Менделеева

Северный Ледовитый океан (СЛО), наименьший по площади среди океанов Земли, представляет собой полузамкнутый бассейн с огромными шельфовыми зонами (45% его площади), особенно со стороны России. Центральную, наиболее глубинную, часть СЛО пересекают три параллельно идущих протяженных подводных хребта – Гаккеля, Ломоносова и хребт Альфа, рассеченный глубокой (2700 м) долиной, после которой его продолжение, тяготеющее к России, носит название хребта Менделеева. С южного склона этого хребта впервые в СЛО были получены и исследованы железомарганцевые рудные отложения.

Особенностью СЛО является его небольшая площадь 14.7 млн. км², составляющая 4.07% площади Мирового океана (361 млн. км²), и высокие темпы осадконакопления. Осадочного материала в СЛО поступает 2 млрд. т в год, что составляет 8% от суммарного поступления речной взвеси в Мировой океан. Расчет показывает, что это в 2.06 раза больше, чем приходится на единицу площади в остальной части Мирового океана.

Течения в СЛО изучены пока недостаточно, хотя можно предполагать, что именно этот фактор контролирует здесь процесс осадочного рудообразования, способствуя накоплению, а не выносу ценных металлов из акватории океана.

В 2014 г. в рамках работ по сбору доказательной базы для обоснования Российской заявки в ООН по расширению внешней границы континентального шельфа России в Арктическом регионе было произведено опробование дна в районе южного склона одного из частных поднятий, расположенных в южной части хребта Менделеева. Опробование осуществлено с помощью манипуляторов подводной лодки НИПЛ. Получено несколько обломков и глыб от 10 см до 1,5 м в поперечнике, которые отобраны с выступов коренных пород склоновой осыпи и из каменных развалов, сформир-

ровавшихся над этими выступами. Работы производились в окрестностях точки с координатами 78°10.5'с.ш. и 179°04.5'з.д. в радиусе около 1 км. В районе работ практически плоское подножие поднятия сменяется на глубине около 1500 м очень крутым склоном, который в значительной мере вылаживается выше глубинного уровня 1280 м.

Поднятые обломки пород в той или иной степени покрыты железомарганцевыми образованиями (ЖМО). В основном это тонкие налеты или корочки (1–2 мм), лишь в двух случаях – относительно мощные корки (до 3 см).

В соответствии с ранее разработанной нами концепцией химического состава океанских ЖМО, основанной на представлениях о сорбционной природе концентрации рудных металлов на коренных породах океанского дна, для анализа была использована методика десорбции этих металлов восстановительным реагентом. Полученные результаты были пересчитаны на основу рудной фазы (Fe+Mn), являющуюся концентратором всех микроэлементов. Они оказались неожиданными, как для образцов из россыпей, насыщенных ценными металлами (Co и Ni), так и для обогащенных Ni хорошо сформировавшихся рудных корок.

Для Мирового океана такое обогащение ЖМО металлами вблизи континентальной окраины является феноменом СЛО. На наш взгляд, оно может свидетельствовать о чрезвычайно высокой насыщенности этого океана сносимым с суши материалом, уникально обогащенным, в частности Ni, рудопроявления которого известны на севере России и, особенно, на северо-востоке Сибири.

Океанский железомарганцевый рудогенез – процесс осадочный, т.е. все металлы, обогащающие ЖМО, включая главный рудообразующий металл – Mn, накапливаются в результате сноса их с поверхности суши и последующих диагенетических преобразований в осадочной толще. Центральная часть СЛО в известной мере является ловушкой для высвобождающихся из осадочной толщи металлов благодаря наличию здесь циркулярного течения. Это обстоятельство не только привлекает к себе взвеси, но и способствует их последующему обогащению металлами и перераспределению в акватории океана. Факт обнаружения рудных осадков вблизи континентального шельфа свидетельствует об этом.

Если говорить о практическом значении этого открытия, то освоение рудных богатств СЛО для России вполне реально из-за близости к нашим берегам, во-первых, а во-вторых, ранее нами была предложена идея экологически чистого способа освоения Fe-Mn руд океана с больших глубин путем растворения их в реакторе на месте залегания и откачки рудного раствора на поверхность судна. Думается, что вполне возможна модификация этой рекомендации для подледного освоения руд СЛО. Сейчас отечественная заинтересованность в этой проблеме должна возрасти, поскольку речь идет об отложениях на существенно меньшей глубине вблизи нашей кон-

тинентальной окраины, что не исключает возможности добычи металлов с помощью модифицированного реактора с трубопроводом и выходом на сушу.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-00497.

For the first time Fe-Mn deposits obtain from Arctic Ocean (Mendeleev Ridge) were detected and research. The samples were received by submarine manipulator. Studies indicate high concentration of trace microelements (Ni, Co et al.) in samples more than any others in World oceans.

Григорьев А.Г., Жамойда В.А. Евдокименко А.В.

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

Формы нахождения ряда тяжелых металлов в железомарганцевых конкрециях восточной части Финского залива

Grigoriev A.G., Zhamoida V.A. Evdokimenko A.V.

(A.P.Karpinsky Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St.Petersburg)

Forms of heavy metals occurrence in ferromanganese concretions of the eastern Gulf of Finland

Ключевые слова: железомарганцевые конкреции, формы нахождения, химические элементы, Финский залив.

В 2014 г. на ряде участков восточной части Финского залива были отобраны пробы железомарганцевых конкреций (ЖМК). В 8 пробах ЖМК различных морфотипов определялись следующие формы нахождения химических компонентов: водорастворимые соединения; сорбированные формы; формы, связанные с битумной органической составляющей; формы, связанные с гумусовой органической составляющей; формы, связанные с карбонатными соединениями; формы, связанные с оксидами и гидроксидами железа и марганца; труднорастворимые минеральные формы. На рис. 1 представлены примеры распределения форм нахождения химических компонентов в материале ЖМК.

Практически для всех изучаемых химических элементов за исключением меди, определяющей являются форма нахождения, связанная с оксидами и гидроксидами железа и марганца (оксидно-гидроксидная). Наиболее всего она характерна для Mn (до 100% его нахождения в данной форме), Fe, Co, Ni, Mo, Cd, Zn. Труднорастворимые минеральные формы наиболее характерны для Cu и в несколько меньшей степени для U. При этом следует отметить, что и для остальных элементов, за исключением, пожалуй, Mn, труднорастворимые формы играют заметную роль. Воднорастворимые и сорбированные формы, а также формы, связанные с битумной органической составляющей, не имеют практического значения, составляя не более 1%. Некоторым исключением являются Cd и Zn, содержание сорбированных форм которых может достигать соответственно 7 и 12%. Формы, связанные с гумусовой органической составляющей наиболее характерны для U и отчасти для Mo и Cu. Достаточно широко распространены карбонатные формы. Наиболее типичны они для Mn и Cd.

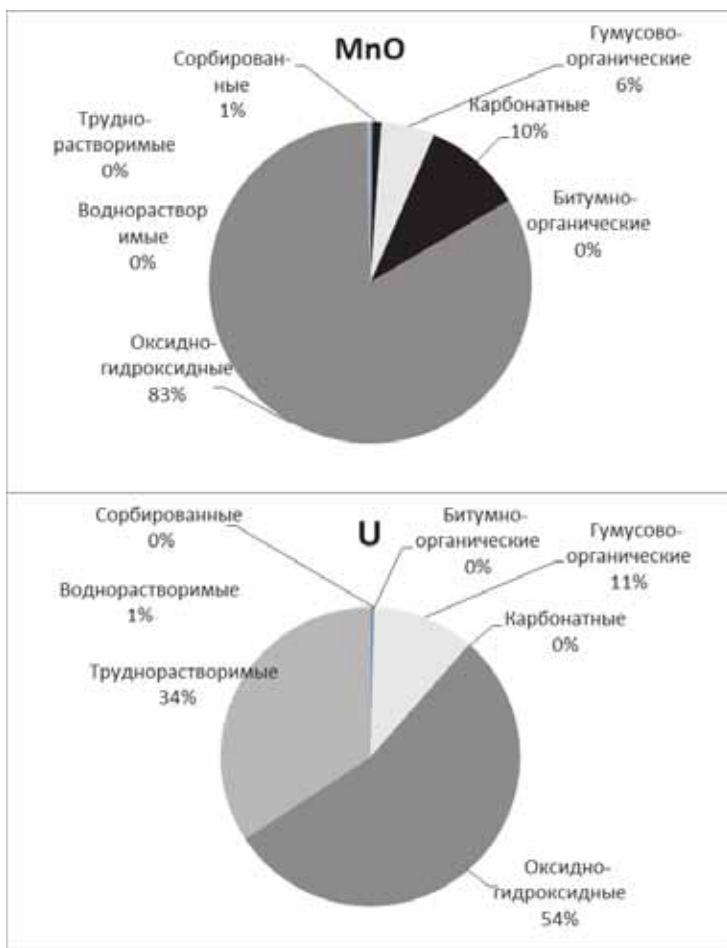


Рисунок 1. Примеры распределения форм нахождения ряда химических элементов в железомарганцевых конкрециях.

Ведущая роль оксидно-гидроксидной формы нахождения не требует особых пояснений. Все изучаемые элементы тесно связаны с окислами и гидроокислами железа и марганца, совместно с фосфором, составляющими химический каркас ЖМК. Следует отметить, что рентгеноструктурный фазовый анализ проб ЖМК показал широкое распространение фосфатов, оксидов и гидроксидов Fe и Mn. Кроме того, значительное количество оксидов и гидроксидов Fe и Mn, до 27% находится в нераскристаллизованной

(слабораскристаллизованной) форме. Наличие карбонатных форм нахождения ряда элементов и в первую очередь Mn вероятно обусловлено наличием родохрозита. Такие элементы как Co, Ni, Cd, Zn, Cu входят в состав родохрозита в качестве элементов-примесей. Известно, что гумусово-органические формы типичны для урана и ряда других элементов. Вероятно, в данном случае наличие таких форм обусловлено органическим веществом, входящим в состав конкреций. Не совсем понятно столь существенное распространение труднорастворимых форм Cu и U. Труднорастворимых минералов, которые могут содержать заметное количество этих элементов в качестве минералообразующих или элементов-примесей в результате минералогического анализа ЖМК не обнаружено. И данный вопрос остаётся открытым.

Для различных изученных полей развития ЖМК содержание определённой формы нахождения одного и того же химического элемента в целом малоизменчиво. Особенно это характерно для водорастворимых, сорбированных и битумно-органических форм нахождения. Но в ряде случаев подобная закономерность нарушается. Так, например, среднее содержание труднорастворимой формы меди на поле развития ЖМК в районе острова Сескар составляет 67% от всех выделенных форм нахождения, а на поле в районе банки Самоед – 41% от всех выделенных форм нахождения. Труднорастворимые формы урана на полях развития ЖМК в районе острова Сескар и банки Самоед близки между собой $\approx 38\%$, а в районе о. Нерва составляет около 20%. Соотношение процентного содержания Cu и U в труднорастворимой форме для полей развития ЖМК представлены на рис. 2.

Оксидно-гидроксидная форма меди на полях развития ЖМК в районе острова Сескар составляет 27%, в устье Выборгского залива – 41%, а на поле у о. Нерва – 63% от всех выделенных форм нахождения. Формы марганца, связанные с карбонатными соединениями, на поле развития ЖМК в районе острова Сескар, составляют в среднем $\approx 11\%$ от всех выделенных форм, в устье Выборгского залива около 6%, а на поле у о. Нерва – 63% от всех выделенных форм нахождения.

Таким образом, каждое из изученных полей развития ЖМК характеризуется определённой спецификой в распределении различных форм нахождения изучаемых химических элементов. Возможно, данный факт обусловлен различием морфотипа конкреций.

Следует отметить, что даже в пределах одного поля развития ЖМК, правда в редких случаях, зафиксировано заметное различие в содержании определённой формы нахождения элемента. Так на поле в районе о. Сескар в одной из проб ЖМК содержится 16% труднорастворимой формы нахождения Zn, а в пробе, отобранной в непосредственной близости, содержится всего 1% его труднорастворимой формы.

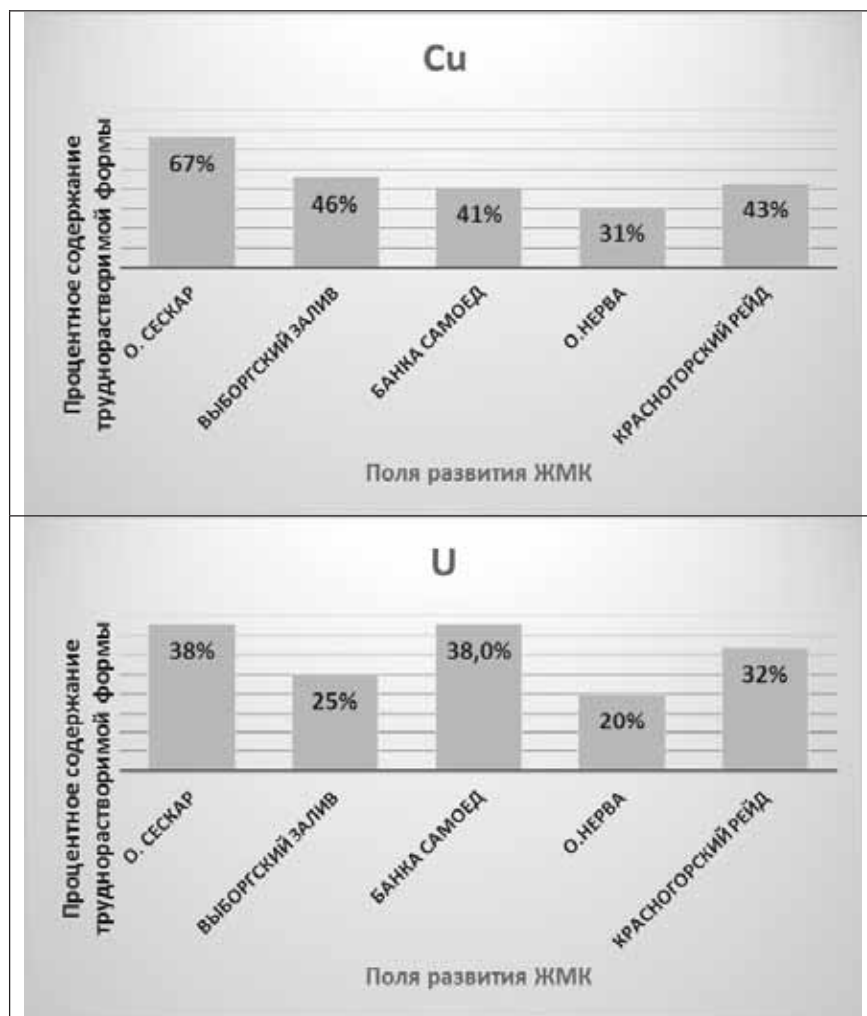


Рисунок 2. Соотношение среднего процентного содержания Cu и U в труднорастворимой форме для полей развития ЖМК

Выводы:

В железомарганцевых конкрециях Финского залива зафиксирован широкий круг форм нахождения изучаемых химических элементов.

Преобладающей является форма нахождения, связанная с оксидами и гидроксидами железа и марганца.

Распространенность водорастворимых и сорбированных форм, а также форм, связанных с битумной органической составляющей, крайне ограничена.

Поля развития ЖМК обладают определённой спецификой в распределении различных форм нахождения химических элементов.

Different forms of metals occurrence characterize the ferromanganese concretions in the Gulf of Finland. The dominant forms are associated with Fe and Mn oxides and hydroxides. The occurrence of water-soluble and adsorbed forms, as well as forms related to the organic component of the bitumen is limited. The concretion fields differ in the distribution of specific forms of chemical elements occurrence.

**Дубинин А.В., Демидова Т.П., Успенская Т.Ю.,
Римская-Корсакова М.Н.**

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

**Условия железомарганцевого рудообразования в Бразиль-
ской котловине в позднем палеогене по данным геохимии
редких элементов и изотопному составу неодима и стронция**

**Dubinin A.V., Demidova T.P., Uspenskaya T.Yu.,
Rimskaya-Korsakova M.N.**

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

**Conditions of iron-manganese ore formation in the Brazil basin
in the Late Paleocene according to the geochemistry of rare
elements and the neodymium and strontium isotope
composition**

Ключевые слова: железомарганцевые конкреции, марганцевые микроконкреции, костный детрит, редкоземельные элементы, изотопы стронция, изотопы неодима

Методами геохимии исследованы миопелагические глины ст. 1541 (6°10.8' ю.ш., 24°01.1' з.д., глубина 5800 м, длина колонки осадков 124 см), расположенной в Бразильской котловине Атлантического океана и отобранной в ходе 18 рейса НИС «Академик Сергей Вавилов» (2004 г.). В составе осадков преобладают глинистые минералы (93–98%). Второстепенными компонентами являются песчано-алевритовой размерности частично выветрелые вулканогенные породы (2–4%) часто покрытые железомарганцевыми оксигидроксидными пленками, марганцевые микроконкреции (МК) (до 2 %), костный детрит, единичные кристаллы филлипсита, фрагменты радиолярий, кремневых губок, трубки полихет, бентосные фораминиферы [1]. Возраст осадков не был идентифицирован методами био-стратиграфии из-за отсутствия определимых остатков. Железомарганцевое рудообразование представлено микроконкрециями, конкрециями, погруженными конкрециями и их обломками. На поверхности была обнаружена полиядерная железомарганцевая конкреция размером 11.5×8.5×6.0 см, верхние и нижние части (2–3 мм глубиной) которой были изучены ранее в работе [2]. Более мелкие конкреции встречены на горизонтах 83, 87, 92, 99, 110 и 124 см. Исследование микроконкреций 4 размерных фракций (50–100, 100–250, 250–500 и 500–1000 мкм) и костного детрита трех размерных фракций было выполнено для горизонтов 0–5 и 86–90 см, где были обнаружены конкреции, состав которых так же был изучен.

Цель предпринятых исследований состояла в изучении обстановок железомарганцевого рудообразования по данным накопления редких элементов. Марганцевые микроконкреции широко распространены в осадках областей пелагического литогенеза. Они являются продуктом диагенетических реакций в осадках и отражают как источники вещества, так и окислительно-восстановительные условия протекания процессов диагенеза. МК состоят из аутигенных минералов оксигидроксидов железа и марганца, как и железомарганцевые конкреции и корки. Размер микроконкреций не превышает 1000 мкм. Их количество возрастает с уменьшением скорости седиментации.

Химический анализ осадков показал, что по всей длине разреза (124 см) они практически бескарбонатны ($\text{CaCO}_3 = 0.07 \pm 0.05\%$), имеют низкое содержание органического вещества ($0.08 \pm 0.02\%$) и повышенное марганца относительно среднего состава пелагических глин (0.67%). Состав осадков с глубиной меняется мало, содержание марганца варьирует в пределах $0.75 \pm 0.09\%$.

Микроконкреции оказались существенно более марганцевыми образованиями, чем конкреции и Fe-Mn пленки на обломках вулканогенных пород. Они содержали от 24.2 до 39.6% марганца и только 2.99–11.7% железа. На нижнем изученном горизонте МК в большей степени обогащены марганцем, величина Mn/Fe меняется в их составе от 6.2 до 10.9, в поверхностном горизонте она заметно ниже (от 3.0 до 6.7). Однако изменение этих величин от размера микроконкреций одинаково – максимума они достигали в средних размерных фракциях (100–250 и 250–500 мкм). Подобно железу, с минимумом содержаний в двух средних фракциях, ведет себя алюминий, фосфор, кобальт, бериллий, ванадий, мышьяк, стронций, барий, таллий, свинец, уран, церий и торий.

В размерном диапазоне более 1000 мкм присутствует значительное количество обломков вулканокластики, покрытой железомарганцевыми пленками. По своему химическому составу эти отложения заметно отличаются от микроконкреций содержаниями железа и марганца и их отношением. При близких к МК содержаниях алюминия, содержание железа составляет 13%, а марганца 7.8 и 19%, что заметно ниже, чем в МК. Снижение содержаний марганца относительно МК привело к снижению содержаний элементов, связанных с оксидами марганца, и прежде всего никеля, лития, молибдена, кадмия.

Для изучения причин уменьшения величины Mn/Fe в составе средних фракций марганцевых микроконкреций в осадках станции 1541 было предпринято исследование их состава методом рентгеновского микроанализа на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV. В результате проведенного исследования выделены, по меньшей мере, две различающиеся по морфологии и составу фазы. Фаза 1 отличается высоким содер-

жанием марганца (до 40%) и средним отношением Mn/Fe около 20, неслоистая, обогащенная глинистым веществом (много Mg и Al), захваченным в ходе ее формирования из вмещающего осадка. Она формирует по резкой границе внешний слой, внутри которого встречена вторая фаза, или же полностью слагает МК, по форме напоминающие ходы илоедов и полиядерные образования. Отличительная черта данной фазы заключается в том, что она содержит большое количество никеля (максимально обнаружено 5.1%).

Вторая фаза в МК имеет тонкослоистое строение со следами скола обычно с одной стороны или находится в ядерной части и перекрывается по резкой несогласной границе фазой 1. Она отличается более высоким содержанием железа (до 8%) и меньшим Mn/Fe (максимально до 4). Она, возможно, представляет микроконкреции более ранней генерации.

Помимо микроконкреций и покрытых оксигидроксидами железа и марганца обломков вулканических пород во фракции >50 мкм в осадках широко представлен биогенный апатит в виде зубов рыб разной степени сохранности. На обоих изученных горизонтах преобладают зубы размерностью 50–100 и 100–250 мкм. Состав РЗЭ в нормализованном на РAAS виде соответствует таковому в морской воде и не меняется между горизонтами и в зависимости от размера фракции. Отрицательная аномалия церия варьирует от 0.78 до 0.48, постепенно увеличиваясь к крупной фракции.

Изотопный состав стронция в вытяжках и остатках от вытяжек из микроконкреций трех размерных фракций с каждого горизонта практически не отличается от такового в современной морской воде $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.709175$ [3] и не различается между фракциями. Нерудное вещество МК (не извлекаемое вытяжкой 4.25N HCl) отличается большим содержанием радиогенного стронция, что характерно для терригенного источника вещества осадков океана. Обломки вулканогенных пород из фракции >1000 мкм имеют менее радиогенный изотопный состав стронция в сравнении с нерудными частями МК, что свидетельствует об их разном генезисе.

Величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в костном детрите заметно ниже таковой в рудной части МК и составляет 0.70820 для горизонта 0–5 см и 0.70816 для горизонта 86–90 см. При этом изотопный состав неодима в костном детрите совпадает в пределах 2σ с таковым для рудной части микроконкреций. Неодим в микроконкрециях верхнего горизонта 0–5 см в среднем менее радиогенный ($\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ от –9.7 до –10.1), чем на нижнем горизонте 86–90 см ($\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ от –10.4 до –10.5). Заметно менее радиогенным является изотопный состав неодима из вытяжки фракции >1000 мкм, которая представляет обломки вулканокластики покрытые пленками оксигидроксидов железа и марганца. Примесь неодима из молодых менее радиогенных пород повысила величину $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ до –6.2 и –9.2.

Источником стронция в костном детрите является морская вода во вре-

мя жизни животных. Используя данные стронциевой изотопной стратиграфии (LOWESS 5) [3] мы получим возраст 24.8 (гор.86–90 см) и 24.1 (гор.0–5 см) млн.лет (поздний олигоцен). Это минимальный возраст отложений, так как при возможном обмене стронция с современной водой исходная величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ может только повышаться. Скорость осадконакопления, полученная на основании определения возраста двух горизонтов, составила 0.13 (90/700000) см за 1000 лет.

Марганцевые микроконкреции являются продуктом диагенетических преобразований в осадках. В качестве материала они используют оксигидроксиды марганца и в меньшей степени железа, рассеянные в осадках. Подвижность элемента в диагенезе можно охарактеризовать соотношением его содержаний в микроконкреции относительно вмещающего осадка. Самая высокая подвижность оказалась у никеля, его содержания в МК превышают таковые во вмещающих осадках горизонтов 0–5 и 86–90см соответственно в 48 и 82 раза. За ним следует марганец – в 32 и 46 раз. Далее по убыванию коэффициентов распределения располагаются Co, Cd, Tl, Mo, Cu, Pb и Zn. Эти элементы обогащают МК в среднем не менее чем в 10 раз.

Несмотря на разный возраст микроконкреций на двух горизонтах, изменение химического состава МК нагор. 0–5 и 86–90 см происходило весьма похоже. Отчасти это связано с практически неизменным составом вмещающих осадков, а также, видимо, с похожими условиями захоронения. Обе обнаруженные методом рентгеновского микроанализа фазы присутствуют в МК на двух разных горизонтах. Более железистая фаза 2 является более ранней. Фаза 1, обогащенная марганцем и никелем, видимо, представляет наложившийся процесс окислительного диагенеза, вызвавшего восстановление марганца за счет окисления органического вещества или железа (II) из вулканокластики, обломки которой широко представлены в осадках.

Состав конкреции поверхностного горизонта существенно отличается от захороненной конкреции гор.83 см. Первая содержит заметно больше марганца, никеля, кобальта, меди и трехвалентных РЗЭ. Ее состав РЗЭ является типичным для седиментационной конкреции с положительной аномалией церия (2.4 на нижней поверхности, 2.1 – на верхней). Возраст конкреции не может быть больше 24.1 млн. лет, и, следовательно, ее скорость роста варьирует от 0.6 до 2.3 мм за миллион лет и является минимальной. Погребенная конкреция (3.0×3.0×2.3 см) обогащена железом, ее внутренняя структура лишена концентрической слоистости. Вкрапления стяжений марганцевых оксигидроксидов облекаются оксигидроксидами железа, что свидетельствует о диагенетическом процессе перераспределения марганца и частичном его удалении из конкреции за счет восстановления двухвалентным железом из вулканокластики. Вместе с марганцем конкрецией частично потеряны никель, кобальт, медь, цинк, литий, молибден и таллий. И, наоборот, возросли, очевидно, из-за пассивного накопления, содержания бе-

риллия, ванадия, мышьяка, тория. Содержания церия полностью определяются содержанием железа во всех Fe-Mn образованиях станции ($r=0.95$). Высокое содержание железа в погребенной конкреции привело к значительному накоплению церия (до 2057 ppm). В то же время содержания трехвалентных РЗЭ в конкреции находятся на уровне их содержаний в микроконкрециях и в несколько раз ниже, чем в конкреции поверхностного горизонта. В современных пелагических конкрециях и корках существует зависимость между содержаниями железа и неодима. Отсутствие накопления трехвалентных РЗЭ в конкреции может быть связано со скоростью роста конкреции. Средняя скорость осадконакопления составила 0.13 см за 1000 лет в интервале 0–90 см. По накоплению РЗЭ в костном детрите, можно отметить, что в начале периода скорость была несколько ниже, чем в конце его. Во фракции костного детрита 250–500 мкм содержание РЗЭ меньше нагор. 86–90 см, следовательно, скорость осадконакопления была меньше, так как костный детрит накапливает РЗЭ на границе вода-дно. Если максимальный размер конкреции составляет 30 мм, то при такой скорости осадконакопления конкреция будет захоронена за $30/13 = 2300$ лет. Условия были окислительные, костный детрит зафиксировал отрицательную аномалию церия в океанской воде у дна. Но большое накопление типично гидrogenных элементов (Ce, Th, Be) свидетельствует о высоких потоках этих элементов, гораздо больших, чем в настоящее время.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 13-05-00068 и РНФ, грант 14-50-00095.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Свальнов В.Н., Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х. и др. Четвертичные осадки осевой зоны Бразильской котловины// Литология и полезн. ископ. 2007. №2. С.133–152.
2. Дубинин А.В., Римская-Корсакова М.Н. Геохимия редкоземельных элементов в донных отложениях Бразильской котловины Атлантического океана// Литология и полезн. ископ. 2011. №1. С.3–20.
3. McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A. Strontium Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale 2012 / Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. (Eds.). Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 127–144.

Conditions of Fe-Mn mineralization were identified in the Brazil basin during the Late Paleocene according to the geochemistry of rare elements. The age of sediments was determined by strontium isotope stratigraphy method. It was shown that thorium, cerium, and beryllium fluxes to the bottom in Oligocene were higher than at present.

Иванов В.В., Лыгина Т.И.

(ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: lyginat@ymg.ru)

Железомарганцевые образования вулканических построек рудной провинции Кларион-Клиппертон и подводного поднятия Магеллановых гор (на примере гайота Бутакова, Тихий океан) – сходство и различия

Ivanov V.V., Lygina T.I.

(SSC “Yuzhmorgeologiya”, Gelendzhik)

The manganese crusts and nodules of the volcanic edifices in the central part of the Clarion-Clipperton ore province and the Magellan mountains (the Butacov guyot, the Pacific) – the similarities and differences

Ключевые слова: железомарганцевые конкреции, кобальтомарганцевые корки, Магеллановы горы, гайот Бутакова, зона Кларион-Клиппертон

Оксидные железомарганцевые образования (ЖМО) являются новым типом океанических полезных ископаемых и представляют собой полиметаллическую руду на марганец, никель, медь, кобальт и ряд попутно извлекаемых компонентов, рассматриваются как руда недалекого будущего и в последние три десятилетия изучаются с возрастающей интенсивностью.

Среди ЖМО выделяют конкреции (ЖМК), корки и корково-конкреционные образования (ККО). Конкреции представляют собой стяжения рудного материала, построенные по линейно-концентрическому закону, и имеющие один или несколько общих центров осаждения. Корки – сплошные покровы гидроксидов железа и марганца, облекающие выходы коренных пород. К ККО относятся конкреции, в которых нерудное ядро занимает более 50 % площади поперечного сечения.

Поднятие Магеллановых гор является одним из перспективных рудных районов Мирового океана на кобальто-марганцевые корки, при этом в районе Магеллановых гор проводятся оценочные работы по изучению кобальтоносного марганцевого оруденения как коркового, так и конкреционного типа [1]. Зона Кларион-Клиппертон (ЗКК) – наиболее богатая провинция абиссального оруденения конкреционного типа. В то же время здесь присутствуют многочисленные вулканические постройки, на которых зафиксировано как конкреционное, так и корковое оруденение [2].

Целью данной работы является выявление сходства и различий ЖМО разновозрастных структур, расположенных в разных частях Тихого океана: вулканических построек центральной части зоны Кларион-Клиппертон (Российский разведочный район, РРР) и подводных сооружений Магелла-

новых гор (на примере гайота Бутакова). Материал для настоящей работы собран авторами в период полевых работ с 2006 по 2014 гг. в рейсах НИС «Геленджик» и «Южморгеология».

Планомерное изучение железомарганцевого оруденения в рудной провинции Кларион-Клиппертон проводится силами ГНЦ ФГУП «Южморгеология» с начала 80-х гг. XX в., на Магеллановых горах – с 2000 года. Систематическое исследование гайота Бутакова начато в 2004 г., вулканических построек центральной части ЗКК в 2006 г. В обоих регионах выполнен комплекс ГРП, включающий многолучевое эхолотирование, геоакустическое и фототелевизионное профилирование, геологическое опробование, в т.ч. с использованием скальных драг.

Гайот Бутакова является крайним юго-восточным горным сооружением цепи Магеллановых гор. Он имеет меридионально-вытянутую форму основания с линейными размерами 55×160 км (в контуре изобаты 5000 м). Бровка вершинной поверхности гайота расположена в интервале глубин 2500–3000 м. Вершинное плато построено двумя удлиненными пологими куполами, осложненными многочисленными вулканическими мезоформами в виде конусов и куполов. Гайот сложен вулканитами (преимущественно базальтами) раннего мела и осадочными породами апта-турона, сантона-маастрихта, позднего палеоцена-эоцена, миоцена и неконсолидированными осадками плиоцен-четвертичного возраста. ЖМ корковое оруденение приурочено преимущественно к привершинным выходам коренных пород, конкреционное – к локальным впадинам вершинной поверхности.

Вулканы провинции Кларион-Клиппертон представляют собой гораздо более мелкие (на порядок) постройки центрального типа с плоскими или куполообразными вершинами, иногда с кратерами. Размеры основания самых крупных одиночно стоящих вулканов в поперечнике достигают 5 км, многовершинных массивов – 12 км. Основания построек расположены на глубинах от 4800 до 5000 м, относительная высота обычно не превышает 700–800 м. На крутых склонах обнажаются базальтовые подушечные лавы, датированные возрастом от верхов позднего эоцена до среднего-позднего миоцена. По материалам глубоководного бурения, возраст коренного ложа в рассматриваемой части ЗКК близок к среднему эоцену. Базальты вулканических построек являются продуктом более поздних, по сравнению с базальтовым фундаментом, излияний [3]. На вершинах вулканов часто отмечается довольно мощная (до 70–80 м) осадочная толща, сложенная карбонатными породами раннего-позднего олигоцена – раннего миоцена, перекрытыми глинами плиоцен-четвертичного возраста. На ступенчатых склонах вулканов залегают осадки, на которых часты обильные скопления мелких ЖМК, на коренных магматических породах развиты ЖМ корки.

Корки гайота Бутакова имеют резкий или постепенный контакт с субстратом, в зависимости от характера подстилающих пород (базальты, эда-

фогенные брекчии, известняки). Для участков развития корок характерен бугристый, ботроидальный, «каракулевидный» мезорельеф и сливной или шероховатый тип поверхности. На гайоте Бутакова зафиксированы корки мощностью до 20 см и более, полный разрез которых имеет четырехслойное строение. Слои (снизу вверх) датируются: I-1 («антрацитовый») – верхний палеоцен–нижний эоцен, I-2 (пятнистый) – средний–верхний эоцен, II (пористый пестроокрашенный) – миоцен, III (массивный) – плиоцен-квартер [1]. В единичных образцах в основании корок выделены фрагменты еще более древнего реликтового слоя R. Наиболее широко развиты корки с различными вариантами сокращенного разреза. Основная рудная масса корок сложена в различной степени раскристаллизованным вернадитом и Mn-феррооксигитом. В ЖМ корках и конкрециях подводных гор устойчивы примеси нерудных минералов. Наиболее распространены кварц, полевые шпаты и апатит, часты цеолиты.

Конкреции гайота Бутакова обычно характеризуются размером до 12 см с преобладанием мелкой фракции и чаще всего имеют эллипсоидальную, сферическую, реже таблитчатую, угловатую форму, в единичных случаях присутствуют сростковые индивиды. В составе ядер присутствуют известняки, базальты и вулканокластические породы, реже – обломки рудных образований. Рудные оболочки имеют массивную или тонкослоистую текстуру и радиально-столбчатую структуру. Встречаются экземпляры валунного размера, с многослойным строением рудных оболочек, отдельные слои которых сопоставляются со слоями корок.

Средние содержания Fe, Mn и Co в конкрециях гайота значительно ниже, чем в корках (таблица). Содержания Ni и Cu, а также значения марганцевого модуля (Mn/Fe) сопоставимы между собой. В то же время установлены различия в составе отдельных слоев разреза корок, в частности, максимальные содержания Co приурочены к верхнему слою III.

Таблица. Средние содержания основных рудных компонентов в ЖМО, %

Тип ЖМО	Fe	Mn	Co	Ni	Cu	Mn/Fe
Корки гайота Бутакова	17.70	19.91	0.54	0.41	0.12	1.21
ЖМК гайота Бутакова	15.51	18.95	0.46	0.44	0.12	1.23
Корки вулканических построек ЗКК	13.34	22.37	0.31	0.74	0.49	2.09
ЖМК вулканических построек ЗКК	8.98	24.78	0.28	1.09	0.76	2.87
ЖМК разновидности, наиболее типичные для месторождения Российского разведочного района (ЗКК)	5.78	30.60	0.23	1.43	1.19	5.38

Корки вулканических построек ЗКК обнаружены на базальтах и гиалокластических брекчиях. Для них, в основном, характерен черный цвет, мелкобугристая, ботроидальная и «каракулевидная» поверхность с гладкой или шероховатой структурой. В разрезе установлено до трех слоев, суммарной мощностью до 12 см. Верхний и нижний слои корок имеют массивную текстуру, средний слой – пестроокрашенный характер и пористую текстуру, с обилием нерудных включений. Средний слой корок наименее обогащен полезными компонентами. Возраст среднего слоя датирован поздним миоценом. Наиболее часто встречаются однослойные и двухслойные корки. Минеральный состав рудных корок представлен вернадитом, диагностированы асболан и гетит. В корках присутствуют кварц и плагиоклаз, обычны цеолиты.

Конкреции вулканических построек ЗКК имеют размер, как правило, не более 8 см, с преобладанием фракций до 4 см, и чаще всего характеризуются неправильными, а также сrostковыми и сфероидальными, реже – эллипсоидальными формами. В основном, для них так же, как и для конкреций гайота Бутакова, характерна гладкая поверхность и отсутствие экваториального пояса. Преобладают ядра нерудного состава (обломки базальтов или осадочных пород, чаще глинистого или цеолититового состава), иногда в ядрах отмечаются фрагменты более древних рудных образований. Конкреции характеризуются концентрически-зональным строением с массивной или тонкослоистой текстурой и дендритовой, столбчатой, ламинационной структурой, для них обычно простое одноэтажное строение рудных оболочек.

Конкреции вулканических построек ЗКК, по сравнению с типичными марганцовистыми конкрециями Российского месторождения (РРР), имеют значительно более железистый состав, при незначительном обогащении кобальтом (таблица). В то же время, ЖМК вулканических построек имеют менее железистый состав, по сравнению с корками, поднятыми на этих же вулканах. По сравнению же с гайотом Бутакова, и конкреции и корки с вулканических холмов ЗКК в целом демонстрируют большее обогащение Mn, Ni и Cu и обеднение Fe и Co.

Валовый состав ККО обоих типов структур в целом обеднен рудными компонентами, в связи с разубоживанием руды материалом нерудных ядер.

Выводы:

1. ЖМО гайота Бутакова (Магеллановы горы, СЗ часть Тихого океана) и вулканических построек центральной части зоны Клариион-Клиппертон (приэкваториальная часть Северо-Восточной котловины Тихого океана, месторождение Российского разведочного района), локализованы в пределах разновозрастных океанических структур и в разных фациально-генетических обстановках.

2. Изученные типы ЖМ конкреций двух регионов сходны по своим морфологическим и структурно-текстурным характеристикам (за исключением валунных конкреций гайота Бутакова). Корки различаются по мощно-

сти, структуре и длительности формирования. Пористый пестроокрашенный слой корок вулканических построек ЗКК может быть сопоставлен со слоем II гайотов Магеллановых гор.

3. Сходство ЖМО обусловлено близостью ряда аспектов условий осадконакопления: низкие скорости отложения осадков, формирование конкреций на маломощных осадках и корок на обнаженных коренных породах, в условиях отсутствия влияния процессов диагенеза и в обстановке интенсивного гальмиролиза базальтовых пород, высвобождающего рудные компоненты в водную толщу.

4. Оба типа ЖМО различаются по особенностям химического состава. Различия в составе ЖМО двух типов структур связаны с различным их положением в батиметрической и литофациальной зональности океана (вертикальной и субширотной). ЖМО гайота залегают на глубинах около 2500–3000 м, выше карбонатного лизоклина; ЖМО вулканических холмов ЗКК – на глубинах, приближенных и зачастую превышающих КГК (от 4300 до 4800 м). Формирование ЖМО Магеллановых гор происходит в зоне накопления миопелагических глинистых и биогенных известковых фораминиферовых осадков [4]. Уникальность ЖМ оруденения ЗКК связана с его формированием в зоне активного биогенного кремненакопления, что отражается в относительной обогащенности Mn, Ni и Cu рудных образований всех типов, в том числе и корок и конкреций вулканических построек.

В работе использованы геологические материалы, полученные в рамках госконтрактов № 17/01/101-23, № 19/01/101-32, № 38/01/101-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.
2. Условия образования и закономерности размещения железомарганцевых конкреций Мирового океана / Под ред. Корсакова О.Д. Л.: Недра, 1987. 259 с.
3. Лыгина Т.И. Внутриплитная вулканическая и гидротермальная активность в океане – новые факты // Природа. 2010. № 5. С. 36–45.
4. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. Сер. Океанология / под ред. П.Л. Безрукова. М. Наука, 1979. 409 с.

The similarities and differences of manganese crusts and nodules of the Magellan mountains (the Butacov guyot, the Pacific) and the volcanic edifices in the central part of the Clarion-Clipperton ore province (the Russian Exploration Area) were discovered and identified.

Кругляков В.В.

(ГНЦФГУП «Южморгеология», г. Геленджик; e-mail: v-kruglyakov@mail.ru)

Генезис и типизация океанических полиметаллических конкреций

Kruglyakov V.V.

(SSC “Yuzhmorgeologiya”, Gelendzhik)

Genesis and typology of oceanic polymetallic nodules

Ключевые слова: типы полиметаллических конкреций, условия локализации, скорость роста

С середины прошлого века в мировой морской геологии активно обсуждается проблема образования полиметаллических океанических конкреций и их типизации. Наиболее распространены две точки зрения на формирование конкреций, которые вполне убедительно их классифицируют по размерам, внешнему облику, химическому составу, текстуре. Выделяются конкреции гидрогенные, сформированные за счет кристаллизации и сорбции рудного вещества из океанской воды. Это, как правило, мелкие плотные тонкослоистые образования с нерудными ядрами. Другой тип – диагенетические конкреции, формирующиеся за счет перераспределения элементов в осадке. Это преимущественно крупные индивиды. Для этих конкреций характерно относительно повышенное содержание марганца, кобальта и меди. Описывается промежуточный тип, для которого характерны отдельные признаки обоих названных типов. Этот тип определяется как полигенный. Такие взгляды на типизацию и представления о генезисе высказаны целым рядом исследований (Скорнякова, Хальбах с коллегами, Ленобль и многие другие). В начале восьмидесятых годов мы разделяли эту точку зрения, но тогда же появились первые сомнения в возможности осаждения рудного вещества из воды. Мы стали выделять типы (сорта, фациальные разности), обозначаемые индексами А (мелкие тонкослоистые часто с нерудными ядрами, железистые конкреции), В (промежуточный тип) и С (крупные грубослоистые марганцовистые разности). Все конкреции по нашим данным единого гальмиролитического происхождения. Различия в составе определяются соотношением мощности верхней части разреза [1].

Мы проанализировали марганцевый модуль (Mn/Fe) в подвижных формах в воде, осадках и рудах в связи с геоморфологией, литологией, морфометрией и другими параметрами и пришли к выводу о невозможности осаждения рудного вещества воды с существующими соотношениями элементов.

В воде марганцевый модуль равен 0.07, т.е. почти на два порядка ниже, чем в марганцовистых разностях конкреций, и примерно в 50 раз ниже, чем в железистых.

Вода – 0.07

Глины пачки IV – 2.5

Красные глины пачки III – 15

Глины алевритистые пачки II – 49

Писчий мел и мергель (I) – 3.6

Конкреции типа А – 2.5

Конкреции типа В – 4.0

Конкреции типа С – 5.5

Рудные корки – 1.3

Чехол представлен карбонатными осадочными породами эоцена, олигоцена и раннего миоцена (пачка I), на которой развита кора гальмиролиза (пачки II, III, IV).

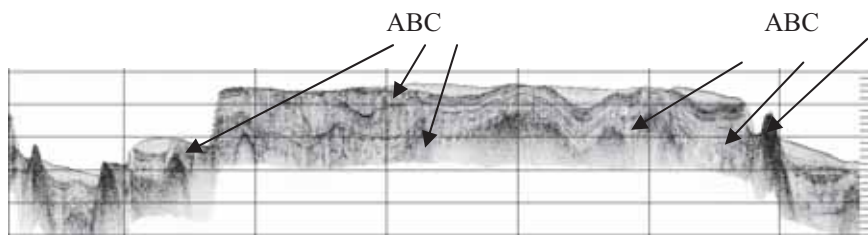


Рисунок 1. Пример геоакустического разреза Российского разведочного района в рудной провинции Клариян-Клиппертон.

В осадках марганцевый модуль подвижных фаз всех осадочных пород соизмерим с модулем конкреций, что позволяет говорить о генетической связи глин и конкреций.

Рассмотрим существующие, многими авторами описываемые, обозначаемые нами разновидности полиметаллических конкреций А, В и С в связи с условиями их залегания (формирования) с формами рельефа и характером верхней части чехла. Рассмотрим некоторые наиболее очевидные характеристики конкреций, которые определяются в процессе полевых работ, при фототелевизионном профилировании, дискретном фотографировании поверхности дна и донном опробовании – отборе проб донного материала синхронно с фотографированием поверхности дна (рис. 2–4).

В общем случае на донном фотоснимке плотность залегания конкреций несколько меньше, чем при выкладке на трафарете. Это связано с тем, что конкреции в естественном залегании зачастую видны не полностью, частично прикрыты глиной. Но если на донном снимке при равномерном плотном залегании количество конкреций больше, чем на трафарете, это может быть связано с непредставительностью пробы по техническим причинам [2].

В каких же условиях относительно геоморфологии и характера разреза верхней части чехла встречаются конкреции того или иного типа? На рис. 5

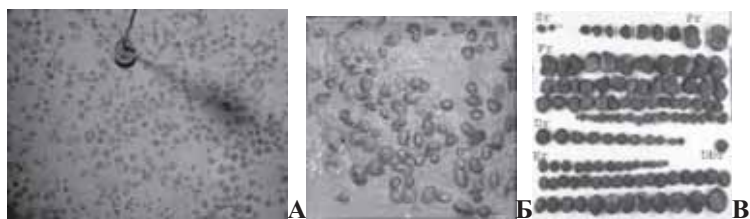


Рисунок 2. Характеристика конкреций типа А станции, отработанной в 300 м от бровки воронки. А – фото дна в месте отбора пробы; в кадре груз – разведчик диаметром 100 мм; плотность залегания 35%. Б – фото пробы в коробе пробоотборника. В – конкреции на трафаретной доске; плотность 52%. Медианный размер 3 см.

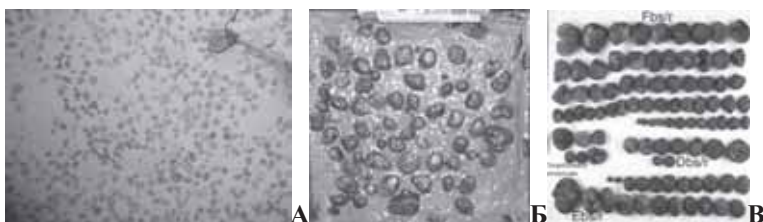


Рисунок 3. Характеристика конкреций типа В, 700 м от бровки воронки. Плотность залегания конкреций на дне 31%, на трафарете – 47%. Медианный размер конкреций около 5 см.

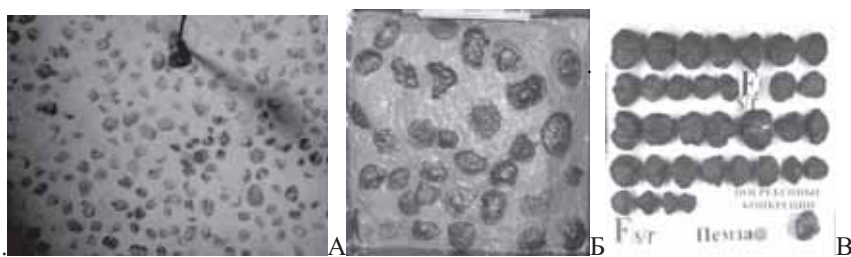


Рисунок 4. Характеристика конкреций типа С станции, отработанной в 2,1 км от бровки воронки. Плотность залегания конкреций на дне 32%, на трафарете – 42%. Медианный размер конкреций около 9 см.

приведен фрагмент профиля комплексного исследования дистанционными (геоакустическими и фототелевизионными) методами с результатами полевой экспресс интерпретации оптических данных.

В крайней левой трети иллюстрации мощность акустически прозрачной глинистой пачки варьирует от 15 до 25 м. Здесь отмечены конкреции типа

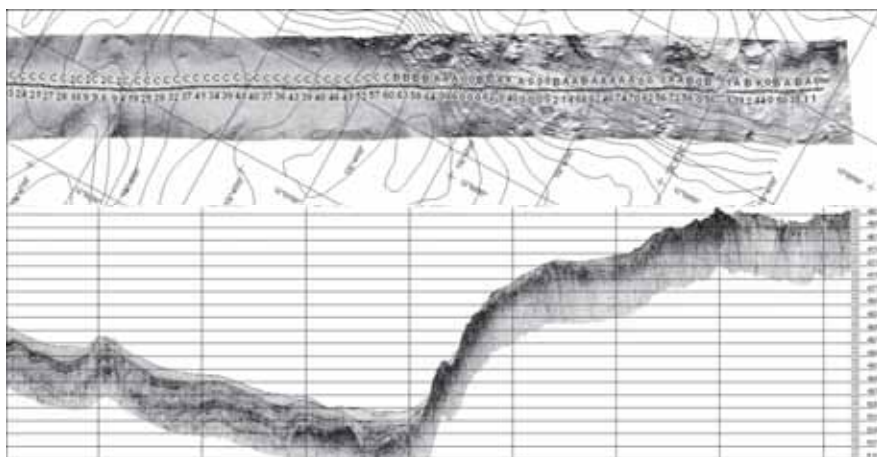


Рисунок 5. Фрагмент комплексного геоакустического и фототелевизионного профиля. Вверху сонографическая картина в сопоставлении с изобатами и с результатами интерпретации фотоинформации, внизу профилограмма. Над пуансонами (отдельные фотокадры), типы конкреций А, В и С; под ними плотность залегания конкреций в процентах от площади кадра

С. Правее мощность глин варьирует от ничтожной до 20 м, конкреции типа В с плотностью залегания до 60%. Еще правее крупное обнажение базальтов фундамента местами покрыто осадочными образованиями незначительной мощности. Здесь конкреции либо отсутствуют (над пуансонами стоит «0»), или есть рудные корки и их осколки («К»). Под пуансонами есть значения до 70% и выше. Это темные объекты на светлом фоне (конкреции типа А и обломки коренных пород). Количественная интерпретация фото выполнена с помощью компьютерной программы [3].

Отдельные слои конкреций растут со скоростью, соизмеримой с продолжительностью жизни отдельных индивидов простых организмов (червей), миллиметры в годы или даже месяцы [4]. Это позволяет рассчитывать на регенерацию залежей после их отработки в процессе добычи в течение жизни одного поколения людей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Инженерная геология рудной провинции Кларион-Клиппертон в Тихом океане. С.-Петербург: Наука, 2004. 281 с.
2. Кругляков В.В. К вопросу о корректности прогнозных ресурсов и подсчета запасов океанических железомарганцевых конкреций // Рациональное освоение недр. 2011. №3.С. 29–34.

3. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2010610455. Оценка покрытия. Правообладатель ГНЦ ФГУГП НПО «Южморгеология», автор Сапрыкин С.С.
4. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП «Южморгеология», 2005. 230 с.

Manganese module ocean water is equal to 0.07. Module oceanic polymetallic nodules from 2.5 to 5.5. In sedimentary rocks it from 2.5 to 15.0. Thus, hydrogenic nodules impossible. They have a lithogenic nature, formed in the process of volatiles. The growth rate of nodules millimeters in years. This is determined by the location of the living worm in the nodules body, the tube of which is traced to 1.5 mm. This fact suggests that after the Deposit, will be broken when the dynamic equilibrium, the supply of mobile forms of metals will be activated.

**Лыгина Т.И., Миноранский Д.Е., Натарова Е.В.,
Шевцова Н.Т.**

(ГНЦ ФГУП «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: lyginat@ymg.ru;)

**Неконкреционные типы оруденения
зоны Кларион-Клиппертон – новые находки**

Lygina T.I., Minoranskiy D.Eu., Natarova E.V., Shevtsova N.T.
(SSC “Yuzhmorgeologiya”, Gelendzhik)

**The Non-nodule types of the Fe-Mn ores
in the Clarion-Clipperton zone – The new findings**

Ключевые слова: металлоносные осадки, железомарганцевые корки, нонтронитовые глины, зона Кларион-Клиппертон, Тихий океан

Зона Кларион-Клиппертон (приэкваториальная часть Северо-Восточной котловины Тихого океана) является наиболее перспективной и хорошо изученной провинцией абиссального железомарганцевого конкреционного оруденения. Железомарганцевые конкреции провинции являются богатой полиметаллической рудой, содержащей высокие концентрации марганца, никеля, меди и кобальта, и представляют практический интерес для будущей разработки.

В то же время результаты многолетних исследований ГНЦ ФГУП «Южморгеология» свидетельствуют о существовании на площади провинции проявлений железомарганцевого оруденения неконкреционного типа. К таким проявлениям относятся в первую очередь железомарганцевые корки, сформировавшиеся на коренных породах, обнажающихся на склонах вулканических построек, и металлоносные осадки. Оба типа оруденения связаны с проявлениями внутриплитной тектонической активности, не ассоциированной с островодужными системами и зонами спрединга в зоне СОХ, но широко развитой на площади провинции.

В результате комплексных геолого-геофизических работ, проводимых ГНЦ ФГУП «Южморгеология» в центральной части провинции на площади месторождения ЖМК Российского разведочного района (РРР) и включающих батиметрическую съемку многолучевым эхолотом, геоакустическое профилирование и локацию бокового обзора, непрерывное фототелепрофилирование и донное опробование, в пределах абиссальной равнины на глубинах дна от 4800 до 5400 м выявлено большое количество разновозрастных вулканических построек и эрозионных воронок.

В частности, в западной части РРР, на участке площадью около 25.5 тыс. км², приуроченном к вершинной поверхности и восточному склону регионального поднятия Восточное и расположенном между 134°40' и 132°20' з.д., обнаружено более 70 вулканов.

Большинство вулканов относятся к постройкам центрального типа, часто с кратерами, среди них обнаружены одновершинные и многовершинные массивы. Вулканы расположены группами и поодиночке, зачастую образуя цепочки, вытянутые в направлении, параллельном трансформным разломам Кларион и Клиппертон или осям структур локального рельефа. Размеры одиночно стоящих вулканов в основании достигают 5 км, у многовершинных массивов 10–12 км. Относительная высота холмов от первых десятков метров до 700–800 м. На склонах обнажаются подушечные лавы, базальты со столбчатой и плитчатой отдельностью, на пологих участках залегают рыхлые осадки и железомарганцевые конкреции.

На базальтах, драгированных со склонов вулканических построек, наряду с многочисленными конкрециями, обнаружены ЖМ корки мощностью до 10–12 см, имеющие многослойное строение. Рудные корки имеют мелкобугристую, ботроидальную скульптуру верхней поверхности, с диаметром ботроидов до 1 см и высотой до 5 мм, шероховатую структуру. Иногда на поверхности наблюдается постепенный переход от бугристой скульптуры к практически абсолютно гладкой. Субстратом корок обычно являются базальты или гиалокластические брекчии.

В разрезе корок выделяется до трех слоев. В случае полного разреза в корках присутствуют два слоя черного цвета массивной однородной или слоистой текстуры, разделенные пестроцветным пористым слоем со столбчатой текстурой. Столбцы ориентированы в перпендикулярном к росту корки направлении, поры заполнены цеолитизированным веществом.

Минеральный состав корок сложен вернадитом с участием асбола и гетита. В корках присутствуют кварц и плагиоклаз, часты цеолиты.

Содержание кобальта в корках достигает 0.43%, практически во всех образцах превышая 0.3% или приближаясь к этому значению (таблица), что позволяет отнести эти образования к типу кобальтоносных [1, 2]. Состав отдельных слоев многослойных корок различен (таблица).

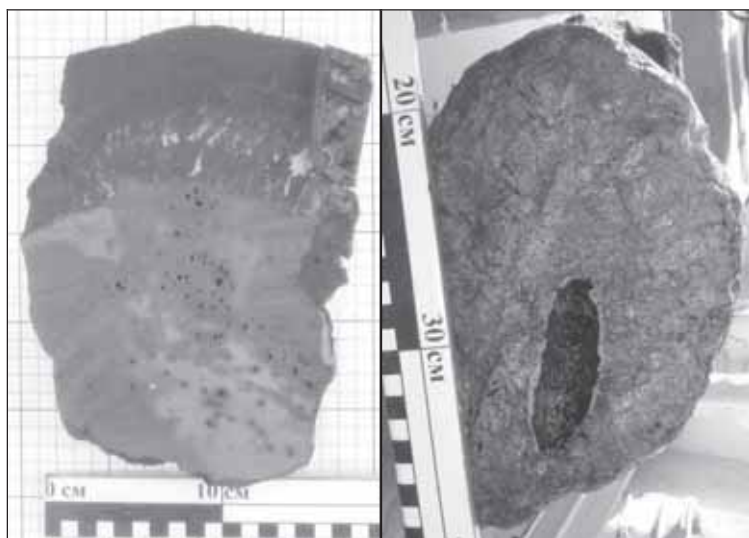
В 2015 г. в рейсе НИС «Южморгеология» проведены работы по драгированию склонов вулканических построек и получены новые данные о строении и вещественном составе ЖМ корок (пробы 9027 и 9028-1 в таблице). На рисунке приведен образец одной из корок с холма Феодосия.

По внешнему виду и внутреннему строению ЖМ корки вулканов ЗКК подобны верхним частям рудных корок гайотов западной части Тихого океана. Верхние слои, выделенные в составе трехслойных корок, могут коррелироваться со слоями II и III корок гайотов [3]. Возраст средней части трехслойной рудной корки ЗКК датирован поздним миоценом, что совпадает с датировками слоя II КМК Магеллановых гор. Аналог нижнего массивного слоя корок ЗКК в КМК гайотов не описан. По сравнению с КМК рудных районов Маркус-Уэйк и Магеллановых гор, корки ЗКК являются существенно более бедными Co (практически в два раза), но более богатыми Cu (в несколько раз) и Ni (до двух раз и более).

Таблица. Химический состав корок вулканических построек ЗКК

Номер участка	Характер образца	Fe, %	Mn, %	Co, %	Ni, %	Cu, %
4-06_2	корки без субстрата	16.56	20.46	0.313	0.51	0.34
4-06_2 корка 3-х слойная	валовый состав	18.89	23.22	0.347	0.43	0.21
	верхний слой	17.80	24.25	0.371	0.46	0.22
	средний слой	24.79	19.31	0.221	0.28	0.19
	нижний слой	23.94	21.70	0.229	0.31	0.18
4-06_3	корки без субстрата	7.37	24.54	0.246	1.19	0.93
	корки без субстрата	7.11	22.48	0.233	1.02	0.83
	корки на базальте	10.98	23.99	0.316	1.01	0.62
	корки на базальте	10.72	26.27	0.350	1.15	0.73
4-07_8506	корки на базальте	15.47	23.06	0.367	0.61	0.33
	корки без субстрата	18.48	21.04	0.354	0.43	0.26
4-07_8542	корки без субстрата	16.29	23.95	0.432	0.62	0.29
4-13_9027	корки без субстрата	18.52	23.43	0.359	0.95	0.29
4-13_9028-1 корка 2-х слойная	корка 2-х слойная	22.94	20.39	0.409	0.33	0.23
	верхний слой	24.52	20.94	0.353	0.33	0.18
	нижний слой	29.04	11.99	0.049	0.19	0.07

Вторым типом неконкреционного железомарганцевого оруденения являются металлоносные осадки, представленные высокопористыми нонтроновыми глинами, насыщенными тонкодисперсным марганцевоокисным веществом.



А

Б

Рисунок. Двухслойная ЖМ корка на базальте (обр. 9028-1) (А)
и образец металлоносной нонтронитовой глины с каналом (9030-1) (Б)

Находки таких необычных для ЗКК образований совершались и ранее, но в последние годы, благодаря использованию высокоточных систем позиционирования подводных аппаратов, таких как УКБС «Posidonia-6000», и придонных геоакустических комплексов, стало возможным достоверно определять структурно-геоморфологическое положение точек отбора проб. Найденные в 2006 и 2012 гг. образцы металлоносных глин [4, 5] были приурочены к днищевым частям эрозионных врезов («воронок»), широко развитых на площади ЗКК и представляющих собой формы рельефа, близкие к изометричным или вытянутые, глубиной от 10 до 100 м и размерами в поперечнике от 50 м до 1,5 км, связанные с субвулканическими телами и прорывающие осадочную толщу на разную глубину (иногда на полную мощность).

В рейсе НИС «Южморгеология» 2015 г. металлоносные осадки снова обнаружены в связи с проявлениями вулканогенно-гидротермальной активности – на вершинной поверхности крупного многовершинного вулканического массива высотой около 300 м. В итоге драгировок 9030Др и 9030-1Др поднят материал, содержащий металлоносную глину в виде окатанных обломков валунно-галечной размерности, с трубчатыми каналами зонального строения, диаметром до 4 см, внутренняя часть которых покрыта рудным материалом (рис.). Порода желто-коричневого цвета пронизана мельчайшими темно-коричневыми до черного прожилками, что придает ей

пестрый характер. Присутствуют и шоколадно-коричневые, практически однородные глины. Физические свойства пород соответствуют высокопористым осадкам: плотность от 1.16 до 1.19 г/см³, влажность от 308% до 319%. Глина сложена нонтронитом, в значительных количествах присутствуют цеолиты: в пестрой глине в глинистой фазе желтого цвета установлено 35% гейландита (от кристаллической фазы). Характерно высокое содержание барита – до 10%, присутствуют кварц и плагиоклаз. Рудная минерализация, в основном, представлена бузеритом различных модификаций.

Особенностью химического состава бескарбонатных нонтронитовых глин является высокое содержание Mn (до 2.94%) и Fe (до 9.23%). По содержанию Mn эти глины относятся к металлоносным, что подтверждается величинами критериев гидротермального вклада в осадки: модуль Бострома $Al/(Al+Fe+Mn)$ равен 0.22 (< 0.4), модуль Страхова $(Fe+Mn)/Ti$ варьирует от 72 до 74 (> 25). В глинах установлены высокие содержания Ni (по данным ИСП МС до 1360 г/т), Cu (до 861 г/т) и цинка (до 368 г/т), а также Ba – до 8029 г/т.

Геологический возраст металлоносных нонтронитовых глин не определен, в связи с практически полным отсутствием в них микрофоссилий. Породы аналогичны образцам, поднятым в 2012 г. из воронки с магматическим штоком [5], и носят признаки воздействия низкотемпературных гидротермальных растворов.

В работе использованы геологические материалы, полученные в рамках госконтрактов № 17/01/101-23, № 19/01/101-32, № 43/01/101-12.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев С.И. Геохимия железомарганцевых образований Мирового океана. // Кобальтоносные железомарганцевые корки Тихого океана. СПб.: ВНИИОкеан-геология, 1993. С. 4–19.
2. Андреев С.И. Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. СПб.: Недра, 1994. 191 с.
3. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геолэнджик, 2005.
4. Лыгина Т.И. Внутриплитная вулканическая и гидротермальная активность в океане – новые факты // Природа. 2010. № 5. С. 36–45.
5. Юбко В.М., Лыгина Т.И. Внутриплитные вулканогенно-гидротермальные системы зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана // ДАН. 2015. Т. 462. № 4. С. 1–4.

The non-nodule types of the Fe-Mn mineralization in the area of the Clarion-Clipperton zone in the form of crusts and metalliferous sediments were found and investigated.

Маленкина С.Ю.

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: maleo@mail.ru)

Фоссилизация в юрских фосфатных конкрециях Восточно-Европейской платформы

Malenkina S.Yu.

(Geological Institute of RAS, Moscow)

Fossilization in Jurassic phosphatic nodules of the East-European Platform

Ключевые слова: юра, фауна, микробиальные сообщества, фосфатизация, Восточно-Европейская платформа

Юрские фосфатные конкреции, согласно нашим исследованиям, фиксируют фактически весь спектр организмов населявших юрский морской бассейн (в виде содержащихся внутри фоссилий), а также оставленные ими следы (ихнофоссилии), иногда другие проявления жизнедеятельности (строматолиты, копролиты и пр.) и особенности захоронения. Это легко объяснимо, поскольку фосфор является одним из важнейших элементов жизни в биосфере Земли, в виде фосфатов он присутствует в живых клетках, играет ключевую роль в биологических процессах передачи энергии и считается важным фактором в регулировании первичной продуктивности [1].

Часть фосфатных конкреций представляют собой фосфатизированную макрофауну с прилегающим осадком, например, внутренние слепки раковин аммонитов, двустворок, брахиопод, гастропод, а также кубки губок, фосфатизированную древесину, другие – ихнофоссилии (заполненные фосфатным материалом ходы), реже встречаются копролиты, еще более редки фосфатные строматолиты. Ядра макрофауны и губки чаще присутствуют в волжских отложениях и нередко представляют собой штормовые накопления, ракушняковые банки или губковые заросли. В оксфордских отложениях более обычны ихнофоссилии, в келловейских встречаются как те, так и другие. Кроме того, внутри этих макроформ, как правило, содержатся и микрофоссилии, также нередко фосфатизированные. Вообще, анализ общего состава пороодообразующих биокomпонентов изученных юрских фосфоритов показал, что значительная их часть представлена микрофоссилиями [2]. Так при изучении средне-верхнеюрских желваковых фосфоритов установлено, что среди микрофоссилий преобладают радиолярии и мелкий детрит иглокожих, гораздо реже наблюдаются фораминиферы, кальцисферы, кроме того, присутствуют остракоды, микроскопические двустворки, брахиоподы, фрагменты обызвестленных слоевищ багряных водорослей, бактериально-водорослевых матов, копролиты, достаточно

часто встречаются также детрит и спикулы губок, чешуи и фрагменты костей и зубов позвоночных. Наиболее распространенными микрофоссилиями в юрских фосфоритах являются радиолярии, с различной степенью сохранности внутренней структуры и замещения ее фосфатом, глауконитом, нередко пиритизированные. Так В.С. Вишневской опознаны следующие радиолярии: в оксфордских фосфоритах – сферические спумеллярии семейства *Praeconocaryommidae*, отмечено присутствие неопределимых дискоидных форм (около 20%), конические населярии семейств *Stichocapsidae* и *Parvicingulidae*. Населярии присутствуют также и во вмещающих глинах. В средневожских фосфоритах наблюдаются конические представители семейств *Parvicingulidae*, *Stichocapsidae*, есть сферические *Actinommidae*, *Praeconocaryommidae* – *Praeconocaryomma* sp., отмечается некоторое количество дискоидных форм. В верхневожских фосфоритах замечены населярии семейства *Parvicingulidae*, а также большое количество спумеллярий. В результате анализа общего состава радиолярий в верхнеюрских фосфоритах и вмещающих породах установлено, что, в целом, они представлены здесь сферическими спумелляриями и населяриями примерно в равном количестве. Дискоидные спумеллярии относительно малочисленны и при этом довольно однообразны по составу (лопастные диски полностью отсутствуют), а их иглы относительно короткие и толстые, то есть они обитали в прибрежных обстановках, с частыми устойчивыми восходящими течениями.

С диатомеями вопрос остается открытым, так как нами пока не найдено их достоверных остатков (несмотря на то, что их существование установлено с юры), вероятно из-за того, что они реже сохраняются либо из-за раскристаллизации опала, уничтожающей их тонкую структуру, либо из-за растворения в восстановительной среде. Иголокожие чаще всего представлены неопределимыми скелетными элементами морских лилий, ежей, возможно морских звезд, иногда корродированными и пиритизированными по периферии.

Среди фораминифер, встреченных в фосфатных желваках, имеются планктонные и бентосные формы. Отсутствие фораминифер в некоторых фосфоритах, вероятно, можно объяснить растворением их раковин в аноксидной среде, на что указывает большая насыщенность конкреций пиритом и тонкодисперсной органикой. У фораминифер карбонатная раковина чаще всего сохраняется незамещенной, иногда корродируется, а полости фосфатизированы или пиритизированы. Планктонные фораминиферы относятся к семейству *Globuligerinidae*, присутствуют представители следующих родов: *Globuligerina*, *Conoglobigerina*, *Tenuigerina*, *Compactogerina*, представленные одним, реже двумя одновременно существовавшими видами. В нижнем и среднем оксфорде наиболее широко распространен вид *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis), (в желваках нижнего оксфорда Цветного бульвара и среднего оксфорда СГОКа встречена *Globuligerina* sp. (определения

О.А.Корчагина). Позже в волжском веке еще более широкий ареал имеет *Compactogerrina stellapolaris* (Grigelis), другие виды крайне малочисленны. Кривая видового разнообразия бентосных фораминифер, как свидетельствуют исследования разреза в Крылатском [3], показывает резкое обеднение видового состава от среднеоксфордских отложений к волжским. Комплекс фораминифер представлен секреторным бентосом, преобладают нодозарииды. Видовой состав фораминифер позволил выделить зоны, коррелируемые с аммонитовыми. Количество видов в зоне *panderi* меняется от 8 до 15, образцы из зоны *virgatus* содержат от 1 до 5, из зоны *nikitini* — от 3 до 7.

Багряные водоросли наблюдаются в верхнем оксфорде и среднем подъярусе волжского яруса в слоях с повышенным содержанием карбонатного вещества. Они не замещаются фосфатом, изредка пиритизированы. Часто они отмечаются и в строматолитах, которые приурочены к нескольким уровням верхнего келловей-кимериджа и относятся к морфологическим типам желваковых и пластовых [4]. Постройки чаще всего сложены тонкими чередующимися слоями карбонатного вещества, ожелезненного или пиритизированного, глауконита и фосфата, реже фосфатны, иногда присутствует примесь терригенного материала, фауна и ее фрагменты. В СЭМ спорадически наблюдаются цианобактериальные структуры. Постройки формировались как в нижней части литоральной зоны с периодически активной гидродинамикой, так в сублиторальной зоне с более спокойными условиями.

В ряде фосфатных конкреций в матриксе фосфоритов было отмечено присутствие микробиальных сообществ — нитчатых (*Fhormidium*, *Microcoleus*), коккоидных (*Synechococcus*) цианобактерий и водорослей.

Все изученные микрофоссилии указывают на мелководные прибрежные условия нормальной солёности с частыми устойчивыми восходящими течениями (обильный планктон), а вмещающие осадки — на периодически неспокойный гидродинамический режим и колеблющиеся окислительно-восстановительные условия. Вероятно, в некоторых участках шельфа юрского бассейна, в результате взаимодействия ветровых и гидрофизических полей, возникал дополнительный источник фосфора — апвеллинг, стимулирующий как первичную продукцию фитопланктона, так и все остальные звенья пищевой цепи (зоопланктон, ихтиофауну и др.), здесь же эпизодически происходили массовые заморы, способствующие возникновению на дне обогащенных органическим веществом биогенных осадков, которые в дальнейшем и являлись базисом для процесса фосфоритообразования [5]. В наиболее геохимически активном верхнем слое осадка при участии микроорганизмов, происходили распад органического вещества, минерализация и частичное растворение фосфора в поровых водах. При этом наблюдались противоположно направленные диффузии фтора из придонной воды в осадок и фосфора снизу к поверхности раздела вода-дно, благодаря чему в зоне пересечения этих потоков происходило осаждение фторкарбонатапати-

та, видимо в аморфной фазе. Центрами осаждения выступали 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. удалялись ими во внешнюю среду [6]. Так, появились данные показывающие, что микроорганизмы, такие как некоторые бактерии (например, *Escherecia*, *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 сульфидоокисляющая бактерия *Thiomargaritanamibiensis*, 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, при избытке фосфора. Если 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 [9]. Наличие большого количества (6.6%) полифосфатов было зарегистрировано и в морских осадках с кислородной средой, где условия на границе раздела осадок–вода не способствуют использованию полифосфатов, но в бескислородных условиях осадка ниже в нескольких сантиметрах, уже происходит их использование [8].

Вероятно, формирование фосфоритов происходило по следующему сценарию: скопления фауны быстро захоранивались в осадках, в них возникала локальная аноксия за счет деятельности бактерий, диффузия и перераспределение фосфатов, достижение высоких концентраций вокруг захороненных организмов и осаждение аморфного фосфатного вещества, в дальнейшем, подвергавшегося раскристаллизации. При этом, необходимо сочетание факторов, подавляющих распад и повышающих сохранность остатков, например, ограничение проницаемости осадка вокруг распадающегося организма, чему способствуют осаждение карбонатного цемента или глинистого матрикса, а также микробиальные пленки, препятствующие рассеянию фосфора и способствующие увеличению концентрации фосфатов. Все это подтверждается примерами конкретных юрских конкреций, часто «одетых» в своеобразную карбонатно-глинистую рубашку и иногда содержащих остатки фосфатизированных бактериаль-

ных пленок. Быстрота процесса фосфатизации приводила к хорошей сохранности фоссилий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Benitez-Nelson, C. R. The biogeochemical cycling of phosphorus in marine systems // *Earth-Science Reviews*. 2000. V. 51. P. 109–135.
2. Малёнкина С.Ю. Фосфатизированные микрофоссилии поздней юры Восточно-Европейской платформы // *Новости палеонтологии и стратиграфии*/ Каньгин А.В., Сенников Н.В. (ред.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. Т. 49. Вып. 10–11. С. 242–246.
3. Устинова М.А., Маленкина С.Ю., Вишневская В.С. Новые данные по микрофауне верхнеоксфордских и средневолжских отложений разреза Крылатское (Москва) // *Бюлл.МОИП, Отд. геол.* 2014. Т. 89. Вып.3. С. 19–32.
4. Маленкина С.Ю. Юрские микробиальные постройки Русской Плиты: органоминарализация и породообразующие организмы // *Водоросли в эволюции биосферы. Серия «Гео-биологические системы в прошлом»* / Рожнов С.В. (отв. ред.). М.: ПИН РАН, 2014. С. 170–186.
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 P-31 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. Crosby C.H., Bailey J.V. The role of microbes in the formation of modern and ancient phosphatic mineral deposits // *Frontiers in Microbiology*. 2012. V. 3. Article 241.

Jurassic phosphate nodules contain in fact the entire spectrum of organisms inhabiting the Jurassic sea basin (macro- and microfossils, traces and others). Decomposition of organic matter, mineralization and partial dissolution of the phosphorus in the pore waters occur in the most geochemically active upper layer of sediment, with the participation of microorganisms. Deposition centers are zones of organic remains accumulation with a high content of microorganisms which are able to accumulate and retain significant amounts of phosphorus as intracellular polyphosphate granules, while the other decomposition products – carbon dioxide, methane, etc. – are removed to the external environment. Best preservation of fossils is a result of combination of numerous factors which inhibit decay and enhance preservation, like limited permeability of sediment around the decaying organism together with precipitation of carbonate cement or clay matrix.

**Мельников М.Е.¹, Плетнев С.П.², Пузанков К.Л.¹,
Седышева Т.Е.¹, Иванов В.В.¹, Миноранский Д.Е.¹**

(¹ГНЦ «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail:

m_e_melnikov@mail.ru;²ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток)

Детальные геолого-геофизические исследования на гайоте Говорова (Магеллановы горы, Тихий океан)

**Melnikov M.E.¹, Pletnev S.P.², Puzankov K.L.¹,
Sedysheva T.E.¹, Ivanov V.V.¹, Minoransky D.E.¹**

(¹ SSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik, Russia; ² FGBUN Pacific Oceanologic Institute Far Eastern Branch of the Russian Academy of Science, Vladivostok, Russia)

Comprehensive geoscience of the Govorov guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean)

Ключевые слова: гайот Говорова, Тихий океан, разведочные работы, геолого-геофизические исследования

10 марта 2015 г. заключен контракт на разведку кобальтоносных железомарганцевых корок между Международным органом по морскому дну (МОМД) и Министерством природных ресурсов и экологии РФ [1], в рамках которого и будут в дальнейшем производиться работы на корки. В 2014 г. в пределах Российского разведочного района состоялся рейс НИС «Геленджик» ГНЦ «Южморгеология». Одной из основных задач являлось проведение детализационных исследований на локальном характерном участке для выработки методики проведения оценочных работ. В северо-восточной части гайота Говорова проведена батиметрическая съемка многолучевым эхолотом масштаба 1:50000, геоакустические исследования комплексом МАК-1М, фототелевизионное профилирование комплексом «Нептун-Ц» и геологическое опробование путем драгирования, бурения неглубоких скважин и с использованием телевизионного грейфера.

Все производственные задачи в рейсе были решены. Однако, в докладе уместней остановиться на геологических результатах. Батиметрическая съемка многолучевым эхолотом Simrad EM 12S-120 позволила построить кондиционную карту рельефа дна масштаба 1:50000 детального участка, карты уклонов дна, амплитуд обратно рассеянного сигнала и др. Площадь полигона составила около 400 км². Периферическая часть вершинного плато и верхние участки склонов представлены на участке в равном соотношении. В пределах склона присутствуют структуры верхней части северо-восточного отрога. Этот участок был выбран для проведения исследований, как один из наиболее перспективных на железомарганцевое корковое ору-

денение. Здесь повышенные мощности корок отмечались не только на бровке и в верхних частях склона. По периферии вершинного плато в полосе шириной 3–8 км поверхности дна свободны от рыхлых осадков, обнажены коренные породы, на которых развиты сплошные покровы корок высокой мощности. Предполагалось, что причина обнаженности краевой части плато в особенностях гидродинамического режима.

Однако, батиметрическая съемка показала, что по периферии плато развито большое количество вулканических конусов и куполов с диаметрами основания от 0.3 до 3.0 км и высотой от 50 до 200 м (рис.). Эти постройки образуют линейные цепочки и расположены на нескольких линиях, параллельных бровке склона гайота. Свободны от осадков вершины и склоны построек, иногда и подножия. Центральные части межгорных впадин между вулканическими конусами и куполами в основном покрыты осадками. Это видно как из карт амплитуд обратно рассеянного сигнала многолучевого эхолота, так и из мозаики сонограмм, полученной при геоакустической съемке.

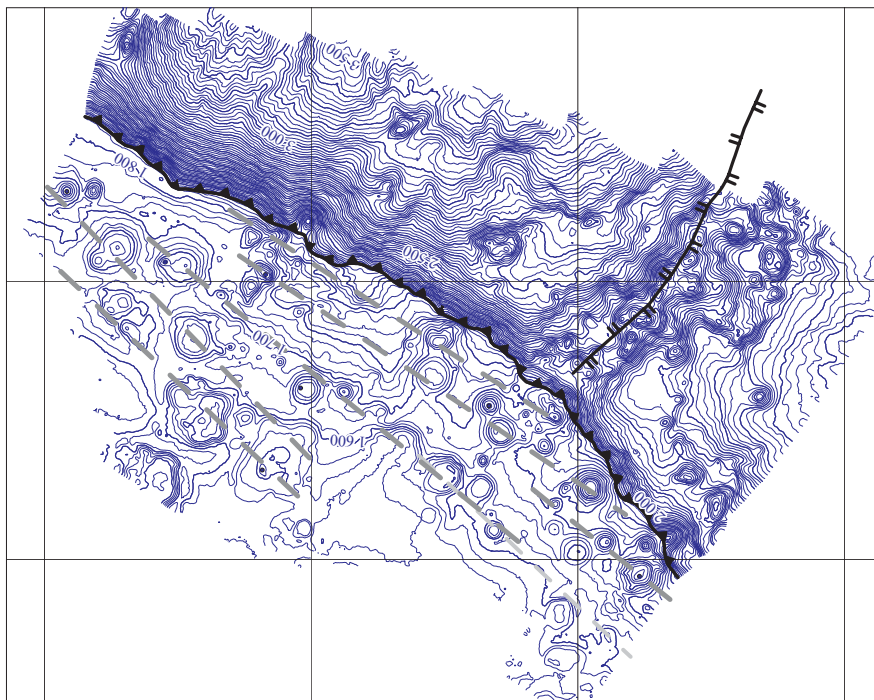


Рисунок. Карта рельефа полигона детализации гайота Говорова. Изобаты проведены через 25 м

Геоакустический комплекс МАК-1М включает гидролокатор бокового обзора и акустический профилограф. Сонарная съемка проводилась в режиме средней дальности со 100% перекрытием. Акустический профилограф позволяет получить разрез на 150 м с разрешением 1 м. На 72% площади полигона обнажен акустический фундамент. Осадочный чехол развит крайне неравномерно. В упомянутых межгорных впадинах на плато мощность осадков не превышает 10 м, но в центре наиболее крупных из них достигает 20–30 м. Наибольшие мощности осадочной толщи зафиксированы в сторону центра плато, где участок захватывает периферию осадочной шапки. Здесь значения составляют 30–50 м (максимальное значение – 82 м). Верхние склоны обнажены. Осадки образуют отдельные каплевидные тела, ориентированные вкrest склона (склоновые осыпи) или залегают на поверхностях ступеней. У небольших тел мощности осадков не превышают первых метров, в более крупных – 10–15, максимально до 30 м. На акустических разрезах эти тела обладают характерной косой слоистостью осадочных потоков.

Фототелевизионное профилирование, помимо того, что позволяло скорректировать проектную сеть опробования, дает возможность изучить картину распределения условий локализации железомарганцевых образований. Расположение профилей через 1 км позволило построить довольно подробные карты распределения расчлененности мезорельефа корковых покровов, степени их нарушенности, степени присыпанности их рыхлыми осадками, распространенности конкреционных образований. В целом можно отметить, что поверхности плато, бровки и верхних участков склонов сложены преимущественно сплошными бронирующими корковыми покровами. Вниз по склону нарушенность покровов постепенно возрастает и в нижних и средних частях склонов образуются корковые осыпи. Бровка и верхние части склонов практически свободны от осадков. В пределах плато обнажены вершины и склоны вулканических построек, по направлению к центрам впадин присыпанность возрастает вплоть до полного перекрытия корок осадками. То же происходит и вниз по склону.

Геологическое опробование показало, что в пределах полигона детализации широко развиты верхнемеловые породы сантон-маастрихтского комплекса. Крупное осадочное тело залегает широкой полосой северо-западного простирания, проходя через весь полигон. Рифогенные известняки слагают периферию вершинного плато, а эдафогенные брекчии покрывают бровку, верхние части склонов и северо-восточного отрога. Вулканические купола, также, по-видимому, имеют такой возраст. Конуса, предположительно, относятся к верхнепалеоценовому-эоценовому комплексу. Планктоногенные известняки этого же комплекса покрывают обширные поверхности плато, а брекчии фрагментарно развиты на бровке и склонах. Основная часть склонов сложена щелочными базальтами раннего мела. Не-

литифицированные карбонатные и глинисто-карбонатные осадки характеризуются плиоцен-плейстоценовым возрастом.

Значительная часть полигона покрыта корками относительно высокой мощности – 7–10 см. В северо-западной части закартирована обширная зона корок с мощностями 10–12 см и более. Она полосой протягивается вдоль бровки, покрывая как периферию плато, так и верхнюю часть склонов. Максимальная мощность установлена по керну одной из скважин и составляет 15.2 см. В то же время корок с показателем параметра до 20–25 см, как это отмечалось на восточных гайотах Магеллановых гор, не выявлено. Площадь этой зоны достигает 22 км². Корки со сходными характеристиками отмечены на отроге и на отдельных куполах, но там они покрывают меньшие площади. Вниз по склону мощности корок последовательно сокращаются, и глубже 2600–2900 м их толщина не превышает 1–4 см.

С целью выявления параметров изменчивости оруденения, в первую очередь мощности, было пройдено два буровых профиля – один вдоль простирания изобат, а второй вкрест изобат, по падению склона. На первом из них расстояние между скважинами составило около 250 м, на втором – 200 и 400 м. Субстратом почти во всех скважинах являлись перекристаллизованные рифогенные известняки кампана-маастрихта. Эпизодически встречаются прослои планктоногенных известняков и эдафогенных брекчий. На профиле, проходящем по падению рельефа, мощности корок изменяются волнообразно с разбросом значений от 8.0 до 15.2 см. Причем тренда сокращения значения параметра вверх или вниз по склону не отмечено. Максимальные мощности отмечаются в скважинах, вскрывших полный, четырехслойный разрез корок [2]. В скважинах с пониженным значением мощности из разреза выпадают слои I-2 или II.

На профиле, пройденном вдоль изобат, изменчивость мощности минимальна – в четырех из пяти скважин мощность составила 12.0 см, а еще в одной – 11.0 см, но она не достигла субстрата. Даже в скважине, пройденной на продолжении профиля, но на расстоянии около 1.5 км, значение составило 12.7 см. Однако, такая стабильность поведения параметра обманчива – мощности отдельных слоев корок изменяются весьма существенно, нередко в два раза. Изменения мощностей разных слоев находятся в «противофазе», что приводит к сохранению общей мощности корок. Чем вызвана такая ситуация пока не ясно.

Для количественной оценки параметров пространственной изменчивости мощности корок по буровым профилям были построены вариограммы, с которых сняты числовые параметры, характеризующие изменчивость оруденения. Для профиля, пройденного по простиранию, зона влияния станции может превышать 700 м, а для профиля, пройденного в крест склона – составляет около 500 м. В то же время, полученные значения базируются на ограниченной выборке данных, поэтому к этим цифрам следует относиться достаточно осторожно и продолжить эти исследования.

Также в пределах полигона детализации были проведены опытно-методические работы по измерению скоростей и направления придонных течений с помощью акустических доплеровских профилографов. Измерения проводились на буйковых станциях и в попутном режиме совместно с геоакустическим и фотопрофилированием. Наблюдения на станциях показали, что большое значение имеет приливная составляющая, обуславливающая периодическую смену направлений придонных течений с восток-северо-восточного на запад-юго-западное на вершинном плато и с северо-западного на юго-восточное в пределах отрога. Скорости течений, в основном, заключены в интервал от 15 до 20 м/с, однако отмечаются как меньшие, так и большие значения.

Измерения на профилях продемонстрировали существенную роль топографии дна в формировании структуры течений. В целом, на периферии вершинного плато гайота преобладают течения северо-восточного направления со скоростями 10–15 см/с. Наличие вулканических конусов и куполов приводит к усилению скоростей течений при взаимодействии с ними, и возникновению антициклонической циркуляции за счет конвергенции потока. На крутом склоне гайота у дна наблюдаются невысокие скорости течений, что может свидетельствовать о продолжении движения потока после отрыва от верхнего плато. Существенное влияние на режим течений оказывает северо-восточный отрог. Являясь препятствием, он разделяет поток на ряд усиливающихся юго-восточных течений, возникающих при его преодолении. С приближением ко дну течения разворачиваются вдоль изобат и движутся вдоль отрога.

Сопоставление распределения скоростей течений, измеренных на полигоне, с результатами сонарной съемки показало, что в районах с высокими скоростями течений (более 35 см/с) осадки отсутствуют, а наиболее обширные поля осадков приурочены к впадинам и долинам с небольшими скоростями течений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

6. Контракт на разведку кобальтоносных железомарганцевых корок между Международным органом по морскому дну и Министерством природных ресурсов и экологии Российской Федерации. 2015. 47 с.
7. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ ФГУП «Южморгеология», 2005. 230 с.

Basic results regarding bottom relief, distribution of unconsolidated sediments, peculiarities of Co-manganese ore mineralization that were obtained during a detailed study made by SSC «Yuzhmorgeologiya» within a detailing polygon on the Govorov guyot were provided in the presentation. Preliminary results of near-bottom currents' studies and measurements taken at stations and during profiling were considered as well.

Михайлик П.Е.^{1, 2}, Рашидов В.А.³, Михайлик Е.В.¹, Зарубина Н.В.¹, Блохин М.Г.¹, Иванов М.В.⁴, Плетнев С.П.⁴

(¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: mikhailik@fegi.ru; ²Дальневосточный федеральный университет, ул. Суханова 8, г. Владивосток; ³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; ⁴Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток)

Особенности железомарганцевого рудогенеза гайота Сет (С-З Пацифика)

Mikhailik P.E.^{1, 2}, Rashidov V.A.³, Mikhailik E.V.¹, Zarubina N.V.¹, Blokhin M.G.¹, Ivanov M.V.⁴, Pletnev S.P.⁴

(¹Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, email: mikhailik@fegi.ru; ²Far East Federal University, Vladivostok, Sukhanova 8 st; ³Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; ⁴Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

Peculiarities of ferromanganese crusts composition from the Seth Guyot(N-W Pacific)

Ключевые слова: ртуть, железомарганцевые корки, гайот Сет, Тихий океан

Гайот Сет (Seth), являющийся западным окончанием подводных гор Маркус-Уэйк был обследован в 13 рейсе НИС «Вулканолог» в 1982 г. [1, 2] и в 6 рейсе НИС «Томас Вашингтон» в 1991 г. [3].

Гайот поднимается с глубин 5750–5700 м, имеет поперечные размеры 53×55 км и слегка вытянут в направлении с Ю-В на С-З. Его плоская вершина размером 6×9 км расположена на глубине 1100 м и в ее пределах отмечены две отличительные глубины: 1040 м и 1060 м. Крутизна склона у подножья гайота составляет ~ 7°, увеличиваясь плавно до 25–30° в привершинной части. Склоны гайота осложнены значительным количеством небольших возвышенностей с относительной высотой до 100 м. У подножья гайота отмечен кольцевой ров глубиной до 130 м. Подножие гайота, судя по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования, на глубинах >4.5 км перекрыто толщей рыхлых отложений, а плоская вершина – горизонтально-слоистыми, по-видимому, лагунными отложениями мощностью ≤100–150 м [2].

При драгировании в 6 рейсе НИС «Томас Вашингтон» на северном склоне в интервале глубин 3600–2400 м были подняты базальты, лавовые брекчии, фосфориты, и железомарганцевые корки, а на западном склоне в интервале глубин 3400–3200 м – базальты и железомарганцевые корки [3]. Содержание марганца в драгированных корках изменяется в диапазоне 18.6–23.0 вес.%. Возраст драгированных базальтов, определенный ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом, изменяется в диапазоне от 114.0 ± 1.3 млн. лет до 139.3 ± 0.7 млн.

лет [4, 5]. Возраст постройки, определенный палеомагнитным методом составляет около 80–90 млн. лет [1].

При драгировании вершины гайота в 13 рейсе НИС «Вулканолог» в интервале глубин 1080–1060 м были подняты фосфориты, покрытые железомарганцевой корочкой, а при драгировании северного склона гайота в интервале глубин 2000–1800 м – глыбы органогенных известняков, железомарганцевые конкреции и корки, а также обломки оливинового базальта [1, 2].

Мы провели ревизию рудных образцов, драгированных в 13 рейсе НИС «Вулканолог» комплексом современных методов: минеральный состав методом порошковой дифрактометрии на рентгеновских дифрактометрах ДРОН-4 и «Rigacu»; химический состав методами атомно-эмиссионной спектроскопии и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP AES и ICP MS), в Центре коллективного пользования (ПЦЛЭИА) Дальневосточного геологического института ДВО РАН, а также атомно-адсорбционной спектроскопии с использованием отечественного анализатора ртути РА-915+ с пиролитической приставкой ПИРО-915.

Полученные данные свидетельствуют об уникальности железомарганцевого рудогенеза гайота Сет.

На станции В13-1 (глубина 1060–1080 м) подняты слоистые пелитоморфные фосфориты (франколит) покрытые до 2 мм железомарганцевой корочкой (вернадит) (рисунок), в которой установлено «ураганное» (т.е. более 1000 мг/т) содержание ртути – 4120 мг/т.

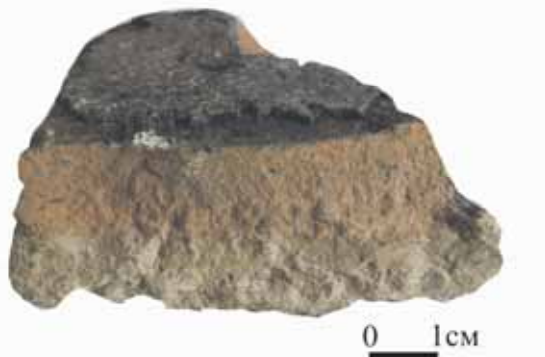


Рисунок. Обломок фосфорита станции В13-1, покрытый Fe-Mn коркой

На станции В13-2 (глубина 1800–2000 м) среди рудного вещества установлены только фрагменты железомарганцевых корок без субстрата. Опираясь на обширную информацию о кобальтмарганцевом (КМК) корковом рудогенезе Маркус-Уэйк и Магеллановых подводных гор и гайотов [6] мы провели морфологическую типизацию образцов по текстурно-структурным признакам.

По морфологии, минеральному и химическому составу железомарганцевые корки были разделены на три группы, которые близки полному разрезу железомарганцевых корок гайотов Маркус-Уэйк и Магеллановых гор (Тихий океан), имеющему установленные стратиграфические интервалы роста [7]: 1 – верхнемеловая-эоценовая, обломки характеризуются высоким содержанием фосфора; 2 – миоценовая; 3 – плиоцен-четвертичная. Выделение и изучение фораминифер в корках гайота Сет показало, что для обломков первой группы характерны позднепалеоцен – среднеэоценовые виды (*Acarinina bullbrookii*, *Truncorotaloides topilensis*, *Orbilinoides beckmanni*, *Morozovella aragonensis*, *Acarinina pentacamerata*, *Truncorotaloides topilensis*, в переотложении отмечены меловые *Globigerinelloides sp. u* *Morozovellaquetra*); для второй – средне-позднемиоценовые (*Globigerina nepenthes*, *Globorotalia acostaensis*, *Gl. tumida*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*); третьей – плейстоценовые (*Globorotalia truncatulinoides*, *Gl. scitula*, *Gl. crassaformis*; *Globigerinoides ruber*, *Gl. conglobatus*)

Основными минералами в I группе являются франколит и вернадит, во II группе – вернадит с примесью кварца, в группе III основной минерал вернадит, а среди нерудных – примесь кварца, плагиоклаза и кальцита.

Химический состав породообразующих элементов образцов КМК станции В13-2 согласуется с проведенной типизацией. Этому подтверждению служат и данные о содержании редкоземельных элементов и иттрия (REY), которые наиболее чутко реагируют на процессы формирования железомарганцевых образований.

Полученные результаты по условиям геологического залегания железомарганцевых корок со станций В13-1 и В13-2 на гайоте Сет, а также их морфология, минеральный и химический состав указывают их принадлежность к гидрогенному кобальтбогатому типу железомарганцевых корок гайотов Тихого океана [8].

В настоящее время «ураганное» содержание ртути известно в трех образцах (1100–2500 мг/т) гидротермальных Мп корок поля ТАГ (Срединно-атлантический хребет) и пяти образцах (1182–9892 мг/т) гидротермальных Мп корок с подводного вулкана Калифорнийского бордерленда [9].

Мы полагаем, что столь высокое содержание ртути в гидрогенных КМК гайота Сет, по-видимому, явилось следствием позднемиоценовой – раннеплиоценовой вулкано-тектонической активизацией, проявившейся на гайотах С-3 Пацифики.

Среднемиоценовая вулкано-тектоническая активизация, широко проявившаяся на гайотах С-3 Пацифики, не сопровождалась высоким содержанием ртути в гидрогенных КМК, о чем свидетельствуют результаты анализов по концентрации этого металла (173–317 мг/т) в гидротермально проработанных нижних слоях КМК гайота Детройт. Количество ртути в гидрогенных железомарганцевых образованиях составляет 39 мг/т в Восточной [9] и 78 мг/т в Западной [10] Пацифике.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проект № 15-I-1-008 о).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Магнитное поле океана / Отв. ред. А.М. Городницкий. М.: Наука, 1993. 285 с.
2. Долгаль А.С., Иваненко А.Н., Новикова П.Н., Рашидов В.А. Геомагнитные исследования гайота Сет (Тихий океан) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН. 2013. С.133–136.
3. Hein J.R., Zielinski S.E., Staudigel H. et al. Composition of Co-Rich Ferromanganese Crusts and Substrate Rocks from the NW Marshall Islands and International Waters to the North, Tunes 6 Cruise // Open File Report 97-482. Department of the Interior U.S. Geological Survey. 1997. 65 p.
4. Koppers A.A.P. 40Ar /39Ar Geochronology and Isotope Geochemistry of the West Pacific Seamount Province. Implications for Absolute Pacific Plate Mounts and the Mount of Hotspots // Netherlands Research. School of Sedimentary Geology. 1998. Publication N 980701. 263 p.
5. Koppers A.A.P., Staudigel H., Pringle M.S., Wijbrans J.R. Shortlived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. V. 4. № 10. P. 1–49.
6. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУП ГНЦ “Южморгеология”, 2005. 230 с.
7. Ren X., Glasby G.P., Liu J.X., Shi, Yin J. Fine-scale compositional variations in a Co-rich Mn crust from the Marcus-Wake Seamount cluster in the western Pacific based on electron microprobe analysis (EMPA) // Marine Geophysics Research. 2007. V. 28. P. 165–182.
8. Hein J.R., Mizell K., Koschinsky A., Conrad T.A. Deep-ocean mineral deposits as a source of critical metals for high- and green-technology applications: Comparison with land-based resources // Ore Geology Reviews. 2013. V. 51. P. 1–14.
9. Hein J.R., Koschinsky A., McIntyre B.R. Mercury- and Silver-Rich Ferromanganese Oxides, Southern California Borderland: Deposit Model and Environmental Implications / Economic Geology. 2005. V. 100. P. 1151–1168.
10. Михайлик П.Е., Ханчук А.И., Михайлик. Е.В. и др. Новые данные по содержанию ртути в железомарганцевых корках подводных гор С-З Пацифики // ДАН. 2012. Т. 447. № 5. С. 546–551.

Higher concentrations of Mercury (4120 ppb) were determinate in hydrogenetic Fe-Mn crusts from the Seth Guyot. This amount Hg is related with Latest Miocene Early Pliocene volcanic episode in Circum Pacific.

Новиков Г.В.¹, Мельников М.Е.², Богданова О.Ю.¹

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва,

e-mail: gnovikov@yandex.ru; ²ФГУП ГНЦ «Южморгеология», Геленджик)

Текстурно-структурные особенности и минеральный состав рудной компоненты кобальтоносных железомарганцевых корок гайотов Говорова и Вулканолог Магеллановых гор Тихого океана

Novikov G.V.¹, Melnikov M.E.², Bogdanova O.Yu.¹

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²State Scientific Center

Yuzhmorgeologiya)

Textural and structural features and mineral composition of the ore components ferromanganese crusts of gyuots Govorov and Volcanolog (Magellan seamounts of Pacific Ocean)

Ключевые слова: железомарганцевые корки, рудные минералы, слои; ионы металлов.

В настоящее время ФГУП ГНЦ «Южморгеология» продолжает работы по поиску наиболее перспективных объектов добычи кобальтоносных железомарганцевых корок (КМК) в пределах Магеллановых гор Тихого океана. В данном сообщении приводятся результаты изучения корок гайотов Говорова (ст. 08Д84) и Вулканолог (ст. 09Д12).

Корка со станции 08Д84 отобрана в северо-восточной части **гайота Говорова**, на юго-восточном борту (склоне) северо-восточного отрога. Глубина начала драгирования 2651 м. Поднята одна корочная плита размером 45 x 36 x 18 см и весом 37.2 кг.

Глыба имеет таблитчатый облик и со всех сторон покрыта рудной коркой. Верхняя поверхность обладает пологоволнистым мезорельефом. Микрорельеф формирует сочетание пологих бугров диаметром 1.5–2.5 см и мелких ботриидов с диаметром до 0.5 см. Характер поверхности шагреновый, на боковых и нижних поверхностях – шероховатый.

В срезе отмечено, что субстратом корки является вулканокластическая порода, представленная плиткой толщиной около 3 см. Контакт корки с субстратом четкий, ровный, линия контакта – пологоволнистая.

Общая мощность корки изменяется от 11 до 14.5 см и в среднем составляет 13 см.

Разрез корки – трехслойный. В основании разреза находится массивный черный антрацитоподобный *слой I-1* мощностью 6.5 см с тонкослоистой текстурой, в котором наблюдаются мелкие трещины, заполненные фосфат-

ным веществом, обладает тонкослоистой текстурой. Тонкие марганцевые слои сложены безжелезистым вернадитом, в небольшом количестве присутствует асболан-бузерит.

Слой II толщиной от 2.5 до 4.5 см, в среднем 3.7 см, имеет достаточно пористую оолитоподобную текстуру. Наблюдется множество каверн (пустот), заполненных светло-бежевым глинистым веществом. Оолиты сложены рудным веществом и имеют тонкослоистую структуру, обусловленную чередованием черных и бурых слоев. Черные слои сложены вернадитом, в значительно меньшей степени чешуйками бернессита неупорядоченной структуры. Бурые слои представлены фероксигитом, в виде примеси присутствует Fe-X-фаза.

Слой III. Поверхность корки черная бугорчатая с вкраплениями бурого цвета. Верхний слой, толщиной от 2.0 до 3.2 см, в среднем 2.8 см, имеет тонкослоистую структуру. Слои изгибаются, слипаются, напозадают друг друга. Тонкие слои представлены желто-бурыми и черными слоями. Местами слои образуют мелкие дендриты. Каверны заполнены пелитоморфным охристым веществом. Ажурные тонкослоистые дендриты сложены вернадитом и тонкой ассоциацией Fe-вернадита и Mn-фероксигита. Вернадит представлен ветвистыми плохо окристаллизованными выделениями.

Химический анализ каждого слоя КМК указывает на различное содержание (масс. %) Fe, Mn, Co, Ni, Cu и Mo в каждом из них. Содержание Fe возрастает от слоя I-1 к слою III: 13.75 → 16.02 → 21.38. Содержание Mn в слоях I-1 и II практически одинаковы – 20.00 и 20.62, а в слое III оно снижается до 15.34. Уменьшается и марганцевый модуль Mn/Fe с 1.46 до 0.72. Наибольшее содержание Co, Ni и Cu отмечается в слое II – 0.47, 0.48 и 0.23, в остальных слоях содержание данных элементов ниже, особенно Cu – 0.077. Содержание Mo достаточно стабильно и изменяется в пределах 0.033-0.045.

Станция 09Д12 расположена на восточном склоне **гайота Вулканолог**. Глубина начала драгирования 2458 м. Корки представлены плитами размером до 30 x 20 x 15 см и более мелкими обломками.

Поверхность корок ровная, слабоволнистая, характер поверхности шагреньевый до шероховатого. Корки, в основном представлены рудными плитами, обросшими рудным материалом со всех сторон. В основании разреза отмечаются реликты субстрата, представленные тонкими плитками органо-генно-детритового известняка.

Разрез корки, как и в случае КМК гайота Говорова, – трехслойный. В основании разреза находится *слой I-1*, непосредственно залегающий на поверхности известняка. Мощность слоя 5 см. Данный слой характеризуется массивной плотной текстурой и сложен черным антрацитоподобным веществом. Структура тонкослоистая. Идентичен слою I-1 образца 08Д84 гайота Говорова. Тонкие марганцевые слои сложены безжелезистым вернадитом и в небольшом количестве асболан-бузеритом.

Слой II имеет достаточно рыхлое строение. Мощность слоя от 3 до 4 см, в среднем около 3.5 см. В слое черное с металлическим блеском вещество образует радиально-дендритовую структуру. Трещины и пустоты между дендритами заполнены желто-бурым веществом. Пустоты заполнены бежевым глинистым материалом. Дендриты имеют тонкослоистую структуру. Наблюдается чередование слоев, сложенных структурно плохо упорядоченным Fe-вернадитом и Mn-феррокситом. Желто-бурое вещество представлено преимущественно гетитом.

Слой III. Поверхность корки достаточно ровная, мелкобугорчатая. Слой толщиной 2.5–3.0 см представлен в верхней части тонкослоистой структурой. Слойки изгибаются, выклиниваются, напозадают друг на друга и в нижней части слоя образуют дендритоподобные формы. Часть слоев состоит из бурого, часть – из черного вещества. В кавернах наблюдается фосфатное вещество кремового цвета. Слойки, образующие дендритоподобные формы, сложены вернадитом разной степени раскристаллизации, в основном слабо окристаллизованной, в некоторых слоях обнаружен плохо упорядоченный бузерит-I, в небольшом количестве Fe-X-фаза.

Боковые и нижние поверхности плит обросли рудным материалом *слоя III «сухаристой»* разновидности. Слой сильно пористый, имеет структуру и сложен однородной рыхлой черной массой, которая представлена частицами вернадита, в меньшем количестве присутствует бернессит.

Как и в случае КМК гайота Говорова, содержание (масс. %) Fe возрастает от слоя I-1 к слою III: 12.87 → 13.47 → 18.53. Максимальное содержание Mn отмечается в слое II – 27.07 масс. %, тогда как в слоях I-1 и III содержания близки – 22.72 и 23.32 масс. %, соответственно. Максимальное содержание Co отмечается в слоях II и III – ~ 0.7, Ni и Cu – в слое II: 0.71 и 0.22, соответственно. В остальных слоях содержание ионов металлов значительно меньше.

Таким образом, результаты исследований позволяют сделать следующие выводы. Минеральный состав рудной компоненты железомарганцевых корок гайотов Говорова и Вулканолог стабилен, однороден и аналогичен составу корок других гайотов Магеллановых гор [1, 2]. Основными рудными минералами слоев корок являются, как правило, плохо окристаллизованные с низкой степенью упорядоченности структуры вернадит, Fe-вернадит и Mn-ферроксит. Характерной особенностью нижнего слоя I-1 корок является присутствие в нем асболан-бузерита. Сопоставление данных по содержанию ионов металлов в разных слоях корок свидетельствует о неодинаковом поступлении каждого из них в рудные минералы в разные геологические эпохи. Аналогичная тенденция наблюдалась и в других железомарганцевых корках Магеллановых гор [1, 2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мельников М.Е. Месторождения кобальтовых марганцевых корок. Геленджик. ФГУП ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.
2. Новиков Г.В., Мельников М.Е., Богданова О.Ю., Викентьев И.В. Природа кобальтоносных железомарганцевых корок Магеллановых гор тихоого океана. Сообщение 1. Геология, минералогия, геохимия // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 1. С. 3–25.

It was determined, that ferro-manganese crusts Govorov and Vylkanolog guyots of Magellan seamounts formed by three layers. Main ore minerals of each layers are vernadite, Fe-vernadite and Mn-ferroxigite. Comparison of data on the content of metal ions in different layers of the crust indicates a different entrance in the ore minerals in various geological epochs.

Рашидов В.А.¹, Богданова О.Ю.², Новиков Г.В.²

(¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; e-mail: rashidva@kscnet.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

Рудные минералы железомарганцевых образований западно-тихоокеанской переходной зоны

Rashidov V.A.¹, Bogdanova O.Yu.², Novikov G.V.²

(¹Institute of Volcanology and Seismology, FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky;

²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Ore minerals of the ferromanganese formations in the West transition zone of the Pacific Ocean

Ключевые слова: железомарганцевые образования, минералы марганца и железа, Тихий океан

В пределах западной части Тихоокеанской переходной зоны, для которой характерны высокие гидротермальная и вулканическая активности, изучен минеральный состав 5 образцов железомарганцевых образований (ЖМО), полученных в 1-м и 5-м рейсах НИС «Вулканолог».

В *Идзу-Бонинской островной дуге* изучены образцы В1-35, отобранный в районе скал Смита с глубины 1000 м, и В1-52 и В1-55, отобранные в пределах подводной вулканической группы Софу (рис. 1) с глубин 800 и 1500 м, соответственно.



Рисунок 1. Изученные ЖМО Идзу-Бонинской островной дуги

Подводная вулканическая группа Софу представляет собой вулканический хребет, протягивающийся с глубин 2200–2400 м в субширотном направлении перпендикулярно простиранию Идзу-Бонинской островной дуги. По контуру подножия хребет имеет длину 50–55 км и ширину 12–25 км [1, 2]. В его привершинной части выделяется цепочка вулканических конусовидных гор. Восточным окончанием хребта является вулкан Софу, вер-

шина которого в виде скалы, по всей видимости, является отпрепарированным некомп, поднимается на 100 м выше уровня моря.

Изучение минерального состава показало, что в образце В1-35 порода субстрата покрыта тонкой черной плотной пленкой, состоящей из плохо окристаллизованного вернадита. Местами встречен гетит, в небольшом количестве в виде чешуйчатых агрегатов присутствует бернессит.

Рыхлый образец В1-52 сложен гематитом, в подчиненном количестве присутствует гетит. На поверхности образца присутствует очень тонкая буро-черная пленка, сложенная ассоциацией Fe-вернадита и Mn-ферроксигита.

Поверхность измененного вулканического субстрата образца В1-55 покрыта очень тонкой Fe-Mn коркой, сложенной плохо окристаллизованным вернадитом с большим содержанием железа. Местами в виде примеси отмечается бернессит.

По данным химического анализа [3, 4] изученные образцы Идзу-Бонинской островной дуги характеризуются высоким содержанием Fe – 11.3–16.5 масс. % при существенно различном содержании Mn – от 0.18 до 14.3 масс. % (табл.). При этом содержание Co, Cu, Ni и Zn на два порядка выше в образце В1-35, чем в образце В1-52. Аналогичная тенденция отмечается и по РЗЭ.

Образец В5-15-8 (рис. 2) опробован на рифе Аракане, расположенном в *Марианской островной дуге* на склоне Западно-Марианского подводного хребта и являющимся обособленной подводной горой, поднимающейся с глубины 3000 м. В данном образце Fe-Mn корка толщиной до 2 мм, расположенная на осадочном субстрате, сложена в основном вернадитом, в небольшом количестве присутствует гетит.

Образец В5-16-3 (рис. 2) опробован на бортовом валу Тихоокеанской части Марианского желоба на глубине 2200 м. В этом образце измененная порода субстрата покрыта тонкой черной пленкой, состоящей из вернадита, частично плохо окристаллизованного. Местами встречен гетит. В небольшом количестве в виде чешуйчатых агрегатов присутствует бернессит.

Таким образом, результаты исследований показывают, что образцы железомарганцевых образований, залегающие на различных типах субстратов подводных возвышенностей в пределах островных дуг, характеризуются достаточно определенным составом рудных минералов марганца и железа – вернадитом, бернесситом и гематитом. Кроме того, поверхность части образований покрыта водородной железомарганцевой пленкой, состоящей из тонкой ассоциации Fe-вернадита и Mn-ферроксигита. В изученных образцах распространен также гетит.

Таблица. Содержание элементов в железомарганцевых образованиях Идзу-Бонинской островной дуги.

Элемент	B1-35 [4]	B1-52 [4]
Fe	16.3	16.5
Mn	14.3	0.18
Al	2.04	6.93
P	0.52	0.17
Co	1945	23
Cu	340	48
Ni	3191	н.о.
Zn	575	70
Ga	8.7	15.8
Rb	9	5
Sr	1126	187
Y	137	30
Mo	300	66
Cd	4.8	0.6
Cs	0.6	н.о.
Ba	1010	90
W	48	н.о.
Tl	109	0.8
Pb	1731	8
Bi	19.4	н.о.
Th	31.0	0.37
U	13.1	2.74
La	198	5.1
Ce	839	12.7
Pr	39.5	1.93
Nd	169	10.3
Sm	35.3	3.23
Eu	9.31	1.10
Gd	40.3	4.11
Tb	6.11	0.69
Dy	36.4	4.58
Ho	7.13	0.97
Er	21.7	3.28
Tm	3.18	0.50
Yb	20.1	3.11
Lu	3.08	0.55
Mn/Fe	0.88	0.01

Примечание: Fe, Mn, Al и P приведены в масс. %, остальные элементы в г/т.



Рисунок 2. Изученные ЖМО Марианской системы островная дуга – глубоководный желоб.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рашидов В.А., Горшков А.П., Иваненко А.Н. Магнитные исследования над подводными вулканами Эсмеральда и Софу // Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами. Сборник ИЗМИРАН. М., 1981. С. 213–218.
2. Рашидов В.А., Сапожников Е.А. Геолого-геофизические исследования подводной вулканической группы Софу (Идзу-Бонинская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 4. С. 39–47.
3. Аникеева Л.И., Казакова В.Е., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. Железомарганцевые корковые образования западно-тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. 11. С. 10–31.
4. Дубинин А.В., Успенская Т.Ю., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. Геохимия и проблемы генезиса железомарганцевых образований островных дуг западной части Тихого океана // Геохимия. 2008. № 10. С. 1280–1303.

Samples of ferromanganese formations, deposited on different types of substrates of the seamounts within island arcs, are characterized by rather specific composition of ore minerals manganese and iron – vernadite, birnessite and hematite. In addition, the surface of the part of samples is covered by entities hydrogenous ferromanganese membrane composed of thin association of Fe-vernadite and Mn-feroxyhite. In the studied samples goethite is also distributed.

Саттарова В.В., Астахова Н.В.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: sv_8005@mail.ru).

Особенности распределения редкоземельных элементов в железомарганцевых корках северо-западной Пацифики

Sattarova V.V., Astakhova N.V.

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

Features of distribution of the rare earth elements in the ferromanganese crusts from the northwestern Pacific

Ключевые слова: железомарганцевые корки, редкоземельные элементы, северо-западная Пацифика

В последнее десятилетие появилось значительное количество работ, посвященных распределению редкоземельных элементов (РЗЭ) в железомарганцевых образованиях (ЖМО). Количество и распределение РЗЭ в разных генетических типах ЖМО отличаются. Гидрогенные корки характеризуются высокими содержаниями РЗЭ и иттрия (сумма достигает 3000 г/т [1]). Гидротермальные железомарганцевые корки (ЖМК) отличаются низкими концентрациями РЗЭ и иттрия (сумма до 100 г/т [2; 3]). Для ЖМО дальневосточных морей характерна невысокая сумма РЗЭ и иттрия (32–91 г/т). Однако для образцов ЖМК одного из районов исследования сумма РЗЭ значительно превышает среднее. В данной работе представлена сравнительная характеристика распределения РЗЭ в рудных корках двух районов северо-западной Пацифики.

Материалом для исследования послужили образцы железомарганцевых корок, драгированных с возвышенности Витязя, расположенной в Японском море и с хребта Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги). Химический состав корок определялся в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН методом ICP-MS на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США).

Марганцевые образования на возвышенности Витязя (Японское море) (станция LV52-20) представляют собой гравийно-галечный материал, сцементированный гидроокислами марганца. Верхняя часть конгломератов покрыта слоистой коркой этих же гидроокислов (рис. 1). Аналогичная корка прослеживается и внутри конгломерата, ближе к нижней части образца. Содержание Mn в валовых пробах рудной корки составляет 39.85%, Fe – 1.06%, Mn/Fe – 37.6%. Сумма РЗЭ меняется в пределах 56.9–67.5 г/т. Нормализованные на хондрит содержания редкоземельных элементов характеризуются обогащением легкими РЗЭ с отношением ЛРЗЭ/ТРЗЭ 3.42–5.04,

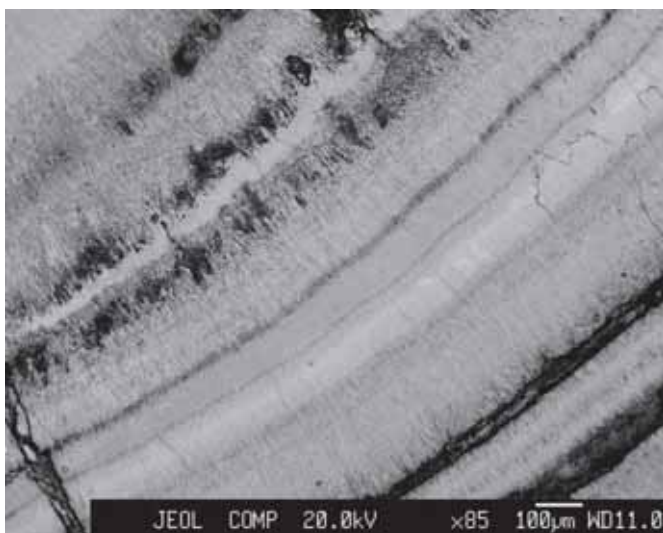


Рисунок 1. Микростроение железомарганцевой корки с возвышенности Витязя в Японском море.

наличием положительной европиевой (1.18–1.78) и отрицательной цериевой (0.77–0.81) аномалии (рис. 2). Отношение Y/Но меняется в пределах от 34 до 37.

В рудных корках хребта Витязя с Тихоокеанского склона Курильской островной дуги содержание Mn в валовых пробах на станции LV37-26 составляет 10.83%, Fe – 16.38%, Mn/Fe 0.66; на станции LV37-34 – 5.39, 11.77 и 0.46 соответственно. Отмечается высокое содержание кремния: 14.72 и 21.27%. Содержание микроэлементов в изученных образцах составляет десятые и сотые доли процента. Образование корок связано с цементацией рудным веществом терригенно-эдафогенного материала (рис. 2). Сумма РЗЭ меняется в пределах 222.0–990.4 г/т, что в 10 раз превышает сумму РЗЭ в корках возвышенности Витязя Японского моря. Нормализованные на хондрит содержания редкоземельных элементов и иттрия характеризуются обогащением легкими РЗЭ с отношением ЛРЗЭ/ТРЗЭ 3.62–4.86. Корки характеризуются наличием отрицательной европиевой (0.69–0.75) и положительной цериевой (1.20–1.59) аномалиями (рис. 3). Отношение Y/Но меняется в пределах 20–25. Согласно [4, 5] подобный диапазон значений Y/Но указывает на участие гидротермальных растворов при накоплении РЗЭ в корках. К тому же, распределение РЗЭ в железомарганцевых корках хребта Витязя аналогично распределению их в базальтах островных дуг (рис. 3).

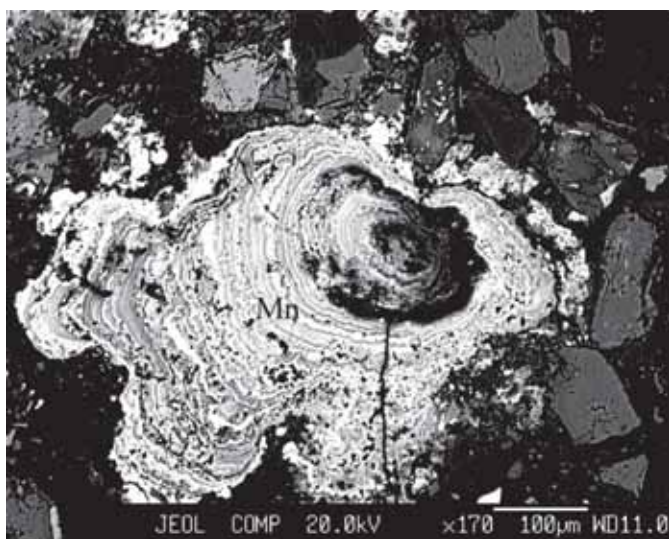


Рисунок 2. Микростроение рудной корки с хребта Витязя

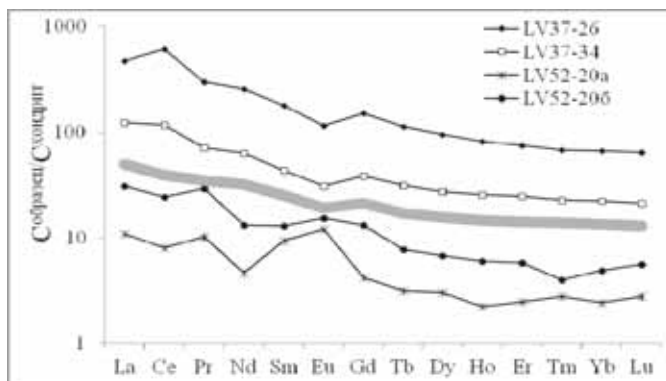


Рисунок 3. Распределение хондрит-нормализованных редкоземельных элементов в железомарганцевых корках. $S^{\text{хондрит}}$ – по [6]. Жирной линией показан средний состав базальтов островных дуг [7].

Следовательно, поступление РЗЭ в корки хребта Витязя связано с выщелачиванием их из подстилающих базальтов гидротермальными растворами.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН (проекты №№ 15-II-1-046, 15-I-I-006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
2. Дубинин А.В., Успенская Т.Ю., Гавриленко Г.М. и др. Геохимия и проблемы генезиса железомарганцевых образований островных дуг западной части Тихого океана // Геохимия. 2008. № 12. С. 1208–1303.
3. Usui A., Bau M., Yamazaki T. Manganese mureochimneys buried in the Central Pacific pelagic sediments: evidence of intraplate water circulation? // Marine Geology. 1997. V. 141. P. 269–285.
4. Hein J.R., Schulz M.S., Dunham R.E. et al. Diffuse flow hydrothermal manganese mineralization along the active Mariana and southern Izu-Bonin arc system, western Pacific // Journal of Geophysical Research. 2008. V. 113. P. 1–29. doi:10.1029/2007JB005432.
5. Bau M., Dulski P. Comparative study of yttrium and rare-earth elements behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 119. P. 213–223.
6. Rollinson H.R. Using Geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Logman Group UK Ltd, 1993. 352 p.
7. Емельянова Т.А., Костицын Ю.А., Леликов Е.П. Геохимия вулканитов подводного хребта Витязя на Тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Геохимия. 2012. № 3. С. 316–332.

We present a comparative characteristic of rare earth elements contents in ferromanganese crusts from the two areas of research: the Vityaz' Rise (Japan Sea) and the Vityaz' Ridge (Pacific slope of the Kuril island arc). The supply of rare earth elements in the crusts from the Vityaz' Ridge due to leaching REE from the underlying basalts by hydrothermal fluids.

Харин Г.С., Ерошенко Д.В.

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

Залежи янтаря в осадках Куршского и Калининградского заливов (Балтийское море)

Kharin G.S., Eroshenko D.V.

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

Amber deposits in both Curonian and Kaliningrad bays (Baltic Sea)

Ключевые слова: Балтика, Куршский залив, Калининградский залив, янтарь, песок, растительный детрит, цунами.

В северной части Куршского залива, в районе пос. Юодкранте (Шварцпорт) давно известны довольно крупные залежи янтаря в голоценовых (литориновых) отложениях (рис.). Вручную, а затем при помощи паровых землечерпателей в течение почти 40 лет (с 1860 по 1899 год) здесь добыто более 3 тысяч тонн янтаря. Но, не выдержав конкуренции с Самбийскими янтарными предприятиями, разработки были заброшены. Перспективная янтареносная территория в этой части залива оценена в 190 км² с запасами янтаря от 30 до 110 тысяч тонн [1].

В данной работе мы ставим цель реконструировать палеогеографические и палеогеологические условия образования указанных залежей янтаря Куршского залива. Материалом для работы послужили данные с описаниями керна скважин, приведенные в книге Г. Вихдорфа «Геология Куршской косы» [2], а также палеореконструкции и представления об эволюции Юго-Восточной Балтики и Куршской косы [3–6].

Куршский залив возник с геологической точки зрения недавно – около 5 тысяч лет назад. До этого здесь была суша, низменная, заболоченная, по которой протекали главные реки – Неман и Дэйма и множество небольших рек. На западной окраине располагалась возвышенность – Самбийский полуостров, а на северной – плато (полуостров) Рыбачий (рис.). Поверхность рассматриваемого региона была покрыта валунными моренами, озерными и болотными осадками, которые остались после таяния ледников, спускавшихся сюда из Скандинавии. Под этими осадками на Самбийском полуострове сохранились и более древние осадки, в том числе и янтареносные осадки палеогена. Возраст их 37–40 млн. лет.

В конце неогена (около 3–5 млн. лет назад) произошло глобальное похолодание. Скандинавия стала центром оледенения, откуда ледники ползли в Атлантический, Северно-Ледовитый океаны и на Европу.

Один из ледниковых потоков был направлен на Калининград и Северную Польшу. На своем пути он срезал и переместил громадное количество осадков и выработал ряд котловин, в том числе котловины будущей Центральной Балтики и Выштинецкого озера. Ледниковый период обозначен также и массовым отложением моренных отложений и возникновением крупных озер. В их осадках нередко формировались россыпи янтаря, перетолженного из палеогеновых месторождений. Одно из озер получило свое название – Большое Ледниковое Озеро (БЛО), размеры его были сравнимы с современным Балтийским морем. Оно было подпряжено ледниковой плотинной. Прорыв плотины в районе Южной Швеции вызвал катастрофический спуск БЛО, названный Белингенской катастрофой. Последующие 11 тыс. лет были для Балтики не менее бурными. После ряда трансгрессий и регрессий образовалась не очень надежная связь с Атлантикой. Возникла Балтика с ее уникальными косами и заливами. Куршская коса образовалась около 5 тыс. лет назад. А до этого здесь существовала цепочка моренных возвышенностей, превратившихся при трансгрессии моря в размываемые острова в заливе между Самбийским и Клайпедским полуостровами. Берега Самбии, сложенные слаболитифицированными осадками палеогена и неогена, очень легко размывались трансгрессирующим морем. Продукты размыва, в том числе и янтарь, подхватывались вдольбереговыми течениями и переносились в сторону Клайпеды.

Чтобы понять, как могли образоваться месторождения янтаря в Куршском заливе, рассмотрим разрез по скважине 16 из работы [2].

На рисунке 3 представлена колонка с разрезом янтареносных отложений голоцена у пос. Юодкранте. Кровля колонки состоит из желтого гравийного берегового песка толщиной 2 м. Ниже залегает 8-метровый слой дюнного мелкозернистого песка. По ним вскрыт двухметровый слой песка с остатками морских раковин кардий и теллин. Ниже обнаружены 2 прослоя (1.7 и 0.1 м) янтареносных песков с растительными остатками («хвороста и плодов») и обломками морских раковин. Ниже, до глубин 28.25 м наблюдается тот же морской песок с редкими обломками раковин.

Из приведенного выше описания видно, что янтареносные отложения имеют сравнительно небольшую толщину (до 1.8 м) и находятся в довольно толстом (более 15 м) слое песка с остатками морских раковин. В янтареносном слое отмечено большое количество остатков растений («хвороста и плодов»), которые за пределами янтареносного слоя не отмечаются. Поступление янтаря и «хвороста» в морской мелководный и пляжевый песок произошло быстро, затем прекратилось, и слой янтаря с «хворостом» был перекрыт обычным морским песком, а в последующем и дюнным. Возникают вопросы, и в первую очередь, два из наиболее важных: 1 – что является источником янтаря; 2 – какие силы переместили обломки янтаря из первичного источника и отложили их в Куршском заливе.

Скорее всего, первичным источником переотложенного янтаря в заливе и других районах Балтики, Прибалтики, Белоруси и, возможно, Украины являются самбийские месторождения янтаря, захороненные в глауконитовых осадках палеогена [5]. Интенсивный размыв и разнос янтаря этих месторождений начался еще в позднем эоцене, когда этому способствовало наличие широкого морского пролива между Атлантикой и Тетисом. Следующий этап разрушения самбийских месторождений янтаря наступил в позднечетвертичное время (в позднем плейстоцене), при сползании покровных ледников из Скандинавии. Слаболитифицированные палеогеновые янтареносные породы Самбии легко экзарировались и переносились на юго-восток, юг и юго-запад. Образовались янтареносные отторженцы. Их размеры от сантиметров до сотен метров. Они часто встречаются на южной окраине Куршского залива (рис.) и являются объектами браконьерской разработки. В теплые межледниковые эпохи эти отторженцы размывались и служили источником янтарных россыпей многочисленных озер.

Третий этап разрушения Самбийских месторождений янтаря связан с появлением Балтийского моря. Трансгрессии и регрессии этого моря в разные стадии его развития по-разному действовали на размыв месторождений янтаря Самбии. Особенно интенсивно это происходило в литориновые трансгрессии. Продолжается размыв и в наше время.

Юодкрантовское месторождение, очевидно, возникло при размыве и разносе янтаря в одну из трансгрессий Литоринового моря, скорее всего, в стадию 2. Это событие совпало еще и с космическим фактором – с падением серии метеоритов в Северную Балтику, время падения которых определяется от 7600 до 400 лет [6]. В этот же период (около 6100 лет назад) произошло сильное землетрясение (8.5 баллов по Рихтеру) и возникло цунами с высотой волны 10–15 м в Балтийском море [7]. Таким образом, формирование Юодкрантовского месторождения янтаря сопровождалось наложением ряда событий, в том числе и катастрофических, и произошло это в период около 6–5 тыс. лет назад. В тот период Куршская коса еще состояла из цепочки островов. Трансгрессии и волны цунами от землетрясений и от падений метеоритов вызывали усиление размывов янтареносных отложений палеогена вдоль побережья Самбии и на прилегающем дне Балтики, откуда поступал материал для «строительства» косы. Вдольбереговой поток в море переносил материал размыва, в том числе «плавающий» янтарь и «хворост», вдоль западного берега косы. Там в это время существовал ряд проливов, в которые заносился янтарь с остатками растений. В бухтах, затонах и на пляжах обломки янтаря и растительные остатки осаждались, образуя янтареносный слой.

Весьма характерно, что в это время в осадках значительно увеличивалось количество морских видов диатомовых водорослей [4], которые тоже заносились в залив с морской водой.

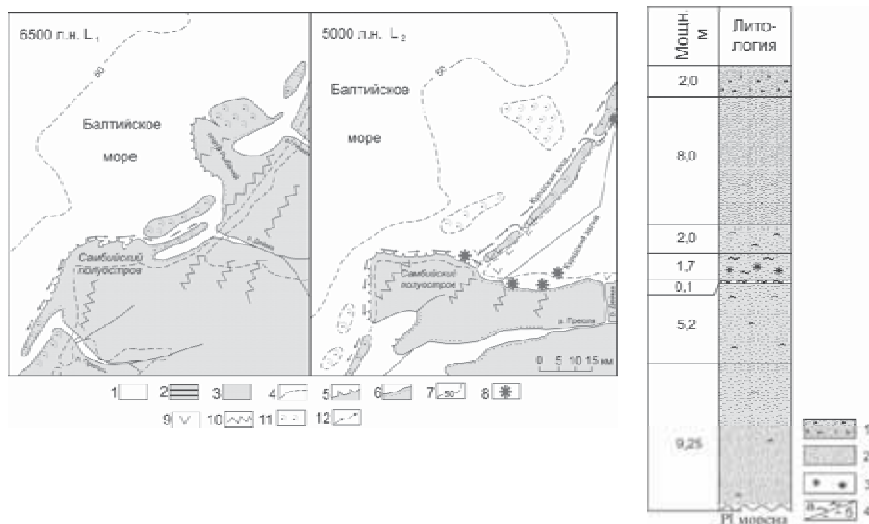


Рисунок. Палеогеографические схемы Юго-Восточной Балтики времени возникновения Куршской косы. По [3] с изменениями и дополнениями.

Стадии и фазы развития Балтийского моря: L₁ – первая литориновая, L₂ – вторая литориновая. 1 – море, 2 – лагуны, 3 – суша, 4–6 – берега: 4 – современные, 5 – древние размываемые, 6 – древние аккумулятивные, 7 – современная изобата 50 м, 8 – вторичные россыпи янтаря, 9 – торфяники, 10 – ледниковые отложения и моренные гряды, 11 – дюнные массивы, 12 – преобладающее направление вдольбереговых течений и перемещения осадков. Справа – литологический разрез скв. 16 у пос. Шварцорт (Юодкранте): 1 – гравийный песок, 2 – песок, 3 – алеврит, 4 – янтарь, 5 – включения: а – растительный детрит, б – остатки ракушек. Составлен по описаниям [2].

В заключение надо отметить, что подобный сценарий мог привести к образованию янтареносных отложений в Куршском заливе не только в районе Юодкранте, но и в других его участках, где создавались благоприятные условия для транзита и седиментации янтаря. Аналогичные условия существовали и в Калининградском заливе, куда тоже были направлены вдольбереговые потоки от размываемых самбийских палеогеновых месторождений янтаря и где при чистке судоходных каналов находят скопления янтаря в четвертичных отложениях, но их геология не изучалась.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Катинас В. Янтарь и янтареносные отложения Южной Прибалтики. Вильнюс: Мантисс, 1971. 152 с.
2. Wichdorf H. Geologie der Kurschen Nehrung. Berlin, 1919. 300 p.
3. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
4. Кабайлене М.В. Развитие косы Куршю-Нерия и залива Куршю-Марес // Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Тр. Института геологии (Вильнюс). 1967. Вып. 5. С. 181–207.
5. Харин Г.С. Происхождение Куршской косы и прилегающих акваторий // Куршская коса. Калининград: Янтарный Сказ, 2008. С. 312–333.
6. Kharin G.S. Geological conditions of the amber-bearing deposits originating in the Baltic Region // Warscw. Aber & Fossills. 1995. № 1. P. 47–54.
7. Mörner N.-A. Tsunami events within the Baltic // Polish. Geol. Inst. 2008. Sp. Pap. 23. P. 71–76.
8. Raukas A., Stankowski W. On the age of the Kaali craters, Island of Saarema, Estonia // Baltica. 2011. V. 24. № 1. P. 37–44.

Forming of the amber deposits in the Holocene sediments in the Curonian Lagoon is related to catastrophic events (the fall of meteorites, tsunami) that caused the erosion of amberbearing sediments Paleocene and transfer of amber and plant detritus in the Curonian and Vistula bays.

Алфавитный указатель

Аннин В.К.	89	Забанбарк А.	44
Аносова М.О.	112	Зарубина Н.В.	218
Асавин А.М.	112	Захаренко В.С.	49
Астафьев Д.А.	4	Земская Т.И.	93
Астахова Н.В.	230	Змиевский М.В.	174, 176
Бабаева С.Ф.	117	Иванов А.Ю.	74
Базилевская Е.С.	180	Иванов В.В.	193, 213
Балагуров М.Д.	9	Иванов М.В.	218
Баранов Б.В.	31	Игнатова В.А.	4
Баринов Н.Н.	31	Казанин Г.С.	49
Баталин О.Ю.	13	Калита М.А.	4
Батурин Г.Н.	121	Керусов И.Н.	97
Бельтенов В.Е.	126, 138	Кобылянский С.Г.	156
Бережная Е.Д.	129	Ковачев С.А.	74
Берлин Ю.М.	18, 21	Копорулин В.И.	152
Блинова Е.В.	129	Корчагин И.Н.	59, 64, 69
Блохин М.Г.	218	Кругляков В.В.	198
Богданова О.Ю.	222, 226	Круглякова Р.П.	54
Вафина Н.Г.	13	Лайба А.А.	126, 138
Вахнин М.Г.	26	Левашов С.П.	59, 64, 69
Викентьев И.В.	164	Лобковский Л.И.	74
Габлина И.Ф.	126, 138	Логвина Е.А.	79
Галкин С.В.	126, 156	Лыгина Т.И.	193, 203
Гебрук А.В.	156	Маленкина С.Ю.	208
Глазырин Е.А.	143	Марина М.М.	18, 21
Глазырина Н.В.	143	Матвеева Т.В.	79
Голубов Б.Н.	74	Матвеев В.В.	121
Григорьев А.Г.	183	Мельников М.Е.	213, 222
Дара О.М.	121, 138	Мельниченко Ю.И.	106
Демидова Т.П.	188	Минами Х.	31
Деркачев А.Н.	31	Миноранский Д.Е.	203, 213
Добрецова И.Г.	126, 138	Михайлик Е.В.	218
Дубинин А.В.	129, 164,	Михайлик П.Е.	218
	188	Можеровский А.В.	31
Евдокименко А.В.	183	Молодцова Т.Н.	126, 156
Егоров А.В.	35, 40	Наркевский Е.В.	126
Ерошенко Д.В.	234	Натарова Е.В.	203
Жамойда В.А.	183	Наумова Л.А.	4
Железнов А.М.	147	Николаева Н.А.	31

Новиков Г.В.	222, 226	Страховенко В.Д.	169
Обжиров А.И.	31, 84, 106	Судариков С.М.	174, 176
Петухов С.И.	160	Суетнова Е.И.	102
Плетнев С.П.	89, 213, 218	Суханова А.А.	117
Погодаева Т.В.	93	Сырбу Н.С.	106
Полещук А.В.	152	Толстиков А.В.	4
Пузанков К.Л.	213	Турунтаев С.Б.	74
Рашидов В.А.	218, 226	Успенская Т.Ю.	188
Римская-Корсакова М.Н.	164, 188	Уткин И.В.	89
Рожков А.Н.	35, 40	Харин Г.С.	234
Саввичев А.С.	79	Хачикубо А.	31
Саломатин А.С.	106	Хлыстов О.М.	93
Саттарова В.В.	230	Цой И.Б.	31
Седышева Т.Е.	213	Чайковская Э.В.	97
Семенова А.А.	79	Шакиров Р.Б.	106
Сенин В.Г.	112	Шевцова Н.Т.	54, 203
Сидоренко С.А.	97	Юньхуа Ву	89
Сколотнев С.Г.	180	Якимчук Н.А.	59, 64, 69

ОГЛАВЛЕНИЕ

Нефть и газ на дне морей и океанов

<i>Астафьев Д.А., Калита М.А., Толстиков А.В., Игнатова В.А., Наумова Л.А.</i> Перспективы нефтегазоносности нижних горизонтов осадочного чехла и пород фундамента на шельфе Сахалина (на примере Южно-Киринского и Мынгинского месторождений углеводородов)	4
<i>Балагуров М.Д.</i> Литологическая характеристика нефтегазоносных комплексов пород во внешней части шельфа и континентального склона Юго-восточного Вьетнама	9
<i>Баталин О.Ю., Вафина Н.Г.</i> Механизм первичной миграции и переноса нефтяных углеводородов	13
<i>Берлин Ю.М., Марина М.М.</i> Прогноз распределения очагов нефтегазообразования в триасовых отложениях акватории Средне-Каспийского бассейна	18
<i>Берлин Ю.М., Марина М.М.</i> Сравнительный анализ нефтегазоносности осадочного чехла в акваториях Средне-Каспийского и Восточно-Черноморского бассейнов	21
<i>Вахнин М.Г.</i> Характер распределения залежей углеводородов шельфового продолжения Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции	26
<i>Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Баранов Б.В., Баринов Н.Н., Можеровский А.В., Обжиров А.И., Цой И.Б., Минами Х., Хачикубо А.</i> Природа карбонатно-баритовой минерализации в районе метановых сипов на западном склоне Курильской котловины (Охотское море)	31
<i>Егоров А.В., Рожков А.Н.</i> Проблемы теоретического и экспериментального моделирования формирования газовых гидратов непосредственно на морском дне	35
<i>Егоров А.В., Рожков А.Н.</i> Онлайн газометрия в озере Байкал	40
<i>Забанбарк А.</i> Строение и нефтегазоносность восточной континентальной окраины Канады	44
<i>Захаренко В.С., Казанин Г.С.</i> Миграционные модели формирования газогидратов на Западно-Арктическом шельфе	49
<i>Круглякова Р.П., Шевцова Н.Т.</i> Новые данные о эмиссии метана в прибрежных водах шельфа моря Лаптевых	54

<i>Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.</i> Оперативная оценка перспектив нефтегазоносности структуры «Университетская» в Карском море частотно-резонансным методом обработки данных ДЗЗ	59
<i>Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.</i> Опыт применения мобильных геофизических методов при поисках углеводородов на шельфе Тринидада и Тобаго	64
<i>Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.</i> Оценка перспектив нефтегазоносности участков проведения сейсмических работ в Баренцевом море частотно-резонансным методом обработки данных ДЗЗ	69
<i>Лобковский Л.И., Турунтаев С.Б., Голубов Б.Н., Иванов А.Ю., Ковачев С.А.</i> Система прогноза аварийных выбросов пластовых флюидов из недр морских месторождений нефти и газа (на примере промыслов Каспия)	74
<i>Матвеева Т.В., Семенова А.А., Логвина Е.А., Саввичев А.С.</i> Газовые гидраты Чукотского моря: прогноз распространения и условий формирования	79
<i>Обжиров А.И.</i> Природные газы в геологических процессах в Охотском море	84
<i>Плетнев С.П., Юньхуа Ву, Аннин В.К., Уткин И.В.</i> Негативные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ и метановые эмиссии в юго-западной части Охотского моря за последние 12 000 лет	89
<i>Погодаева Т.В., Земская Т.И., Хлыстов О.М.</i> Флюиды, сопутствующие разгрузке нефти и газа на дне оз. Байкал	93
<i>Сидоренко С.А., Чайковская Э.В., Керусов И.Н.</i> Выделение перспективных объектов в турбидитовых отложениях Западно-Африканского континентального склона	97
<i>Суетнова Е.И.</i> О перемещении зоны стабильности поддонных газовых гидратов в процессе осадконакопления	102
<i>Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Саломатин А.С., Сырбу Н.С., Мельниченко Ю.И.</i> К вопросу о возникновении современных очагов дегазации литосферы континентальных окраин	106

Гидротермы и руды на дне океанов и морей

<i>Асавин А.М., Аносова М.О., Сенин В.Г.</i> Типоморфизм редкоземельных элементов в барите, сосуществующем с Fe-Mn корками на гайоте Говорова	112
---	-----

<i>Бабаева С.Ф., Суханова А.А.</i> Селен и кобальт в системе Cu-Fe-S океанических массивных сульфидных руд, САХ	117
<i>Батулин Г.Н., Матвеев В.В., Дара О.М.</i> Гидротермальная труба из рудного поля Гуаймас (Калифорнийский залив)	121
<i>Бельтнев В.Е., Наркевский Е.В., Добрецова И.Г., Габлина И.Ф., Галкин С.В., Молодцова Т.Н., Лайба А.А.</i> Результаты 37-ого рейса НИС «Профессор Логачев», САХ	126
<i>Бережная Е.Д., Дубинин А.В.</i> Определение элементов платиновой группы и золота в стандартном образце железомарганцевой конкреции NOD-A-1	129
<i>Блинова Е.В.</i> Перестройка минерального и химического состава осадков во впадине Гуаймас Калифорнийского залива при прохождении гидротермального раствора	133
<i>Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Лайба А.А., Бельтнев В.Е., Дара О.М.</i> Строение и минеральный состав руд гидротермального рудного узла «Победа» (17°с.ш. Срединно-Атлантического хребта)	138
<i>Глазырин Е.А., Глазырина Н.В.</i> Карбонатные производные холодной газо-флюидной подводной разгрузки Азово-Таманского региона	143
<i>Железнов А.М.</i> Роль геоморфологического фактора при изучении гидротермальной активности на внутренних океанических комплексах осевой зоны Срединно-Атлантического хребта	147
<i>Копорулин В.И., Полещук А.В.</i> Об усредненном гидротермальном растворе и коэффициенте подвижности главных элементов в гидротермальной системе СОХ	152
<i>Молодцова Т.Н., Галкин С.В., Кобылянский С.Г., Гебрук А.В.</i> Первые результаты экологических исследований в Российском разведывательном районе в северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта	156
<i>Петухов С.И.</i> Новый метод поиска зон гидротермального сульфидного оруденения в океане	160
<i>Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В., Викентьев И.В.</i> Моделирование состава РЗЭ древних гидротермальных флюидов и условий образования сульфидных минералов месторождения Узельга	164

<i>Страховенко В.Д.</i> Состав, морфология и внутреннее строение железомарганцевых конкреций пресноводного водоема	169
<i>Судариков С.М., Змиевский М.В.</i> Некоторые особенности геохимии рудообразующих гидротермальных растворов океана по данным статистического анализа	174
<i>Судариков С.М., Змиевский М.В.</i> Результаты компьютерного термодинамического моделирования процессов смешения в зоне разгрузки гидротермальных растворов	176

Симпозиум им. П.Л. Безрукова "Полезные ископаемые и минералогия океанов и морей"

<i>Базилевская Е.С., Сколотнев С.Г.</i> Железомарганцевые отложения с хребта Менделеева (Северный Ледовитый океан)	180
<i>Григорьев А.Г., Жамойда В.А. Евдокименко А.В.</i> Формы нахождения ряда тяжелых металлов в железомарганцевых конкрециях восточной части Финского залива	183
<i>Дубинин А.В., Демидова Т.П., Успенская Т.Ю., Римская-Корсакова М.Н.</i> Условия железомарганцевого рудообразования в Бразильской котловине в позднем палеогене по данным геохимии редких элементов и изотопному составу неодима и стронция	188
<i>Иванов В.В., Лыгина Т.И.</i> Железомарганцевые образования вулканических построек рудной провинции Клариян-Клиппертон и подводного поднятия Магеллановых гор (на примере гайота Бутакова, Тихий океан) – сходство и различия	193
<i>Кругляков В.В.</i> Генезис и типизация океанических полиметаллических конкреций	198
<i>Лыгина Т.И., Миноранский Д.Е., Натарова Е.В., Шевцова Н.Т.</i> Неконкреционные типы оруденения зоны Клариян-Клиппертон – новые находки	203
<i>Маленкина С.Ю.</i> Фоссилизация в юрских фосфатных конкрециях Восточно-Европейской платформы	208
<i>Мельников М.Е., Плетнев С.П., Пузанков К.Л., Седышева Т.Е., Иванов В.В., Миноранский Д.Е.</i> Детальные геолого-геофизические исследования на гайоте Говорова (Магеллановы горы, Тихий океан)	213

<i>Михайлик П.Е., Рашидов В.А., Михайлик Е.В., Зарубина Н.В., Блохин М.Г., Иванов М.В., Плетнев С.П. Особенности железомарганцевого рудогенеза гайота Сет (С-3 Пацифика)</i>	218
<i>Новиков Г.В., Мельников М.Е., Богданова О.Ю. Текстурно-структурные особенности и минеральный состав рудной компоненты кобальтоносных железомарганцевых корок гайотов Говорова и Вулканолог Магеллановых гор Тихого океана</i>	222
<i>Рашидов В.А., Богданова О.Ю., Новиков Г.В. Рудные минералы железомарганцевых образований западно-тихоокеанской переходной зоны</i>	226
<i>Саттарова В.В., Астахова Н.В. Особенности распределения редкоземельных элементов в железомарганцевых корках северо-западной Пацифики</i>	230
<i>Харин Г.С., Ерошенко Д.В. Залежи янтаря в осадках Куршского и Калининградского заливов (Балтийское море)</i>	234
Алфавитный указатель	239

CONTENTS

Oil and gas in the seas and oceans

<i>Astafiev D.A., Kalita M.A., Tolstikov A.V., Ignatova V.A., Naumova L.A.</i> Hydrocarbon potential of lower sedimentary cover and upper basement in Sakhalin continental shelf (Case study of Yuzhno-Kirinskoye and Mynginskoye hydrocarbon fields)	4
<i>Balagurov M.D.</i> Lithological characteristics of the oil-and-gas bearing sedimentary complexes on the outer shelf and continental slope of South-eastern Vietnam	9
<i>Batalin O.Yu., Vafina N.G.</i> The mechanism of primary migration and transport of oil hydrocarbons	13
<i>Berlin Yu.M., Marina M.M.</i> Prediction of the foci of oil and gas distribution in Triassic rocks of the Middle Caspian basin's water area	18
<i>Berlin Yu.M., Marina M.M.</i> Comparative analysis oil and gas of sediment rocks in Middle Caspian and East Black sea basins' water areas	21
<i>Vakhnin M.G.</i> The pattern of distribution of hydrocarbon deposits offshore continuation of Timan-Pechora Oil-gas-bearing Province	26
<i>Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Baranov B.V., Barinov N.N., Mozherovskiy A.V., Obzhirov A.I., Tsoy I.B., Minami H., Hachikubo A.</i> The nature of carbonate-barite mineralization around methane seep areas on the western slope of the Kurile Basin (the Sea of Okhotsk)	31
<i>Egorov A.V., Rozhkov A.N.</i> The theoretical and experimental problems of modeling of gas hydrates formation in natural environment	35
<i>Egorov A.V., Rozhkov A.N.</i> Online gasometry in Lake Baikal	40
<i>Zabanbark A.</i> Structure and oil and gas bearing of the East Canadian continental margin	44
<i>Zakharenko V.S., Kazanin G.S.</i> Migration model for the formation of gas hydrates in the West Arctic shelf	49
<i>Kruglyakova R., Shevtsova N.</i> New data on methane's emission in the coastal waters of the shelf of the Laptev Sea	54
<i>Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N.</i> Operative assessment of hydrocarbon potential of "Universitetskaya" structure in Kara Sea offshore by the frequency-resonance method of remote sensing data processing	59
<i>Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N.</i> Experience of mobile geophysical method application during hydrocarbon accumulation prospecting within Trinidad and Tobago offshore	64

<i>Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N.</i> Hydrocarbon potential assessment of areas of seismic acquisition conducting within Barents Sea offshore by the frequency-resonance method of remote sensing data processing	69
<i>Lobkovsky L.I., Turuntaev S.B., Golubov B.N., Ivanov A.Y., Kovachev S.A.</i> The system for prediction of emergency fluid-gushers from the depth of submarine oil and gas deposits (for example of the Caspian Sea fields)	74
<i>Matveeva T.V., Semenova A.A., Logvina E.A., Savvichev A.S.</i> Gas hydrates of the Chukchi Sea: prediction of spreading and formation's conditions	79
<i>Obzhirov A.I.</i> Natural gas of the geological processes in Okhotsk Sea	84
<i>Pletnev S.P., Yonghua Wu, Annin V.K., Utkin I.V.</i> Negative carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}$) excursions and methane release during the last 12 ka in South-West of the Okhotsk Sea	89
<i>Pogodaeva T.V., Zemskaya T.I., Khlystov O.M.</i> Fluids associated with natural oil and gas discharge at the bottom of Lake Baikal	93
<i>Sidorenko S.A., Chaikovskaya E.V., Kerusov I.N.</i> Allocation of prospective objects in turbidite deposits of Western Africa continental slope	97
<i>Suetnova E.I.</i> Displacement of sub-bottom hydrate stability zone during sedimentation	102
<i>Shakirov R.B., Obzhirov A.I., Salomatin A.S., Syrbu N.S., Mel'nichenko Yu.I.</i> To discussion for modern gas fluxes origin in the lithosphere of the continental margins	106

Hydrotherms and ores on the bottoms of the seas and oceans

<i>Asavin A.M., Anosova M.O., Senin V.G.</i> Paragenesis barite and Fe-Mn crust of guyot Govorova samples and rare earth elements type morphism	112
<i>Babaeva S.F., Sukhanova A.A.</i> Selenium and cobalt in Cu-Fe-S system of seafloor massive sulfides, MAR	117
<i>Baturin G.N., Matvekov V.V., Dara O.M.</i> Hydrothermal tube from Guaymas Basin (California Bay)	121
<i>Beltenev V.Ye., Narkevsky E.V., Dobretzova I.G., Gablina I.F., Galkin S.V., Molodtsova T.N., Laiba A.A.</i> The results of Professor Logatchev-37 cruise, MAR	126
<i>Berezhnaya E.D., Dubinin A.V.</i> Determination of platinum group elements and gold in ferromanganese nodule reference sample NOD-A-1	129

<i>Blinova E.V.</i> Alteration of mineral and chemical composition of sediments from Guaymas Basin in the Gulf of California under the influence of hydrothermal solution	133
<i>Gablina I.F., Dobretsova I.G., Laiba A.A., Beltenev V.E., Dara O.M.</i> Structure and mineral composition of ores of the hydrothermal ore cluster "Pobeda" (17° N of Mid-Atlantic Ridge)	138
<i>Glazyrin E.A., Glazyrina N.V.</i> Carbonate derivatives cold gas sub-sea gas-fluid seepage Azov and Taman region	143
<i>Zheleznov A.M.</i> Morphology of oceanic core complexes: current understanding on the distribution of the hydrothermal activity on the Mid-Atlantic ridge	147
<i>Koporulin V.I., Poleshchuk A.V.</i> On the average hydrothermal fluid and element mobility coefficient of the major elements in the MOR hydrothermal system	152
<i>Molodtsova T.N., Galkin S.V., Kobylansky S.G., Gebruk A.V.</i> Preliminary results of ecological studies in the Russian Claim Area on the Northern Subequatorial Mid-Atlantic Ridge	156
<i>Petukhov S.I.</i> The new method of the search of areas of hydrothermal sulfide mineralization in the ocean	160
<i>Rimskaya-Korsakova M., Dubinin A., Vikent'ev I.</i> Modelling ancient hydrothermal fluids REE composition and conditions of sulfide formation at Uzelga deposit	164
<i>Strakhovenko V.D.</i> Composition, morphology and internal structure of ferromanganese nodules freshwater	169
<i>Sudarikov S.M., Zmievskii M.V.</i> Some characteristics of the geochemistry of Ocean ore forming hydrothermal solutions according to statistical analysis	174
<i>Sudarikov S.M., Zmievskii M.V.</i> Results of thermodynamic computer modeling of mixing processes in the discharge zone of hydrothermal solutions	176

P.L. Bezrukov Memorial Symposium "Mineral resources and mineralogy of the seas and oceans"

<i>Bazilevskaya E.S., Skolotnev S.G.</i> Ferromanganese deposits from Mendeleev Ridge (Arctic Ocean)	180
<i>Grigoriev A.G., Zhamoida V.A., Evdokimenko A.V.</i> Forms of heavy metals occurrence in ferromanganese concretions of the eastern Gulf of Finland	183

<i>Dubinina A.V., Demidova T.P., Uspenskaya T.Yu., Rimskaya-Korsakova M.N.</i> Conditions of iron-manganese ore formation in the Brazil basin in the Late Paleocene according to the geochemistry of rare elements and the neodymium and strontium isotope composition	188
<i>Ivanov V.V., Lygina T.I.</i> The manganese crusts and nodules of the volcanic edifices in the central part of the Clarion-Clipperton ore province and the Magellan mountains (the Butacov guyot, the Pacific) – the similarities and differences	193
<i>Kruglyakov V.V.</i> Genesis and typology of oceanic polymetallic nodules	198
<i>Lygina T.I., Minoranskiy D.E., Natarova E.V., Shevtsova N.T.</i> The Non-nodule types of the Fe-Mn ores in the Clarion-Clipperton zone – The new findings	203
<i>Malenkina S.Yu.</i> Fossilization in Jurassic phosphatic nodules of the East-European Platform	208
<i>Melnikov M.E., Pletnev S.P., Puzankov K.L., Sedysheva T.E., Ivanov V.V., Minoransky D.E.</i> Comprehensive geoscience of the Govorov guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean)	213
<i>Mikhailik P.E., Rashidov V.A., Mikhailik E.V., Zarubina N.V., Blokhin M.G., Ivanov M.V., Pletnev S.P.</i> Peculiarities of ferromanganese crusts composition from the Seth Guyot (N-W Pacific)	218
<i>Novikov G.V., Melnikov M.E., Bogdanova O.Yu.</i> Textural and structural features and mineral composition of the ore components ferromanganese crusts of guyots Govorov and Volcanolog (Magellan seamounts of Pacific Ocean)	222
<i>Rashidov V.A., Bogdanova O.Yu., Novikov G.V.</i> Ore minerals of the ferromanganese formations in the West transition zone of the Pacific Ocean	226
<i>Sattarova V.V., Astakhova N.V.</i> Features of distribution of the rare earth elements in the ferromanganese crusts from the northwestern Pacific	230
<i>Kharin G.S., Eroshenko D.V.</i> Amber deposits in both Curinian and Kaliningrad bays (Baltic Sea)	234

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

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

Москва, 16–20 ноября 2015 г.

Том II

Подписано к печати 20.10.2015

Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м

Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 18,0.

Тираж 400 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”

119017, Москва, Пыжевский пер., 7, ком. 332.

Тел./факс: (495) 959-35-16, тел. 8-926-222-30-91

E-mail: geos-books@yandex.ru

<http://www.geos-books.ru>

Отпечатано с готового оригинал-макета

в ООО “Чебоксарская типография № 1”

428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.



Фото Новичковой Е.А., Григорьева А.В.