

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

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

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

Москва, 16–20 ноября 2009 г.

Том II

Москва
ГЕОС
2009

ББК 26.221
Г35
УДК 551.35

**Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. – М.: ГЕОСб 2009. – 350 с.
ISBN 978-5-89118-479-4**

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

В томе 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 09-05-06029), ФГУНПП «Севморгео», издательства ГЕОС.

Ответственный редактор
Академик *А.П. Лисицын*

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

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

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

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

ББК 26.221

© ИО РАН 2009

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

В.И. Авилов, С.Д. Авилова

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

Хемолитоавтотрофный источник углеводородов

V.I. Avilov, S.D. Avilova

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

Chemolytoautotrophy Source of Hydrocarbons

Логика развития современной цивилизации выдвигает новую парадигму мирового энергопотребления. Перспективу устойчивого развития человечества сегодня в мире связывают с переходом от углеводородной экономики к энергетическим системам будущего на базе освоения новых источников энергии. На саммите ЕС приняты решения довести к 2020 году до 20 % долю производства энергии за счет возобновляемых источников. Ученые работают над использованием термоядерных реакций с колоссальным энергетическим выходом, исследуя дейтериевый цикл, процессы на гелии-3. Однако Всероссийский энергетический Форум «ТЭК России в XXI веке» подтвердил, что в ближайшие десятилетия нефть и газ будут оставаться важнейшими компонентами глобальной энергетики. Широкий разброс мнений об истощении запасов нефти и газа не способствует составлению долгосрочных планов. Становится крайне актуальным и чрезвычайно выгодным предсказать действительный вектор развития мировой экономики с энергетических позиций. В этом существенную помощь может оказать углубленное представление о краеугольном камне теории нефтегазообразования – источнике самих углеводородов.

Более века в нефтегазовой геологической науке противостоят две теории органического и неорганического происхождения нефти и газа, которые принципиально расходятся в представлении об источнике углеводородов. Это приводит к тому, что ни та, ни другая теория не в состоянии объяснить с достаточной степенью достоверности образование многих месторождений, обнаруженных практиками за последние десятилетия, а уж тем более – предсказать их существование.

Из большого числа известных фактов и теоретических построений отметим некоторые принципиальные несоответствия в нефтегазовой сфере. В принципе скопления углеводородов должны быть всюду, но обследовано более 500 осадочных бассейнов и менее 30 % из них отнесены к промышленно нефтегазоносным. С другой стороны в процессе эксплуатации по ряду залежей уже извлечены все балансовые запасы, а добыча нефти продолжается.

Обнаружена приуроченность нефтегазовых месторождений осадочного чехла к разломам в фундаменте. Пространственная локализация нефти и газа связывается с наличием нефтегазоподводящих каналов в виде глубинных разломов, по которым, как полагают, происходит постоянная или периодическая подпитка месторождений. Производственниками ставится вопрос о

перманентной восполняемости запасов углеводородного сырья, но с научной точки зрения механизм такого процесса остается все еще до конца не раскрытым.

Наука отстает от промышленного производства. Подобную ситуацию почти полтора века наблюдали в период развития нефтегазовой промышленности. Действительно, органическая концепция в главных чертах сформировалась к 70-м годам прошлого века, когда большинство крупнейших нефтегазоносных бассейнов и месторождений уже было открыто. Представление об органическом или неорганическом происхождении углеводородов практически не влияет на основные потоки денежных средств внутри нефтегазовой отрасли.

Рассмотренные позиции отражают лишь часть противоречивых суждений в нефтегазовой геологии, которые высказывают на многочисленных конференциях в университетской среде и других научных институтах. В состоянии этой науки наблюдаются нотки разброда и элементы хаоса, которые, как правило, предшествуют смене парадигм. Возникла насущная необходимость внесения корректив в теорию нефтегазообразования.

Вопрос идёт о создании единой теории происхождения нефти и газа. Поиск ведут в различных направлениях. Выдвигают концепцию полигенеза нефти и газа, микстгенетическую концепцию образования углеводородов, создают основы для разработки новой дуалистической (абиогенно – биогенной) теории синтеза углеводородов и др. Для объяснения нефтегазоносности недр предлагают учитывать энергетику процессов, свойственную Земле в целом, включая постоянную диссипацию и кратковременные выбросы энергии и вещества, внутренние электрические поля, автоволновые процессы, и другое. С другой стороны многие считают, что разработка общей теории нефтегазообразования представляется трудно выполнимой, хотя и весьма заманчивой, задачей. Наиболее категоричные утверждают, что общую теорию нафтигенеза создать или разработать невозможно.

Мы относимся к приверженцам объединительных тенденций и ставим целью сформулировать принципиальные подходы к созданию базисных положений общей теории происхождения нефти и газа.

Взаимосвязь живого вещества и нефти относим к главному положению общей теории происхождения нефти и газа. Тогда, если говорить об источнике УВ нефти и газа, им является в общем случае живое вещество, образующееся в гидросфере и в частности в Мировом океане. Этот тезис подтверждается наличием в нефтях соединений, называемых биомаркерами. Из этого следует, что изучение живого вещества геосферы планеты является обязательным при создании общей теории.

Нами создана специальная комплексная методология для исследования в этом направлении. Геоэкология водной среды (аквагеоэкология) реализует экосистемный подход в исследовании нефтегазоносности недр. Присутствие живого отличает любую экосистему. Исследования в многочисленных

морских экспедициях установили высокую значимость явления хемолитоавтотрофии в природных процессах и его широкое распространение – на 20–30 % площади дна океана. Хемолитоавтотрофия характеризуется интенсивной жизнедеятельностью микроорганизмов, которые способны использовать неорганические доноры электронов (прежде всего, водород) и получать почти весь углерод путем фиксации двуокиси углерода.

Полученные данные существенно меняют представление об источнике УВ. Явление хемолитоавтотрофии имеет все шансы стать главным связующим звеном в цепи общей теории нефтегазоносности недр. Наши натурные исследования позволяют примирить сторонников органического и неорганического происхождения нефти и газа, поскольку, если коротко сказать, обе стороны правы. Для доказательства сначала выделим принципиальные позиции обеих теорий.

Теория органического происхождения нефти и газа признана широким кругом ученых. Она описывает эволюцию органического вещества (ОВ) с момента его отложения до начала метаморфизма. Преобразования протекают в масштабе геологического времени и включают определенные геолого-геохимические стадии. Накапливание биополимеров происходит в верхнем слое осадков морей и океанов, куда за длительный период выпадают останки организмов, в первую очередь планктона. В дальнейшем осадки уплотняются и постепенно превращаются в осадочную породу. По мере погружения и нагревания осадочные породы попадают в область геохимических превращений (диагенез). Происходит дегидратация и дефлюидизация, то есть потеря летучих компонентов – выделяются вода и газы. Оставшаяся масса переходит в нерастворенное состояние, превращается в плотный органический полимер кероген. Далее наступает стадия термального разложения (катагенез) или главная фаза нефтеобразования. При температуре 100–200°C нефть образуется из керогена. Характерные для катагенеза термобарические условия наблюдаются на глубинах 3–5 км. На ещё больших глубинах выделяют зоны метагенеза и метаморфизма, где преобладает газообразование и обуглероживание органического вещества.

В развитие органической теории в последние годы выдвинута флюидодинамическая концепция нефтегазообразования. Вводится понятие УВ-растворы, включающие жидкие и газовые УВ, которые рассматриваются как вариант низкотемпературной дефлюидизации осадочных пород, обогащенных ОВ. Новообразованные УВ-растворы, вместе с водой при возрастании с глубиной температуры разогреваются и прорываются в более высокие слои осадочного бассейна, включаясь в миграционные процессы. Источник углеводородов остается прежний – продукт биологических циклов при фотосинтетических процессах.

Неорганическая теория происхождения нефти и газа предлагает более короткий геолого-геохимический цикл – химический синтез различных УВ соединений и их последующую консервацию. Исходным для нефтегазооб-

разования источником служат химические элементы, поступающие из глубоких недр Земли.

Наконец, представляем разработанную хемолитоавтотрофную концепцию нефтегазообразования, учитывающую рассмотренные выше теории и гипотезы. Суть в том, что в середине процесса обнаруживается недостающее звено – явление хемолитоавтотрофии, пока выпадающее из поля зрения нефтегазовой геологии. Основные этапы нефтегазообразования выглядят следующим образом. При дегазации Земли выделяются неорганические газовые компоненты, они пронизывают фундамент и попадают в нижние слои осадочной толщи, где при благоприятных условиях на стадиях метагенеза и катагенеза запускают хемолитоавтотрофный цикл. Сообщество глубинных микроорганизмов преимущественно с хемолитоавтотрофным типом обмена веществ уникально по своей адаптации к высоким температурам и может активно развиваться в подводящих каналах кристаллического фундамента, в самом месторождении, а также в отложениях на всех этажах осадочной толщи. В результате своей жизнедеятельности хемолитоавтотрофы производят углеводороды (как минимум – метан) и воду, их останки обогащают биополимерами материнскую породу и тут же включаются в процесс нефтегазообразования. В итоге здесь флюидизация начинается одновременно с генерацией УВ, образовавшиеся вода и микронефть в виде УВ-растворов легко включаются в процесс миграции. Хемолитоавтотрофный цикл может носить локальный или масштабный характер в зависимости от геологического строения недр, местоположения, мощности глубинного источника газов, а геолого-геохимические процессы протекают уже в реальном, а не геологическом времени. Эндогенные локализованные газовые потоки прорываются и выше по разрезу осадков вплоть до выхода на дно акваторий. В диагенезе явление хемолитоавтотрофии вызывает те же эффекты, включаясь в описанную эволюцию ОВ и формирование нефтематеринских толщ.

Предложенная концепция хемолитоавтотрофного цикла нефтегазообразования с высокой вероятностью может стать основой для создания общей теории. Она вписывает оба источника ОВ (в результате фото- и хемосинтеза) в единую схему образования нефтяных УВ из активного живого вещества. Детализация общей теории нефтегазообразования будет продолжена, но её главный постулат в принципе сохранится: «нефть из жизни, жизнь на потоках из лито- и фотосферы». Через хемолитоавтотрофный цикл реализуются неисчерпаемые резервы внутренней энергии Земли и восполняются запасы углеводородов. Концепция объясняет многие непонятные прежде стороны процессов нефтегазообразования и накопления углеводородов и этим приближается к статусу теории.

Еще одна важная объединительная идея. Экспериментально установленный нами эффект концентрирования рассеянного потока газов внутри осадочного слоя объясняет процесс первичной миграции углеводородов с локального участка осадочного бассейна. Тогда рассеянные потоки с отдель-

ного участка генерации углеводородов служит основой для образования автономной нефтегазовой флюидодинамической системы. И вновь эта система объединяет теории. Предложенный нами биохимический синтез углеводородов из эндогенных компонентов за счет хемолитоавтотрофии приближает неорганическую теорию к органической, а эффект концентрирования делает флюидодинамическую концепцию равноприемлемой для обеих теорий, то есть утверждает единую теорию происхождения нефти и газа.

Внедрение теоретической разработки дает выход в практику поиска и разведки месторождений углеводородов, активизируя геологоразведку за счет повышения её эффективности и целенаправленности. Другая сторона этой важной системной проблемы связана с повышением степени извлечения на месторождениях. Единая теория переводит углеводороды в разряд перманентно возобновляемых ресурсов. С учетом явления хемолитоавтотрофии и постоянного образования активного живого вещества в породах можно утверждать о восполняемости действующих и старых месторождений. Для практических целей следует определить главенствующий источник углеводородов по конкретным залежам и в соответствии с этим устанавливать режим их оптимальной эксплуатации. Геоэкологический подход в решении нефтегазовых проблем открывает возможность уточнить существующую классификацию запасов и ресурсов углеводородов. Процесс образования нефти и газа неиссякаем, а их запасы на планете Земля постоянно восполняемы. Высказанная идея позволяет более достоверно строить долгосрочные планы развития ТЭК и повысить эффективность экономических прогнозов.

The change of paradigms in oil-gas geology is established. The authors' gas-biogeochemical research at marine environment has allowed finding common conception of oil and gas generation. The whole point is that missing link is found in the middle of the process – chemolytoautotrophy phenomenon which produces active living matter in deep gases flux at metagenesis and catagenesis zones directly. The phenomenon is widely distributed in the earth bowels.

С.М. Астахов¹, А.Н. Резников²

(¹ОАО «Краснодарнефтегеофизика», Краснодар, e-mail: sergey.astakhov@kngf.info;
²Южный Федеральный Университет, Ростов-на-Дону, e-mail: reznikoff@mail.ru)

**Палеорекострукции, термобарические условия и прогноз
фазового состояния УВ кайнозойских отложений
Туапсинского прогиба**

S. Astakhov¹, A. Reznikov²

(¹JSC “Krasnodarneftegeophysics”, Krasnodar; ²Southern Federal University,
Rostov-on-Don)

**Paleoreconstructions, thermobaric conditions and the forecast
of the phase state of hydrocarbons of the Cenozoic deposits
in the Tuapsinsky basin**

Палеогеоморфологический критерий, используемый как основа в исследованиях, рассматривается, прежде всего, с точки зрения наличия палеорельефа и условий образования коллекторов. Зоны регионального выклинивания обычно приурочены к максимуму трансгрессии или регрессии. Локальная пространственная конфигурация зон регионального выклинивания контролирует размещение литологических ловушек.

На основании множества отрывочных данных по опорным профилям, опубликованным сейсмограммам через ТП, корреляционных зависимостей и интерполяций с откартированными частями прогиба (в основном территория суши), общим морфологическим свойствам с соседними и как принято считать во многом единообразными в структурно-тектоническом плане прогибами, эмпирическим соображениям удалось построить модель кровли и подошвы майкопских отложений.

Пользуясь так называемыми «палеослайсами» (динамические изохронные поверхности в программном комплексе «DV Seis Geo») можно провести палеоседиментационный анализ. Положение их вычисляется интерполяцией между опорными горизонтами, что позволяет изучить закономерность осадконакопления в позднем олигоцене – раннем миоцене, проследить рост основных структур, направления сноса и оконтурить зоны развития коллекторов.

Также одним из инструментов палеоанализа является возможность выравнивания горизонтов. Если выравнить разрез по одной из отражающих поверхностей, это будет соответствовать палеообстановке на момент, когда отражающая граница была плоской, то есть на момент ее образования. Имитируя процесс осадконакопления и тектонических движений, показаны наиболее вероятные участки развития трещиноватости. Если представить очаги развития трещиноватости, как пути миграции, в виде схемы и сопоставить с картой вероятностного развития коллектора по площади, используя нехитрое пересечение множеств, оконтуриваются наиболее перспективные

в конечном итоге участка.

В процессе палеотектонического анализа выявляется дополнительная информация об условиях, времени и скорости образования майкопских отложений посредством анализа мощностей между границами кровли и подошвы. Таким образом можно составить схему с областями максимумов скорости осадконакопления, оценить вес фактора и использовать как параметр для уточнения перспективности участков.

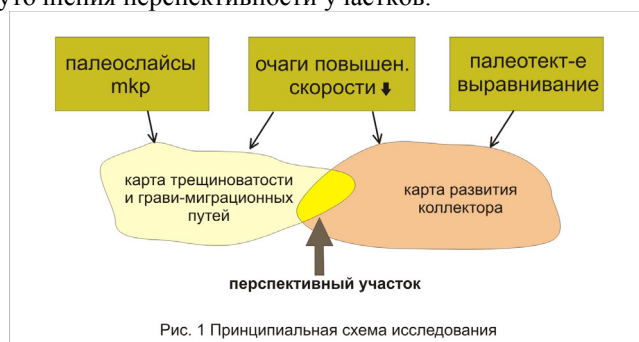


Рис. 1 Принципиальная схема исследования

Помимо этого, нами были получены уравнения зависимости пластовой температуры от глубины в хорошо изученных районах, где n – количество месторождений, r – парный коэффициент корреляции.

Керченский полуостров (эоцен - верхняя юра)

$$t_{пл} = 31,8N + 24 \pm 0,08 \quad t_{пл} (N = 1,0 - 4,4 \text{ км}; n = 18; r = 0,972) \quad (1)$$

Западное Предкавказье (нижний мел)

$$t_{пл} = 35,32N + 18 \pm 0,09 \quad t_{пл} (N = 1,3 - 5,3 \text{ км}; n = 23; r = 0,943) \quad (2)$$

Южный борт Западно-Кубанского прогиба (нижний миоцен - палеоцен)

$$t_{пл} = 25,23N + 31 \pm 0,06 \quad t_{пл} (N = 1,1 - 5,6 \text{ км}; n = 17; r = 0,981) \quad (3)$$

Южный борт Терско-Каспийского прогиба (эоцен – верхний мел)

$$t_{пл} = 24,14N + 49 \pm 0,07 \quad t_{пл} (N = 1,4 - 5,8 \text{ км}; n = 20; r = 0,942) \quad (4)$$

Северный и Средний Каспий (верхняя – средняя юра)

$$t_{пл} = 28,15N + 32 \pm 0,03 \quad t_{пл} (N = 1,5 - 4,1 \text{ км}; n = 12; r = 0,988) \quad (5)$$

По особенностям геологического строения Туапсинский прогиб Черного моря наиболее близок южному борту Западно-Кубанского прогиба. Поэтому используем уравнение (3) для расчета пластовых температур в интервале глубин 2–6 км.

Для определения параметров уравнения $P_0 = a_0 + a_1 \varepsilon_t + a_2 N$ была проведена корреляция по данным 15-ти месторождений Терско-Сунженской НГО. В итоге оно имеет вид:

$$P_0 = 34,1\varepsilon_t + 10,1N - 39,0 \pm 0,07 \quad P_0 (n = 15; r = 0,970)$$

Среднее уравнение динамокатагенеза: $D = 0,12N + 0,07 \pm 0,14D$

Используя эти зависимости получаем прогнозные значения ЭГХТ (экспоненциальной геохронотермы), ЭХБГ (экспоненциального хронобарического градиента), УПДК (условного показателя динамокатагенеза) и BF_1

Глубина, км (H)	Возраст, млн л. (T)	lgT	Температура, °С (t)	$\tau = t \lg T$	ЭГХГ ($\epsilon_{\tau} = 10^{\tau/1000}$)	P_0 , МПа	ЭХБГ ($\epsilon_B = 10^{B/1000}$)	УПДК (D)	$BF_1 = 10D/\epsilon_B$
2	25	1,398	81	113	1,30	26	1,54	0,31	2,0
3	28	1,447	106	153	1,42	40	1,89	0,43	2,3
4	31	1,491	132	197	1,57	55	2,34	0,55	2,4
5	34	1,532	157	241	1,74	71	2,90	0,67	2,3
6	38	1,580	182	288	1,94	88	3,61	0,79	2,2

(бифуркационного коэффициента) в недрах Туапсинского прогиба.

Важным достижением геосинергетической методики является возможность прогноза фазового состояния углеводородов в соответствии с вышеупомянутыми параметрами. ЭХБГ (предложен Резниковым А.Н., 1982) – это параметр, определяющий изменение начального пластового давления флюидов в ходе геологического времени. Он во многом ответственен за фазовое состояние УВ в ловушках. Каждое углеводородное скопление характеризуется значениями ϵ_{τ} и ϵ_B . Это находит свое выражение на графике. На схеме хронобаротермической зональности углеводородных скоплений земного шара представлены данные по 1600 месторождениям земного шара. На схеме выделяются 6 зон углеводородонакопления. Значения параметров, прогнозируемых для Туапсинского прогиба находятся во второй нефтяной области. Бифуркационная фазовая диаграмма построена в координатах ϵ_{τ} и BF_1 . На ней достаточно четко выделяются три главные фазовые области: нефтяная ($\epsilon_{\tau}=1,15-2,75$; $BF_1 = 1,5-5,0$), газоконденсатная ($\epsilon_{\tau}=1,40-3,20$; $BF_1 = 0,5-6,5$) и газовая нижняя ($\epsilon_{\tau}=2,40-4,50$; $BF_1 = 1,6-8,5$). Точки на диаграмме, характеризующие залежи Туапсинского прогиба на глубинах 2–6 км, находятся в нефтяной зоне. Таким образом можно дать прогноз относительно фазового состояния УВ в недрах Туапсинского прогиба.

Sequence of paleotectonic, paleosedimental and prognostic P-T characteristics of Tuapsinsky basin is reviewed. Such sequence allows to forecast different types of traps and to define zones, where they are predicted to appear. Special analyses provide an ability of “dynamic vision” of paleogeomorphological surfaces having changed during the Late Oligocene – Early Miocene. It is very important in the understanding of hydrocarbons location regularities. P-T conditions are predicted by using a function, measured by correlation of the same parameters in Tersky basin. We can also foresee type of fluid in Oligocene-Miocene “maikop” formation in Tuapsinsky basin by using special geosynergetic parameters, estimated in adjacent structurally similar basins.

А.Н. Балуховский, Т.А. Антонова, Т.Н. Гельви

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

**Количественный анализ распространения нижне-
и верхнеплейстоценовых глубоководных формаций
Индийского океана (в пределах современной площади
развития океанической коры)**

A.N. Balukhovsky, T.A. Antonova, T.N. Gelvi

(V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow)

**Quantitative analysis of distribution of the Indian Ocean lower-
and upper Pleistocene deep-sea sediment formations
(within recent area of the oceanic crust distribution)**

Геодинамический спрединговый центр океана располагается на 25° ю.ш. и 70° в.д. около о. Родригес и представляет собой тройное дивергентное сочленение индоокеанских спрединговых хребтов: Центрального, Юго-Западного и Юго-Восточного. Половина скорости раздвига этих зон спрединга с непрерывным выплавлением океанической коры определена в 25 мм/год, 8 мм/год и 35 мм/год, соответственно [1]. При современной длине Центрального хребта 6650 км возрастание площади океанической коры за счёт раздвигания в голоцене (длительность 10 тыс. лет) достигло 3325 км² и происходило со средней скоростью 425 км²/тыс. лет, в Юго-Западном хребте – при его длине в 3535 км – со средней скоростью 56.5 км²/тыс. лет, и в Юго-Восточном – при длине хребта в 6072.5 км – 425 км²/тыс. лет. При экстраполяции данных о скорости раздвижения срединных хребтов на поздний плейстоцен (его продолжительность принята в 790 тыс. лет) площадь океанической коры в Центральном хребте возросла на 262675 км², в Юго-Западном – на 44682 км² и Юго-Восточном – на 335809 км². Экстраполяция этих данных на ранний плейстоцен дала следующие результаты: площадь коры в Центральном хребте возросла на 365750 км², в Юго-Западном – на 62216 км² и в Юго-Восточном – на 467582 км². Эти данные указывают на неравномерную скорость спрединга Центрального, Юго-Западного и Юго-Восточного хребтов Индийского океана, сложившуюся в конце плиоцена – четвертичном периоде из-за более высокой скорости поглощения океанической литосферы Юго-Восточного хребта под Суматринско-Яванским желобом до о. Сумба и южной части острова Тимор включительно, а также ослабления и затруднения субдукции Индийской плиты под Памир, Каракорум, Гималаи Тетиса, Большие Гималаи и Тибет, а также к югу от Восточного гималайского синтаксиса. Начиная с раннего миоцена (22 млн лет) до современной эпохи минимальное сокращение при сжатии и пассивной

складчатости пород Гималаев Тетиса и Больших Гималаев в результате формирования складчато-надвигового пояса составило 359 км, что составляет скорость сокращения 1.6 см/год [2, 3]. В раннем плейстоцене зона палео-Центрального хребта шириной более 3325 км (приблизительно от устья Инда на западе) по широте 20° с.ш. с Индостаном на севере двигалась к северу в Аравийском море со скоростью 4 см/год. На северо-востоке Бенгальского залива в зоне выклинивания Суматринского желоба (мыс Модин дельты Иравади) – со скоростью 5 см/год, что приблизительно в 3 раза превышает скорость сокращения в Гималайском поясе. Восточнее прямой линии от точки тройного сочленения срединных хребтов до мыса Модин на северо-востоке океана направление движения юго-восточной части плиты изменяется с отклонением к востоку при сохранении общего северо-восточного направления и по мере возрастания скорости движения этой части океанской (или Индо-Юго-Восточно-Австралийской океанско-континентальной) плиты с 5.9 см/год (20° ю.ш.) до 8.4 см/год между 50° и 41° ю.ш.

Эти данные указывают на существование двух областей в восточной части Индийского океана, отличающихся по скорости и направлению движения коры океана от срединного хребта к зонам субдукции: северо-восточную и юго-западную с границей, проходящей по хребту 90°.

Начальная фаза образования океана относится к раннему мелу при преобладании карбонатно-глинистых отложений на западе и накоплении красных цеолитовых глин и кремней на востоке бассейна (во впадине Уортон и южнее) и богатые органикой глины вдоль границы с континентом [4, 5, 6]. В эоцене осуществляется переход к кайнозойскому типу развития океана и его континентального обрамления, и раздвижение срединных хребтов становится асимметричным. При его общем расширении на 525 км северный склон палео-Центрального хребта продвинулся на 420 км в Аравийском море в северном направлении. Еще более существенной скоростью разрастания в том же направлении наблюдалась в зоне хребта 90° в связи с зарождением этого поднятия сдвиговой природы (возможно, по типу разлома Элтанин или сдвига Оуэн, пересекающего дно Аравийского моря). Это движение геодинамически обусловило закрытие остаточного пролива океана Тетис. Образуется Бенгальский залив, в котором накапливались морские карбонатно-терригенные осадки эоцена, олигоценные морские песчано-глинистые и континентальные песчано-конгломератовые толщи мощностью до 3000 м. В Бенгальском заливе (и в Аравийском море) продолжает отлагаться толща терригенных турбидитов и нано-мела (до 40 % карбонатов, скв. 218) мощностью до 900 м, к югу на абиссальных глубинах сменяемая красными цеолитовыми (в эоцене с прослоями мела) глинами. В миоцене из-за гималайского горообразования и накопления формации Сивалик мощность дельтовых турбидитов и моласс достигает на континенте в дельте Ганга 6 км, в пределах Аравийского моря достигает 900 м; в дельте Брахмапутры превышает 8 км, в Бенгальском заливе (где также преобладают дельтовые турби-

диты) – более 4 км. Дельтовые осадки на широте 4° ю.ш. имеют мощность более 800 м (скв. 718). В плиоцене дельтовые языки Ганга и Брахмапутры продолжают увеличиваться по площади, несколько сокращаются в раннем плейстоцене и испытывают значительное расширение в позднем. В раннем плейстоцене сумма площадей развития терригенных формаций составила 33028 тыс. км², в позднем – 20781 тыс. км²; соответственно, объём равен 452 тыс. км³ и 264 тыс. км³. Глубоководные формации выделены по [7, 8]. Для формации глубоководных красных и цеолитовых глин и миопелагических глин нижнего плейстоцена площадь развития определена в 10310 тыс. км² и объём равен 133.4 тыс. км³. Пелагические нано- и нано-фораминиферовые илы в раннем плейстоцене занимали площади в 25065 тыс. км² при объёме в 527 тыс. км³, той же формации в позднем плейстоцене: 34136 км² и 243 тыс. км³, соответственно. Кремнистая диатомово-радиоляриевая и диатомовая формация в раннем плейстоцене занимала площадь в 16951 тыс. км², объём формации определён в 755 тыс. км³, а в позднем плейстоцене – 27886 тыс. км² и 215 тыс. км³, соответственно; гляциальная глинисто-алевритовая формация развита в раннем плейстоцене на площади 719 тыс. км² при объёме в 23 тыс. км³; в позднем плейстоцене ее площадь и объём равны 720 тыс. км² и 23 тыс. км³, соответственно.

1. Kuhn T. et al. // *Marine Geology*. 2000. Vol. 169. P. 391-409.
2. McQuarrie N. et al. Preliminary stratigraphic and structural architecture of Bhutan: Implications for the along strike architecture of the Himalayan system // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. Vol. 272. P. 100-117.
3. Gradstein F.M. et al. A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // *Episodes*. 2004. Vol. 27. No. 2.
4. Геолого-геофизический атлас Индийского океана (Гл. ред. Г.Б. Удинцев). М: АН СССР – ГУГК, 1975.
5. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л.: АН СССР, МГУ, МинГЕО СССР, 1989.
6. Левитан М.А. Палеоокеанология Индийского океана в мелу-неогене. М.: Наука, 1992. 247 с.
7. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
8. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

We have compiled two global maps of sedimentary formations and their thicknesses: for early Pleistocene (1.9–0.8 my) and late Pleistocene (0.8–0.01 my) time slices. In this work we represent results of our calculations of areas and volumes of pelagic formations for the deep-sea areas of the Indian Ocean.

О.Ю. Баталин, Н.Г. Вафина

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

**Источники образования углеводородных залежей
в конденсационной модели**

O.Yu. Batalin, N.G. Vafina

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

**Sources of Hydrocarbon Field Formation in Condensational
Model**

Согласно классической теории нефтяные залежи должны формироваться там, где погружающееся органическое вещество производит “микронефть”, то есть на глубинах 2–3 км. Хотя это ключевое положение и считается твердо установленным, в его доказательстве имеются два слабых места.

Во-первых, лабораторные эксперименты показывают, что ОВ генерирует жидкие компоненты нефти путем разрыва С-С связей только начиная с температур 250–350°C. Если, базируясь на уравнении Аррениуса, учесть фактор большой геологической продолжительности, начало генерации можно понизить до 120–180°C, что, однако, остается существенно выше температур “нефтяного окна”. При этом следует заметить, что при нагревании ОВ до температур 200°C в экспериментах образуются углекислый газ и метан, но не жидкие углеводороды, и учет геологической продолжительности процесса здесь дело изменить не могут. Тем не менее, все же считают, что наличие высокой концентрации извлекаемых из пород битумоидов на 2–3 км, свидетельствует о том, что их производит органическое вещество, находящееся на этих глубинах.

Во-вторых, как известно, остаются серьезные затруднения с объяснением “первичной” миграции. Не ясно, как рассеянная в породах “микронефть” может начать миграцию из вмещающих пород. Также нет объяснения, почему не все осадочные бассейны нефтегазоносны.

Указанные проблемы решает развиваемая авторами Конденсационная модель образования залежей [1], которая иначе, чем классическая теория, объясняет механизм формирования месторождений нефти и газа. Исходным положением модели является то, что углеводородные компоненты нефти генерируются существенно глубже мест расположения залежей. Транспортировка углеводородов в залежь, в том числе нефтяных компонентов, осуществляется в растворенном виде в составе восходящего углеводородного потока, основную молярную долю в котором составляют газовые углеводороды. Как известно, газы при высоком давлении являются хорошими растворителями для переноса нефтяных компонентов (С.Н. Белецкая). Указанная форма транспорта жидких компонентов признается всеми как наиболее реалистичная.



Рис. 1. Этапы образование нефтяной оторочки

Глубже отметки 3.5–5 км (конкретная глубина определяется компонентным составом) углеводородный поток находится в однофазном сверхкритическом состоянии, о чем свидетельствует термодинамический анализ и что подтверждает фазовое состояние углеводородных залежей, обнаруженных на больших глубинах.

При подъеме углеводородного потока выше глубины 3.5–5 км углеводородная система разделяется на жидкую и газовую фазы. Образование массивных скоплений нефти начинается с конденсации отдельных микрокапель, последующего их слияния, гравитационной сегрегации и формирования нефтяной оторочки в нижней части залежи (см. рис. 1).

Конденсационный механизм, в котором фазовые превращения восходящего потока играют ведущую роль, дает основу для объяснения, как всего процесса, так и различных сценариев формирования месторождений. Сначала образуются газонефтяные месторождения с небольшой нефтяной оторочкой, далее, из-за конденсации новых порций нефти, объем нефтяной оторочки растет, а газовая фаза, как более подвижная, уходит через покрывку. В некоторый момент нефть может полностью заполнить ловушку и начать самостоятельное движение наверх, контролируемое геометрией регионального экрана. Получается довольно сложная картина совместного и раздельного движения жидкой и газовой фаз, приводящая в определенных случаях к обобщению известного принципа дифференциального улавливания. В классической органической теории механизмы, формы и сценарии миграции углеводородов слабо проработаны, а временная последовательность этапов жизни залежей фактически не рассматривается.

Термодинамические расчеты показывают, что обособившаяся из углеводородного потока жидкая фаза обладает всеми физико-химическими свойствами нефти, а тенденции изменения с глубиной характеристик флюидов нефтяных и газовых залежей соответствуют имеющимся эмпирическим данным [1].

Важным вопросом является определение места расположения источника углеводородного потока. Как указывалось выше, образование жидких (нефтяных) углеводородов происходит при повышенных температурах 300–500 °С (или несколько меньших). Такой прогрев может быть обеспечен за счет быстрого погружения ОВ на глубину, где достижимы эти температуры; ли-

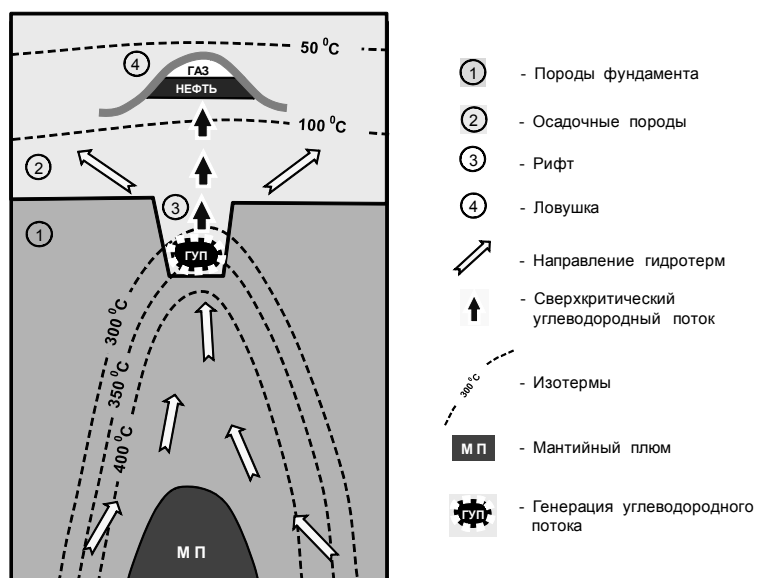


Рис. 2. Принципиальная схема генерации восходящего флюидного потока и формирования залежей

бо путем теплового воздействия на ОВ мантийных плюмов, в том числе инициированными ими высокотемпературными гидротермами. Все это наблюдается в зонах рифтов. Бассейновое моделирование рассматривает рифты, связанные с ними осадочные и нефтегазоносные бассейны, как объекты, образованные за счет прогрева земной коры мантийными плюмами [2]. В отличие от классической теории, в соответствии с развиваемыми нами представлениями, образование нефтяных компонентов возможно только при достижении повышенных температур, а не температур “нефтяного окна”. Такие факторы, как быстрое погружение, определяющее высокий нефтегенерирующий потенциал ОВ, высокие температуры, обусловленные мантийными плюмами и гидротермами, являются **достаточным** условием для образования восходящего углеводородного потока, который, при наличии покрышек, приводит к созданию залежей (рис. 2).

Нам представляется, что приведенная схема характеризует основной принцип формирования залежей нефти газа, который демонстрируется наглядным примером современного образования нефти в Калифорнийском заливе (см. схему [3]), в гидротермальном поле трога Эсканаба, в поле Срединной долины северной части хребта Хуан-де-де-Фука. Во всех указанных случаях наблюдаются высокотемпературные гидротермы, которые обеспечивают прогревание значимого слоя (300–2000 м) осадков до температур, необходимых для деструкции органического вещества.

Указанный на схеме механизм приводит к образованию нефтяных месторождений в Красном море. Вероятно, он ответственен за образование залежей на дне Северного моря (рифт Викинг). В последнем случае обнаружен факт разделения идущего снизу углеводородного потока на жидкую и газовую ветви [4], как это и должно происходить в соответствии с конденсационной моделью. Наличие большого слоя осадков, высоких температур (300–400°C в нижней части), надо полагать, являются достаточным условием для образования нефти на дне Байкала, где наблюдаются нефтепроявления, найдены морской воск и озокерит, обнаружены газогидраты. Рассчитанный нами случай Уренгойского месторождения связан с сочленением западносибирских рифтов, а также крупным астенолитом (температура 800–900°C), обнаруженным в верхней мантии на глубинах до 36–50 км. Заметим, что мантийный плюм под месторождением вполне может служить источником глубинных эманаций, попадающих в залежь. Возможно, именно это является причиной наличия гелия, а также редкоземельных и радиоактивных элементов в нефтях некоторых залежей (Р.П. Готтих, Б.И. Писоцкий).

В субдукционной модели образования нефтяных залежей, предложенной в начале 70-х годов Х.Д. Хедбергом, О.Г. Сорохтиным и Л.И. Лобковским, в соответствии с традиционными взглядами считают, что органическое вещество производит нефть при температурах “нефтяного окна”, то есть при 60–90°C. По нашим представлениям, деструкция органического вещества при субдукции будет происходить при температурах 300–500°C. Она приведет к образованию большого числа новых, более мелких молекул, что в соответствии с газовыми законами создает избыточное давление и понижает вязкость пород. В результате деструкции и высоких температур под сейсмическими поясами вязкость может быть на несколько порядков ниже.

Повышенные напряжения в породах, возникающие из-за образующихся флюидов, приводит сначала к образованию мелких очагов землетрясений. С увеличением глубины число землетрясений возрастает и достигает своего максимума на глубинах, где породы прогреваются до 300–500°C (ориентировочно, 15–30 км), что мы связываем именно с деструкцией ОВ при этих температурах. На больших глубинах происходит резкое уменьшение сейсмической активности. Примером является Курило-Камчатская островная дуга. Графики изменений числа землетрясений с глубиной для других островных дуг мира имеют похожую форму (С.А. Федотов).

Установлено, что землетрясения, за исключением очень глубоких, располагаются преимущественно между глубоководным желобом и поясом вулканов. С этой зоной мы связываем образование углеводородных потоков, которые при подъеме по системе трещин претерпевают фазовые превращения с конденсацией жидкой фазы (нефти). Если произойдет перекрытие континентальной окраины островными дугами, восходящий поток может сформировать нефтегазовые месторождения.

Далее при погружении осадков на глубину 100–200 км возникают флюидные потоки, которые пробивают узкие каналы и поднимаются вверх, прогревая на всем пути прилегающие породы до мантийных температур. Образуются вулканические пояса, в пределах которых формируется месторождения руд. Имеется ряд свидетельств определенного участия органического осадков в извержениях вулканов. Возникающие на глубинах до 500–600 км флюиды создают восходящие мантийные потоки, которые формируют задуговые и континентальные рифты, что в соответствии с приведенной выше схемой создает необходимые условия для формирования месторождений. Смятие пород в процессе субдукции создает ловушки, задерживающие восходящий флюидный поток.

Таким образом, субдукция и рифтогенез являются необходимыми геодинамическими предпосылками для генерации восходящих углеводородных потоков, формирования залежей. Подавляющее большинство нефтегазовых месторождений мира тяготеет к современным и палеорифтам и зонам субдукции (В.П. Гаврилов, 1986 г.), что объясняется, надо думать, указанными факторами. Причины образования повышенных температур и аномально высоких пластовых давлений, столь характерных для глубоководных залежей, хорошо понятны в нашей модели.

Мы не отвергаем возможности абиогенного синтеза нефти. Если на выходе с мантийных глубин возникает сверхкритический углеводородный поток, то при определенной температуре произойдет разделение системы на газовую и жидкую фазы в полном соответствии с конденсационной моделью. Известной трудностью абиогенной теории является то, что на глубинах, меньших 100 км, термодинамически устойчивым является только метан, другие важные компоненты нефти отсутствуют.

Таким образом, предлагаемый авторами конденсационный механизм образования залежей, как представляется, дает решение важных проблем, стоящих перед нефтегазовой геологией. Рассмотрение возможных источников и мест генерации нефти и газа показывает, что восходящие углеводородные потоки возникают в особых зонах при нагревании органического вещества выше 300°C. Привязка к геодинамической обстановке создает предпосылки для более определенного указания мест поиска залежей.

1. Баталин О.Ю., Вафина Н.Г. Конденсационная модель образования залежей нефти и газа. М.: Наука, 2008. 248 с.
2. Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир, 2007. 456 с.
3. Simoneit B.R.T. Hydrothermal petroleum: genesis, migration, and deposition in Guaymas Basin, Gulf of California // *Can. J. Earth. Sci.* 1985. Vol. 22. P. 1919-1929.
4. di Primio R. Unraveling secondary migration effects through the regional evaluation of PVT data: a case study from Quadrant 25, NOCS. *Org. Geochem.*, 2002. Vol. 33. P. 643-653.

The classical oil genesis theory has serious difficulties. Authors offer a new mechanism of the oil fields formation by another way than classical one. The consideration shows that only at particular areas, where the organic matter has been heated over 300°C, a supercritical hydrocarbon streams are created. Oil generation is linked with the rift formation and subduction process.

Ю.М. Берлин, М.М. Марина

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

**Нефтегазообразование в кайнозойских отложениях
Болгарского сектора Черного моря**

Y.M. Berlin, M.M. Marina

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS)

**Oil and gas generation in Cenozoic sediments of the Bulgarian
sector of the Black Sea**

Проблема оценки масштабов потенциальной нефтегазоносности недр акватории Черного моря является актуальной для всех прилегающих к Черному морю стран. Поиск и освоение морских нефтегазовых месторождений требует значительно больших материальных затрат, чем на суше, тем более, что в сферу интересов геологов-нефтяников вовлечены не только шельфы, но и континентальные склоны и их подножья. Сложившаяся обстановка остро ставит вопрос о рациональной стратегии размещения капиталовложений в поисково-разведочные работы, и поэтому выбор концепции методики прогнозирования является важной задачей. Не является исключением в этом отношении и Болгарский сектор Черного моря. В ИОРАН разработан и постоянно совершенствуется историко-генетический метод оценки перспектив нефтегазоносности акваторий, сущностью которого является выделение в разрезах осадочного чехла потенциально нефтегазоматеринских отложений, оценка степени их прогрева и прогнозирование очагов нефтегазообразования.

Исследования проводились в западном (Болгарском) секторе Черного моря. В его пределах выделены следующие основные структурные элементы (с севера на юг): Мизийская плита, Нижнекамчийский прогиб, Юго-Восточная Стара-Планина, Бургасская впадина. Кайнозойские отложения составляют значительную часть осадочного чехла недр шельфа и континентального склона. Для выделения в разрезах нефтегазоматеринских пород с прогнозом содержаний и типов органического вещества (ОВ) использовались два метода. Один из них опирался на экстраполяцию геолого-геохимической информации в структурах, прилегающих к акватории областей суши, на подводное продолжение неразбуренных геологических структур, имеющих очевидное сходство с первыми по сейсмическим данным. Допол-

нительно также использовались данные геохимических анализов на пиролитическом хроматографическом анализаторе Rock-Eval образцов кернов и шлама в пробуренных морских скважинах. Другой метод – исходит из статистического анализа изменчивости содержаний органического углерода (Сорг) в геологически разнотипных объектах подводной стратисферы. В его основе лежат численные модели, учитывающие влияние на концентрации (Сорг) важнейших геологических характеристик, получаемых с помощью геофизических методов, прежде всего, методом сейсмостратиграфии: возраста, литологического состава, скорости седиментации отложений и морфоструктурную приуроченность объекта оценивания.

Тип исходного ОБ (тип керогена) в акваториальных разрезах осадочного чехла прогнозировался на основе экстраполяции известных химико-битуминологических критериев с хорошо изученных разрезов обрамляющей суши, а также пиролитических данных, полученных на приборе Rock-Eval. Полученные при изучении кернов геохимические данные свидетельствует о том, что среди пород кайнозоя довольно высоким генерационным потенциалом отличаются средне-верхнеэоценовые и олигоцен-нижнемиоценовые (майкопские) комплексы отложений, для которых были построены две схематические карты распределения содержаний Сорг и типов керогена.

Средне-верхнеэоценовые нефтегазоматеринские отложения распространены в пределах Нижнекамчийского прогиба, в том числе его склоновой части и прилегающей зоне Западно-Черноморской впадины, а также в глубоководной части Бургасской впадины. Они сложены в основном чередованием глин, алевролитов и (редко) мергелей. ОБ в этих отложениях на большей части рассматриваемой территории Нижнекамчийского прогиба с переходом в глубоководную его часть, возможно, II типа (сапропелевый), генерирующий в основном нефтяные углеводороды (УВ). Кероген III типа (гумусовый), генерирующий газы, УВ, окаймляет прогиб с севера, северо-востока и юго-запада. Сорг составляет в среднем 0,4–0,6 %. В глубоководной части Бургасской впадины, наоборот, прогнозируется более широкое распространение керогена III типа, а на юго-востоке внутри этой зоны – возможно II типа.

Оligоцен-нижнемиоценовые отложения, судя по данным морских скважин, представлены терригенными образованиями с преобладанием глин и с подчиненными значениями алевролитов, песчаников и мергелей. Почти по всей территории Нижнекамчийского прогиба уверенно прогнозируется кероген II типа. Кроме того, возможно его присутствие в породах северо-западной части склона. По обрамлениям прогиба прогнозируется кероген возможно III типа. Концентрации Сорг меняются в пределах от 0,8 % до 1,4 %. В отложениях большей части Бургасской впадины тип керогена – III, и только в крайней юго-восточной его части – прогнозируется возможно II его тип.

Как известно, оценка температур на различных глубинах под дном позволяет фиксировать уровень геохимической зрелости ОБ различных стра-

тиграфических горизонтов в конкретных районах изучаемых акваторий. Согласно историко-генетическому методу, прогноз современных температурных условий залегания осадочных толщ, в том числе потенциально нефтегазоматеринских, проводится в основном путем применения стационарного уравнения теплопроводности. Температуры рассчитываются по системе оценочных разрезов, частота расположения которых зависит от особенностей тектонического строения акваториального региона и количества имеющихся геотермических данных. Не являются исключением проведенные расчеты современных температур в разрезах осадочного чехла Болгарского сектора Черного моря. Расчеты проводились в нескольких десятках оценочных разрезов, ряд из которых приурочен к конкретным буровым скважинам. В соответствии с принятой методикой, для получения достоверных оценок температур необходимы данные о плотности теплового потока, теплопроводности и мощности отложений. Для получения оценок средних значений первого параметра в районах расположения расчетных точек, были привлечены геотермические материалы по континентальному обрамлению: карта плотности теплового потока по восточной части Болгарии и данные замеров температур в скважинах, в том числе и морских. Полученные данные на основе структурно-формационной зональности экстраполировались в акваториальную часть региона. При стационарном тепловом потоке в расчетах принимается плотность глубинного теплового потока. Установлено, что такой поток в рассматриваемом регионе характерен для шельфовой зоны и верхней части склона. Для четвертичного и, в ряде случаев, неогенового комплексов, накопление которых протекало при скоростях более 150 м/млн лет (условия нестационарного теплового потока) вместо значений плотности глубинного потока использовались фактические замеры теплового потока у дна. Такие условия характерны частично для склона и прилегающей глубоководной части Западно-Черноморской впадины. Количественный прогноз теплопроводности сделан на основе установленной корреляционной связи между этим параметром и плотностью пород; последняя уверенно прогнозируется по сейсмическим скоростям. Итогом проведенных расчетов явилось построение двух карт распределения современных температур по подошве олигоцена и среднего миоцена. На большей части шельфа Болгарии подошва олигоценых отложений характеризуется довольно низкими температурами, не превышающими часто даже 80°C. Нарастание температур до 140–150°C происходит в юго-восточном направлении и характерно для склона и прилегающей глубоководной части впадины. В Бургасской впадине максимальные температуры – 70–75°C. По подошве среднего эоцена в шельфовой части Нижнекамчийского прогиба температуры меняются ориентировочно с северо-запада на юго-восток от 80°C в прибрежной части акватории до 120°C, что отвечает температурным условиям верхней части главной зоны нефтеобразования. Далее в юго-восточном направлении в зоне склона и прилегающей западной глубоководной части

Черного моря температуры увеличиваются до 220°C, что соответствует условиям главной зоны газообразования. В Бургасской впадине прогнозируемые температуры в основании среднего эоцена составляют 80–100°C.

На основе сопоставления рассмотренных карт содержаний и типов ОБ с картами температур для шельфа и склона Болгарского сектора Черного моря составлены две схематические карты распределения очагов генерации нефтяных и газовых (УВ): в олигоцен-нижнемиоценовых (майкопских) и средне-верхнеэоценовых отложениях. Для первых из них прогнозируется сапропелевый тип ОБ (II тип керогена). Температуры даже в районе склона не превышают 140°C. Поэтому на карте в шельфовой части Нижнекамчийского прогиба и Бургасской впадины показаны только зона начального нефтеобразования (80°C). На карте очагов генерации в средне-верхнеэоценовых отложениях наблюдается более сложная картина. Это связано с распределением типов ОБ, где прогнозируется не только сапропелевое, но и гумусовое ОБ (III тип), а также с значительно более высокими температурами прогрева отложений. В Нижнекамчийском прогибе выделены с запада на восток зоны начальной (70–135°C) и завершенной (135–180°C) генерации нефтяных УВ и зона высокотемпературного газообразования (более 180°C). Две первые из них обрамлены зоной низкотемпературной генерации газовых УВ, в пределах которой в 1993 году в эоценовых отложениях открыто газовое месторождение Галата. Зоны низкотемпературного газообразования и начальной генерации нефтяных УВ прогнозируются также в Бургасской впадине.

Сопоставление выделенных очагов генерации УВ с другими известными предпосылками нефтегазоносности позволяет сформулировать перспективные направления поисково-разведочных работ на нефть и газ. Наиболее актуальным в этом направлении является дальнейшее изучение геологического строения континентального склона Болгарии. Для этого необходимо проведение детальных сейсмических исследований с высокой разрешающей способностью. Выполненный на этой основе сейсмостратиграфический анализ позволит более уверенно прогнозировать мощности комплексов и их литофациальную изменчивость.

The scales of oil and gas generation in Genozoic sediments of the Bulgarian sector of the Black sea were evaluated on the basis of historical-genetic method developed at Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences. Predicted distribution in sedimentary cover sections of the main oil and gas source formations is presented and modern temperature conditions of their occurrence are calculated. Based on these data, possible oil and oil-gas bearing perspectives are determined and specific recommendations are given for exploratory reconnaissance work.

М.Г. Вахнин

(Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, oilkominc@mail.ru)

Особенности формирования и распределения локальных структур на шельфе Печорского моря в связи с нефтегазоносностью

M.G. Vakhnin

(Institute of geology of Komi SC UB RAS, Syktyvkar, oilkominc@mail.ru)

Features of formation and distribution of local structures on the shelf of the Pechora Sea in connection with oil-and-gas content

Распространение месторождений нефти и газа на арктическом шельфе определяется особенностями строения осадочных пород, геологическим развитием и во многом зависит от наличия антиклинальных структур, в которых размещается подавляющее большинство существующих залежей углеводородов. Одним из перспективных шельфов России, богатых ресурсами углеводородов, является шельф Печорского моря. На данной территории открыты месторождения нефти Варандей-море, Медыньское-море, Приразломное, Поморское газоконденсатное и Северо-Гуляевское нефтегазоконденсатное месторождения. Печороморский шельф является одним из наиболее изученных по сравнению с другими морями Арктики. Однако изученность бурением остается очень низкой, в среднем одна скважина на 16,6 тыс. км. На максимальную глубину пробурена только скважина на месторождении Медыньское-море, вскрывшая отложения ордовика–девона.

Изучение Печороморского шельфа, поиск месторождений нефти и газа могут стать более эффективными при знании закономерностей распределения локальных структур севера Тимано-Печорской провинции и интерполяции данных закономерностей на акваториальную часть шельфа в пределах структурных элементов провинции.

Структурные элементы осадочного чехла севера Тимано-Печорской провинции трассируются в его экваториальную часть. При этом на фоне возрастания глубин залегания тех или иных горизонтов осадочного чехла в направлении Восточно-Баренцовского мегапрогиба снижается контрастность структурного плана и отмечается левостороннее смещение валов, мегахвалов и ступеней [1].

В пределах северной части Баренцево-Карского шельфа можно выявить, как минимум, четыре региональные потенциально нефте-газоматеринские толщи: карбонатно-глинистая нижнего–среднего девона; глинистая нижнего–среднего триаса; карбонатно-глинистая средней–верхней юры и терригенная мелового возраста [2].

Данная территория содержит фрагменты разнопорядковых структурно-тектонических элементов Тимано-Печорской провинции. Структурно-текто-

нические элементы I порядка контролируют тектонические элементы II порядка и локальный структурный план (III и IV порядок). 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 [3].

Целью исследований было изучение плотностей распределения локальных структур, их основные морфологические характеристики (площадь, удлинение, амплитуда, объем и др.) для различных тектонических элементов севера Тимано-Печорской провинции и ее акваториального продолжения. Плотность размещения локальных структур в северной части Тимано-Печорской провинции составляет 0,59 на 100 км². По нефтегазоносным областям (НГО) и районам (НГР) плотность размещения локальных структур распределяется следующим образом: Малоземельско-Колгуевский НГР – 0,30; Печоро-Колвинская НГО – 0,70; Хорейверская НГО – 0,93; Варандей-Адзвинская НГО – 0,49; Коратаихинский НГР – 0,16. Низкая плотность для Малоземельско-Колгуевского и Коратаихинского НГР является следствием недостаточной изученности. Распределение размеров локальных структур составляет от 1 до 240 км², при этом среднее значение около 22 км². По степени удлинения локальных структур, определяемого отношением их длины к ширине, преобладают удлиненные (отношение два к одному и более); как правило, они приурочены к разломам. По амплитуде преобладают среднеамплитудные (40–90 м). В зонах разрывных нарушений, как правило, приуроченных к разломам, наблюдается значительное изменение морфологических свойств локальных структур: удлинение более чем в три раза, преобладание высоких амплитуд. Это свойственно для 70–80 % локальных структур вблизи разломов. Данные закономерности сохраняются для структурных элементов и в районе Печероморского шельфа.

Для Печорской плиты происходит увеличение сдвиговых нарушений основных разломов в области ее акваториального продолжения. Наблюдается левосдвиговые смещения разломов, ограничивающие тектонические элементы I-II порядков, таких как Малоземельско-Колгуевская моноклираль, Печоро-Колвинский авлакоген, Хорейверская впадина, Варандей-Адзвинская структурная зона. Амплитуда смещения структурных элементов по горизонтали достигает 25 км на границе суша–море. Это приводит к осложнению структурного плана и изменению ориентировки локальных структур на северо-запад в пределах 5–10 градусов.

Также отмечается тенденция к выполаживанию структурных элементов в северном направлении. При этом в районах, прилегающих к Новой Земле, появляются высокоамплитудные складчатые формы, такие как Междушарская, и ограниченные разломами горстообразные поднятия.

Так как степень изученности шельфа меньше, чем суши, то можно предположить, что на шельфе будут преобладать крупные и высокоамплитудные локальные структуры при существенно меньшем количестве мелких структур.

По степени перспективности необходимо отметить участки, являющиеся морским продолжением восточной части Хорейверской впадины, а также часть Варандей-Адвинской структурно зоны; это валы Сорокина и Гамбурцева. На данной территории находятся все перспективные нефтегазные комплексы, начиная с теригенно-карбонатного ордовикско-силурского до верхнепермско-триасового. Здесь выявлены месторождения на шельфах: Варандей-море, Долгинское, Медыньское-море, Приразломное. Также перспективными районами являются шельфовые продолжения Колвинского мегавала, Шапкино-Юрьяхинского вала и Песчаноозерской структурной зоны. На этих структурах обнаружено подавляющее большинство открытых месторождений в северной части Тимано-Печорского нефтегазонального бассейна.

Морфологический анализ локальных структур на суше и на шельфе позволяет установить, что их большая часть имеет достаточно близкие по значению параметры, которые могут служить основой усредненной прогнозной оценки локального структурного плана субаквальной части Тимано-Печорской нефтегазональной провинции.

1. Малышев Н.А. Тектоника, эволюция и нефтегазональность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. С. 118-119.
2. Тимонин Н.И. Оценка перспектив нефтегазональности Баренцево-Карского шельфа России // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 125-126.
3. Геодинамика и нефтегазональность Арктики / В.П. Гаврилов, Ю.Ф. Федоровский, Ю.А. Тронов и др. М.: Недра, 1993. 323 с.

The analysis of local structure of the northern Timan-Pechora province and made the interpolation result to the territory shelf Pechora Sea. Analysis of local structures on land and offshore allows us to establish that the bulk has similar options and could be used to assess the prospects for oil and gas exploration on the shelf of the Pechora Sea.

Б.М. Валяев

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

Эндогенные факторы структурно-тектонического и геодинамического контроля процессов нефтегазонакопления

B.M. Valyaev

(Oil and Gas Research Institute RAS, Moscow)

Endogenic factors of the structural tectonic and geodynamic control of the processes of the oil and gas accumulation

Роль структурно-тектонических факторов в контроле процессов нефтегазонакопления (НГН), как представляется, исследована досконально. Эти факторы рассматриваются в качестве ведущих при формировании месторождений и классификации ловушек, при выделении и классификации зон НГН, при изучении и классификации нефтегазоносных бассейнов и мн. др. Не менее важна и роль геодинамических факторов в механизмах процессов НГН, в выделении и изучении тех же бассейнов, узлов и поясов НГН и др. Новый импульс работам по изучению этих факторов последовал после смены фиксистской парадигмы в геотектонике на мобилистскую. Следует отметить, однако, что роль структурно-тектонических и геодинамических факторов в процессах НГН остается не полностью раскрытой из-за консерватизма в представлениях о генезисе нефти и газа. Для подтверждения этого заключения достаточно привести две цитаты из новейшего фундаментального труда по геологии нефти и газа ведущего российского специалиста В.С. Шеина: «Большинство сторонников теории литосферных плит приняло за основу органическую теорию происхождения нефти и газа. Таковую же позицию занимает и автор настоящей книги» [1, с. 67]. И далее «Являясь сторонником теории органического происхождения углеводородов, мы полагаем, что нефтегазоносность обусловлена, прежде всего, осадконакоплением, то есть чем больше мощность, объем осадков, скорость их накопления, чем более благоприятны условия захоронения и преобразования органического вещества, тем больше вероятность нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Это положение использовано при рассмотрении геодинамических условий нефтегазонакопления в пределах нефтегазоносных и потенциально нефтегазоносных бассейнов» [1, с. 69]. В последнее десятилетие в работах ряда ведущих геологов-нефтяников получил признание флюидодинамический фактор. В соответствии с ним учитывается участие глубинных флюидов в процессах генерации нефти и газа из ОВ осадочных пород. Однако из углеводородов в составе этих флюидов допускается участие только метана, причем в ограниченных масштабах. Ниже будет рассмотрен большой спектр новых данных, свидетельствующих о решающем участии глубинных углеводородных флюидов в формировании скоплений углеводородов традиционного и нетрадиционного типов.

Современные представления о роли нефтематеринских пород в процессах нефтегазообразования, в сущности, были сформулированы сорок лет назад. Повсюдность нефтеобразования из пород, даже обогащенных органическим веществом в малой степени, требовала распространения этих пород на больших площадях. Генерация углеводородов в процессах преобразования ОВ осадочных пород в катагенезе происходила медленно, растягиваясь на десятки и сотни миллионов лет. Необходим был сбор образовавшейся «микронепти» с этих больших *нефтегазосборных площадей*. Сорок лет назад такого рода нефтегазосборы с латеральной миграцией для верхних этажей нефтегазоносности осадочных бассейнов (до глубин 3 км), слабо нарушенных разрывными нарушениями, уже вызывали сомнения у многих специалистов. К настоящему времени более чем по 100 нефтегазоносным бассейнам имеются данные сейсмических исследований и глубокого бурения. В соответствии с ними низы осадочного разреза нефтегазоносных бассейнов осложнены крупными разрывными нарушениями, прослеживающимися в складчатый и кристаллический фундамент. Такая ситуация особенно характерна для бассейнов на континентальных окраинах Мирового океана. Для их осадочного выполнения отмечается сильная изменчивость литологического состава и, как следствие, обычное отсутствие в низах разреза регионально распространенных покрышек и коллекторов. Тем самым затруднена латеральная миграция углеводородов и возможности их сбора с больших площадей при формировании крупных и гигантских скоплений. Однако такие месторождения обнаружены и в этих условиях (в Северном море, на континентальном склоне в Нигерии и Бразилии и др.).

В традиционных трактовках процессов нефтегазонакопления нефтегазопоявления на поверхности Земли и углеводородные разгрузки на дне океана рассматриваются как следствие процессов разрушения существующих месторождений нефти и газа, как элемент их плохой сохранности или консервации. Однако новые оценки интенсивности сквозных разгрузок углеводородов через дно океана, полученные нами [2] и другими специалистами [3, 4], не согласуются с такими трактовками. Значительная часть этих разгрузок (потоков углеводородов) перехватывается с формированием скоплений газогидратов в приповерхностных осадках континентальных окраин в интервале зоны стабильности газогидратов. По последним оценкам ресурсы метана в газогидратах составляют 5000 трлн м³, и из них 96 % приурочены к континентальным окраинам. С учетом крайне неравномерного распространения газогидратов на континентальных окраинах их формирование не могло быть обеспечено за счет микробиальных газов как по масштабам, так и в связи с тем, что латеральная миграция углеводородов в приповерхностных осадках исключена из-за отсутствия регионально выдержанных флюидопоров. Остается вариант с локализованными потоками глубинных углеводородных флюидов [2, 5, 6].

В последние годы структуры, контролирующие каналы масштабных вертикальных перетоков, а также дальнюю латеральную миграцию глубинных углеводородов, прослежены не только в низах осадочного разреза нефтегазоносных бассейнов, но и в их фундаменте. Наиболее ярко они выражены для систем рифтовых прогибов нефтегазоносных бассейнов рифтогенного типа. Узлы тройного пересечения рифтовых систем контролируют самые крупные нефтегазовые и газоконденсатные месторождения на севере Западной Сибири, в Северном море [7]. На целом ряде гигантских месторождений севера Западной Сибири детальными сейсмическими исследованиями (3D) выявлена сеть разрывных нарушений, контролирующих перетоки глубинных углеводородов, корни которых уходят в фундамент. При этом для разрывных нарушений выявлена сдвиговая компонента движений, играющая важную роль в формировании валлообразных структур и в периодическом раскрытии каналов перетоков [8]. Для «газовых труб», контролирующих газоконденсатные и газовые залежи ряда гигантских месторождений Западной Сибири (Уренгойского, Ямбургского, Тазовского и др.) характерны корни, уходящие в низы осадочного чехла и консолидированную кору. Зоны пониженных сейсмических скоростей в поперечнике от 4 до 16 км прослежены уже до глубин 14 км [9]. Корни систем дизъюнктивных нарушений в низах рифтогенных нефтегазоносных бассейнов континентальных окраин уходят вплоть до депоцетров максимальных мощностей их осадочного выполнения [10]. С этими депоцетрами ассоциируются многочисленные крупнейшие нефтегазовые месторождения не только в основании осадочного разреза. Так, открытое в центральной части Персидского залива газовое месторождение Север (Nord)- Южный Парс оказалось самым крупным (более 17 трлн м³) из ныне известных суперуникальных месторождений. Оно ассоциируется с трогом Дезфул, где надежная изоляция скопления газа в пермских отложениях обеспечивается соленосными отложениями триаса.

Анализ распространения нефтегазовых скоплений в крупнейших нефтегазоносных бассейнах выполнен в ряде работ К.Н. Кравченко [11, и мн. др.]. Он показал, что наиболее погруженные зоны бассейнов (депоцетры) оказались источником углеводородов для формирования месторождений как в верхних этажах этих бассейнов (вертикальная миграция), так и на пологих их бортах в результате дальней латеральной миграции. Корни такой дальней миграции при формировании суперуникальных скоплений тяжелых нефтей в Атабаске (Канада) уходят под складчатое сооружение Скалистых гор, а в бассейне Оффисина (Венесуэла) под Карибские Анды. С феноменом дальней латеральной миграции связана активная разгрузка углеводородов через каналы грязевых вулканов на восточном крае призмы Барбадос. В этом случае каналы миграции глубинных углеводородов оказываются приуроченными к зонам деколлемента и протодеколлемента в океанической коре, а корни источников углеводородов уходят в очаги под островную дугу Мало-Антильских островов.

Исследование тектонических структур, контролирующих магистральные каналы вторжения глубинных углеводородных флюидов только начинаются. Вместе с изучением широко развитой в осадочном выполнении нефтегазоносных бассейнов «распределительной» сети каналов, задействованных в перетоках нефти и газа при формировании их скоплений [12], такого рода исследования могут обеспечить выбор новых стратегических направлений поисковых работ, дальнейшую их оптимизацию и открытие месторождений новых нетрадиционных типов.

Работа выполнена при финансовой поддержке по Программе № 14 Президиума РАН (проект 1.3.1) и Российского фонда фундаментальных исследований (грант 07-05-00541а).

1. Шеин В.С. Геология и нефтегазоносность России. М.: ВНИГНИ, 2006. 776 с.
2. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Углеводородная дегазация через дно океана: локализованные проявления, масштабы, значимость. Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2002. С. 7-36.
3. Иванов М.К. Потoki углеводородных флюидов на глубоководных окраинах Европы и связанные с ними явления // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2000. № 5. С. 31-44.
4. Judd A., Hovland M. Seabed fluid flow. The impact on Geology, Biology and Marine Environment. Cambridge University Press, 2007. 475 pp.
5. Валяев Б.М., Леонов С.А., Титков Г.А., Чудецкий М.Ю. Локализованные потоки и перетоки углеводородов в стратиферу и генезис нефтегазовых месторождений. Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Материалы Второй Международной конференции. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 43-45.
6. Valyaev B.M. Flows and seepages of deep fluids on ocean margins; volume, origin, significance. Ocean Margin Research Conference, Paris (France). 15-17 September 2003. P. 44.
7. Смирнова М.Н. Нефтегазоносные кольцевые структуры – каналы миграции углеводородных флюидов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М.: ВНИИОЭНГ, 2002, № 5. С. 20-27.
8. Тимурзиев А.И. Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонический и флюидодинамический аспекты (в связи с нефтегазоносностью). Диссертация на соискание ученой степени доктора геол.-мин.наук. ОАО «Центральная геофизическая экспедиция». М., 2009. 330 с.
9. Гатаулин Р.М. Цилиндрические зоны коллапса – «газовые трубы» севера Западной Сибири. Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 222-238.
10. Григоренко Ю.Н., Мирчинк И.М., Белонин М.Д. и др. Зоны нефтегазоаккумуляции окраин континентов. М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. 432 с.

11. Кравченко К.Н. К развитию учения И.О. Брода о нефтегазоносных бассейнах (к 100-летию со дня рождения). // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М.: ВНИИОЭНГ, 2002. № 4. С. 57-76.
12. Valyaev B.M. Injection and migration channels of hydrocarbon in the structure of oil and gas fields. Proceedings of the 1998 International Gas Research Conference. V.1: Exploration and Production. San Diego, California, USA. 1998. P. 251-256.

At present the genetic aspect of the role of the structural tectonic and geodynamic factors in the processes of the oil and gas accumulation have studied inadequately. New data show that genetic role of these factors are realized by means of the invasion of the deep hydrocarbon fluids along the systems of the main and distributive channels in the tectonic structure of the oil-gas basins.

**Головинский В.И.¹, Грабская В.Е.², Сенин Б.В.¹,
Хортгов А.В.¹**

¹ОАО «Союзморгео», Геленджик, e-mail: smg@gelon.ru;

²ООО «Шлюмберже-Восток», Москва)

**Седиментационные ловушки УВ в разрезе кайнозойских
отложений российской части Черного моря**

Golovinsky V.I.¹, Grabskaya V.E.², Senin B.V.¹, Khortov A.V.¹

¹SOUZMORGEO company, Gelendgik, ²SCHLUMBERGER company, Moscow)

**Sedimentary trips of the hydrocarbons in canozoic deposits
on the Russian part of the Black Sea**

Традиционным направлением, развиваемым с конца 60-х годов в северо-восточной части Черного моря, является поиск антиклинальных ловушек нефти и газа в кайнозойском комплексе Туапсинского прогиба и его обрамления [1, 2, 3, 9]. Туапсинский прогиб закартирован сейсморазведкой по отражающему горизонту Па в кровле эоцена и протягивается от района Гагра-Сочи до района г. Анапа, пересекая под острым углом центральную часть Прикавказского шельфа и континентального склона. Прогиб асимметричен и имеет узкое и крутое северо-восточное и пологое, широкое юго-западное крылья. Его протяженность, как уже упоминалось выше составляет около 250 км при ширине до 50 км. Мощность кайнозойских отложений, заполняющих прогиб, достигает в его центральной части 6–7 км. Подстилающий горизонт Па в его наиболее погруженной части залегает на глубинах до 10000 м.

По подошве плиоценовых отложений в Туапсинском прогибе намечается до шести линий антиклинальных складок северо-западного простирания

при средней ширине от 3 до 4 км. С крутыми юго-западными крыльями складок нередко связаны серии взбросов и взбросо-надвигов. Более пологие северо-восточные крылья имеют сравнительно небольшие (градусы и первые десятки градусов) углы наклона. Замковые части складок нередко размыты и выражены в рельефе дна в виде островершинных протяженных гребней, свидетельствующих о тектонической "молодости" и продолжающемся развитии складок. Относительная амплитуда отдельных складок достигает 1,0–1,5 км.

Линейные складки прогиба затухают по мере приближения к меридиану г. Анапа; отсутствуют они и на пологом юго-западном борту прогиба. Здесь происходит резкое сокращение мощности олигоцен-миоценовой толщи вплоть до её полного выклинивания к прибортовой зоне прогиба.

В пользу высокой продуктивности кайнозоя говорят образцы грязевулканической бречии, поднятые с вершин складок в рельефе дна Туапсинского прогиба и содержащие обильные включения жидкой нефти. Последние по ряду признаков имеют глубинно-миграционное происхождение, связанное с отложениями низов майкопа. В настоящем докладе рассматриваются результаты поисков УВ, связанных с неантиклинальными залежами нефти и газа в отложениях олигоцен-миоценового комплекса.

Сеймостратиграфический анализ региональных и детально-поисковых материалов МОГТ, включая трехмерные данные, позволил выделить и зартировать в пределах средне-верхнемиоценового сейсмокомплекса седиментационные образования, природа которых дискуссионна и может быть связана либо с лавинной седиментацией [4], либо с рифовыми постройками. Такая взаимоисключающая трактовка полученных материалов связана с отсутствием устойчивых представлений об особенностях миоценового осадконакопления в пределах района исследования. Основным критерием выделения этого сейсмокомплекса, стратиграфически приуроченного к чокракумеотису, является наличие интервала хаотической, местами косослоистой записи волнового поля.

Выделенный сейсмокомплекс, а также подстилающие его отложения верхней части майкопской серии представляют нефтегазопроисловый интерес с точки зрения вполне вероятного наличия в них песчанистых пород-коллекторов, а также с точки зрения мировой статистики, согласно которой большинство известных на сегодняшний день месторождений в кайнозойских толщах связаны именно с конусами выноса. Другая, альтернативная точка зрения, основанная на анализе скоростей и динамическо-кинематических особенностей записи этого сейсмокомплекса, позволяет предположить в исследуемом интервале наличие рифовых построек.

Скоростная характеристика разреза изучалась многочисленными исследователями и отражена в различных отчётах и монографиях. При структурных построениях в северо-восточной части Черного моря использовались осредненные значения V_{cp} получаемые при работах МОВ-ОГТ с использо-

ванием временной миграции до суммирования. Погрешность определения этих значений зависит от методики работ и качества полевого материала, в том числе – от устойчивости динамических характеристик отражённых волн вдоль отражающих границ.

Скоростные графики имеют чётко выраженную форму, характеризующуюся низкоскоростной плавной кривой в верхней части разреза и резко возрастающей (градиентной) – для нижней части. В верхнем интервале разреза значения скоростей меняются от 1450–1500 м/с – на поверхности дна, до 1900–3300 м/с – на временах регистрации кайнозойских сейсмокомплексов.

В процессе проведения экспертной переобработки по отдельным профилям и в последствии при переобработке всех сейсмических данных, включая данные трехмерной сейсморазведки, с использованием процедур веерной фильтрации в области ПВ, подавления кратных волн с использованием высокоразрешающего анти-алиасингового параболического преобразования Radon, временной миграции до суммирования (PSTM) были получены результативные сейсмические разрезы, имеющие лучшие динамические и корреляционные характеристики.

По результатам динамической обработки материалов последних лет в пределах северо-восточной части Черного моря предположительно в интервале чокрака выделены значительные по площади аномалии, которые проявляются на вертикальных сечениях и в плане по увеличению толщин интервала и динамическим характеристикам (понижение уровня амплитуд). По общепринятым признакам – локальная потеря динамики сейсмической записи внутри объектов, плоское отражение в подошве, холмообразная конфигурация осей синфазности, облегающих их верхнюю часть, налегание отражений на склоны, эти объекты можно отнести к аномалиям типа «риф». Учитывая пространственное положение выявленных аномалий, в противовес «рифовой» гипотезе возможно отождествить их с локальными линзовидными объектами седиментационно-оползневого генезиса, а именно с конусами выноса (рис. 1). Размер выделенных объектов в среднем изменяется от 15 до 60 кв. км. При этом их амплитуда достигает 200 м. Обособляются объекты не только при сейсмофациальном районировании. Так на вертикальном сечении разрезов акустического импеданса отмечены вариации значений параметра по латерали и вертикали – относительно резкие скачки импеданса в кровле и подошве объекта, а также вне его латеральных границ. Внутри объектов изменения параметра незначительны. На вертикальном сечении разрезов плотностей объекты характеризуются относительным повышением параметра на фоне вмещающих отложений. В интервале отложений чокрака прослеживается несколько аномалий типа «яркое пятно» и «тусклое пятно». Изучение динамических характеристик (сейсмических атрибутов) позволило выделить аномалии волнового поля, которые также приурочены к сводовым частям складок структур. На карте преобладающей частоты эта зона выделяется пониженными частотами и имеет вытянутую

вдоль оси складки форму. Аналогичная картина наблюдается на карте средне-квадратических амплитуд, где наблюдается зона с пониженными значениями амплитуд. Такое поведение сейсмических атрибутов может объясняться поглощением амплитуд и высоких частот, что, в свою очередь, можно связать как с повышенной трещиноватостью пород, так и с наличием углеводородной залежи в этом интервале разреза. Сравнение карт амплитудных атрибутов, а также временных разрезов и разрезов кубов сейсмических атрибутов показывает, что вероятнее всего, эти аномалии обусловлены развитием зоны трещиноватости.

Аномалии увеличенных значений атрибута (преобладающая частота и амплитуда) наблюдаются в сводовых частях структур. Такое повышение значений атрибута может быть связано с появлением в разрезе тонкослоистого переслаивания пород с увеличенным значением акустического импеданса. Как вариант, это может быть переслаивание песчаников и плотных глин (возможно мергелей). Безусловно эти аномальные зоны следует учитывать при проектировании разведочных скважин и дальнейшем изучении месторождения.

Помимо динамических особенностей, объекты чокракского–меотического интервала имеют специфические скоростные характеристики. Отмечено, что в пределах аномального объекта интервальные скорости исследуемого интервала несколько уменьшаются. Анализ динамических, кинематических и скоростных особенностей выявленных образований в прибортовой части бассейна свидетельствует о вероятности развития погребенного седиментационно-эрозионного рельефа, связанного с понтийской регрессией и последующей киммерийской трансгрессией моря [7]. Тогда выявленные аномалии типа «риф» являются останцами шельфовых карбонатов меотиса, образованных в период уровня падения позднепонтического моря и обширным размывом понтических, миоценовых и даже майкопских отложений. Остановочный рельеф выровнен отложениями глинистыми киммерия.

Окончательно природу и литологический состав выявленных объектов можно установить только по результатам бурения.

Интересной особенностью кайнозоя Черного моря является наличие интенсивных амплитудных аномалий, параллельных дну моря и секущих оси синфазности в верхней части разреза (отложения четвертичного возраста). На сейсмических разрезах наблюдается несколько “этажей” таких аномалий, расположенных практически друг под другом. После анализа материалов прошлых лет и данных о геологии региона был сделан вывод, что причиной образования таких аномалий (известных в литературе как BSR) могут служить газогидратные залежи, широко распространенные в Туапсинском прогибе и фрагментарно проявляющиеся в волновом поле. Многоэтажный характер аномалий может объясняться тем, что различные компоненты природного газа имеют разную температуру гидродинамического равновесия, и таким образом происходит их естественная дифференциация при движении вверх по разрезу, в зависимости от их химического состава и P-T условий.

В процессе исследований было выделено более двух десятков отражающих горизонтов BSR, которые были закартированы и оконтурены в пределах прогиба по результатам переобработки региональных и детально-поисковых работ. Зоны развития газогидратов следует рассматривать как участки, требующие наибольшего внимания в процессе проведения бурения: в дальнейшем, по мере развития технологий добычи, они могут быть отнесены к перспективным объектам.

Таким образом, динамическая интерпретация сейсмических материалов показывает, что в пределах исследуемых кайнозойских сейсмокомплексов по материалам МОГТ могут быть выделены различные сейсмофациальные зоны.

На основании комплексной переобработки региональных профилей и детально-поисковых и трехмерных съемок стало возможным реально проследить сейсмофациальные особенности миоценовых отложений, выявить источник направление сноса осадочного материала по направлению клиноформ. Рассматривая условия образования этих отложений, следует отметить, что одним из источников сноса в средне-верхнемиоценовое время, кроме Центрального и Северо-Западного Кавказа [1, 2, 7, 9], также могла выступать Восточно-Европейская платформа [8].

Выполненные на основании сейсмического профилирования литолого-фациальные и палеогеографические схемы, показывают области развития олигоцен-миоценовых седиментационно-эрозионных образований, наиболее перспективных для поисков залежей углеводородов. В качестве одного из прямых критериев поисков, являются выявленные нефтепроявления на морском дне и аномалии типа «залежь» на сейсмических профилях [1, 8].

Выделение и детальное картирование вышеупомянутых седиментационно-эрозионных образований на Черном море может существенно уточнить положение рекомендуемых скважин с целью оптимизации нефтегазопоскокового бурения. Известно, что в последние десятилетия первоочередными объектами для поисковых работ являлись крупные мезозойские поднятия, залегающие на глубинах более 5000 м [3, 5, 8]. Однако, с точки зрения экономической целесообразности и себестоимости работ, в настоящее время рассматривается перспектива поисков неструктурных ловушек в отложениях миоцен-плиоценового возраста, которые традиционно рассматриваются в качестве весьма перспективных и требуют детального изучения. Необходимость решения этих задач диктуется жесткими геолого-экономическими условиями, при которых освоение залежей в глубоководной зоне впадин будет рентабельным.

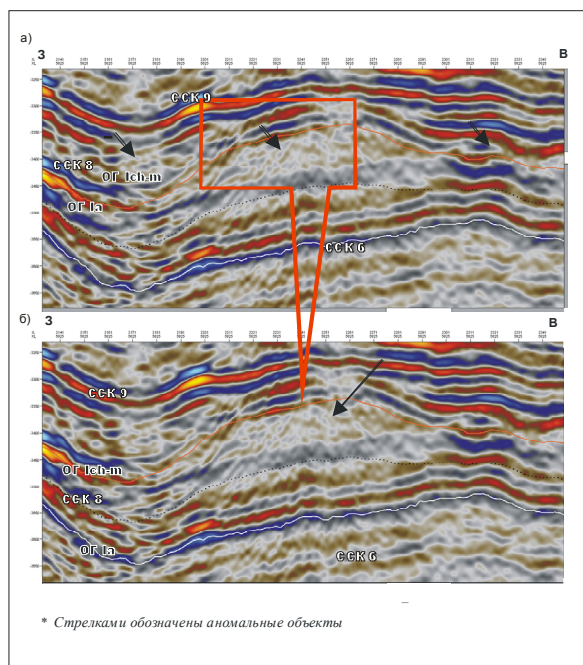


Рис. 1. Фрагмент временного разреза, иллюстрирующий аномальные объекты в чокракско-меотическом сейсмостратиграфическом комплексе

1. Андреев В.М. Грязевые вулканы и нефтепроявления в Туапсинском прогибе и на валу Шатского // Доклады АН. 2005. Т. 402, №3.
2. Головинский В.И. Тектоника северного обрамления Черноморской мегавпадины в связи с выявлением перспектив нефтегазоносности. М.: ВНИГНИ, 1967.
3. Исмагилов Д.Ф., Терехов А.А., Шайнуров Р.В. Поднятие Палласа в Черном море – мезозойский погребенный рифовый массив // ДАН СССР. Т. 319, № 4. 1991.
4. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988.
5. Попович С.В. Геологические предпосылки нефтегазоносности северо-восточной части Чёрного моря // Геология нефти и газа. № 6. 2000.
6. Шевчук В.В., Сенин Б.В., Пекин Ю.Ф., Хортов А.В. О некоторых результатах геологического изучения лицензионных участков компании ЗАО «Черноморнефтегаз». Тезисы докладов 5-й международной конференции «Нефть и газ Черного, Азовского и Каспийского морей». Геленджик-2008.

7. Семененко В.Н., Лютьева С.А. Проблемы прямой корреляции верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. Известия АН СССР. Сер. геол. 1982. № 9.
8. Сенин Б.В., Хортов А.В. Нефтегазоперспективные объекты северо-востока Черного моря // Oil and Gas Journal Russia. I-II, 2009.
9. Туголесов Д.А., Горшков А.С. Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985.

By integrating 3D seismic and limited well data, it is possible to recognize on reflection seismic sections: 1) deltaic facies; 2) shelf and platform facies-reef, shelf edge and 3) submarine canyon fill. Seismic – stratigraphic analysis of Tuapse offshore basin permits the development of approaches and concepts that can be applied to prospecting of hydrocarbons.

Н.Г. Гранин, М.М. Макаров, К.М. Кучер, Р.Ю. Гнатовский
(Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, e-mail: nick@lin.irk.ru)
Выходы газов на Байкале

N.G. Granin, M.M. Makarov, K.M. Kucher, R.Yu. Gnatovsky
(Limnological Institute SD RAS, Irkutsk)
Gas seeps in Lake Baikal

Выходы метана из донных отложений известны на Байкале с давних времен. Их отмечали еще первые путешественники, посещавшие озеро в 17 веке. Позднее газы на Байкале исследовало Восточно-Сибирское отделение Русского Императорского Географического Общества. Обзор имеющихся материалов о газопроявлениях на Байкале приведен в работе [1].

Новый этап исследований газопроявлений на Байкале начался на рубеже XX-XXI веков, после открытия газовых гидратов в осадках [2] и грязевых вулканов на дне озера. Данные, полученные с корабля локатором бокового обзора и сейсмопрофилированием, позволили обнаружить несколько грязевых вулканов («Большой», «Старый», «Маленький» и «Малютка») в Южном Байкале, расположенных южнее Посольской банки на глубинах от 1300 до 1350 м [3]. В Среднем Байкале, недалеко от Малых Ворот пролива Малое Море, найдены два глубоководных грязевых вулкана («Новосибирск» и «С.Петербург»). Кроме того, были открыты вулканы на подводном склоне северной части авандельты реки Селенги в окрестностях Кукуйского каньона. Исследования, выполнявшиеся в районах грязевых вулканов, позволили обнаружить газовые гидраты в приповерхностном слое донных отложений [4].

В связи с открытием газовых гидратов в донных отложениях Байкала и грязевых вулканов на дне озера, с 2005 г. проводятся работы, направленные

на поиск выходов газов из донных осадков (так называемых «факелов») и выявление их роли в вертикальном перемешивании водной толщи озера. Для обнаружения газовых факелов и мониторинга их активности была организована цифровая регистрация сигналов двухчастотных (28 и 200 кГц) эхолотов FURUNO на научно-исследовательских судах «Г.Ю. Верещагин», «Титов» и «Папанин».

Для поиска факелов использовали данные с 28 кГц канала, так как он имеет более широкую диаграмму направленности. Регистрацию сигналов эхолота производили при скорости судна 8–9 узлов. При картировании и подробной съемке скорость научно-исследовательского судна уменьшали до минимальной. В районах факелов проводили измерения в дрейфе.

С 2005 г. по 2009 г. акустический комплекс использовали для постоянной регистрации в 20 экспедициях. По мере возможности организовывали повторные проходы по уже открытым выходам газа. В результате анализа эхограмм, полученных за четыре года исследований, найдены новые выходы газов, определена глубина и высота газовых факелов. Общая протяженность трасс, на которых осуществляли регистрацию эхолотного сигнала, составила 15755 км. Из них в северной котловине озера было пройдено 3336 км, в средней 5685 км и в южной 6732 км. Таким образом, наиболее изученной в этом аспекте является южная котловина озера. Всего зарегистрировано более 120 факелов, часть из них регистрировалась несколько раз.

При описании выходов газа условно разделяем их на мелководные и глубоководные. В данной работе рассматриваются глубоководные выходы газа, расположенные на глубинах воды, превышающих теоретическую глубину устойчивости газовых гидратов (380 м). В результате проведения постоянной регистрации эхосигнала глубоководные выходы газа были обнаружены во всех трех котловинах озера (рис. 1).

С 2005 по 2008 гг. было зарегистрировано 13 глубоководных выходов газа: семь в южной, пять в средней и один в северной котловинах озера. Количество обнаруженных факелов соответствует расстоянию, пройденному судном в каждой из котловин.

В 2002 г. сейсмопрофилирование и применение локатора бокового обзора позволили обнаружить несколько грязевых вулканов в Среднем Байкале, в том числе, «С. Петербург» [5]. В июле 2005 г. на разломе в районе грязевого вулкана «С. Петербург» был обнаружен факел (SPb). В сентябре 2005 г. в этом районе проведена мелкомасштабная съемка глубин, которая позволила выявить перепад глубин от 1385 м с северо-западной стороны разлома до 1435 м с юго-восточной (рис. 2а). Максимальная высота факела более 950 метров в этом районе была зарегистрирована в октябре 2005 г. (рис. 2б) и в августе 2006 г.

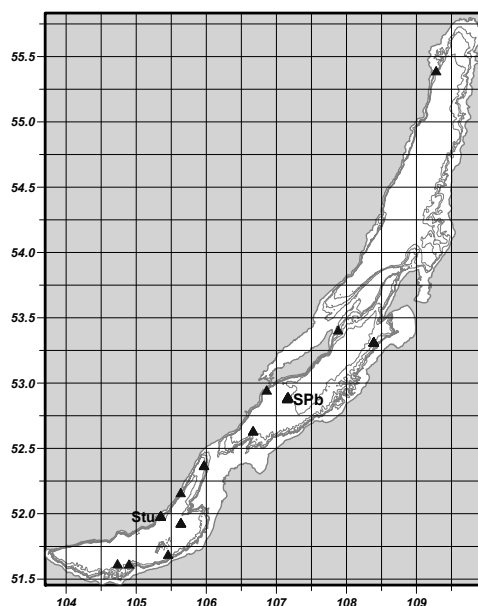


Рис. 1. Карта расположения глубоководных выходов газа (латинскими буквами указаны сокращенные названия)

Факела наблюдали 15 раз во время всех посещений этого района в 2005–2009 годах. В 2005 г. факела регистрировали в июле, сентябре и октябре в четырех различных местах (крестики). Положение факела которое было зарегистрировано в 2006 г., с небольшими изменениями сохранялось до 2009 г. С 2006 г. по 2009 г. размер зоны, в которой регистрировали факел, составил 300 на 200 метров. По-видимому, во всех экспедициях 2006–2008 гг., несмотря на небольшое различие координат центра факела, мы наблюдали один и тот же факел, так как размеры зоны близки к размерам области, от которой отражается сигнал эхолота. Расстояние от факела, обнаруженного в 2005 г., до факела, который регистрируется в настоящее время, составляет 1600 метров.

В июле 2009 г. было проведено повторное батиметрическое картирование района с последующими погружениями глубоководного обитаемого аппарата (ГОО) «МИР-2». Во время погружения в районе газового факела обнаружены газовые гидраты, которые образовывали слой в приповерхностной зоне донных отложений. Газовые гидраты выглядели, как прозрачный озерный лед, поскольку они практически не содержали включений грунта. Слой газовых гидратов был покрыт донными отложениями песчаной размерности.

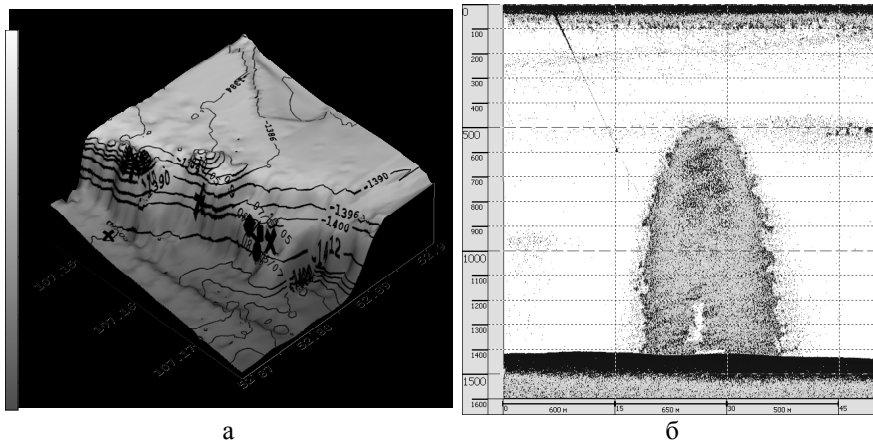


Рис. 2. Батиметрия района грязевого вулкана «С. Петербург» и положение факелов, выявленных в 2005 крестики, 2006 кружки, 2007 квадрат, 2008 ромб, 2009 треугольник – а, факел, зарегистрированный 7 октября 2005 г. – б

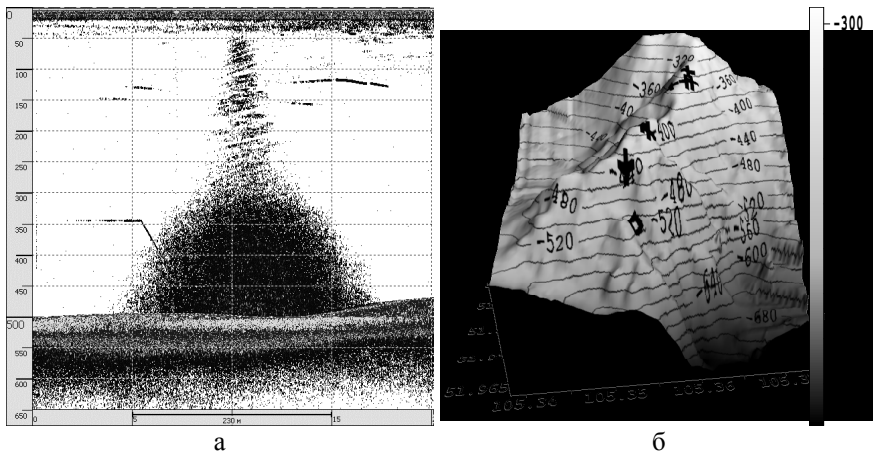


Рис. 3. Эхограмма газового факела «Ступа» (Stu) в районе м. Кадильного, август 2007, в дрейфе, горизонтальная ось – время (мин.), линией показано расстояние в метрах - а; батиметрия дна с показанным на ней положением факелов, зарегистрированных в августе 2007 г (ромб) и в августе 2009 г. (крестики) – б

В августе 2007 г. найден факел «Ступа» (Stu) вблизи западного берега озера недалеко от мыса Кадильного (ромб рис. 3б). При регистрации эхолотного сигнала в дрейфе судна вершина факела практически достигала поверхности воды (рис. 3а). В придонной области факел имел расширенное

основание, вершина которого залегает на глубине примерно 300 м, что несколько выше границы устойчивости газовых гидратов. Этот факел на глубине около 500 м мы регистрировали в 2007 и 2008 гг. При подробном картировании этого района, выполненном в августе 2009 г., было зарегистрировано 7 факелов. Факела располагались вдоль хребта тремя группами на глубинах 320–360 м, 400 и до 460 м (рис. 3б).

Глубоководные выходы газов зарегистрированы как вблизи дельты р. Селенги, где присутствует BSR, так и за пределами этого района. Некоторые выходы газов были активны во время всех посещений, осуществлявшихся в 2005–2009 гг., тогда как другие регистрировались эпизодически. Максимальная высота факела более 900 м наблюдалась в районе грязевого вулкана «С. Петербург», где в 2009 г. при погружении на ГОА «МИР» нами был обнаружен слой газовых гидратов в приповерхностных донных осадках.

Многолетнее слежения за расположением и активностью глубоководных выходов газа свидетельствует, что некоторые из них проявляются эпизодически, тогда, как другие наблюдаются практически постоянно. Расположение некоторых факелов изменяется незначительно, другие перемещаются на значительное расстояние.

Обнаружение факелов, в основном, явилось косвенным результатом, полученным при выполнении научных программ, далеких от изучения выходов метана. Планируемое нами целенаправленное и подробное исследование этого вопроса позволят обнаружить новые глубоководные выходы газа и оценить их роль в вертикальном перемешивании водной толщи озера, что, несомненно влияет на функционирование всей экосистемы озера Байкал.

Исследования были поддержаны грантом РФФИ № 08-05-98091, междисциплинарными проектами СО РАН № 20 и № 23 и проектом президиума РАН 17.10.

1. Гранин Н.Г., Гранина Л.З. Газовые гидраты и выходы газов на Байкале // Геология и геофизика. 2002. Вып. 43(7). С. 629-637.
2. Кузьмин М.И., Калмычков Г.В., Гелетий В.Ф. и др. Первая находка газогидратов в осадочной толще озера Байкал // Докл. РАН. 1998. Вып. 362(4). С. 541-543.
3. Vanneste M., De Batist M., Golmshtok A., Kremlev A., Veerstig W. Multy-frequency seismic study of gas-bearing sediments in Lake Baikal, Siberia // Mar-Geol. 2001. V. 172. P. 1-21.
4. Клеркс Я., Земская Т.И., Матвеева Т.В. и др. Гидраты метана в поверхностном слое глубоководных осадков озера Байкал // ДАН. 2003. Вып. 393(6). С. 822-826.
5. Van Rensbergen P., De Batist M., Klerkx J. et al. Sublacustrine mud volcanoes and methane seeps caused by dissociation of gas hydrates in Lake Baikal // Geology. 2002. V. 30. P. 631-634.

Deepwater gas seeps were recorded in all three lake basins, both inside and outside areas characterized by BSR. The maximum height of a gas flare from the bottom (more than 950 m) was recorded in the area of mud volcano “St. Petersburg” located in Central Baikal. Near this volcano, the gas hydrates within the surface sediments were discovered when using deep-diving submersible “MIR” in July 2009.

Е.В. Грецкая¹, М.В. Дахнова²

(¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, e-mail: gretskaya@imgg.ru, ²Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, e-mail: dakhnova@vnigni.ru)

Угледородный потенциал угленосных отложений Южного Сахалина

E.V. Gretskaia¹, M.V. Dakhnova²

(¹Institute of Marine Geology & Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, e-mail: gretskaya@imgg.ru, ²All-Russia Research Geological Oil Institute, Moscow, e-mail: dakhnova@vnigni.ru)

Hydrocarbon potential of coal-bearing deposits of South Sakhalin

Многочисленные притоки нефти и жирного газа, полученные в скважинах при бурении в юго-западной части острова (Красногорская, Холмская, Южно-Невельская и Шебунинская площади) из кайнозойских отложений (рис. 1), содержащих прослой угля, свидетельствуют о способности этого органического вещества (ОВ) генерировать в условиях катагенеза значительное количество жидких углеводородов (УВ). В настоящее время угольное вещество, как источник промышленных скоплений нефти, рассматривается в нефтегазоносных бассейнах Индонезии, Китая, Танзании, Северного моря и др. Источником некоторых нефтей Анадырского и Западно-Камчатского бассейнов также считаются угли и углистые породы.

В кайнозойском разрезе южного Сахалина выделено две угленосных толщи: палеогеновая (снежинкинская свита или найбутитинская свита на юго-западном Сахалине) и нижнемиоценовая (вехнедуйская свита) [1]. Прослой торфа и обогащенные органическим веществом глины встречаются в четвертичных отложениях, слагающих низкие морские террасы. Накопление палеогеновых и нижнемиоценовых угленосных отложений происходило в эпохи климатических оптимумов и относительно низкого уровня моря.

В настоящей работе приводятся новые геохимические данные, об исходном УВ потенциале пород угленосных толщ Южного Сахалина (рис. 1). Нами изучены разновозрастные угли и углистые аргиллиты, преобразованные до градаций позднего протокатагенеза (ПК₃) – начального мезокатагенеза (МК₁).

Найбутинская свита (палеоцен (?) – средний эоцен) в пределах Южного Сахалина (рис. 1) характеризуется изменчивостью строения и толщиной. В Холмско-Невельском районе найбутинская свита общей мощностью 1150 м подразделяется на 5 толщ, содержащих прослой углистых аргиллитов и углей. В районе п. Синегорск и п. Быков мощность свиты составляет 370–400 м. Здесь свита расчленяется на три части, угольные пласты приурочены к средней части. Формирование угленосных толщ свиты происходило в условиях заболоченных речных пойм, приозерных и прибрежных болот и лагун. В целом, к югу и с востока на запад происходит общее замещение континентальных отложений прибрежно-морскими и морскими осадками.

Верхнедуйская свита Углегорского и Макаровского района (рис. 1) имеет сходное строение, но различается по мощности (425–1100 м) и количеству рабочих пластов (до 15 пластов в Углегорском районе). Основные рабочие пласты угля толщиной от 0,3 до 1,5–5 м выделяются в средней пачке. В нижней и верхней части свиты среди песчаников, алевролитов и аргиллитов встречаются линзы и прослой угля и углистых аргиллитов (1–30 см). Накопление отложений верхнедуйской свиты происходило в разнообразных озерно-болотных и лагунных фациях континентальной и прибрежно-морской обстановки.

Четвертичные отложения, слагающие разрез низкой морской террасы залива Терпения (рис. 1), накапливались преимущественно в прибрежно-морских условиях. В строении толщи выделяются циклиты, содержащие прослой глины темного цвета или разложившегося торфа толщиной 5–15 см.

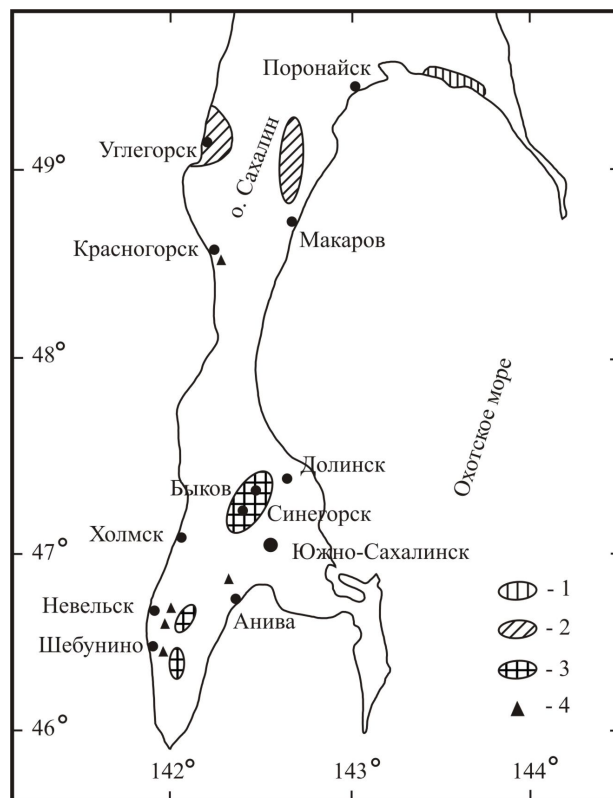


Рис. 1. Район изучения угленосных отложений Сахалина
 Выходы отложений: 1 – четвертичные, 2 – нижнемиоценовые, 3 – палеогеновые;
 4 – притоки нефти в скважинах

Нефтематеринский потенциал углей и углистых пород определяется их вещественно-петрографическим составом, поскольку не весь уголь, а только липоидные компоненты (воски, коровые ткани, споры, смоляные тела, куткула и др.) способны генерировать жидкие УВ в значительном количестве.

Угли найбутинской свиты относятся к классу липоидолитов и гелитолитов [2]. В лесных субтропических сообществах палеогена наряду с древесными растениями присутствовали многочисленные кустарниковые, лиановые и травянистые. В углях первого класса преобладают липоидные компоненты, они отличаются повышенным содержанием водорода (6–7,5 %) и выходом летучих. В составе гелитолитов остатки гелифицированных тканей преобладают над всеми другими микрокомпонентами. Среди гелитолитов выделяются липоидо-микстогелиты и фюзенито-липоидо-микстогелиты, характеризующиеся также повышенным содержанием водорода (5,80–

7,34 %) и выходом летучих (46,51–54,18 %). В углях найбутинской свиты Долинского района установлены многочисленные включения янтарной смолы. Липоидные угли распространены преимущественно на юге Сахалина.

Исходным материалом миоценовых углей послужили также преимущественно остатки разнообразных тканей наземных высших растений и лишь в крайне ограниченном количестве остатки низших – водорослей. По характеру исходного материала угли разделяются на гумолиты, образовавшиеся из лигнино-целлюлозных тканей высших растений, и сапрогумолиты, отличающиеся от гумолитов повышенным содержанием водорода (5,5–7,27 %) и большим выходом летучих веществ (50,68–53,47 %) [3]. Сапрогумолиты широко распространены на севере Сахалина и слагают отдельные пласты в угольных толщах южной части острова. Среди изученных образцов преобладали гумолиты.

В отложениях изученных свит по содержанию $C_{орг}$ выделяются породы, содержащие рассеянное (менее 2,5 %) и слабо концентрированное ОВ (до 10 %), углистые породы и угли (более 50 %). Выход углеводородов из пород варьирует в широких пределах 0,8–240 мг УВ/г породы и определяется содержанием органического вещества в породе (рис. 2а). ОВ пород эоценового возраста отличается в целом повышенным углеводородным потенциалом и характеризуется значениями водородного индекса (НИ) от 263 до 619 мг УВ/г $C_{орг}$ (рис. 2б). Водородный индекс для пород миоценового возраста изменяется от 70 до 247 мг УВ/г $C_{орг}$, пород четвертичного возраста – от 124 до 436 мг УВ/г $C_{орг}$.

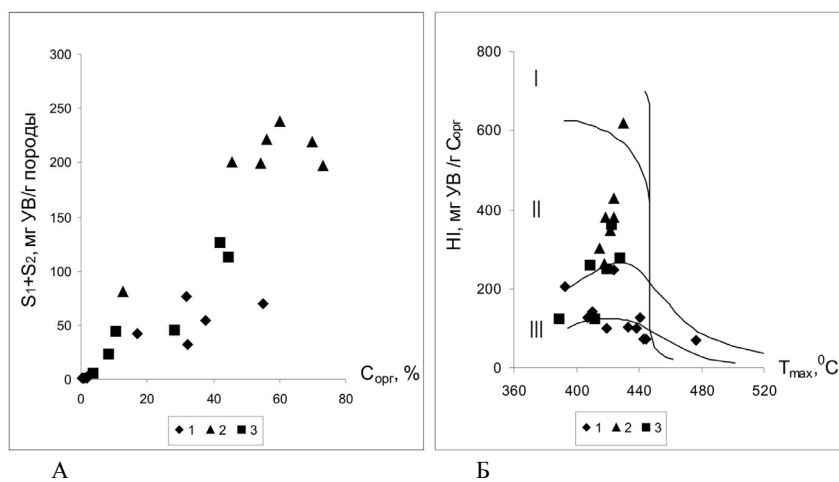


Рис. 2. Углеводородный потенциал пород (А) и типы органического вещества в породах (Б).

Отложения: 1 – нижнемиоценовые, 2 – палеогеновые, 3 – четвертичные

По существующей классификации ОВ изученных пород относится к разным типам. Так, высокие значения водородного индекса (II и I тип) для пород найбутинской свиты отражают значительную долю липоидных компонентов в составе ОВ, являющихся исходным веществом для образования жидких УВ. Повышенные значения HI (преимущественно II тип) пород четвертичного возраста указывают также на присутствие в органическом веществе в значительном количестве липоидных компонентов. ОВ пород верхнедуйской свиты относится в целом к III типу, генерирующему в условиях катагенеза преимущественно газ. ОВ II типа в отложениях верхнедуйской свиты, изученных в Макаровском районе, соответствует, вероятно, по составу сапрогумолитам.

Анализ кинетики преобразования углей показал, что генерация жидких УВ будет происходить в диапазоне условий, соответствующих градациям катагенеза МК2-МК4. Следовательно, для начала реализации их УВ потенциала необходимы более жесткие термические условия, чем установленные для пород, содержащих преимущественно планктоногенное ОВ.

Таким образом, в отложениях найбутинской свиты распространены углистые породы и угли, обладающие способностью генерировать жидкие УВ в значительном количестве и относящиеся к нефтепроизводящим. Исследованные породы верхнедуйской свиты должны рассматриваться как преимущественно газопроизводящие

Полученные новые данные о УВ потенциале углей и углистых пород должны учитываться при моделировании процесса нефтегазообразования в осадочных бассейнах Охотского моря, в строении которых предполагается распространение угленосных толщ палеогенового возраста [4], способных при достижении необходимого уровня катагенетической зрелости, быть источником УВ для прогнозируемых залежей.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН (грант 06-III-A-08-343).

1. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность / Под ред. Ю.Б. Гладенкова. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
2. История палеогенового угленакопления на территории Сахалина. М.: АН СССР, 1963. 168 с.
3. История неогенового угленакопления на территории Сахалина. М.: АН СССР, 1963. 218 с.
4. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / Под ред. К.Ф. Сергеева. М.: Наука, 2006. 130 с.

New geochemical data for the quantitative evaluation of the initial hydrocarbon potential of organic matter and coal-bearing rock units of South Sakhalin are presented. It is shown that Paleogene lipid coals and coaly rocks can be considered as oil-producing (HI – 263–619 mg HC/g TOC), and Early Miocene rocks

(HI – 70–247 mg HC/g TOC) are mainly gas-producing. Liquid hydrocarbons will be generated in conditions corresponding to the MC₂-MC₄ catagenesis stages.

Е.В. Грецкая, Н.А. Петровская

(ОАО «Дальморнефтегеофизика», Южно-Сахалинск, e-mail: E.Gretskaya@dmng.ru)

Типы нефтяных систем Хатырского осадочного бассейна

E.V. Gretskaya, N.A. Petrovskaya

(Dalmorneftegeophysica JSC, Yuzhno-Sakhalinsk, e-mail: E.Gretskaya@dmng.ru)

Types of petroleum systems in Khatyrsky basin

Хатырский терра-аквальный осадочный бассейн (ОБ) располагается в пределах Берингоморского мегабассейна, формирование которого обусловлено кайнозойской стадией геодинамического цикла развития Тихоокеанского подвижного пояса. В наземной части Хатырского ОБ в отложениях миоцена открыто Угловое месторождение нефти, а на Ямракоимской и Анольской площадях в отложениях эоцена и олигоцена выявлено два промышленных газопроявления. Нефть Углового месторождения характеризуется преобладанием стерана C₂₉ (56 %) и повышенным отношением пристан/фитан (3,36), что позволяет сравнивать ее с нефтями, которые генетически связаны с органическим веществом смешанного типа с существенной долей гумусовых компонентов (кероген III типа). Нефти такого типа характеризуют уйинско-дагинскую нефтяную систему Северо-Сахалинского бассейна [1]. Образование нефти происходило в условиях главной фазы нефтеобразования, соответствующих градации МК₂ (MPI 1 = 0,83 % R_o). Отсутствие аналогичной геохимической информации, характеризующей рассеянное органическое вещество (РОВ) пород, не позволяет провести уверенную корреляцию нефть – нефтематеринская порода. Мы полагаем, что источником углеводородов (УВ) нефти Углового месторождения является РОВ палеогеновых отложений. В соответствии с принципами выделения и типизации нефтяных систем [2] в наземной части Хатырского ОБ можно выделить гипотетическую палеоген-среднемиоценовую нефтяную систему.

В данной работе основное внимание уделено анализу спекулятивных (умозрительных) нефтяных систем аквальной части Хатырского бассейна, составляющей около 80 % его площади. В осадочном чехле бассейна выделено четыре структурно-стратиграфических комплекса, разделенных поверхностями несогласия: палеогеновый, нижнемиоценовый, средне-верхнемиоценовый и плиоцен-четвертичный. Все региональные несогласия являются седиментационными и соответствуют началу нового трансгрессивного цикла. Отдельные зоны прогибания в пределах бассейна различаются стратиграфическим диапазоном, мощностью комплексов выполнения и их составом, что предопределено их позицией в тектонических структурах над-

регионального уровня и отражает эволюцию этих структур в течение кайнозойского этапа развития. Максимальная суммарная мощность осадочного выполнения достигает 7,6 км в прогибе Русакова. На большей площади бассейна отложения практически всех комплексов наследуют структурный план поверхности фундамента. Несоответствие структурных планов наблюдается, в основном, в зонах, испытавших инверсию на границе палеогена и неогена.

В аквальной части бассейна отложения палеогенового комплекса распространены практически повсеместно. Наиболее полный объем комплекса (мощность до 3,6 км) фиксируется в мульде прогиба Русакова. Палеогеновый комплекс отличается значительной фациальной изменчивостью. Так, на восточном борту прогиба Русакова распространены прибрежно-морские и мелководно-морские отложения, которые по латерали замещаются склоновыми фациями и далее, к центру прогиба, относительно глубоководными отложениями бассейна. В Маллэнском прогибе в северо-западной части Хатырского ОБ палеогеновые отложения представлены переслаиванием песчано-глинистых отложений, или разнотернистых песчаников, алевролитов и даже аргиллитов.

Отложения нижнемиоценового комплекса распространены на меньшей площади бассейна, чем палеогеновые. В прогибе Русакова в прибрежной полосе накапливались грубообломочные породы, в осевую часть прогиба осадочный материал выносился мутьевыми потоками различной плотности, в условиях неглубокого шельфа формировались песчано-глинистые отложения. Максимальная толщина нижнемиоценового комплекса 3,6 км установлена в Ленинградском прогибе.

Средне-верхнемиоценовый комплекс формировался в условиях эвстатического повышения уровня моря. Отложения комплекса, мощность которых в пределах шельфовой зоны достигает 3,0 км, трансгрессивно перекрывают разновозрастные нижележащие образования. Характер волнового поля комплекса свидетельствует о широком развитии веерных дельт, чередующихся с фациями шельфа, доля которых возрастает в направлении моря и верхней части разреза, а также широком распространении биогенно-кремнистых пород.

Отложения плиоцен-четвертичного комплекса мощностью до 1,0 км перекрывают нижележащие отложения и поднятия фундамента.

Нефтяная система включает в себя линзу катагенетически зрелых нефтематеринских пород (очаг генерации), породы-коллекторы, покрышки и ловушки. Условия накопления палеогеновых и неогеновых отложений в Хатырском бассейне позволяют прогнозировать в разрезе наличие породных ассоциаций, необходимых для реализации процесса нефтегазообразования и, соответственно, выделения нефтяных систем.

В структуре Хатырского ОБ выделены пространственно разобщенные палеогеновая и палеоген-среднемиоценовая нефтяные системы, различаю-

щиеся нефтегеологическим режимом очага генерации УВ. Палеоген-среднемиоценовая система, включающая унаследованно развивающийся очаг, приурочена к устойчиво существующей с раннего палеогена области прогибания, объединяющей прогиб Русакова и Ленинградский прогиб. Палеогеновая система включает остаточный (инверсированный) очаг и выделяется в пределах Маллэнского прогиба. Прогрессивное развитие процесса нефтегазообразования было нарушено здесь воздыманием территории в позднем олигоцене. В наземной части бассейна положение подзон катагенеза находится на 1,5–2,0 км выше их первоначального положения [3], в аквальной части бассейна толщина эродированных отложений может достигать 1,0 км.

Результаты моделирования катагенетической зрелости РОВ нефтематеринских пород рассматриваемых систем позволяют провести сравнительный анализ масштаба нефтегазообразования и дать прогнозную оценку состава генерируемых флюидов. Так, условия очага генерации УВ (градация МК₁) палеогеновой системы (рис. 1а) появились в доинверсионную стадию развития. Прогибание в течение неогена сохранило пребывание нефтематеринских отложений в той же температурной зоне в течение 20 млн лет, что могло привести к увеличению катагенетической зрелости РОВ в нижней части разреза до градации МК₃ и соответствующей реализации его исходного УВ потенциала. В таких условиях из РОВ смешанного состава генерируются и эмигрируют преимущественно жидкие УВ, формируя скопления нефти [4].

В палеоген-неогеновой системе прогиба Русакова (рис. 1б) в очаге выделяются зоны генерации нефти и конденсата (МК₁-МК₃) и позднекатагенетического газа (МК₄-МК₅). В этой нефтяной системе, характеризующейся преимущественно вертикальной миграцией УВ, будут широко распространены скопления газоконденсата и газа.

1. Попович Т.А., Кравченко Т.И. Генетические особенности углеводородного состава нефтей Северо-Сахалинского нефтегазового бассейна // Геология нефти и газа. 1995. № 1. С. 40-44.
2. The Petroleum System – From Source to Trap / Ed. by L.B. Magoon and W.G. Dow. AAPG. № 60. P. 655.
3. Нефтегазоносность осадочных бассейнов северо-западной части Тихоокеанского пояса. М.: Изд-во МГУ, 1991. 112 с.
4. Оценка потенциальных ресурсов углеводородов на основе моделирования процессов их генерации, миграции и аккумуляции. СПб.: Недра, 2006. 364 с.

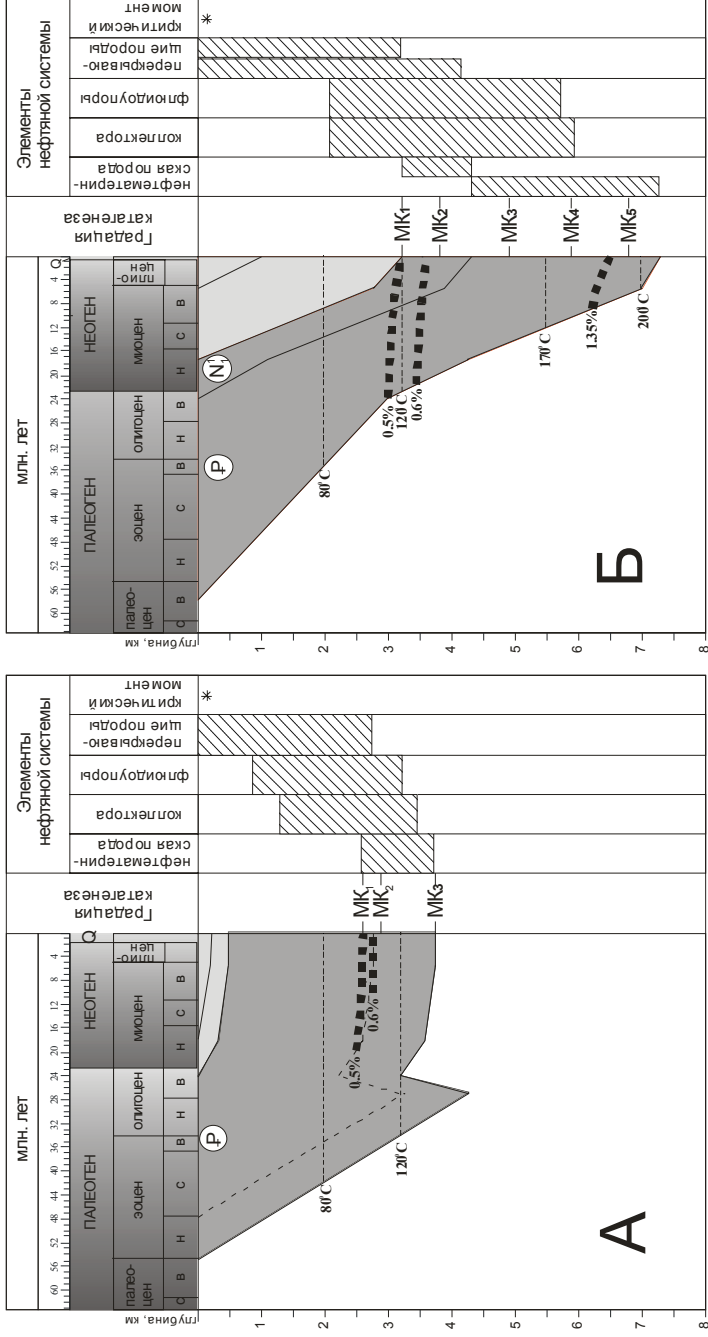


Рис. 1 Структура нефтяных систем Ханты-Мансийского бассейна
 А - Маллэнский прогиб, Б - прогиб Русакова.

A hypothetical Paleocene – Middle Miocene petroleum system was identified within the onshore part of Khatyrsky sedimentary basin, which includes a corner oil field. In the aquatic part of the basin the speculative systems differ by oil & geological conditions of the kitchen area. The zones of oil generation and late catagenetic are distinguished within inheritably developing kitchen of Paleocene – Middle Miocene system. In the residual (inversion) kitchen of Paleogene system only liquid hydrocarbons are generated.

Е.В. Грецкая, И.Е. Рыбак-Франко

(ОАО «Дальморнефтегеофизика, Южно-Сахалинск, e-mail: E.Gretskaya@dmng.ru)

Температурные условия главной зоны нефтеобразования в кайнозойских бассейнах

E.V. Gretskaya, I.E. Rybak-Franko

(Dalmorneftegeophysica JSC, Yuzhno-Sakhalinsk, e-mail: E.Gretskaya@dmng.ru)

Temperature conditions of the oil window in the Cenozoic basins

Выделение очага генерации углеводородов (УВ) в осадочном бассейне и оценка объема осадочных отложений, претерпевших соответствующее катагенетическое преобразование, лежит в основе общепринятых представлений о нефтяной системе и методах оценки прогнозных ресурсов УВ. Для определения палеотемпературных условий и, соответственно, выделения зон катагенеза в разрезе применяются минералого-петрографические и геотермические методы, значимость последних возрастает для характеристики теплового режима аквальных бассейнов, не изученных бурением.

Многочисленные работы по оценке палеотемператур, выполненные И.И. Амосовым, Н.Б. Вассоевичем, С.Г. Неручевым, Г.М. Парпаровой, А.Э. Конторовичем, Н.В. Лопатиным и другими, показали, что создать единую шкалу палеомаксимальных температур углефикации невозможно. Их конкретные значения будут определяться динамикой процесса осадконакопления в бассейне, тепловым режимом и длительностью воздействия температуры.

В целом, для кайнозойских бассейнов на основе изучения отражательной способности витринита была установлена большая глубинность и растянутость катагенетических зон, по сравнению с общепринятой схемой катагенеза, составленной Н.Б. Вассоевичем, Н.В. Лопатиным и др. для мезозойских отложений платформенных областей. Это послужило основанием для С.Г. Неручева с соавторами [1] и И.И. Амосова предложить более высокие значения палеотемператур для соответствующих градаций катагенеза, не признавая важной роли времени в этом процессе.

Моделирование процесса нефтегазообразования в кайнозойских бассейнах Дальневосточных морей показало, что использование предложенных ранее температурных условий для кайнозойских отложений в целом является

ся недостаточным для построения корректных моделей. Для дифференцированной оценки катагенетической зрелости органического вещества разновозрастных отложений использовался метод СИТ, разработанный Н.В. Лопатиным [2]. Глубинное положение в разрезе кровли главной зоны нефтеобразования (ГЗН) и катагенетических подзон определено в соответствии с температурной моделью, рассчитанной для величины теплового потока 55 мВт/м^2 [3], характерной для Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна.

Нами рассчитаны температурно-временные зависимости, характеризующие самые мягкие температурные условия, необходимые для достижения отложениями разного возраста катагенетической зрелости, отвечающей условиям начала массовой генерации УВ ($0,5 \% R_o$), на начало четвертичного периода (рис. 1). Линии фиксируют положение кровли, рассматриваемых стратиграфических подразделений, и отражают динамику накопления вышележащих комплексов.

Таким образом, в отложениях палеоценового возраста (расчетный уровень 55 млн лет) кровля ГЗН должна выделяться по изотерме 80°C , при условии, что в течение 35 млн лет они находились в температурной зоне $65\text{--}80^\circ\text{C}$ и обязательно испытывали воздействие максимальной температуры. Породы среднеэоценового возраста (расчетный уровень 37 млн лет) на протяжении 15 млн лет должны испытывать воздействие температур в диапазоне, достигающем 100°C . Кровля ГЗН в более молодых отложениях (уровни 23, 16 и 10 млн лет) будет контролироваться, соответственно, положением изотерм 120°C , 145°C и выше. Рассчитанные температурно-глубинные условия хорошо подтверждаются значениями отражательной способности витринита, определенными в породах миоценового возраста, вскрытых скважинами на шельфе Северо-Сахалинского бассейна и Примагаданском шельфе. При другом температурном режиме бассейна определяющие изотермы будут смещаться по разрезу.

Анализ строения и развития бассейнов и выделяемых в них нефтяных систем, выявил существенные отличия в глубинно-температурном положении и толщине подзон катагенеза. На рис. 2 показано строение осадочного чехла и очагов нефтегазообразования в разных прогибах Северо-Сахалинского бассейна. Интенсивное осадконакопление в позднемиоценово-четвертичное время (рис. 2А) обусловило смещение всех катагенетических зон на большую глубину, а также изменение их толщины по сравнению с прогибом, характеризующимся меньшим темпом прогибания (рис. 2Б). В последнем случае главная зона нефтеобразования имеет большую толщину, что позволяет более оптимистично оценивать ресурсы нефти в таких системах.

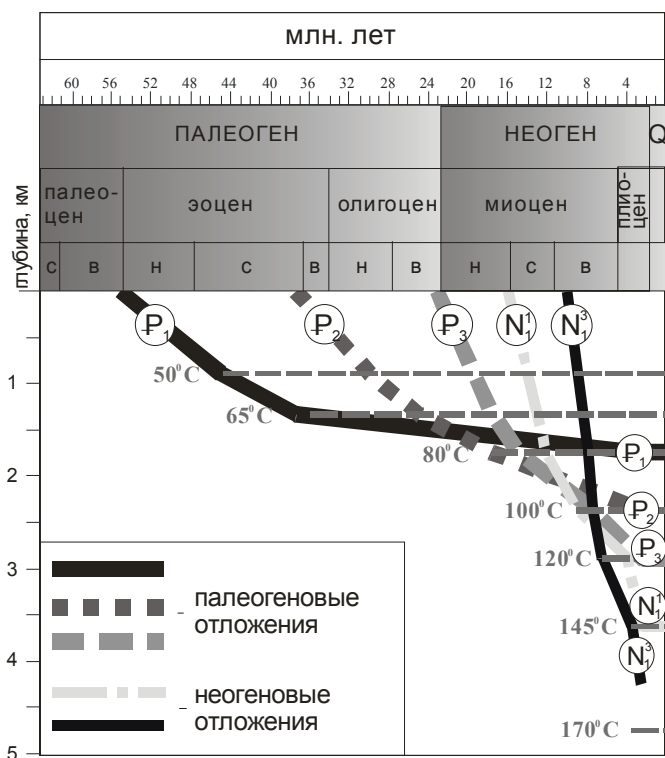


Рис.1 Температурные условия главной зоны нефтеобразования в отложениях разного возраста.

1. Катагенез и нефтегазоносность. Л.: Недра, 1981. 240 с.
2. Лопатин Н.В. Образование горючих ископаемых. М.: Недра, 1983. 192 с.
3. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. 130 с.

Temperature conditions of the oil window mantle were evaluated on a differentiated basis with account to time factor for Cenozoic deposits. The results showed that catagenetic transformation of organic matter of MC₁ gradation of un-even-aged deposits may be achieved within temperature interval from 80°C (Upper Paleocene) to more than 145°C (Upper Miocene).

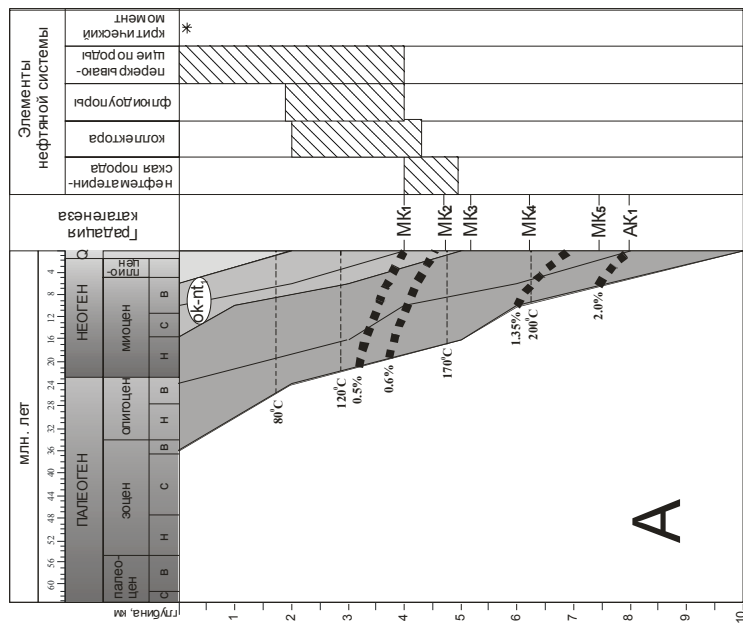
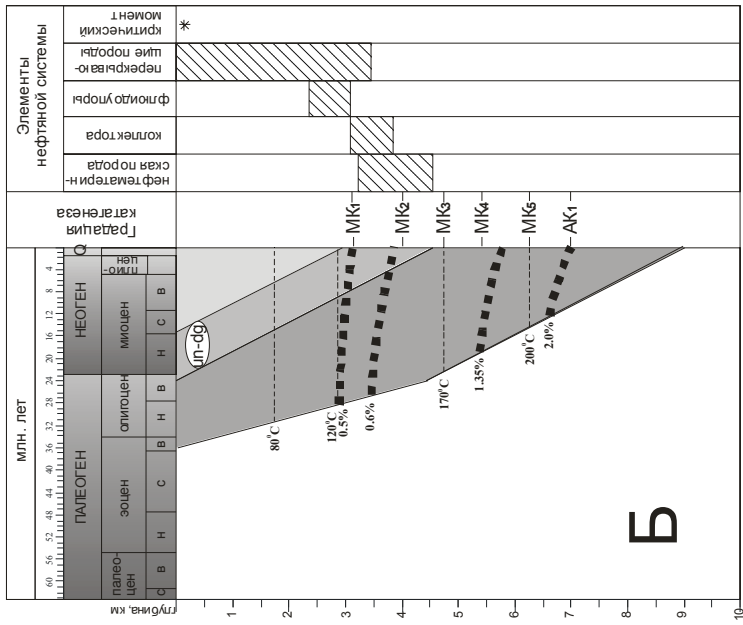


Рис.2 Катагенетическая зональность очага нефтегазообразования в нефтяных системах Северо-Сахалинского бассейна.

М.М. Доманов, З.И. Верховская, Ю.М. Берлин
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail domanov@ocean.ru)

**Состав органического вещества и микроэлементов
в поверхностных осадках Охотского и Японского морей**

M.M. Domanov, Z.I. Verhovskaay, U.M. Berlin
(P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**Composition of the organic matter and microelements
in the surface bottom sediments of the Okhotsk and Japan Seas**

Задачей исследования было изучение содержания металлов и микроэлементов, а также углеводородных структур битумоидов в поверхностном слое современных осадков. Цель - выявление возможных связей предпочтительного накопления в осадке металлов с присутствием в них различных углеводородных структур, обычно образующих комплексные соединения с органическими компонентами нефтей.

Проведены комплексные химико-битуминологические и ядерно-физические исследования поверхностных осадков Охотского и Японского морей. В работе были использованы стандартизированные анализы селективной экстракции, жидкостной и газо-жидкостной хроматографии и инфракрасной спектроскопии (ИКС). Микроэлементы определяли методами атомной эмиссии и масс-спектрометрией с индукционно-связанной плазмой (Agilent 7500 с).

Материалом для данной работы были поверхностные осадки (0–2) см шельфа Сахалина (5 образцов), впадины Дерюгина (4 образца), Японского моря (4 образца) и шельфа Японского моря (2 образца). Осадки шельфа Сахалина представлены темно-серым средне-зернистым песком, кроме одной пробы, которая характеризуется как диатомовый серый ил. Осадки впадины Дерюгина состоят из алевритового или песчано-алевритового ила. Осадки Японского моря представлены алевритовым и алеврито-пелитовым илом. Содержание органического вещества зависит от литологического состава осадков и его дисперсности. На ультразвуковой бане при комнатной температуре была проведена хлороформенная экстракция и выделены битумоиды из 15 сухих проб осадков. Содержание хлороформенного битумоида (ХБА) во всех образцах достаточно низкое и составляет 0,01–0,02 %. Групповой состав ХБА характеризуется высоким содержанием спирто-бензольных смол, среднее значение которых составляет для осадков шельфа Сахалина – 55,9 %, впадины Дерюгина – 60,3 %, Японского моря – 65,9 % и шельфа Японского моря – 73 %. Максимальные значения концентрации углеводородов (УВ) получены в осадках впадины Дерюгина – 32,1% и шельфа Сахалина – 27,0 %. Среднее значение УВ в осадках Японского моря и шельфа Японского моря – соответственно 22,9 % и 17,6%. Максимальные значения бензольных смол получены в образцах шельфа Сахалина – 14,5 % и не-

большие средние значения от 7,5 % до 3,8 % характерны для других районов. Содержание асфальтенов во всех образцах низкое и составляет 2,5–5 %. На приборе SPECORD 25 IR были сняты спектры всех битумоидов. Высокое содержание нафтенов отмечено в образцах осадков впадины Дерюгина, среднее значение которых составляет 48,3 %. Однако, максимальное значение, равное 67,3 %, определено на шельфе Сахалина. Максимальное содержание ароматики было в пробах осадков шельфа Японского моря. Наиболее информативной группой в составе углеводородной фракции являются нормальные алканы. Все осадки характеризуются широким спектром n-алканов C13 – C35 и присутствием основных изопреноидов – пристана и фитана. В составе большинства проб преобладают относительно низкомолекулярные УВ C13 – C24 (42,5–61,8 %), высокомолекулярные УВ C25–C35 составляют 19,1 – 48,1%. Это свидетельствует о наличии органического вещества сапропелевого типа. Отношение содержания нечетных УВ к четным немного больше 1 и такое же отношение пристана к фитану. Содержание группового состава ХБА и распределение n-алканов говорит о присутствии нефтяных углеводородов в осадках Охотского моря. В связи с этим представляет интерес изучение взаимосвязи микроэлементов с УВ нефти. Известны данные по содержанию в морских нефтях металлопорфинов, а также закономерности распределения ванадия, железа и никеля. В настоящей работе была сделана попытка корреляции наиболее информативных геохимических показателей.

Анализ микроэлементов в осадках выполнен на приборе Plasmaguant – 110, укомплектованном системой генерирования гидридов Hydrid|Hg – System BSH 960 (анализы выполнены в ГЕОХИ РАН). Определены концентрации 20 металлов и установлены основные корреляционные зависимости группового состава ХБА с микроэлементами. При этом использованы для обсуждения только статистически достоверные данные, ограниченные уровнем значимости коэффициента корреляции $\geq 0,66$.

Корреляционная связь содержания в осадке микроэлементов с концентрацией ХБА в целом для всего комплекса станций Охотского моря оказалась значимой для Cu ($R = 0,67$) а также для Ba ($R = 0,73$), Fe ($R = 0,73$), As ($R = 0,7$) и U ($R = 0,9$). Со смолами бензольной вытяжки коррелируют Al, Ba, U. Во впадине Дерюгина с содержанием ХБА коррелирует U ($R = 0,7$). Неопределённость связи металлов с общим содержанием ХБА объясняется различным характером связи металлов с групповым составом ХБА. Более значимые величины плотности корреляционной связи микроэлементов просматриваются для отдельных фракций ХБА. Так содержание U в осадках Японского моря имеет хорошо выраженную ($R=0,92$) положительную корреляцию с асфальтенами, но не имеет такой связи с общим содержанием ХБА.

Получены данные корреляционной матрицы для металлов Al, Ba, Cu, Fe, Ni, As, U. Установлено, что корреляционная связь металлов и отдельных УВ структур наблюдается в пределах ограниченных регионов со сходными ус-

ловиями осадкообразования и трансформации самого осадка в процессе диагенеза. По региональному признаку выделены станции шельфа Сахалина и станции района впадины Дерюгина. Для них характерна положительная корреляция таких микроэлементов как Al, Ba, Cu, Mn, Zn, As, Nb, Th, U, V с парафиновыми и нафтеновыми структурами. Для шельфа Сахалина характерны более высокие значения коэффициентов корреляции нафтеновых УВ с микроэлементами Ba, Cr, Mn, As, Th, V и появление корреляции с другими элементами – Co, Fe, Ti. Такие элементы как V, Cu, Ca коррелируют с парафинами. Для впадины Дерюгина проявляются дополнительные корреляционные связи, например с Zn, для некоторых элементов (Co, Cr, Fe, Nb, Ti) эта связь с УВ структурами исчезает. Наибольшее количество корреляционных связей микроэлементов в пробах осадков установлено для нафтеновых углеводородных структур. Для парафиновых УВ максимальное значение коэффициента корреляции получено с Mn во впадине Дерюгина ($R=0,98$). Для осадков Японского моря отмечена удовлетворительная корреляция ($R=0,86$) для Cr и парафиновых структур, а также для Zn ($R=0,76$) и нафтеновых углеводородов.

Полученные результаты раскрывают некоторые детали механизма образования корреляционной связи микроэлементов и углеводородных структур в процессе седиментогенеза и диагенеза морских донных осадков.

Представленные тезисы следует рассматривать как предварительные данные о некоторых тенденциях в совместном распределении углеводородных структур битумоидов и микроэлементов для обсуждения направлений и методики исследования в этой области. С целью повышения надежности предварительных выводов авторы планируют провести анализ на более обширном материале.

The relations between the composition of the bitumoid hydrocarbon structures and concentration of the microelement in the surface bottom sediments of the Okhotsk and Japan Seas were studied. Arrived data show some details of the initiation of the correlation in distribution of the microelements and hydrocarbons structures during the sedimentation and diagenesis of the sea bottom sediments.

Д.А. Космач¹, О.В. Дударев¹, А.Н. Чаркин¹, И.П. Семилетов^{1,2}
(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, ул. Балтийская 43, den-kosmach@mail.ru; ²Международный арктический исследовательский центр, Университет Аляски, Фэрбенкс, США)

**Устьевая область реки Амур в зимний период:
метан в воде и донных осадках**

D.A. Kosmach¹, O.V. Dudarev¹, A.N. Charkin¹, I.P. Semiletov^{1,2}
(¹V.I. Ilyichev's Pacific Oceanological Institute of FEB RAS, Vladivostok, Russia;
²International Arctic Research Center, University of Alaska, Fairbanks, USA)

**Estuary of the Amur River in winter period: methane in water
layers and bottom sediments**

В настоящее время серьезную озабоченность вызывают возможные последствия парникового эффекта, влияние которого на планету постоянно возрастает. Основная роль в этом процессе отводится атмосферным парниковым газам. Поскольку метан является неотъемлемым компонентом атмосферы, он прямо или косвенно влияет на климат. Несмотря на то, что его атмосферная концентрация в 200 раз меньше чем углекислого газа, вклад метана в "парниковый эффект" оценивается примерно в 25–30 % от вклада CO₂. Принято считать, что на морские экосистемы приходится всего 2% в глобальном цикле эмиссии метана с максимумом в области шельфа и устьях рек [1].

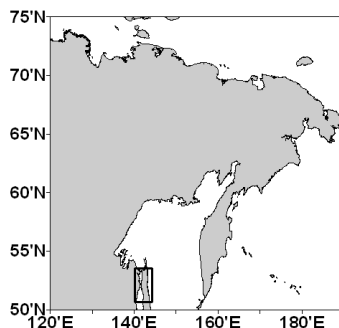


Рис. 1. Район исследований

В настоящей работе кратко представлены результаты измерений метана в воде и донных осадках выполненные в рамках многолетних исследований лаборатории арктических исследований ТОИ ДВО РАН в устьевых зонах Российской Арктики и субарктики.

Концентрации метана (КМ) в воде и донных осадках характеризовались неравномерным распределением (рис. 2-4).

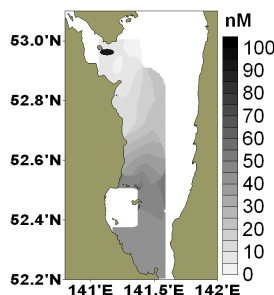


Рис. 2. Распределение концентраций метана в приповерхностном горизонте водной толщи

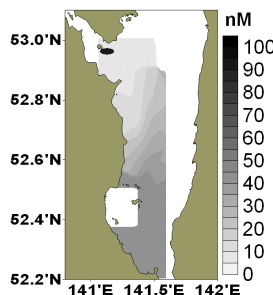


Рис. 3. Распределение концентраций метана в придонном горизонте водной толщи

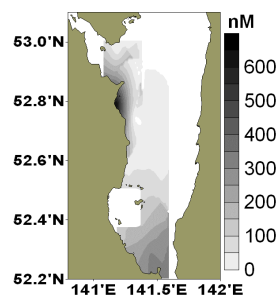


Рис. 4. Распределение концентраций метана в верхнем слое донных осадков

В водах устьевого створа реки Амур выявлены самые низкие $KM=5\div 10$ nM относительно KM в поверхностном слое осадка (до 300 nM). На северной станции разреза, выполненной через 2.5 часа, KM достигла до 95 nM. Очевидно, что такая динамика изменения значений KM регулируется интенсивностью взаимодействия стокового течения с приливными водами. В пользу данного утверждения свидетельствуют результаты исследований на суточной станции, где проведен цикл из четырех измерений с периодичностью каждые три часа (рис. 5). Опробование производилось непосредственно подо льдом (горизонт 1.15 метра) и у дна (горизонт 11 метров). Согласно измерениям, к 15 часам произошло увеличение концентрации метана в подледном горизонте, как отклик на повышение его содержания у дна в 12 часов. К 18 часам, концентрация установилась на первоначальном уровне. Вероятно, это связано с приносом более бедных растворенным метаном вод приливами, но может ассоциироваться и с дневным увеличением продукции метана микроорганизмами (?).

В южной части Амурского лимана, находящейся в области сильного воздействия япономорских вод, зарегистрированы KM до $50\div 60$ nM. Здесь же в донных осадках определены концентрации в 400 nM.



Рис. 5. Динамика распределения метана в водной толще по результатам суточных измерений

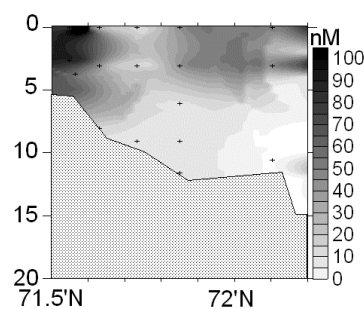


Рис. 6. Вертикальное распределение метана в авандельте реки Лена

Вертикальное распределение метана в водной толще на большинстве станций характеризовалось незначительным увеличением концентрации (на величину 1–3 nM) от дна к поверхности. Это, как и высокие содержания метана в воде и осадках может связываться с затрудненным газообменом с атмосферой через ледовый покров. Данный вывод подтверждается результатами исследований в системе «гидросфера – криосфера – атмосфера» моря Лаптевых (рис. 6) [2].

Очевидно, что выявление источников метана в системе «река – море» представляется непростой задачей, и особенно, в зимний период. Формирование областей его высоких концентраций может свидетельствовать, как о транспорте растворенного метана речными водами, так и о разгрузке метана через толщу донных осадков.

1. Bange H.W., Bartell U.H., Rapsomanikis S., and Andreae M.O. (1994) Methane in the Baltic and North Seas and a reassessment of the marine emissions of methane // *Glob. Biochem. Cycl.* V. 8. P. 465–480.
2. Космач Д. А. Река Лена как источник метана на шельфе моря Лаптевых. Тезисы докладов конференции молодых ученых ТОИ ДВО РАН, 19–23 мая 2008 года. Владивосток, 2008 г. С. 44-45.

Some results for the methane in water and sediments of the Amur estuary are presented. Work is based on results received in April, 2008. Measurements included 13 complex stations and one daily station.

А.И. Конюхов

(Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, konyukhov@geol.msu.ru)

Мировой океан и глобальные пояса нефтегазонакопления

A.I. Konyukhov

(Faculty of geology of Moscow State University, Moscow)

The World Ocean and global belts of oil and gas accumulation

Большинство нефтегазоносных бассейнов современности находятся в составе одного из пяти поясов нефтегазонакопления, приуроченных к зонам перехода от континентов к океанам, которые существовали в мезозое и кайнозое. Три пояса, Тетический, Гондванский и Лавразийский, включают окраины континентов в Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах и являются широтными. Два других вытянуты в меридиональном направлении и расположены в западной и восточной периферии Тихого океана. Вместе они объединяют бассейны, в которых сосредоточено не менее 70–75 % запасов нефти и газа, открытых к настоящему времени [1].

Крупнейшие нефтегазоносные бассейны, составляющие три широтных пояса – Тетический (срединный), или аридный, Гондванский, или гумидный, и Лавразийский, или бореальный, – расположены на окраинах континентов, которые на протяжении большей части эволюции существовали в условиях господства относительно спокойного, пассивного тектонического режима. В состав Лавразийского, или бореального пояса, помимо бассейнов атлантической окраины Северной Америки: Ново-Шотландского, Орфей и Жанны Д'Арк, входят Баренцево-морской, Норвежско-Гренландский, Североморский бассейны, а также бассейны Карского моря, моря Лаптевых, арктической окраины Аляски, моря Бофорта и северная половина Западно-Сибирского бассейна.

Наиболее крупными в срединном (Тетическом), или аридном, поясе нефтегазонакопления являются бассейны Персидского и Мексиканского заливов, Сирт на африканской окраине в Средиземном море, Оманский бассейн и бассейн залива Бонапарта в Австралии, принадлежавшие изначально к окраине Гондваны. В составе того же пояса находятся бассейны, некогда приуроченные к активным окраинам океана Тетис. Среди них следует упомянуть Индоло-Кубанский, Восточно-Предкавказский, Туркменский, Предкарпатский, Аквитанский, Южно-Каспийский и другие.

Наконец, к Гондванскому, или гумидному, поясу относятся бассейны атлантических окраин Бразилии (Сантос, Кампос, Сержипе-Алагоа, Реконкаво, Амазонский) и Западной Африки (Габонский, Камерунский, Нижнеконголезский, Ангольский, Кот д'Ивуар, Ганский и Гвинейского залива). В Индийском океане к этому поясу следует отнести бассейны Броуз, Каннинг, Карнарвон и Перт на окраине Австралии, Суэцкого залива в Африке, Камбейский и Бангладеш в периферийных зонах п-ова Индостан.

Помимо широтных глобальных поясов нефтегазонакопления, связанных с пассивными окраинами континентов, существуют два меридиональных пояса. Один из них приурочен к активным окраинам материков в восточной периферии Тихого океана и включает нефтегазоносные бассейны бордерленда Калифорнии (Вентура, Санта Барбара, Лос-Анджелес, Сан Хоакин и др.), залива Кука и Гуаякильского залива (Талара и Прогрессо). В другой, западный пояс входят нефтегазоносные бассейны сложно построенной зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. На протяжении длительного промежутка времени здесь господствовал активный тектонический режим, проявлениями которого были вулканизм, быстрое погружение блоков земной коры, формирование крупных батолитов и аккреционных призм.

Тетический, пояс образуют осадочные бассейны, находящиеся на разных стадиях эволюции: рифтовые, континентально-окраинные, коллизионные и передовых прогибов. Они возникли по периферии консолидированных кратонов на рубеже протерозоя и кембрия, долгое время развивались как бассейны континентальных рифтов или авлакогенов, а на рубеже палеозоя и мезозоя, после раскрытия Неотетиса, трансформировались в бассейны пассивных окраин континентов в этом океане. В основании осадочного чехла, мощность которого превышает 12–13 км, здесь нередко залегают отложения вендского и раннепалеозойского возраста.

Огромную роль в строении срединного пояса нефтегазонакопления играют карбонатные платформы, сложенные известняками, доломитами, ангидритами и каменной солью. Примером такой платформы могут служить мощнейшие карбонатные комплексы в бассейне Персидского залива, формировавшиеся с небольшими перерывами на протяжении более 250 млн лет, начиная с поздней перми и вплоть до конца миоцена. Карбонатные породы являются коллекторами, тогда как эвапориты образуют на нескольких уровнях в разрезе региональные экраны для залежей нефти и газа, обеспечивая сохранность большей части УВ. В карбонатных толщах Тетического пояса заключены гигантские запасы нефти, до 50 % и более, и огромные ресурсы газа, более 40 %, из тех, что открыты к настоящему времени в бассейнах континентальных окраин. Гораздо менее значительные скопления УВ приурочены к терригенным породам прибрежно-морского и дельтового генезиса, так как они аккумуляровались лишь в эпохи, когда в областях сноса, охваченных тектонической активизацией, превалировал гумидный климат.

Лавразийский пояс нефтегазонакопления представляет собой конгломерат из разнородных тектонических элементов разного времени консолидации: протерозойского, байкальского, каледонского и герцинского, а осадочные бассейны, к ним приуроченные, возникли в процессе рифтогенеза, охватившего периферийные части древних платформ, либо развивались как передовые прогибы на стыке этих платформ с горно-складчатými поясами.

Первая фаза рифтогенеза проявилась в триасе. Она охватила большинство регионов Лавразии: Норвежско-Гренландский, Баренцевоморский, северную половину Западно-Сибирского бассейна, а также впадины по периферии Восточно-Сибирского кратона. Вторая и третья его фазы затронули в средне- и позднеюрскую эпохи главным образом Североморский и Канадский бассейны. Последняя фаза, начавшаяся в конце позднего мела и завершившаяся в эоцене, привела к формированию Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана. Лишь некоторые из рифтовых впадин трансформировались в процессе развития в классические бассейны континентальных окраин. Это Норвежско-Гренландский, Новошотландский и Баренцевоморский бассейны, а также бассейны арктического склона Аляски и р. Маккензи.

В строении осадочного чехла бассейнов Лавразийского пояса (с доказанной нефтегазоносностью) принимают участие породы не старше девонского или каменноугольного (миссисипского) возраста. Их состав отражает основной тренд в изменениях климата. В основании осадочного чехла, палеозой и ранний мезозой (триас), широко распространены карбонаты и нередко эвапориты. Выше, в мезозойской и кайнозойской частях разреза – терригенные отложения. Наконец, в кровле – ледниково-морские и моренные осадки. Вулканогенно-осадочные образования накапливались в эпохи раскрытия молодых океанических впадин.

Основные нефтегазоносные комплексы в бассейнах Лавразийского пояса сформированы отложениями речных дельт и прибрежных аллювиальных равнин, в меньшей степени – осадками подводно-склонового генезиса: турбидитами, дебритами и другими. При этом в качестве коллекторов выступают песчаники и алевролиты, а в качестве флюидоупоров – глинистые отложения. Карбонатные породы не играют значительной роли в качестве природных резервуаров, а эвапориты в качестве экранов при формировании залежей нефти и газа. Крайне незначительное участие принимают кремнистые и вулканогенно-осадочные образования.

Большинство нефтегазоносных бассейнов Гондванского пояса приурочены к окраинам эпиплатформенных орогенных поясов, которые на разных этапах развития находились в зоне активных тектонических движений, что предопределило преобладание в разрезе осадочного чехла терригенных отложений. Последние накапливались не только в периоды регрессий, но и в эпохи с исключительно высоким уровнем стояния океанских вод. В них заключены основные скопления УВ. Карбонатные породы и эвапориты, которые формировались главным образом на рифтовой стадии развития бассейнов и залегают в нижней части осадочного чехла, также нередко выступают в качестве природных резервуаров и флюидоупоров.

Формирование нефтегазоносных бассейнов западного меридионального пояса, расположенных в сложно построенных зонах перехода от Азиатского континента к Тихому океану, было связано с процессами рифтогене-

за, которые активизировались в палеоцен-эоценовое время. Месторождения УВ открыты здесь не только в преддуговых, задуговых и междуговых бассейнах окраинных морей, но также в рифтовых впадинах, расположенных в периферийных районах Азии. Песчаники и в меньшей степени биогермные известняки олигоцен-миоценового возраста являются теми коллекторами, в которых заключено большинство залежей УВ, открытых в регионе Восточной и Юго-Восточной Азии. В бассейнах высоких широт карбонатные породы замещаются кремнистыми. Они также способны вмещать скопления нефти и газа. Отличительной особенностью Западно-Тихоокеанского пояса является то, что помимо осадочных пород, коллекторами здесь нередко служат вулканогенно-осадочные отложения, а также выветрелые магматические породы: граниты и базальты.

Осадочный чехол Восточно-Тихоокеанского пояса сложен в основном терригенными породами палеогена и неогена, которые накапливались в на шельфе и континентальном склоне в условиях непрерывной поставки кластического и глинистого материала из передовых хребтов Кордильер (Северная Америка) и Анд (Южная Америка). Помимо песчаников и алевролитов коллекторами для скоплений нефти и газа служат кремнистые породы: диатомиты, порцелланиты, опоки и др. Их аккумуляция происходила в зонах апвеллинга в эпохи похолодания климата, когда активизировались Калифорнийское и Перуанское пограничные течения. Многие разности кремнистых осадков обогащены органическим веществом и рассматриваются в качестве нефтематеринских образований. Карбонатные породы и эвапориты не играют сколько-нибудь значительной роли в осадочных разрезах Восточно-Тихоокеанского пояса нефтегазонакопления.

Конюхов А.И. Краины континентов – глобальные пояса нефтегазонакопления //Литология и полезные ископаемые. 2009. № 6. С. 563-582.

Petroliferous basins on the modern and some ancient continental margins in the World Ocean form several global belts: three latitudinal and two meridional belts. The largest of them constitute Tethyan (or arid), Gondwanan (or humid tropical) and Laurasian (or boreal) latitudinal belts. Besides there exist Western and Eastern Pacific belts of oil and gas accumulation. All of them contain over 70–75 % of the whole HC-resources, which were discovered at present.

Д.В. Лазуркин

(ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: onaimo@centurion.vniio.nw.ru)

Разработка нового метода: «Выделение зон катагенеза в терригенных разрезах осадочного чехла по пластовым сейсмическим скоростям» (метод Лазуркина-Павлова)

D.V. Lazurkin

(VNIIOkeangeologiya, St. Petersburg)

Development of a new method: “Defining the catagenesis zones in terrigenous successions of a sedimentary cover by application of the stratal seismic velocities” (Lazurkin-Pavlov method)

Знание степени катагенеза пород осадочного чехла имеет большое значение в общем прогнозе нефтегазоносности любого седиментационного бассейна. Катагенез обычно определяют по оптическим свойствам витринита (отражательная способность или показатель преломления) концентрированного или рассеянного органического вещества в образцах керна или шлама буровых скважин. На объектах, где бурение ещё не производилось, сведения о катагенезе осадочных пород отсутствуют.

Проведенные Д.В. Лазуркиным и А.В. Павловым исследования геологии и нефтегазоносности Северного Ледовитого океана в 1999–2001 годах впервые привели к выводам о возможности определения степени катагенеза пород терригенного разреза чехла по анализу сейсмических материалов до проведения буровых работ [1, 3].

Известно, что при погружении седиментационного бассейна многие физические свойства пород осадочного чехла существенно изменяются. По мере роста глубины залегания осадки после сингенеза и диагенеза проходят последовательно все стадии катагенеза, превращаясь в осадочные породы, а затем на ещё больших глубинах, метаморфизируясь, переходят в метаморфические образования [4].

Был проведен анализ геологических и сейсмических материалов по двум относительно изученным нефтегазоносным бассейнам – Шотландскому шельфу Канады и Баренцеву шельфу России. Оба бассейна покрыты большим количеством региональных сейсморазведочных профилей МОВ ОГТ, в них пробурено значительное число поисково-разведочных скважин и открыт ряд месторождений нефти и газа. Особенно хорошо изучен район Шотландского шельфа, где пробурено 128 поисково-разведочных скважин и в 30 из них определена отражательная способность витринита (R^0 ;%) по всему разрезу [2]. На Баренцевском шельфе России пробурено свыше 30 скважин. Имеются данные по степени катагенеза для разрезов скважин Северо-Кильдинской – 80, Мурманской – 23, Штокмановской – 1. По всем скважинам, где определялась степень катагенеза, имеются данные о пласто-

вых скоростях, как в разрезах скважин, так и по региональным сейсмопрофилям МОВ ОГТ, проведенных через скважины или вблизи их.

Зона протокатагенеза (ПК) заключена в интервале R° от 0,3–0,5 (R° – отражательная способность витринита в масле).

Зона мезокатагенеза (МК) заключена в интервале R° , от 0,5 до 1,75.

Зона апокатагенеза (АК) включает градации R° свыше 2,0.

Сопоставление зон катагенеза, выделенных в разрезе нефтепоисковых скважин стандартным способом, и по пластовым скоростям сейсмических разрезов МОВ ОГТ позволило установить между ними определенную корреляционную зависимость: увеличение катагенетической преобразованности пород с глубиной сопровождается соответственным ростом пластовой скорости. На примере шельфов Баренцева (Россия) и Шотландского (Канада) морей между катагенезом и пластовой скоростью терригенных разрезов выявлены следующие соотношения: протокатагенез 1,5–3,3, мезокатагенез 3,3–5 и апокатагенез более 5 км/с. Максимальные мощности зон катагенеза в этих регионах составляют соответственно 2–2,5; 3–4 и 4–5 км. В случаях появления в разрезах пачек терригенно-карбонатных или карбонатных пород необходимо проведение дополнительных исследований.

Обычно зона протокатагенеза – ПК (Б) при её значительной мощности и очень слабой нарушенности определяет закрытость недр, и в целом, она может рассматриваться как экранирующая толща. Кроме того, в этой зоне благодаря наличию, как правило, хороших коллекторов и покрышек, возможна непосредственная аккумуляция залежей нефти и газа.

Зона мезокатагенеза – МК₁₋₃(Д-ОС) может содержать мощные толщи нефтематеринских пород, потенциально способных генерировать как жидкие, так и газообразные углеводороды. К тому же, её верхняя часть – градации МК₁₋₃(Д-Ж) может включать коллектора и экранирующие горизонты и также быть благоприятной для скопления залежей УВ.

Зона апокатагенеза – АК(Т-А) характеризуется присутствием в осадочных породах истощенного органического вещества, практически неспособного генерировать какие-либо УВ. Близкое её залегание или даже непосредственный выход на дно моря свидетельствуют о бесперспективности или о малой перспективности региона [5, 6].

Установление катагенетической зональности осадочного разреза особенно важно на первых этапах освоения перспективных на УВ акваторий, до постановки глубокого поискового бурения, поскольку с помощью сейморазведки возможно выделение наиболее благоприятных с катагенетических позиций площадей. Определение катагенеза осадочных пород с помощью сейморазведочных данных целесообразно и в последующие этапы геологоразведочного процесса. Во-первых, возможно прослеживание выделенных в скважинах по геохимическим и петрографическим данным зон катагенеза между участками бурения, часто отстоящими друг от друга на десятки или даже сотни километров. Во-вторых, по пластовым скоростям можно спрогнозировать ката-

генез пород осадочного чехла на глубины, недоступные при разведочном бурении, например, до 5–10 км, что имеет большое значение при общей оценке перспектив нефтегазоносности любого региона.

Знание катагенетической зональности имеет большое значение в прогнозе нефтегазоносности. С рассмотренных позиций на Баренцевом шельфе наиболее перспективны на нефть и газ восточные районы, в частности Южно-Баренцевская впадина, где развита мощная зона ПК (Б), определяющая закрытость недр, и мощная зона МК(Д-ОС), способная генерировать значительное количество УВ. Такие же условия, по данным бурения, характерны и для Печорского шельфа. В западных же районах Баренцева моря, в частности на Шпицбергенском шельфе зона протокатагенеза, вследствие значительного аплифта в кайнозой, либо отсутствует, либо её мощность очень мала. Поэтому недра здесь раскрыты, и поступающие из ниже расположенной зоны мезокатагенеза углеводороды рассеиваются вблизи поверхности или уходят в атмосферу.

Выделение зон катагенеза в терригенных разрезах осадочного чехла по пластовым скоростям имеет особенно важное значение в акваториях Мирового океана. Здесь выявлено много бассейнов, имеющих весьма значительные площади и по сейсморазведочным материалам большую мощность осадочного чехла (бассейны континентального шельфа, континентального склона, континентального подножия и др.). Метод выделения в разрезах зон катагенеза дает возможность прогнозировать нефтегазоносность этих бассейнов, пока не изученных бурением.

Таким образом, в результате проведенных исследований по пластовым скоростям выявляются в разрезе чехла зоны катагенеза, а по их строению, свойствам и соотношениям зон катагенеза между собой прогнозируется нефтегазоносность бассейнов. Сравнение соотношений зон катагенеза в нефтегазоносных и перспективных бассейнах может помочь оценить возможную нефтегазоносность перспективных бассейнов в целом, и дать прогноз оптимальных зон и участков на поиски нефти и газа в них до проведения глубокого бурения.

Методически прогнозную оценку ресурсов УВ сырья в осадочных бассейнах можно свести к трём группам геологических вопросов:

1) Наличие в разрезе чехла нефтематеринских пород, содержащих сапропелевую и гумусовую органику, и находящихся на определённой стадии катагенетической (термальной) зрелости.

2) Вероятное присутствие в разрезе чехла благоприятных условий для концентрации уже сформировавшихся жидких и газообразных УВ (включая коллекторы, ловушки и экраны).

3) Наличие благоприятного временного фактора, способствующего такой концентрации (включая длительность миграции УВ и определённости совпадения времени формирования и заполняемости ловушек, а также их сохранность в итоге развития).

Важнейшей из этих трёх групп вопросов на наш взгляд является первая. Могут быть благоприятные условия концентрации и сохранения УВ, но если нет генерации из материнских пород, то мала и вероятность, что теоретическая возможность поступления в осадочный чехол только глубинных эманаций приведёт к формированию УВ месторождений.

Обычно вопрос о катагенезе пород разреза решается путём анализа керна и шлама буровых скважин по отражательной способности витринита. Сложность, однако, заключается в очень малом количестве глубоких параметрических скважин в Арктике. Во всяком случае, на российском арктическом шельфе к востоку от Таймыра нет ни одной глубокой скважины из-за чрезвычайно высокой стоимости бурения. Стоимость проведения одиночных параметрических скважин на арктическом шельфе Северной Америки составляет от нескольких десятков до ста миллионов долларов.

Предложенный новый метод позволяет прогнозировать катагенетическую зональность разреза до проведения бурения. Стоимость проведения региональных сейсмопрофилей МОВ и определение по ним пластовых сейсмических скоростей во много раз проще и дешевле буровых работ.

На прогнозном уровне предложенный метод применялся нами впервые при изучении ряда бассейнов. Для Восточно-Арктического шельфа, осадочных бассейнов глубоководной части СЛО, для осадочных бассейнов континентальной окраины Антарктиды [1, 3, 5, 6, 7]. Для подтверждения осуществимости метода необходимо исследование возможности решения обратной задачи. Для этого, в месте намеченного бурения очередной параметрической скважины следует провести сейсмические работы, выделить зоны катагенеза по пластовым сейсмическим скоростям, затем исследовать керн параметрической скважины стандартными методами и сопоставить результаты.

Осадочный чехол СЛО почти повсеместно представлен терригенными отложениями. Во всяком случае, верхний его структурный этаж, до глубин как минимум 4-6 км сложен терригенными породами, которые в ряде случаев достигают толщины 16-20 и более км. Потому СЛО представляется наиболее пригодным объектом для применения метода выделения зон катагенеза по пластовым сейсмическим скоростям. К тому же, в пределах СЛО, почти не было параметрического бурения. Кроме того, СЛО является для России основным объектом поиска и разведки новых УВ ресурсов в XXI веке.

Несомненно, что в последнее время СЛО стал привлекать внимание всех прибрежных государств, и потому так остро встал здесь вопрос о внешней границе континентального шельфа (ВГКШ) и разделе акватории СЛО в рамках международного договора об Арктике приарктических стран. Все это делает СЛО объектом пристального изучения на ближайшее будущее.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 07-05-00048.

1. Лазуркин Д.В., Павлов А.В. Определение степени катагенеза пород осадочного чехла по сейсмическим данным // Докл. АН. 2001. Т. 381, № 2. С. 228-229.
2. East coast basin atlas series Scotian Shelf. Atlantic Geoscience Centre. Dartmouth, Nova Scotia, Canada, 1991. 152 p.
3. Лазуркин Д.В., Павлов А.В. Прогноз катагенеза пород осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов по сейсмическим пластовым скоростям // Отечественная геология, специальный выпуск. МГК-XXXI. М., 2000. С. 41.
4. Геология и геохимия нефти и газа: учебник // Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. М.: изд. МГУ, 2000. 384 с.
5. Лазуркин Д.В., Павлов А.В. Восточно-Арктический шельф Северного Ледовитого океана – вероятный последний крупный резерв углеводородного сырья России // Геодинамика нефтегазоносных бассейнов. Т. 1. Тезисы Второй Международной конф. М.: Росс. Гос. Ун-т нефти и газа им. И.М. Губкина, 2004. С. 183-185.
6. Лазуркин Д.В., Павлов А.В. Осадочные бассейны глубоководной части Северного Ледовитого океана и перспективы их нефтегазоносности // Докл. АН. 2005. Т. 401, № 3. С. 362-365.
7. Лазуркин Д.В., Павлов А.В. Нефтегазогеологическое районирование, катагенез и перспективы нефтегазоносности континентальной окраины Антарктиды по сейсмическим данным. Геология морей и океанов: Тез. докл. XV Международной школы морской геологии. Т. 1. М., 2003. С. 183-185.

Taking as an example the Barents and Scotian (Canada) shelves we performed analysis of the results of comparison the catagenesis zones defined in the wells' sequences by the standard method with the stratal velocities from cross-sections of the multichannel seismic reflection data. A definite correlation was determined between them: for the protocatagenesis zone – 1,5–3,3 km/s, for the mesocatagenesis zone – 3,3–5,5 km/s, for apocatagenesis zone – more than 5,0 km/s. The method was proposed for defining catagenesis zones on the basis of seismic stratal velocities.

В.Л. Ломтев¹, К.Ю. Торгашов², В.Н. Патрикеев¹

(¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, lomtev@imgg.ru, ²ОАО «Дальморнефтегеофизика», Южно-Сахалинск, K.Torgashov@dmng.ru)

**Западный борт Татарского трога (Японское море):
газ в отложениях палеогена и неогена**

V.L. Lomtev¹, K.Y. Torgashov², V.N. Patrikeev¹

(¹Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, ²JSC Dalmorneftegeophysica, Yuzhno-Sakhalinsk)

**Western side of the Tatarsky trough (Sea of Japan):
gas in Paleogene and Neogene deposits**

Строение Татарского трога (Японское море), особенно его северная, мелководная часть, изучается геолого-геофизическими методами более 50 лет [1–3]. К 1988 г. на сахалинском шельфе (депоцентр кайнозойского осадочного бассейна) пробурено 13 скважин, включая две на о-ве Монерон, и открыта одна мелкая Изыльметьевская залежь газа. В основе этих неудач – ошибки в выборе тектонической модели (рифт), возрасте (палеоген), географии областей сноса (Западно-Сахалинские горы). Широтная асимметрия по осадочному неогену, разное геологическое строение бортов, включая отсутствие развитой системы ступенчатых сбросов атипичны для классических рифтов Земли [4]. Поэтому в [5] его определяют как четвертичный трог с молодыми, встречными и продольными (к югу), клиноформами наращивания (коррелятные отложения верхней части придонного дерюгинского сейсмокомплекса), отсутствующими в подстилающем кайнозойском чехле. Татарский трог возник как остаточный прогиб после инверсии депозцентра Западно-Сахалинского краевого неогенового прогиба и образования одноименного горного моноклиория, обусловленных срывом коровой тектонической пластины к востоку с Центрально-Сахалинским взбросо-надвигом во фронте [5, 6]. Отсутствие коллекторов в скважинах сахалинского шельфа вызвано дальним (>50 км от Сихотэ-Алиня) транзитом терригенных осадков и малыми (до 1 м/км) уклонами дна к ЮВ, что предполагает переориентировку нефтегазопроисхождения работ на западный борт Татарского трога [5]. Хотя традиционно здесь картировали зону регионального выклинивания отложений неогена и палеогена (сергеевский комплекс), малоперспективную на нефть и газ [1, 3]. К сожалению, исследователями на профилях МОГТ ОАО «Дальморнефтегеофизика» по этому региону не были замечены многочисленные газовые окна и столбы, аномалии типа «газовая залежь», структуры прорыва флюидов, сходные с грязевулканами, аномально завышенная (>2 с) для зоны регионального выклинивания мощность палеогеновых отложений [5, 7, 8], известные в нефтегазоносных бассейнах, в том

числе Северо-Сахалинском [7, 9, 10].

Газовые окна и столбы известны в МОВ более 50 лет (слепые зоны, трубы дегазации и др. [2, 7]). На профилях МОГТ и НСП выделяются по перерыву или заметному ослаблению сейсмозаписи, вызванных избыточной (~5–30%) газонасыщенностью осадочного разреза (газопроявления). На западном борту Татарского трога они распространены широко, включая Сюркумский выступ размером 40х40 км (погребенная газовая прибрежная банка мористее одноименного мыса [2, 5, 8]). Газопроявления наблюдаются почти по всему разрезу осадочного кайнозоя. Источником газа вероятно являются отложения палеогена значительной мощности (>4–5 км), выполняющие краевой (передовой) прогиб складчатого Сихотэ-Алиня [2].

Аномалии типа «газовая залежь» (АТЗ) вызваны снижением скорости распространения продольных волн, особенно в газовых пластах (до 30 % [2, 7, 10]). Для центра залежи характерны ложные провалы отражающих границ на профилях МОГТ, включая низы покрывки, на ее периферии – ложные минигайоты (трапеции). Поперечники АТЗ и залежей углеводородов в Северо-Сахалинском кайнозойском нефтегазоносном бассейне соотносятся как 1:3 (по В.Э. Кононову). Кроме АТЗ, сейсмикам известны и другие признаки залежей углеводородов на профилях МОГТ [2, 9, 10]. На западном, материковом борту Татарского трога в отложениях неогена и палеогена картированы более двух десятков АТЗ обоих типов. В плане они изометричны при диаметре до 0,8–2,5 км. Вместе с газопроявлениями и структурами прорыва флюидов они образуют полосу протяженностью около 300 км, параллельную побережью Сихотэ-Алиня.

Структуры прорыва флюидов представляют собой субвертикальные, сложно построенные зоны перерыва отражающих границ в кайнозойском осадочном чехле, сходные с грязевулканами [2, 5]. Их образование на Сахалине связывают с региональными взбросо-надвигами, например, Центрально-Сахалинским (О.А. Мельников и др.) и зонами аномально высокого пластового давления, газоводонасыщения и разуплотнения глинистого разреза (сопочная брекчия) в их лежащем крыле [11]. Поэтому обнаружение аналогичных структур на материковом шельфе Татарского пролива позволяет наметить фронтальный преднеогеновый взбросо-надвиг Сихотэ-Алиня между зонами положительных (прибрежье) и отрицательных (внешний шельф) остаточных гравияномалий [1]. Для углеводородов и сопочной брекчии грязевулканов в разрезе осадочного палеогена этот разлом является тектоническим и литологическим экраном.

Итак, на профилях МОГТ по западному борту Татарского трога обнаружены признаки газоносности и возможно нефтеносности отложений палеогена и неогена, отмеченные впервые в [9] на Сюркумском выступе. Это позволяет переориентировать нефтегазопроисковые работы с сахалинского шельфа [1, 3] на материковый (палеогеновый краевой прогиб Сихотэ-Алиня), включая поисковое и параметрическое бурение [2, 5, 9].

Настоящее сообщение поддержано грантом РФФИ – Дальний Восток №09-05-98577.

1. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток: Дальнаука, 2004. 220 с.
2. Ломтев В.Л., Торгашов К.Ю., Патрикеев В.Н. Признаки газоносности западного борта Татарского трога (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2008. №6. С. 63-71.
3. Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн / Ю.А. Тронов и др. // Тихоокеанская геология. 1987. №6. С. 45-49.
4. Френд Р. Рифтовые долины // Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 209-219.
5. Ломтев В.Л., Кругляк В.Ф., Савицкий В.О. Геологическое строение, история геологического развития и направление нефтепоисковых работ в северной части Татарского пролива // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 63-69.
6. Ломтев В.Л., Никифоров С.П., Ким Ч.У. Тектонические аспекты коровой сейсмичности Сахалина // Вестник ДВО РАН, 2007. №4. С. 64-71.
7. Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазопоисковых исследованиях / В.Л. Ломтев и др. // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. С. 107-119.
8. Геолого-геофизическое обоснование на бурение Сюркумской параметрической скважины №1 / В.Л. Ломтев и др. Южно-Сахалинск: трест «Дальморнефтегеофизика», 1987. 6 с.
9. Прогнозирование нефтегазоносности на акваториях / И.И. Хведчук и др. М.: Недра, 1988. 168 с.
10. Мудрецов В.Б., Жильцов А.М. Аномальные сейсмоакустические зоны на северо-восточном шельфе о. Сахалин // Тихоокеанская геология, 1990. №3. С. 108-112.
11. Особенности строения верхнемелового комплекса Пугачевского грязевого вулкана по геофизическим данным / О.В. Веселов и др. // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. С. 145-156.

From CDP data of JSC «Dalmorneftegeophysica» along the western side of Tatarsky trough (Sea of Japan) were found speed «gas field» type anomalies, breakout fluid structures, partly similar to mud volcanoes, numerous gas window and columns in Paleogene (marginal trough of Sikhote-Alin) and Neogene (zone of regional wedge-out) deposits.

М.М. Марина, Ю.М. Берлин, А.В. Егоров

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

Генетические аспекты нефтегазоносности осадочного чехла северо-восточной части Черного моря

M.M. Marina, Y.M. Berlin, A.V. Egorov

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

Genetic aspects of oil and gas potential of the sedimentary cover in the north-eastern part of the Black Sea

Оценка перспектив нефтегазоносности осадочного чехла Российского сектора Черного моря является актуальной задачей, так как территории, примыкающие к нему, требуют для своего дальнейшего развития новые энергетические ресурсы. Эта оценка основывалась главным образом на анализе тектонического строения региона, наличия структур, коллекторов и покрышек. Эти все критерии очень важны, но как показывает практика, не всегда достаточны. В Институте океанологии РАН разработан историко-генетический метод оценки перспектив нефтегазоносности акваторий, успешно использованный на примерах ряда осадочных бассейнов морей России и зарубежных стран.

Исследуемая акваториальная часть Черного моря в тектоническом отношении включает (с севера на юг) три различных структурно-тектонических элемента: восточную часть Керченско-Таманского прогиба, Анапский выступ и окружающие структуры, поднятие Паллас. В первом из них выделено 19 структур, которые образуют ряд антиклинальных зон, имеющих продолжение на суше в пределах Таманского полуострова, где они содержат залежи нефти и газа. В пределах северного и юго-западного обрамлений Анапского выступа выявлено до 10 структур с меньшей амплитудой и сложностью. Поднятие Паллас имеет размеры 12 x 30 км и максимально выражено в мезозойских породах. Важнейшей его характеристикой является выявленный еще в 1989 г. риф верхнеюрско-раннемелового времени.

Одним из главных аспектов применения историко-генетического метода является выделение в осадочном чехле основных нефтегазоматеринских толщ. На основании геохимических исследований органического вещества (ОВ) из скважин и обнажений по обрамлениям Черного и Азовского моря установлено, что отложения майкопской свиты (олигоцен-нижний миоцен) являются главной нефтегазоматеринской свитой. Перспективными материнскими породами являются отложения нижнемелового (альбского) возраста. Не является исключением и рассматриваемый район. Для выделения нефтегазоматеринских пород с прогнозом содержания ОВ и его генетических типов использовались три метода. Первый – предусматривал экстраполяцию статистически обработанных данных по органической геохимии с хорошо изученных бурением территорий на неразбуренные акваториальные

районы, имеющие сходство по данным сейсмостратиграфии. Второй метод разработан в виде численных моделей на основе математической обработки созданного банка данных по содержанию органического углерода (Сорг) в кернах скважин глубоководного и шельфового бурения и применялся для акваториальных зон, не имеющих аналогов на суше. Третий метод учитывал численно обоснованную зависимость содержаний Сорг от скорости седиментации ($V_{\text{сед}}$). Для исследуемой территории первый метод в отдельности не подходит для отложений мезозоя в связи с недостаточностью статистических данных. В северной и центральной частях района эффективной является комбинация первых двух методов, а для южной его части, которая не имеет аналогов на суше, применялся преимущественно второй метод. Третий метод использовался в основном для картирования отложений майкопской свиты. Составленный график зависимости содержаний Сорг от $V_{\text{сед}}$ и карта мощностей майкопской свиты послужили основой для построения схематической карты распределения типов ОВ в соответствующих отложениях. Наиболее “качественное” ОВ II типа (обогащенное сапропелем), генерирующее нефтяные углеводороды (УВ) прогнозируется на значительной части Индоло-Кубанского и крыльях Керченско-Таманского прогибов. ОВ II типа (преимущественно сапропелевое) распространено на значительно меньшей территории в пределах центральной акваториальной части и крыльев Индоло-Кубанского прогиба, крыльев Керченско-Таманского прогиба. Смешанное ОВ II–III типов (гумусово-сапропелевое) развито узкой полосой по северному обрамлению Индоло-Кубанского прогиба, обрамлению Анапского выступа и в Керченско-Таманском прогибе. ОВ III типа (гумусовое), генерирующее газы УВ, прогнозируется на северном обрамлении Индоло-Кубанского и в центральной части Керченско-Таманского прогибов.

Построена также схема распределения типов ОВ в отложениях альбского яруса нижнего мела которая базируется на корреляции скудных геохимических данных с распределением литофаций. Предположительно выделены три типа ОВ. Развитие отложений с нефтепроизводящим потенциалом (II тип) можно ожидать в пределах Керченско-Таманского и Индоло-Кубанского прогибов, а далее на север прогнозируются последовательно ОВ II–III и III типов.

Второй составной частью историко-генетического метода является определение геотермических условий залегания осадочных толщ, в первую очередь выделенных нефтематеринских комплексов. Оценка температур на разных глубинах проводилась на основе известного уравнения теплопроводности, в которых основными параметрами являлись мощности отложенных выделенных литолого-стратиграфических комплексов, средние значения их теплопроводности и данные о тепловом потоке, проходящем через дно. Учитываются данные о температуре в осадках вблизи дна, где термальные условия являются стабильными. В рассматриваемом районе про-

гноз температур проводился по оценочным разрезам, некоторые из которых приурочены к конкретным скважинам. К последним относятся скважины Кореньковская 1 и Таманская 5 (северная часть района) и Джигинская 1 (центральная часть). По этим скважинам построен график, отражающий изменения температур с глубиной. Рассчитаны также температуры на южном крыле поднятия Паллас и в других оценочных точках в акватории. Итогом проведенных исследований явилось построение схематической карты распределения современных температур по подошве майкопской свиты. Из ее рассмотрения видно, что характерен широкий диапазон изменения температур – от 80°C в центральной части исследуемого региона (обрамления Анапского выступа) до 200°C на севере. Положение максимума температур коррелируется, по-видимому, с теми структурами, где в антиклинальных зонах широко развиты грязевые вулканы. Рассчитанные температуры в районе структуры Паллас сходны с таковыми в районе скв. Таманская 5; они коррелируются синтервалом главной зоны нефтегазообразования (ГЗН).

Проведенные обобщения по уже открытым нефтяным и газовым месторождениям в пределах территорий, обрамляющих исследуемый акваториальный район, приводят к выводу, что большинство из них многопластовые с продуктивными горизонтами, расположенными в песчаных отложениях средне-позднемиоценового времени. Ловушки связаны в основном с верхними частями антиклинальных складок, иногда контролируются выклиниванием пластов-коллекторов, а также тектоническими нарушениями. Большинство месторождений группируется в линейные антиклинальные зоны, протягивающиеся в пределы акваториального района. Из многочисленных публикаций известно, что в сухопутных и морских частях северо-востока Черноморского региона структуры сходны в геологическом отношении, и поэтому можно предположить, что характеристики месторождений, известных на суше, могут быть аналогичными и в морских структурах.

Оценка углеводородного потенциала осадочного чехла и возможные перспективы его нефтегазоносности в рассматриваемом регионе рассмотрены отдельно для северной, центральной и южной его частей. На базе очевидного сходства первых двух частей с примыкающими территориями на суше можно предположить, что в северных структурах большая часть запасов относится к нефти, а в центральных – к газу. В северной части любые прогнозы нефтегазоносности, также как и на суше, связаны, в первую очередь, со средне-верхнемиоценовыми отложениями. Важность майкопской свиты определяется его особой ролью, как главной нефтегазоматеринской свиты. Большое количество УВ могло быть образовано в глубоководной нижней ее части в прилегающих синклинальных зонах, а затем, возможно, они мигрировали вверх в перекрывающие коллекторские отложения среднего-верхнего миоцена. Второй объект разведочных работ на нефть и газ связан, очевидно, с двумя областями развития песчаных литофаций в майкопской свите. Одна из них, расположена в северной части Керченско-

Таманского прогиба и имеет ширину 7–10 км, а вторая протягивается от побережья на расстояние 50 км, огибая юго-восточной ветвью Анапский выступ, а северо-западной наиболее крупную Пионерскую структуру (Благовещенская антиклинальная зона). Последняя является одним из первоочередных объектов для постановки поисково-разведочных работ на нефть и газ. Залежи УВ на структуре могут быть связаны с тектонически экранированными ловушками, приуроченными к разрывным нарушениям, к куполам структуры и зонам выклинивания пластов-коллекторов или зонам замещения проницаемых пород. Предположение о возможной перспективности поднятия Пионерское подтверждается результатами специализированной газово-геохимической и геолого-геофизической экспедиции на НИС “Акванавт”, проведенной в районе Анапского шельфа в 2002 г. и нацеленной на поиски подводных грязевых вулканов, газонасыщенных осадков, газовых выделений со дна и других признаков поступления УВ из осадочного чехла в водную толщу. В структурах центральной части потенциальными для поисков залежей УВ являются майкопские, эоцен-палеоценовые и меловые отложения. Наиболее вероятно, что нефтематеринские отложения должны находиться здесь в более древних отложениях, поскольку майкопская толща, судя по построенной карте температур, только вступила своей базальной частью в температурные условия ГЗН. В южной части региона наиболее перспективным объектом является поднятие Паллас. Первоочередной интерес к этому объекту связан, как было сказано ранее, с выделенным по сейсмическим данным рифом позднеюрского или позднеюрско-раннемелового времени, который может служить хорошим коллектором. Нефтематеринскими породами, откуда могут мигрировать УВ для заполнения этой крупной ловушки, являются, в первую очередь, отложения майкопа, которые окружают это поднятие и находятся в температурных условиях ГЗН. Не исключена также возможность генерации УВ депрессионными отложениями верхней юры и, возможно, нижнего мела. В отличие от других частей рассматриваемого района, генерация УВ на поднятии Паллас, вероятно, продолжалась более длительное время. Она началась в конце мела и продолжалась весь кайнозой. Неоген-четвертичная стадия стала, вероятно, наиболее важным периодом для генерации и аккумуляции УВ. В это время температуры ГЗН охватывали высокопотенциальные породы майкопской свиты. Другие вышеупомянутые материнские отложения прогревались до температур более 180°C, что должно было инициировать высокотемпературную трансформацию ОВ, проявившуюся в преобладании генерации газовых УВ. Естественно, что прогноз баланса нефти и газа затруднителен, даже путем моделирования. Является совершенно очевидным, что поднятие Паллас важно не только с точки зрения его размеров, но и комплексного генерационного потенциала и ожидаемых условий аккумуляции и консервации УВ.

Oil and gas potential of the region under study is evaluated using the historic-genetic method developed at the P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences. Predicted distribution in sedimentary cover sections of the main oil and gas source formations is presented and modern temperature conditions of their occurrence are calculated. Based on these data and analyses of the distribution of oil and gas deposits discovered in the adjoining land territories, possible oil and oil-gas bearing perspectives are determined and specific recommendations are given for exploratory reconnaissance work.

А.И. Обжиров

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

Природные газы – индикаторы залежей углеводородов

A. Obzhirov

(V.I.Ilichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia)

Natural Gas is indicator of oil-gas deposit

Газогеохимические методы поиска месторождений нефти и газа используются, начиная с 30 годов прошлого столетия. Они основаны на теории миграции флюидов и газа из недр к поверхности. Если в недрах расположена залежь нефти и газа, то на поверхности земли формируются аномальные поля углеводородных газов. Эти газы отбираются в пробоотборники и анализируются на газовых хроматографах.

Главное преимущество газогеохимического метода заключается в скорости и низкой стоимости эксперимента. Недостатком является сложность интерпретации полученных результатов, так как из-за подвижности газов трудно выяснить местонахождение их источника. Кроме того, на поверхности земли формируются микробные газы, которые по составу могут быть схожими с газами нефтегазовых месторождений, а по количеству даже превосходить их. Это и другие проявления затрудняют выполнение корректного газогеохимического прогноза.

Известен геохимический способ поисков углеводородов, заключающийся в отборе проб в каждой точке наблюдения из верхнего гумусового горизонта (А1) и обогащенного железомарганцевыми соединениями горизонта (С), причем из пробы горизонта (А1) производят экстракцию элементов – индикаторов углеводородов, связанных с органическими соединениями почвы, из пробы слоя (С) производят экстракцию элементов-индикаторов углеводородов, связанных с железомарганцевыми соединениями. [1].

Недостатком является трудоемкость, большие материальные затраты на осуществление способа и трудность интерпретации данных.

Известен способ определения наличия зоны или зон углеводородной аномалии путем проведения геохимической съемки исследуемой территории на содержание следов углеводородов в пробах снега, используемый, как правило, для болотистой местности. Полученные данные используют для определения точек заложения поисковых, разведочных и эксплуатационных скважин, что значительно снижает стоимость поисковых работ [2].

Известен способ геологической разведки нефти и газа, в качестве первой стадии включающий проведение на исследуемой площади газогеохимической съемки для изучения состава сорбированных на глинистой матрице газов. По результатам съемки выявляют зоны углеводородных аномалий, а затем на участках площади по профилям в пределах выявленных углеводородных аномалий с выходом в нормальное поле проводят электроразведочные работы. Эта информация позволяет экстраполировать газонасыщенность пород по площади и в разрезе и сделать вывод о наличии углеводородного «столба» [3].

Недостатком метода является нестандартность положения горизонта, расположенного ниже зоны поверхностного газообмена. На различных площадях существуют присущие только им геологические условия с зонами разломов, прерывистом переслаиванием глинистых и песчаных слоев, часто на коренных породах залегают не только глины, но и песчаники и галечники. В этом случае поток углеводородных газов может быть рассеян и на глинах не зафиксирован, что вносит изменения в методику работ и влияет на корректность способа.

Известен способ геохимического тестирования локальных объектов при прогнозе нефтеносности. Согласно известному способу на обучающем объекте и на исследуемом проводится отбор проб из глинистых приповерхностных интервалов до 5 м по равномерной сетке 400×400 м путем бурения шпуров. Далее проводится анализ состава углеводородного газа всех отобранных глинистых образцов (природного адсорбента). Вывод о вероятной нефтеносности исследуемого объекта дается на основании сопоставления результатов с показателями объекта с доказанной нефтеносностью [4].

Недостатком способа является тот факт, что часто на коренных породах залегают не только глины, но и песчаники и галечники. В этом случае поток углеводородных газов может быть рассеян и на глинах не зафиксирован.

Нами сделано дополнение к существующим геохимическим способам поиска углеводородов, которое повышает эффективность прогноза залежей углеводородов по газогеохимическим критериям как на суше, так и на акваториях, где общие геологические и геофизические признаки положительно характеризуют возможность обнаружения нефтегазовых залежей и газогидратов.

На суше нами разработан метод [5] прогноза залежей углеводородов путем последовательного отбора проб почвенных газов из шпура на двух горизонтах 0,3–0,4 м и 0,8–1,0 м с предварительной герметизацией каждого горизонта от атмосферы, при этом пробы газа подвергаются газогеохимиче-

скому анализу на содержание метана и тяжелых углеводородов. Если состав газа на обоих горизонтах близок и концентрации углеводородных газов превышают фон в 2 и более раза, а его количество возрастает сверху вниз не менее чем в 1,5 раза, то это свидетельствует о потоке газа, идущего из недр. На этом основании делается вывод о положительном прогнозе залежи углеводородов (рисунок).

Для повышения достоверности полученных результатов дополнительно проводят анализ газа на содержание углекислого газа, водорода, гелия, кислорода и азота, а также выбуренной породы на абсорбированные углеводороды.

Этот способ позволяет снизить влияние современных процессов образования микробного метана в верхних горизонтах почвы, особенно в гумусовом слое, так как вывод о перспективности данного района основывается не на абсолютных концентрациях адсорбированных газов, а на анализе потока газа, который определяют по соотношению концентраций составляющих компонентов газа на нижнем и верхнем горизонтах. При этом наличие в газе водорода и гелия говорит о глубинном подтоке природных газов из недр, присутствие углекислого газа характеризует наличие в недрах интрузивных пород, что позволяет более достоверно понять геологическую структуру в районе исследований.

В качестве подтверждения описанного способа прогноза нефтегазонасыщенности приведем данные, которые были получены в результате выполнения съемки подпочвенных газов в 2000–2001 гг. на Бикинском осадочном бассейне, а проанализированы и получили подтверждение в 2007 году (рисунок).

На рисунке приведена газогеохимическая схема исследования на Бикинской площади (масштаб 1:100000). Было выполнено 80 измерений газа на 5 профилях. Анализ полученных в то время результатов показывает, что в районе зон разломов в подпочвенных газах на двух горизонтах шпуров – 0,3 и 0,8 м существуют аномалии метана и других газов. Аномалия метана (50 ppm) на верхнем горизонте (0,3 м) превысила фон в 25 раз, а на нижнем (0,8 м) – концентрация метана превысила фон в 50 раз (100 ppm), что однозначно указывает на наличие потока метана из недр в этом районе. Кроме того, повышенные концентрации метана зафиксированы и на границах покровов базальтов. Это позволяло говорить о том, что в недрах данного бассейна присутствует углеводородный потенциал и положительно оценивается дальнейшее проведение комплекса затратных нефтегазопроисковых работ (геофизических, буровых), что и подтвердили проведенные исследования 2005–2007 годов и был сделан обоснованный вывод о положительном прогнозе и дальнейших уже буровых работах в этом районе. Аналогичные результаты были получены при проведении газогеохимического анализа в районе побережья бухты Суходол Уссурийского залива (Приморский край).

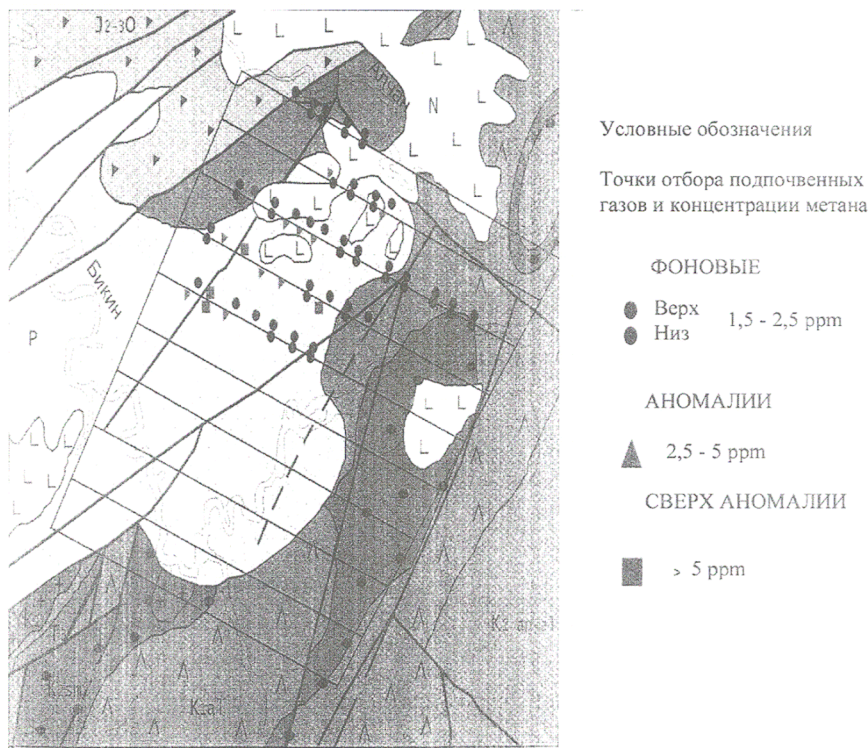


Рисунок. Схема газогеохимической съемки на Бикинской площади Приморья. Круглыми точками обозначены фоновые концентрации метана, треугольниками – повышенные концентрации и прямоугольниками аномальные концентрации метана в ppm

В морских условиях для поиска месторождений нефти и газа и газогидратов нами разработан газгеофизический метод [6]. Он основан на том, что отбираются пробы придонной воды, из которых извлекается и анализируется газ на углеводороды и другие газы. Дополнительно используется гидроакустическая система, позволяющая записывать на эхограмме поток пузырей газа (метана) из донных отложений в воду в виде вертикальных звукорассеивающих тел. Этот комплекс позволяет вести поиск полей газогидратов.

В Охотском море потоки пузырей метана и аномальные концентрации его в придонной воде служат основным поисковым признаком зон разломов и связанных с ними газогидратов. Эти выходы метана обусловлены нефтегазосодержащими слоями на глубоких горизонтах, вскрытых зонами разломов.

Таким образом, газогеохимические индикаторы можно эффективно использовать для прогноза залежей нефти и газа и газогидратов на суше и море.

1. Ворошилов Н.А., Вешев С.А., Алексеев С.Г., Васильева В.И., Кужельная Т.Ю. Геохимический способ поиска углеводородов. П. РФ № 2097796. Бюлл. № 33.
2. Борковский А.А., Верес С.П. Способ поиска месторождений нефти и газа. П. РФ № 2177631, 2001. Бюлл. № 36.
3. Ларичев А.И., Новиков В.Р., Коробов Ю.И., Фролов В.Х. Способ геологической разведки нефти и газа П. РФ № 2102781, 1998. Бюлл. № 2.
4. Близеев А.Б., Войтович С.Е., Куличков В.П., Хисамов Р.С., Чернышова М.Г. Способ геохимического тестирования локальных объектов при прогнозе нефтегазоносности П. РФ № 2298816, 2007. Бюлл. № 13.
5. Обжиров А.И. Способ прогноза залежей углеводородов. П. РФ № 2359290 С1, 2009. Бюлл. № 17
6. Юсупов В.И., Саломатин А.С., Обжиров А.И. Газогеофизический комплекс для обнаружения подводных выходов газогидратов. П. РФ № 70377, 2008. Бюлл. № 2.

Gas geochemical method to use soil gas in different horizons in land and gas of bottom water and hydro-acoustic images in Sea help to search oil-gas deposit and gas hydrate.

А.А. Петрова, И.М. Демина
(СПбФ ИЗМИРАН РАН, Санкт-Петербург, e-mail:petrova@rambler.ru)
**Строение нефтегазоносных зон Северного моря
по магнитометрическим данным**

A.A. Petrova, I.M. Demina
(SPbF IZMIRAN, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg)
**The structure of the oil-gas zones of North Sea
on the base of magnetic data**

Опыт интерпретации геомагнитной съемки при работах на нефть и газ в период с 1972 г. по 2009 г. показал, что аномальное магнитное поле на месторождениях углеводородов обладает специфическими особенностями, четко проявляющимися по результатам спектрально-пространственного анализа (СПАН) [1]. Интерпретация геомагнитного поля Тимано-Печорской, Волго-Уральской, Прикаспийской, Сибирской нефтегазоносных провинций, проведенная с применением метода СПАН, выявила на месторождениях нефти и газа слабомагнитные ареалы в верхних горизонтах осадочного чехла и в контурах основной залежи месторождений [2–3].

В данной работе приведены результаты исследования особенностей строения земной коры в районах газовых и нефтяных месторождений Северного моря на основе анализа методом СПАН структуры геомагнитного поля по протяженным галсам НИС «Заря».

В основе метода лежит последовательная линейная фильтрация спектра магнитного поля с последующим обратным преобразованием полученного набора спектров в интересующем диапазоне периодов аномалий.

СПАН создает спектрально-пространственное представление геомагнитного поля вдоль профиля в виде матрицы, позволяющей исследовать структуру магнитного поля, в том числе аномалии, создаваемые слабомагнитными комплексами пород осадочного чехла и фундамента. На геомагнитном разрезе аномалии от магнитных геологических образований, проявляясь в виде областей максимумов на соответствующих участках профиля, создают маркирующие горизонты, что позволяет провести их идентификацию и увидеть распределение намагниченности между породами разных комплексов.

Геомагнитный разрез позволяет оценить мощность и характер залегания неоднородностей, отличающихся по магнитным свойствам и провести картирование структурно-вещественных комплексов на основе изменчивости свойств горных пород. Тектонические нарушения отражаются на разрезе в виде контрастных границ контактов пород с разной намагниченностью. Благодаря этому прослеживается смена вертикальной неоднородности верхней части коры на субгоризонтальную слоистость с глубины 8–10 км, что позволяет увидеть эффект выполаживания разломов.

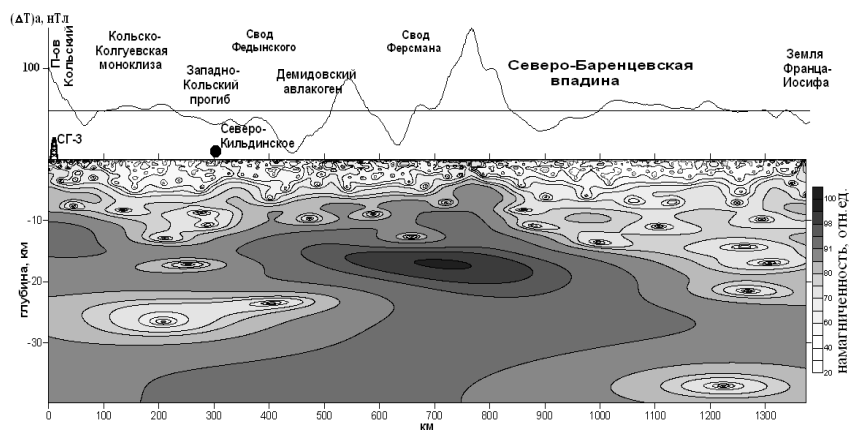


Рис. 1. Геомагнитный разрез в Баренцевом море

Исследования магнитного поля в Сибирском регионе и в Баренцевом море, проведенные по профилям, выходящим за пределы нефтегазоносных провинций, выявили специфические черты в строении земной коры областей нефтегазонакопления. Месторождения приурочены к особым зонам, в которых прослеживается чередование магнитных слоев с линзами слабомагнитных пород, расположенных на глубине $H = 8\text{--}12$ км, $15\text{--}20$ км и $25\text{--}30$ км. В качестве примера приведена одна из таких зон в Баренцевом море на геомагнитном разрезе, построенном по аэромагнитному профилю, идущему от скважины СГ-3 до Земли Франца-Иосифа [4] (рис. 1). Линзовидно-слоистая структура земной коры в интервале глубин от 8 до 30 км прослеживается в районе Северо-Кильдинского месторождения.

В настоящей работе описанный выше метод применен для выявления особенностей строения земной коры Северного моря.

В период с 1964 по 1982 гг. в Северном море проведена съемка компонент геомагнитного поля на немагнитной шхуне «Заря» [5].

С целью изучения характера распределения намагниченности в земной коре Северного моря, вовлеченной в процесс нефтегазонакопления, по Z-компоненте геомагнитного поля построены геомагнитные разрезy для интервала глубин H от 1 до 30 км вдоль профилей, прошедших через наиболее крупные месторождения нефти и газа (рис. 2).

Крупные газовые и нефтяные месторождения Северного моря приурочены к грабенам Викинг (Фригг, Brent, Берил и др.), Фортис (Фортис, Нельсон, Эверест), Центральному (Екофиск, Ерскин, Франклин) и Юго-западному (Леман, Инфатигейбл, Ок). Для всех этих месторождений получены магнитные характеристики пород чехла и фундамента.

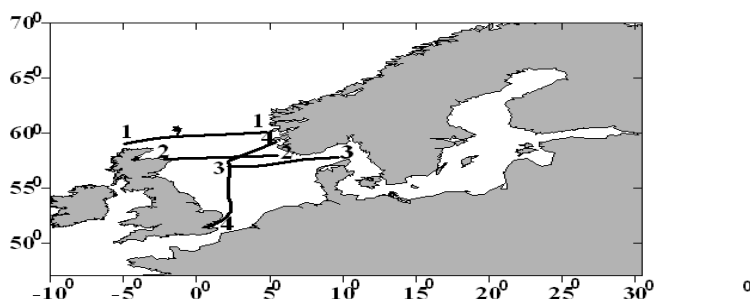


Рис. 2. Схема профилей НИС «Заря» в Северном море (№№1-4)

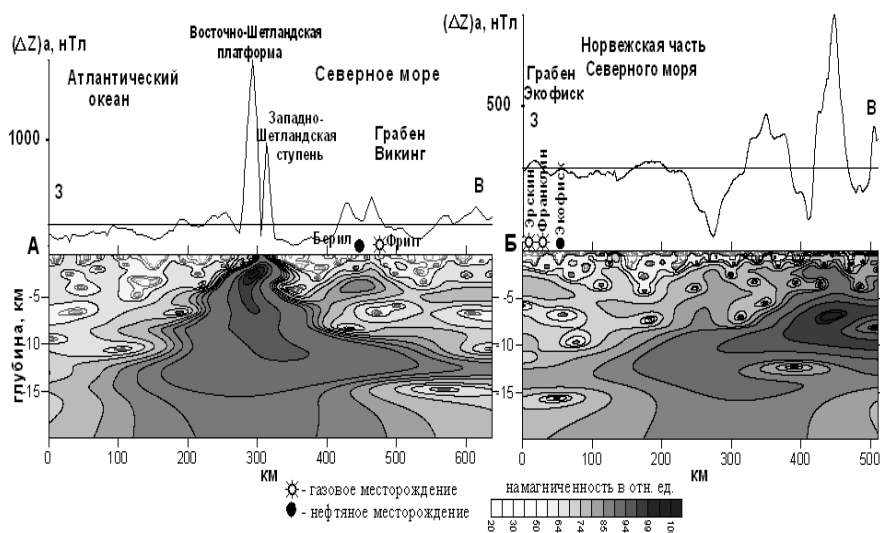


Рис. 3. Геомагнитные разрезы пр. 1 (А) и пр. 3 (Б) в Северном море

Субширотные профили №1 и №3 пересекают грабены Викинг и Экофиск. Глубина фундамента на Западно-Шетландской ступени составляет около 2 км, в грабене Викинга до 6 км, в грабене Экофиск до 8 км. Линзы слабомагнитных пород выделяются в толще осадочного чехла вблизи контуров залежей и в структурно-вещественных неоднородностях фундамента на глубине 8–11 км и 15–18 км (рис. 2–3).

Субширотный профиль №2 проходит от побережья Британии до Датского полуострова (рис. 2, 4). Он пересекает грабен Фортис с глубиной фундамента $H = 8$ км и Центральный грабен (фундамент на $H = 8-10$ км). В зонах грабенов слабомагнитные линзы выявляются в толще осадочного чехла вблизи контуров залежей ($H = 2-5$ км) и в фундаменте ($H = 8-12$ км, $H = 15$

и 25 км). На глубине $H = 10\text{--}12$ км расположен слабомагнитный слой мощностью около 2 км, прослеживающийся на расстоянии около 200 км от Центрального грабена до побережья Скандинавии.

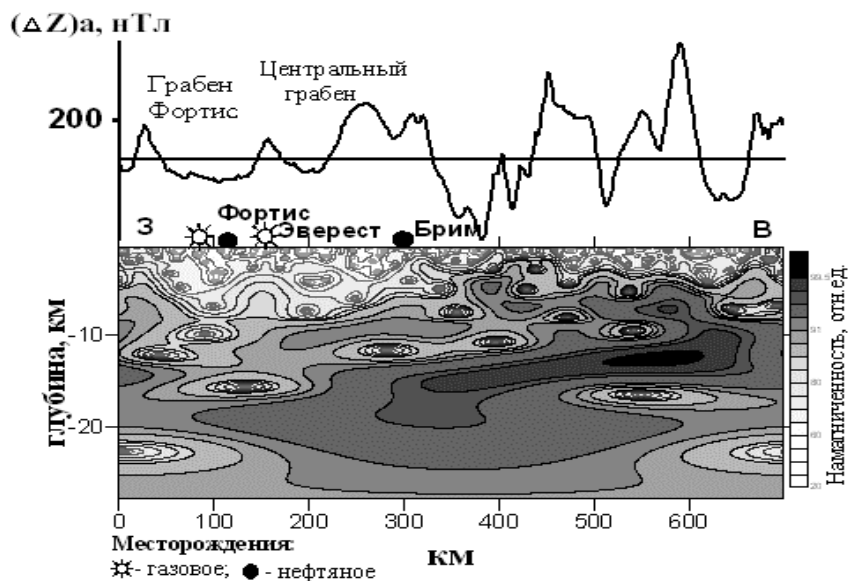


Рис. 4. Геомагнитный разрез по пр. 2 в Северном море

Профиль №4 (рис. 2) пересекает Юго-Западный грабен в зоне Англо-Голландского бассейна и Центральный грабен. Слабомагнитные линзы выявляются в толще осадочного чехла вблизи контуров залежей ($H = 2\text{--}5$ км) и в фундаменте ($H = 8\text{--}10$ км, $H = 13\text{--}15$ км и $H = 18$ км) [6].

Таким образом, исследования показали, что области нефтегазонакопленний в Северном море тяготеют к проницаемым зонам, земная кора в которых характеризуется линзовидно-слоистым строением, обусловленным наличием системы слабомагнитных линз. Полученные результаты для нефтегазонасыщенных зон Северного моря выявили признаки, характерные для месторождений Баренцева моря (Штокмановского, Северо-Кильдинского, Лудловского). Опыт работы в регионах с доказанной нефтегазонасыщенностью позволяет сформулировать критерии мелкомасштабного прогноза нефтегазонасыщенных бассейнов, основанные на особенностях структуры магнитного поля и модельных представлениях о глубинном строении регионов.

Исследование магнитных характеристик земной коры зон крупных месторождений нефти и газа бассейна Северного моря показало, что газонефтяные месторождения акватории приурочены к особым проницаемым зонам. Внутри этих зон средняя и нижняя части земной коры характеризуются ла-

теральной расслоенностью. Чередование магнитных слоев со слабомагнитными линзами проявляется на геомагнитных разрезах в виде субгоризонтальных границ, расположенных в интервалах глубин 15–25 км.

1. Петрова А.А. Методика спектрально-пространственного анализа геомагнитного поля // Геофизический сборник АН УССР. 1977. С. 55-66.
2. Мавричев В.Г., Петрова А.А. и др. Роль аэрогеофизической съемки в решении нефтегазописковых задач // Разведка и охрана недр. №12. М.: Недра, 2002. С. 4-9.
3. Мавричев В.Г., Гололобов Ю.Н., Петрова А.А., Атаков А.И. Новые технологии анализа аэрогеофизических данных при прогнозе нефтегазонасыщенности Зилаирского мегасинклинория // Актуальные проблемы нефтегазовой геологии. СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 44-50.
4. Petrova A.A., Turbin Y.A. Results of interpretation dates of aeromagnetic surveys by SPAN-method on the support profile Kola-ZFI // EAGE Conference and Technical Exhibition, Extand. Abstr. Book. V. 1. Zeist. 1997. Н. 190-193.
5. Баткова Л.А., Боярских В.Г., Демина И.М. Комплексная база данных компонент геомагнитного поля на акватории океанов по результатам съемок, выполненных на немагнитной шхуне «Заря» // Геомагнетизм и Аэрономия. 2007. Т. 47, № 4. С. 571-576.
6. Petrova A., Batkova L., Demina I. Features of the lithosphere structure of oil-gas-bearing zones of the Atlantic Ocean European site on the base of the geomagnetic field components measurements data // Geophysical Research Abstracts, Vol. 11. EGU2009-6716-1, 2009. EGU General Assembly 2009.

Investigation the earth's crust magnetic characteristics of the large oil-gas fields of the North Sea showed that they are located near the particular permeable zones. The middle part and button of the earth's crust are characterized by sub-horizontal layering into these zones which manifest themselves as boundaries in the depth range from 15 to 25 km.

Н.А. Петровская, Е.В. Грецкая

(ОАО «Дальморнефтегеофизика», Южно-Сахалинск, e-mail: petnat@dmng.ru)

Новое открытие газогидратов в Беринговоморском регионе

N.A. Petrovskaya, E.V. Gretskaya

(DMNG JSC, Yzhno-Sakhalinsk)

Gas hydrates are newly discovered in the Bering Sea Region

Газогидраты, обладающие огромным ресурсным потенциалом, являются единственным неразрабатываемым источником природного газа. В глубоководной части Берингова моря региональными сейсмическими исследова-

ниями, проведенными в 1988 и 2007 гг. ОАО «Дальморнефтегеофизика» по данным AVO-анализа на глубинах моря 600–2600 м выявлены зоны распространения газогидратов максимальной площадью до 1600 км².

Основная часть газогидратов приурочена к континентальному склону и подножию различных частей Мирового океана. Скопления газогидратов сосредоточены в рыхлых неконсолидированных осадочных отложениях, латеральная миграция УВ в пределах которых невозможна. В южной глубоководной (более 3,5 км) части Берингова моря в результате сейсмических исследований выявлено около 12 тыс. участков скопления газогидратов (26 трлн м³) и подгидратных скоплений свободного газа (5,6 трлн м³) (Валяев, 1997).

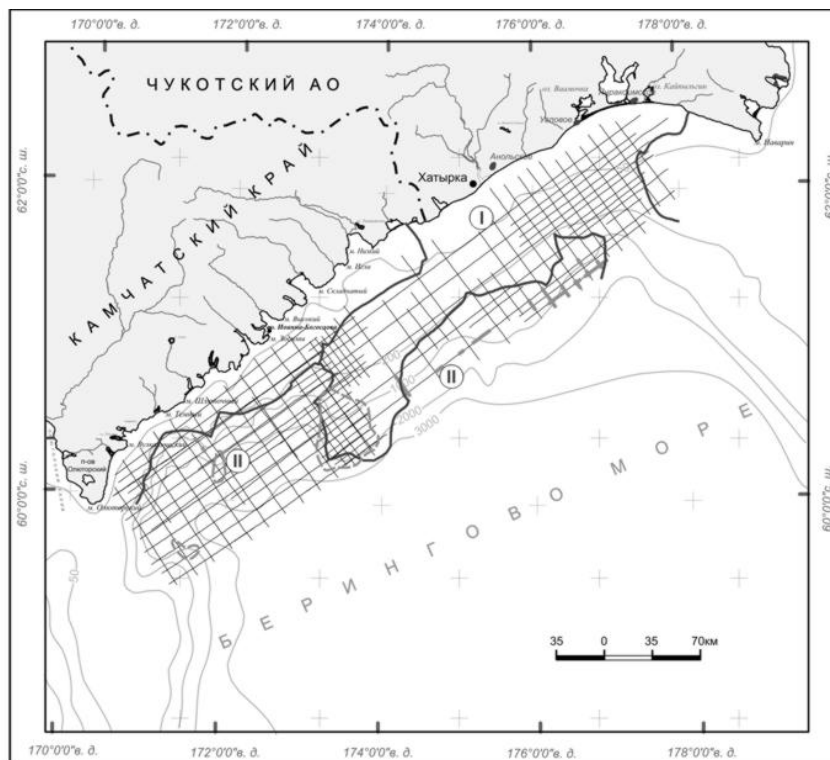
Наличие газогидратов в Беринговом море подтверждено бурением скв. 185, где на глубине 610 м при величине водного слоя 2110 м в миоценовых терригенных отложениях был выявлен 10–15-метровый горизонт, насыщенный газом (Панаев, 1987).

По материалам сейсмических исследований, проведенных ОАО «Дальморнефтегеофизика» в Хатырском осадочном бассейне и в глубоководной части Берингова моря, в 1988 и 2007 гг. выявлены зоны развития твердых УВ – газогидратов (рис. 1).

На разрезах AVO им отвечает однофазовое отрицательное сейсмическое отражение, пересекающее отражения от слоисто-осадочного разреза и практически повторяющее конфигурацию линии морского дна (в английской трактовке – BSR, в русской – ПДО), отождествляемое с подошвой зоны стабильности газовых гидратов, отчетливо прослеживается на полнократном и частично-суммарных разрезах. Кроме хорошо выраженной отрицательной фазы на сейсмограммах ОГТ и частичных суммах наблюдается эффект усиления амплитуд отражения с удалением. Хорошо известно, что негативная фаза отражения BSR формируется из-за резкого понижения акустического импеданса за счет присутствия в разрезе свободного газа ниже подошвы слоя, содержащего газогидраты (рис. 2).

Дискретный анализ скоростей демонстрирует уменьшение интервальной скорости и, соответственно, акустического импеданса ниже отражения от подошвы газогидратов (профиль КН0630-2510 мс; профиль КН0656-2570 мс).

На суммарных разрезах проявляется заметное усиление амплитуд отражений от осадочных слоев непосредственно под BSR, по сравнению с вышележащим интервалом, что также позволяет предполагать присутствие газа ниже подошвы зоны газогидратов.



Условные обозначения

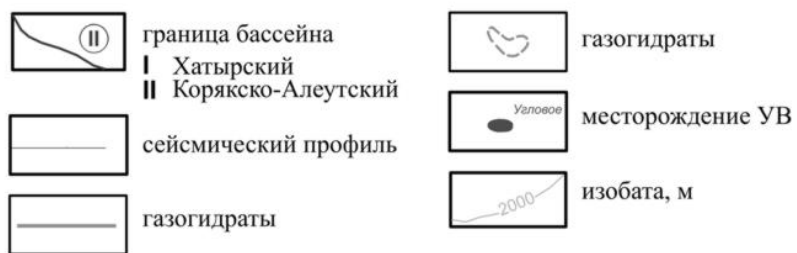


Рис. 1. Распределение газогидратов в Корякско-Алеутском и Хатырском осадочных бассейнах

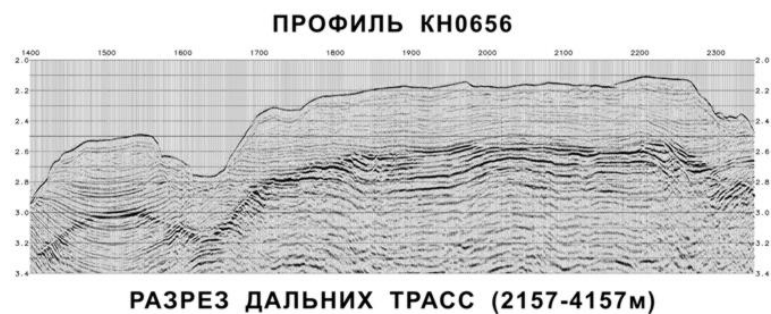
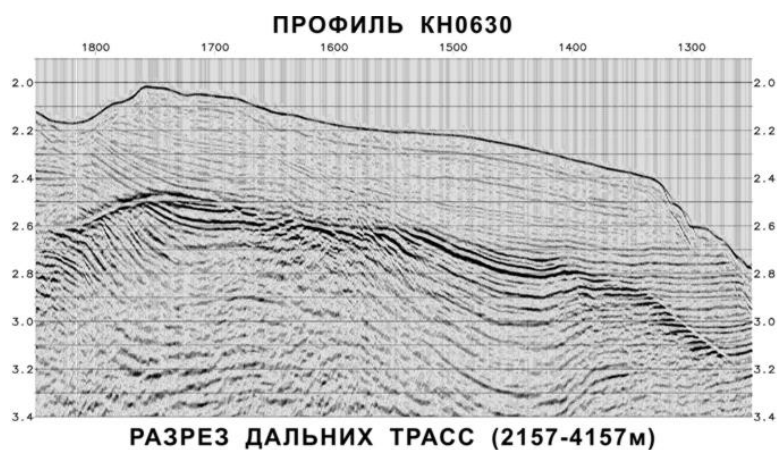


Рис. 2. AVO-разрезы по профилям КН0630 и КН0656

1. Валяев Б. М. Углеводородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений // Геология нефти и газа. 1997. № 9.
2. Панаев В.А. Газогидраты в Мировом океане // Бюллетень МОИП. 1987. Т. 62. № 3. С. 66-71.

Gas hydrates, having a great resource potential are the only natural source of gas being undeveloped. Regional seismic surveys, performed by Dalmorneftegeophysica JSC in 1988 and 2007 in the deep part of the Bering Sea identified the areas of gas hydrates spread up to 1600 sq. km at the sea depths of 600–2600 m on the basis AVO-analysis data.

И.Д. Полякова

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

Горизонты углеродистых металлоносных пород – геологические метки событий океанской аноксии в фанерозойской истории Земли

I.D. Polyakova

(Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Carbonaceous metalliferous rocks – signature of oceanic anoxia events in the Phanerozoic

В фанерозойский этап, представляющий наиболее изученную и известную часть истории Земли, периодически накапливались обогащенные планктоногенным органическим веществом и металлами углеродистые кремнисто-глинистые, карбонатно-кремнисто-глинистые и кремнисто-карбонатные отложения, получившие прерывисто-глобальное распространение. На территории Русской платформы они образуют доманиковую (D_3 fr), а на Западно-Сибирской плите – баженовскую ($I_3 t - K_1 br_1$) свиты, по аналогии с которыми близкие по составу толщи выделяются как доманикиты или баженовиты. В зарубежной литературе подобные углеродистые отложения относятся к черным сланцам, а темноцветные кремнистые известняки – к чертам. Далее для краткости будем называть их углеродистые металлоносные породы (УМП). Их появление связывается со вспышками биопродуктивности синезеленых водорослей (цианобактерий и бактерий), которые сопровождалась вымиранием групп более высокоорганизованных животных и растений. УМП присутствуют в осадочном разрезе некоторых нефтегазоносных бассейнов, в которых они играют важную роль в процессах углеводородной генерации, а порой и аккумуляции нефти и многих металлов.

Горизонты УМП образуют глобальную систему литолого-геохимических аномалий, возникавших на рубеже резкого изменения химического состава океанских и морских вод, которое приводило к кардинальным преобразованиям биосферы. Для объяснения этого явления привлекались различные версии, среди которых наиболее распространенными являются палеогеографическая, седиментационная, палеобиофациальная и палеоклиматическая. Высказывались также соображения о роли базальтового вулканизма и сопровождавшего его радиоактивного заражения среды, а также космических явлений, приводивших к концентрации микроэлементов в осадках.

Наша цель – проанализировать причины появления обогащенных планктоногенным органическим веществом металлоносных отложений, определить соотношение и характер взаимодействия эндогенного и биогенного факторов при их накоплении.

Относительно короткие моменты геологической истории, исчисляющиеся от 2 до 10 млн лет, во время которых накапливались тонкослоистые обогащенные органическим веществом и сульфидами отложения, связаны с событиями океанской аноксии (СОА), распространяющейся в окраинные моря и порой в эпиконтинентальные бассейны. Бескислородные с сероводородным заражением зоны возникали на больших глубинах, где имела место стагнация или значительно ослабленная циркуляция вод. Тогда же происходило глобальное потепление на 5–10°C в атмосфере, активизировались процессы выветривания, усиливалась биопродуктивность фитопланктона, происходило массовое вымирание многих представителей органического мира и возникали широкомасштабные изменения в глобальных циклах углерода, кислорода и серы. Всем этим процессам предшествовали или протекали одновременно с ними вулканические извержения, которые могли заканчиваться формированием крупных магматических провинций.

УМП имеют относительно небольшую (20–80 м) мощность и несмотря на разновременность образования характеризуются исключительно близким по углепетрографическому, фитогеохимическому и химическому составу органическим веществом (ОВ), свидетельствующим о преобладающем участии липидов из продуктов распада фитопланктона. Выделенные битумоиды содержат биохемофоссилии или биомаркеры, наследующие углеродный скелет и отчасти стереохимию липидов живого вещества. Детально изученные А.Э. Конторовичем с коллегами биомаркеры баженовской свиты Западной Сибири представляют собой единую свойственную объектам морского бассейна совокупность, в которой повышенные содержания гомогенов C₃₅ указывают на резко восстановительную среду осадконакопления, что подтверждается также значительными концентрациями ванадиловых порфиринов и серы в битумоидах, а также пирита в породах. Классические УМП содержат 5 % и более C_{орг}, а их ОВ относится к I–II типам по Ван Кревелену.

В типовой набор микроэлементов УМП входят U, P, S, Fe, Mo, V, Ni, Cu, Zn, Cr, Co, Ag, Au, As, редкие земли и платиноиды. К настоящему времени накоплен весьма представительный аналитический материал по изотопному составу содержащихся в УМП углерода, серы и ряда микроэлементов, что будет рассмотрено при характеристике некоторых СОА.

В фанерозое углеродистые отложения накапливались многократно и имеют прерывисто-глобальное распространение. Всего в палеозое, мезозое и кайнозое было установлено 16 ярко проявившихся черносланцевых накоплений, которые, как справедливо отметил С.Г. Неручев, существуют в природе независимо от приверженности тем или иным взглядам различных исследователей. Наиболее яркие СОА связаны с ордовиком, средним–верхним девоном, границей перми и триаса, нижней юрой, верхней юрой–неокомом, средним мелом, эоценом и миоценом. На отдельных возрастных уровнях СОА проявились 2–3 фазами. Отдельные из них будут охарактеризованы далее.

В конце среднего и в позднем девоне СОА обозначились тремя фазами: живецкой (390 млн лет), верхнефранской (380 млн лет) и верхнефаменской (365 млн лет), во время которых происходило массовое вымирание морской фауны и накопление углеродистых металлоносных отложений. Эти, часто битуминозные, породы с высокими содержаниями органического углерода (до 16 %), такие как доманиковая свита и близкие ей по составу, получили широкое распространение.

На примере доманикитов Р.П. Готтих, Б.И. Писоцким и Д.И. Журавлевым показано, что УМП отличаются от выше- и нижележащих толщ повышенной радиоактивностью, связанной с присутствием в них урана, и увеличенными на 1-2 порядка содержаниями микроэлементов из типового набора для черных сланцев. Отличия проявляются также в изотопном составе углерода и некоторых других элементов. Так, изотопный состав углерода существенно облегчен ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ снижается до -13,2 ‰ на фоне $-4 \div -8,6$ ‰), отношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70794–0.70676) ниже, чем в чистых известняках (0,70827–0,70865). Из анализа отношения изотопов Sm-Nd-систематики следует, что углеродсодержащая порода характеризуется параметром (начальное значение $\epsilon_{\text{Nd}}^1 - 8,3$), присущим верхнемантийным деплетированным источникам.

СОА в конце пермского периода (250 млн лет) характеризуется крупнейшим в фанерозое уровне вымирания (более 90%) в морских и наземных экосистемах. В поздней перми аноксия сопровождалась сероводородным заражением, которое подтверждается присутствием фрамбоидного пирита, образовавшего микрокристаллические скопления в полостях черных битуминозных отложений на территории Китая, Гренландии, Австралии и Индии. В карбонатах, ассоциирующих сульфаты и пирит, по данным К.М. Мейер, L.R. Kump, A.Ridgwell, отмечен существенный рост значений $\delta^{34}\text{S}$, а в необычных аргонитовых фенах и микробиальных карбонатах, которые могли накопиться в результате углекислой дегазации восходящих из морских глубин вод, установлено уменьшение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$. Вероятно, в океане происходили пертурбации, повлиявшие на круговорот серы и углерода.

В формации Хуфф на Среднем Востоке граница между пермью и триасом подтверждается S.N. Ehrenberg быстрым увеличением значений $\delta^{13}\text{C}$ и резким снижением содержания кремнистой составляющей, урана, калия и тория в карбонатах нижнего триаса. Уменьшение радиоактивности на границе перми и триаса является региональной характеристикой, допускающей, что истощение урана в морских водах раннего триаса является следствием произошедшего ранее СОА, сопровождавшегося дефицитом кислорода и выпадением урана вместе с органическим веществом в осадок.

В ранней юре, на границе плинсбах и тоара (183 млн лет) тоарские эвксинические отложения детально были изучены в британском Уоркшире С.Р. Реаге с коллегами. В темноцветных глинах содержания Сорг достигают максимальных значений (8–15 на фоне 4–8 %), а в изотопном составе угле-

рода возрастают концентрации легкого изотопа ($\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ – -30 ÷ -33 на фоне -28÷-30 ‰). Зафиксированы повышенные содержания молибдена (40–45 на фоне 6–15 ppm) с характерным для эвксинических осадков изотопным составом ($\delta^{98/95}\text{Mo}$ – 2,3 на фоне 0,6–1,6 ‰). Поведение геохимических показателей в разрезе свидетельствует о кратковременных возникновениях эвксинических обстановок и изменениях цикла углерода во время тоарского СОА.

В поздней юре и неокоме СОА прослеживается в виде трёх фаз накопления черных обогащенных органическим веществом отложений в кимеридже (152 млн лет), титоне-нижнем берриасе (150–145 млн лет) и неокоме (140–130 млн лет). Состав и строение высокоуглеродистых отложений поздней юры хорошо изучены и могут быть продемонстрированы на примере баженовской свиты (титон-нижний берриас) Западно-Сибирского бассейна. В баженовитах выделяются кремнисто-сапропелево-глинистые ($\text{C}_{\text{орг}} = 6\text{--}8\%$), глинисто-кремнисто-сапропелевые и глинисто-карбонатно-сапропелевые ($\text{C}_{\text{орг}} = 10\text{--}12\%$) породы, в отдельных тончайших прослоях которых $\text{C}_{\text{орг}}$ достигает 30 %. Высокоуглеродистые слои подчеркиваются пиками радиоактивного каратажа. По углепетрографическим определениям слои образованы коллоальгинитом и лейптинитом. Баженовиты образовались при максимальных скоростях накопления ОВ и наиболее низких скоростях седиментации. Отложения почти полностью лишены бентосной фауны, но в них выявлены многочисленные остатки планктонных и нектонных организмов, обнаружены биоморфозы карбоната, пиритизированные ядра радиоларий, их теневые реликты и инкрустации пирита, стяжения пирита. Такой состав фауны и повсеместная восстановленность металлов (железа до пирита) свидетельствуют о большом дефиците кислорода и возможном сероводородном заражении в иловых и наддонных водах. Микроэлементы присутствуют в повышенных содержаниях, особенно это касается ванадия и никеля. Изотопный состав $\text{C}_{\text{орг}}$ специфичен: $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ – -28 ÷ -32 на фоне -24 ÷ -28 ‰, что объясняется А.Э. Конторовичем, Л.И. Богородской и С.И. Гольшевым полимерлипидным характером планктоногенного органического вещества, в котором на стадии диагенеза происходило селективное накопление липидов, обогащенных легким изотопом углерода.

Позднеюрское аноксическое событие получило продолжение в неокоме, когда, например, в западной части Западно-Сибирского бассейна накапливались отложения, близкие по составу к баженовской свите.

В среднемеловое время СОА проявились в двух фазах, которым соответствует накопление черных обогащенных ОВ отложений (чертов и сланцев) в апт-альбе (112 млн лет) и сеноман – туроне (93 млн лет). Для чертов из разрезов в районе поднятия Демерара у северо-восточного побережья Южной Америки, Фурло в Центральной Италии, известняков Калера Францисканского комплекса в Центральной Калифорнии S.C. Turgeon, R.A. Creaser, S.A. Robinson получили типичные для рассматриваемых отложений характеристики по изотопному составу углерода, стронция и осмия. В слоистых

чертах отмечены прослои с содержаниями $C_{\text{орг}}$ 16–23 % и резким облегчением изотопного состава углерода ($\delta^{13}C_{\text{орг}}$ на 6‰ и $\delta^{13}C_{\text{карб.}}$ на 2–3‰). Зафиксированы также повышенные содержания микроэлементов, а отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ свидетельствуют об их поступлении в океан в значительной степени от мантийного источника. Названными исследователями подсчитано, что около 97 % от общего содержания осмия в водах на северо-западе Неотетиса имело магматическое происхождение, при этом 30–50 % его количества поступило в океан на преданоксическом этапе. Данные Т.Л. Bralower подтверждают, что для среднемеловой аноксии характерно многократное (до 50 раз) увеличение в океане осмия за счет вулканического источника. Накопление обогащенных органическим веществом отложений сопровождалось селективным вымиранием глубоководных бентосных фораминифер.

В кайнозое СОА отвечают по времени *позднему эоцену – раннему олигоцену и миоцену*. Им соответствуют пики вымирания морской фауны.

Очевидно, во время аноксических событий в бассейны поступали вещества, составившие типовой набор микроэлементов УМП, которые имели два главных источника – продукты выветривания суши и продукты подводных вулканических излияний. Увеличение массы таких поступлений подтверждается ростом концентраций микроэлементов (на 1–2 порядка) относительно их кларков, при этом об усилении роли вулканического источника можно судить по приведенным результатам изотопного анализа серы, молибдена, стронция, осмия, неодима.

Подводные излияния лав служили спусковым крючком, приведшим в действие механизмы, в значительной степени влияющие на химические, биологические, седиментационные и климатические процессы, стимулирующие возникновение СОА и накопление углеродистых металлоносных отложений. В процессе литогенеза они превратились в генерирующие нефть УМП, что подтверждается идентичностью распределения углеводородов-биомаркеров в нефтях и битумоидах УМП. Таким образом, в УМП как бы заключена двойная информация: с одной стороны, через изотопный состав металлов выявляется их связь с эндогенной составляющей, а с другой стороны, через состав биомаркеров и другие геохимические характеристики устанавливается связь со структурами липидов живого вещества и нефтями.

УМП в значительной степени повлияли на интенсивность нефтеобразования в осадочных бассейнах, углеводородный потенциал которых определил циклический характер процесса в фанерозойской истории Земли.

Submarine lava flows served as a trigger, which put into motion mechanisms stimulating the appearance of oceanic anoxia events and accumulation of carbonaceous metalliferous rocks.

Ю.А. Повещенко¹, Г.И. Казакевич²

(¹Институт прикладной математики им. М.В. Келдыша РАН, Москва, e-mail: hecon@mail.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: gkazakevich@yandex.ru)

Некоторые возможности математического моделирования флюидодинамических процессов, связанных с газогидратными залежами

Yu.A. Poveschenko¹, G.I. Kazakevich²

(¹Keldysh Institute of Applied Mathematics Russian Academy of Science, Moscow; ²Institute of Oceanology Russian Academy of Science, Moscow)

Some possibilities of mathematical modeling fluid-dynamic processes connected with gas hydrates pools

Математическое моделирование геологических задач на нерегулярных сетках позволяет детально учесть геологию и литологию рассматриваемого региона, неоднородность его строения, различие масштабов изучаемых областей – от окрестности скважины до целого региона. Применение подобных методов в задачах двухфазной фильтрации, начатое в работе [1], дало возможность исследовать различные режимы формирования и разработки скоплений углеводородов, в том числе сложные автоколебательные процессы, связанные с возникновением и развитием гидродинамической неустойчивости [2].

Для возможности применения подобных методов в задачах, связанных с газогидратами, система уравнений механики сплошной среды в области термодинамического равновесия системы газ-вода-гидрат, были преобразованы к виду, позволяющую разделить «гиперболическую» часть, связанную с водо- и гидратонасыщенностью и «параболическую», связанную с давлением. Анализ «гиперболической» части с использованием метода характеристик показал, что обычно применяемый в подобных задачах способ учета фазовых проницаемостей «вверх по потоку» приводит к противоречию, и величины, относящиеся к растепленности, надо брать «вниз по потоку».

Проведены расчеты ряда одномерных задач, демонстрирующие характерные черты рассматриваемых процессов.

Показана возможность применения к некоторым газогидратным задачам в качестве адекватного приближения разработанных авторами математических моделей и программных комплексов, предназначенных для расчета двухфазной фильтрации. Вводя в модель искусственные источники газа, соответствующие газу, выделяющемуся при разложении гидрата, и решая обратную задачу с учетом реальной геологии и литологии региона, можно оценить количество разложившегося гидрата, соответствующее наблюдаемым параметрам залежи, например – истории разработки месторождения.

Полученные результаты являются начальным этапом численного моделирования флюидодинамики газогидратных систем в пористых средах на нерегулярных сетках и демонстрируют открывающиеся возможности.

1. Дмитриевский А.Н., Лобковский Л.И., Казакевич Г.И., Повещенко Ю.А. и др. // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1995. № 7. С. 2–6.
2. Казакевич Г.И., Минервина Е.А., Повещенко Ю.А. // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 1. С. 103–105.

Application of mathematical modeling of the two-phase filtration on irregular grids for gas hydrates problems is demonstrated. Introduction of artificial gas sources, according to hydrate decomposition, into developed model and solution of inverse problem considering real geology and lithology allow to evaluate amount of the decomposed hydrate corresponding to observed parameters.

Ю.Н. Разницин

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

Геодинамика офиолитов и формирование месторождений углеводородов на шельфе Восточного Сахалина

Yu.N. Raznitsin

(Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Ophiolites geodynamics and hydrocarbons formation on the Eastern Sakhalin shelf

Шельф Восточного Сахалина является наиболее богатым нефтегазоносным районом на акваториях дальневосточных морей России. Все месторождения углеводородов здесь приурочены к верхней части западного борта смежной глубоководной впадины Дерюгина и располагаются внутри или непосредственно к западу от зоны интенсивных положительных магнитных аномалий, протягивающихся вдоль всего острова до Южно-Охотской впадины на расстояние около 1200 километров и выходящих на севере на п-в Шмидта в пределы высокомагнитных пород офиолитового пояса его Восточного хребта.

На приведенной схеме (рис. 1) хорошо видно, что и месторождения Восточного Сахалина от широт г. Оха, залива Пильтун и далее на юг, подчиняются той же закономерности, располагаясь в непосредственной близости или внутри полей магнитных аномалий, к которым также тяготеют многочисленные выходы на поверхность серпентинитового меланжа и ультрамафитов (Набильский хребет, Восточно-Сахалинские горы).

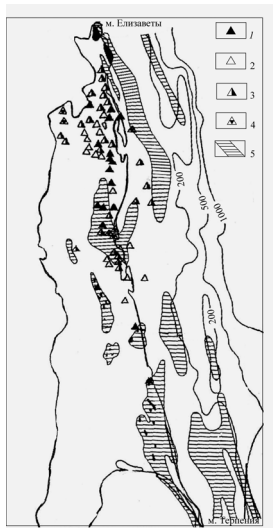


Рис. 1. Схема размещения нефтегазовых месторождений Восточного Сахалина и его шельфа: 1 – нефть; 2 – газ; 3 – газоконденсат; 4 – зона интенсивных положительных магнитных аномалий; 5 – офиолитовые аллохтоны, преимущественно ультраосновного состава, по [1] с дополнениями. Магнитные аномалии по данным [2]

В результате многолетних тематических и геолого-съёмочных работ было установлено, что офиолиты Восточного Сахалина, включающие в себя все основные разновидности пород палеоокеанической коры и верхов мантии, слагают пакеты тектонических пластин, надвинутые с востока, со стороны впадины Дерюгина [3]. Возраст надвигания офиолитов и время образования чешуйчато-надвиговой структуры Восточного Сахалина в целом определяется как конец позднего меланачала палеогена, поскольку в ней участвуют

верхнемеловые отложения, включая датские, а запечатывается структура олигоцен-миоценовыми отложениями. Кроме этого, основного, этапа тектонического становления офиолитов, отмечены надвиги серпентинитового меланжа на олигоценовые и даже плиоценовые образования.

Корневой зоной офиолитовых аллохтонов послужил офиолитовый пояс, отвечающий упоминавшейся выше Восточно-Сахалинской магнитной аномалии. По форме магнитных аномалий в целом устанавливается крутой наклон магнитовозмущающих тел к востоку и погружение их на значительную глубину. Бескорневым офиолитовым покровам на востоке острова отвечают изометричные аномалии меньшей амплитуды.

Именно с этой зоной, расположенной в верхней части западного борта впадины Дерюгина, связана серия глубинных надвигов, погружающихся в восточном направлении и круто уходящих на глубину, где они непосредственно связаны с породами «базальтового» слоя и верхней мантии впадины Дерюгина.

С ней же связаны все основные аномалии верхней части западного борта впадины. Это упоминавшаяся выше Восточно-Сахалинская аномалия, совпадающая с зоной положительных гравитационных аномалий. К этой же полосе приурочены аномально высокие значения теплового потока и коровые землетрясения, характеризующиеся сдвиго-сбросовыми и сбросовзбросовыми движениями. Здесь же по газовым факелам в водной толще были идентифицированы многочисленные поля субмаринной разгрузки метана, а в кровле кайнозойского осадочного чехла выявлено присутствие газогидратов. В донных отложениях, содержащих высокие концентрации метана, обнаружены карбонатные сульфидные минеральные ассоциации,

образование которых связано с миграцией углеводородных газов.

Сама впадина Дерюгина резко отличается от обрамляющих площадей с континентальной и субконтинентальной корой – она подстилается корой субокеанического типа и обладает набором признаков, свидетельствующих о ее принадлежности к структурам типа окраинного моря, образовавшейся за счет растяжения соответствующего ей участка земной коры в позднем мелу.

Впадина Дерюгина обладает целым набором специфических геолого-геофизических аномалий. Здесь отсутствует так называемый «гранитный» слой, однако мощность коры составляет не менее 19 км. Поверхность М характеризуется уменьшенными скоростями продольных сейсмических волн (7,4 км/с). Характер ее аномального магнитного поля говорит о широком развитии разобщенных магнитактивных образований, представляющих собой субгоризонтальные тела с переменной мощностью. Верхние кромки основной массы магнитовозмущающих тел ограничиваются поверхностью акустического фундамента. При трансформации гравитационного поля в верхнее полупространство здесь отчетливо выделяется положительная остаточная аномалия Буге, что обусловлено уменьшенной мощностью земной коры. Впадина характеризуется повышенными и высокими значениями теплового потока. По геотермическим данным в верхней мантии на глубинах всего 25–35 км выделяется астеносфера, температуры на верхней поверхности которой соответствуют 1000–1200° С.

Таким образом, по различным геофизическим, геоморфологическим и геологическим данным во впадине Дерюгина устанавливается картина молодых растяжений земной коры. При изучении геологии и тектоники Восточного Сахалина устанавливается также этап позднемелового растяжения, которое на начальной стадии, в альб-сеноманское время, привело к образованию офиолитового разреза, а в конце мелового-начале палеогенового периодов – к возникновению у края сахалинского субматерика зоны тектонического скупивания, в состав которой вошла система покровных чешуй с офиолитовыми аллохтонами.

Все крупные и средние по запасам месторождения углеводородов Восточного Сахалина и его шельфа сосредоточены в стратиграфическом интервале от олигоцена до плиоцена, при этом подавляющее большинство залежей сосредоточены в отложениях миоцена. Практически все они связаны с антиклинальными складками и региональными взбросо-надвигами и приурочены к интервалу глубин до 3 км. Главными продуктивными толщами морских месторождений являются верхнемиоцен-плиоценовые осадочные отложения, обладающие очень незначительными возможностями генерации УВ. Для разрешения этого противоречия исследователи привлекают высокую степень прогрева глубоководных нефтематеринских отложений подстилающих комплексов, которая определяет интенсивную вертикальную миграцию углеводородов и объясняет стратиграфическую привязку открытых на шельфе месторождений к отложениям с низкими потенциальными возможностями.

Такое объяснение представляется обоснованным, но явно недостаточным. Для такого крупного нефтегазоносного бассейна, каким является мегабассейн Северный Сахалин – впадина Дерюгина необходимо привлекать дополнительный источник углеводородов, способный восполнить их дефицит. Поэтому более вероятным следует считать вертикальный и латеральный переток нефти из нефтепроизводящих образований, развитых под кайнозойскими отложениями. Высказанное предположение подтверждается результатами бурения на месторождении Окружное: оно приурочено к кремнистым аргиллитам пиленгской свиты (нижний миоцен). Под ним на глубине около 3000 м скважина вскрыла серпентиниты, в которых присутствует легкая нефть [4].

Крупнейшим достижением последних лет явилось открытие в Срединно-Атлантическом хребте гидротермальных полей, связанных с серпентинитами и характеризующихся интенсивными метановыми аномалиями. Сегодня на них обращено пристальное внимание исследователей, как на резервные источники различных рудных компонентов и энергоносителей. Все эти поля приурочены к выходам ультрамафитов в осевой части САХ, тяготеют к участкам «сухого» спрединга, где мантийные образования выведены в верхние горизонты коры по пологим глубинным срывам (detachment faults) непосредственно в рифтовой зоне. Формировавшиеся при этом надвиги и зоны срыва (shear zones) способствовали проникновению морской воды в толщу мантийных ультрамафитов, обеспечивая тем самым масштабные процессы их серпентинизации [5]. Выполненные расчеты говорят о принципиальной возможности генерации огромных количеств водорода и метана при серпентинизации мантийных ультрамафитов, происходящей в начальных условиях образования нефти [6]. Однако, отсутствие осадочного чехла в осевой части САХ не позволяет формировать скопления углеводородов, в которых обеспечивалась бы их сохранность.

Иная ситуация имеет место во впадине Дерюгина, представлявшей собой в позднем мелу «малый» океанический бассейн – окраинное море.

Реконструированный по отдельным фрагментам полный разрез офиолитов до своего разобщения и вхождения в состав акреционной призмы Восточного Сахалина представлял собой меланократовый фундамент впадины Дерюгина. Он сформировался в результате растяжения (деструкции) океанической области, располагавшейся к востоку от Сахалина в триас-раннемеловое время. Основной срыв на начальной стадии растяжения был приурочен к поверхности М и обеспечивал выведение мантийных пород на поверхность дна в сферу седиментации. Формировавшиеся при этом надвиги способствовали проникновению морской воды в толщу мантийных ультрамафитов, обеспечивая тем самым масштабные процессы серпентинизации с сопутствующей генерацией углеводородов.

Новообразованная океаническая кора впадины Дерюгина в процессе ее эволюции сначала была перекрыта мощной толщей кремнисто-глинисто-

вулканогенных образований позднемелового возраста, что создавало условия для формирования скоплений углеводородов в результате их вертикальной миграции. Однако, выплеск офиолитовых аллохтонов и фрагментов верхнемелового разреза из впадины на сахалинский микроконтинент в конце мела-начале палеогена, привел к дезинтеграции ее разреза и к разрушению ранее сформированных ловушек. По этой причине какие-либо признаки нефте-газопроявлений в пластинах верхнемеловых образований в пределах Восточного Сахалина отсутствуют. Весьма мала вероятность их нахождения и в «остаточном» верхнемеловом разрезе впадины Дерюгина.

В результате активизации тектонических движений в плиоцен-четвертичное время на фоне непрекращающегося широтного растяжения во впадине сильно нарушенным и раздробленным оказался не только фундамент, но и перекрывающие его кайнозойские осадочные отложения. Это обстоятельство способствовало просачиванию сквозь них морской воды, обеспечивая дополнительную серпентинизацию ультрамафитов, слагающих основание впадины, и генерацию углеводородов. В результате направленного бокового давления со стороны впадины Дерюгина происходила их латеральная миграция в западном направлении и тектоническое нагнетание в корневую зону офиолитовых аллохтонов. Эта зона в силу ее повышенной проницаемости обеспечила каналлизацию углеводородов в верхние горизонты кайнозойского разреза и формирование газогидратов, метановых факелов и залежей нефти и газа в протяженной полосе западного борта впадины Дерюгина. Такой своеобразный конвейер действует и сегодня, о чем свидетельствуют результаты мониторинга в области субмаринной разгрузки газа на западном борту впадины Дерюгина.

Таким образом, западный борт этой впадины, где под неоген-четвертичными осадочными породами прослеживается корневая зона офиолитовых аллохтонов, маркируемая Восточно-Сахалинской магнитной аномалией, представляет большой интерес с позиций перспектив нефтегазоносности. Тем более, что разрез кайнозойского осадочного чехла данного района обладает большим сходством с разрезом нефтегазоносного сахалинского шельфа: общие структурные особенности, характер залегания слоев, последовательность их напластования, мощность и скоростные значения во многом являются идентичными, а четко выраженная полоса антиклинальных структур в кайнозойских отложениях, приуроченная к рассмотренной выше корневой зоне, может представлять собой целую серию структурных ловушек антиклинального типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ведущих научных школ НШ-3172.2008.5.

1. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН. 2000. 193 с.

2. Рождественский В.С. Геологическое строение и тектоническое развитие полуострова Шмидта // Тихоокеанская геология. 1988. № 3. С. 62-71.
3. Разницын Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 105 с.
4. Харахинов В.В. Новые перспективные направления нефтегазопроисхождения работ на шельфе Северного Сахалина // Геология нефти и газа. 1999. № 9. С. 18-25.
5. Разницын Ю.Н. Роль тектонического расслаивания литосферы в образовании гидротермальных полей и метановых факелов в Атлантическом океане // Геотектоника. 2003. № 6. С. 1-15.
6. Дмитриев Л.В., Базылев Б.А., Борисов М.В., и др. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Рос. журн. наук о Земле. 2000. Т. 1, № 1. С. 1-13.

The spatio-genetic links were established between ophiolites tectonic emplacement on the Eastern Sakhalin, Derugin basin evolution and carbohydrates formation on the Eastern Sakhalin shelf.

М.О. Ульянова, Д.В. Дорохов

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

Распространение газонасыщенных осадков в Гданьской впадине Балтийского моря

M. Ulyanova, D. Dorokhov

(Atlantic Branch of Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
Kaliningrad)

Distribution of gas-bearing sediments in the Gdansk Basin of the Baltic Sea

Акустические методы являются основными при оконтуривании газонасыщенных осадков (ГНО) на морском дне, т.к. наличие газа резко меняет физические свойства осадка и влияет на распространение акустической волны. В результате на акустических профилях появляются специфические аномалии, такие как покмарки, окна, колоннообразные возмущения и др. [1].

Для создания карты распространения ГНО в восточной части Гданьской впадины использовались архивные данные, полученные в 1997–2005 гг. в экспедициях АО ИО РАН судовым эхолотом ELAC (частота 35 кГц, рейсы НИС «Профессор Штокман» – 35, 37, 41, 42, 44, 46, 47, 51, 53, 67, 68, 70), а также судовым параметрическим эхолотом-седиментографом ПАРАСАУНД (18–23,5 кГц, 15-й и 16-й рейсы НИС «Академик Иоффе», 17-й и 19-й рейсы НИС «Академик Вавилов»).

Начиная с 2007 года в АО ИО РАН используется портативный однолучевой эхолот Simrad EA 400SP (38 и 200 кГц, рейсы НИС «Профессор Штокман» – 84, 87, 90, 93, 95, 97).

Для ЮВ Балтики характерны два типа проявлений ГНО: акустические окна, которые связаны с непосредственно с ГНО, называемые акустическими аномалиями, и покмарки, представляющие собой локальные понижения в рельефе дна. Покмарки практически всегда находятся в пределах акустической аномалии, иногда периферия покмарка совпадает с краем аномалии (рис. 1).

Самая крупная аномалия находится на юго-востоке Гданьской впадины, имеет сложную, местами ветвистую, форму. Вокруг нее существует много небольших по площади акустических аномалий, а при более детальных съемках, возможно, обнаружатся ранее не закартированные ГНО.

Для подробного изучения был выбран полигон в северной части Гданьской впадины, где еще в 1986 г. в 44-ом рейсе НИС «Академик Курчатов» был изучен покмарк [2]. Новыми исследованиями (2007–2009 гг.) на данном полигоне было обнаружено три покмарка: большой (примерные горизонтальные размеры 1200 x 600 м), средний (1200 x 250 м) и малый (230 x 200 м) при максимальном углублении дна 3 м.

Карта распространения ГНО осадков в российском секторе Гданьского бассейна, выполненная в пакете ArcMap 9.2, позволила нам посчитать общую площадь обнаруженных ГНО (245 км²) и покмарков (1 км²).

Все ГНО тяготеют к голоценовым илам максимальной мощности (более 10 м), что может указывать на диагенетическое происхождение газа. Вместе с тем, все аномалии и покмарки находятся в зонах разрывных нарушений, которые могут быть путями поступления катагенетического газа из глубоких слоев.

1. Judd A. and Hovland M., 2007. Seabed Fluid Flow. Impact on Geology, Biology, and the Marine Environment. Cambridge University Press. Cambridge, UK. 475 pp.
2. Геоакустические и газо-литогеохимические исследования в Балтийском море. Геологические особенности районов разгрузки флюидных потоков / Отв. ред. А.А. Геодекян, В.Я. Троцюк, А.И. Блажчишин. М.: ИО РАН, 1990. 162 с.

Created by ESRI® product (ArcMap soft) digital map of gassy sediments distribution covering Russian sector of the South-Eastern part of the Baltic Sea let us to count total area of acoustical anomalies (concerned with gas-bearing sediments) (~245 км²) and pockmarks (~1 км²).

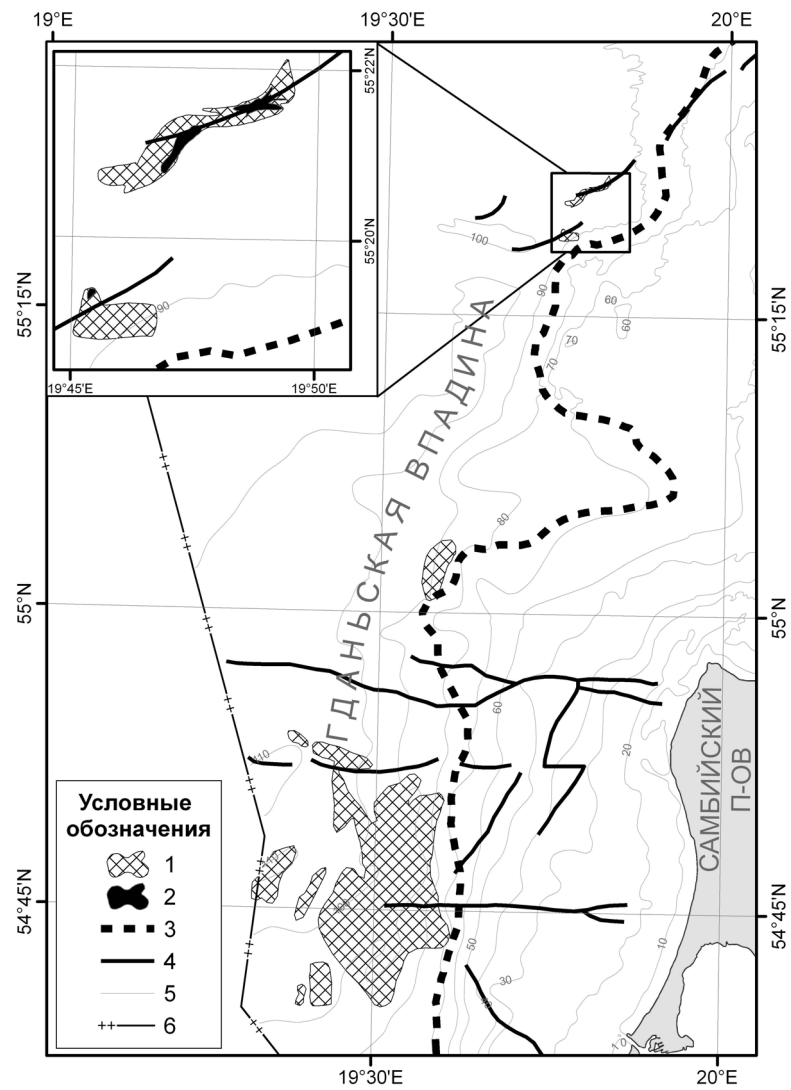


Рис. 1. Распространение ГНО в восточной части Гданьской впадины (1 – акустические аномалии, связанные с ГНО; 2 – покмарки; 3 – граница распространения илов; 4 – зоны разрывных нарушений; 5 – изобаты, м; 6 – граница Российского сектора)

Г.С. Харин

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

Прогнозные очаги нефтегазообразования в палеозойских отложениях Балтийской синеклизы

G.S. Kharin

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

Possible hydrocarbon sites in paleozoic rock of Baltic Syncline (Baltic Sea)

Балтийская синеклиза – крупнейшая геологическая структура Балтики и Прибалтики возникла в среднем палеозое в результате субдукции океанической коры палеоокеана Япетус под западную окраину Восточно-Европейской платформы (ВЕР). Субдукция, а затем и столкновение древних Восточно-Европейского и Северо-Американского континентов были причинами не только каледонской орогении, но и привели к формированию ряда прогибов, в том числе и Балтийской синеклизы [1].

Большая часть Балтийской синеклизы сейчас скрыта под водами Балтики. Максимальная амплитуда прогибания синеклизы приходится на Южную Балтику и достигает в Гданьской впадине 4-х км. Анализ мощностей и фаций отложений фанерозоя показывает, что в позднем докембрии и раннем ордовике (700–450 млн лет назад) синеклизы еще не было (рис. 1). Первые признаки прогибания земной коры появились в середине ордовика (450–470 млн лет назад). Максимальное прогибание наблюдалось в раннем силуре (440–420 млн лет назад) (рис. 2), когда скорости движений в Южной Балтике были настолько велики, что здесь образовалась сравнительно глубоководная морская впадина, некомпенсированная осадками. Прогибание продолжалось недолго. В позднем силуре прогиб был заполнен морскими осадками, а в раннем девоне перекрыт лагунными красноцветными толщами. Таким образом, зарождение и формирование Балтийской синеклизы укладываются в промежуток времени 470–400 млн лет, т.е. занимает около 70 млн лет.

Проблема оценки ресурсов нефтегазоносности Балтийского моря стала актуальной после того, как в Северном море были разведаны гиганские запасы нефти и газа, а в наземной части Балтийской синеклизы в Калининградской области, Западной Литве, Западной Латвии выявлены многочисленные месторождения и проявления углеводородов. Легкая доступность Балтийской акватории, близость к промышленным центрам, многочисленные порты, небольшие глубины, благоприятные климатические условия – все это и ряд других обстоятельств способствовали тому, что Балтика уже давно (с 60–70 гг. прошлого столетия) стала ареной геологических исследований. Здесь, наряду с оценкой перспектив нефтегазоносности, советскими

морскими геологами и геофизиками проводилось геологическое картирование, завершившееся созданием первого в мировой практике полноценного комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500000 по всему Балтийскому морю [2]. Это способствовало целенаправленному проведению специальных работ по поискам перспективных на углеводороды тектонических структур, связанных, в основном, с локальными поднятиями среднекембрийских отложений Балтийской синеклизы [3]. Выявленные поднятия находятся, преимущественно на Юго-Восточном борту синеклизы (рис. 3). Одно из таких поднятий было детализировано и разбурено. Разведанное месторождение нефти (Дб) разрабатывается с 2004 г. со стационарной платформы.

Несмотря на довольно длительное время исследований (с 1960 г.) и эксплуатации (с 1968 г.) углеводородов Балтийской синеклизы до сих пор остаются неясными вопросы о нефтегазовоматеринских осадках. При обсуждении этих вопросов высказываются мнения о эндогенном происхождении балтийских углеводородов, основанные на том, что залежи их находятся в кембрийских песчаниках, залегающих непосредственно на докембрийском кристаллическом фундаменте, в магматических породах которого отмечаются прожилки нефти [4]. Но наиболее вероятными источниками нефтяных и газовых углеводородов Балтийской синеклизы являются черные аргиллиты и сланцы кембрийских, ордовикских и силурских отложений, которые сейчас погружены на глубину до 3 км. Содержание Сорг в них достигают 12 %. Органика относится к сапропелевому типу [3]. Причем, судя по высоким скоростям седиментации, она не подверглась значительному окислению [5]. В этом отношении и осадки девона могли быть источниками нефтяных и газовых гидратов, но уровень их погружения не достиг главной зоны нефтеобразования, тогда, как на глубине 2700 м органическое вещество силурских отложений достигает газовой стадии преобразования [3].

Судя по глубинам погружения и современному тепловому потоку в скважинах Д1, Дб, образование нефтяных и газовых углеводородов Балтийской синеклизы началось в раннем девоне и продолжается до сих пор [6]. Следует также учитывать, что в карбоне в наиболее опущенную часть синеклизы были интродуцированы силлы диабазов, возраст которых (305–335 млн лет) отвечает варисцийскому тектогенезу и этапу прохождения данного участка ВЕП над мантийным плюмом [7]. Это обстоятельство, несомненно, вызывало локальное усиление теплового потока и увеличивало поступление флюидов в осадки Балтийской синеклизы, определяя тем самым более полное преобразование органики палеозойских осадков в углеводороды, что следует учитывать при оценке возможных источников нефтяных и газовых углеводородов, которые мигрировали также и за пределы синеклизы.

1. Харин Г.С. Происхождение и эволюция, Балтийской синеклизы // Тезисы докладов 7-й региональной конференции «Комплексное изучение бассейна Атлантического океана». Калининград: КГУ, 1993. С. 41.
2. Григялис А.А. (отв. ред.) и др. Геология и геоморфологи Балтийского моря. Л.: Недра, Ленинградское отделение, 1992. 420 с.
3. Геодекян А.А. (отв. ред.) и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Центральной Балтики. М.: Наука, 1976. 113 с.
4. Мещерский А.А., Харин Г.С., Чегесов В.К., Чкрнышева Е.А. Среднепротерозойские диориты Калининградского структурного блока и их связь с готским интрузивным комплексом северо-востока Польши // Докл. РАН. Т. 384, № 6. С. 790-794.
5. Slaiapa S., Laskova L., Lazauskiene J. et al. The petroleum system of the Lithuanian offshore Region // Zeitschrift für Angewandte Geologie. Special issue, 2004. Sonderheft 2. P. 41-62.
6. Харин Г.С., Григялис А.А. Коваленко Ф.Я. История геологического развития // Геология и геоморфология Балтийского моря. Л.: Недра, 1991. С. 354-365.
7. Харин Г.С., Ерошенко Д.В. Базальтоиды Балтики – возможное связующее звено между магматизмом грабена Осло и Припятско-Донецкого авлакогена (геохимия, генезис, эволюция) // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность. Мат. междунар. совещания. Киев: НАН, 2007. С. 238-243.
8. Kharin G.S., Khubldikov A.J., Efimov A.N. Geology of cristalline basement and preQuaternary cover // Geology of the Gdansk Basin. Baltic Sea. Kaliningrad: Yantarny Skaz, 2002. P. 31-41.

At an evaluation of possible kitchen of petroleum and gas hydrocarbon of the Baltic sineclise it is necessary to take into account not only modern depths of bedding and heat flows, but also magmatic warm and fluids which acted on the paleozoic deposits during passing a southern part of sineclise above a fluids paleoplume hot spot 305–335 mln a.

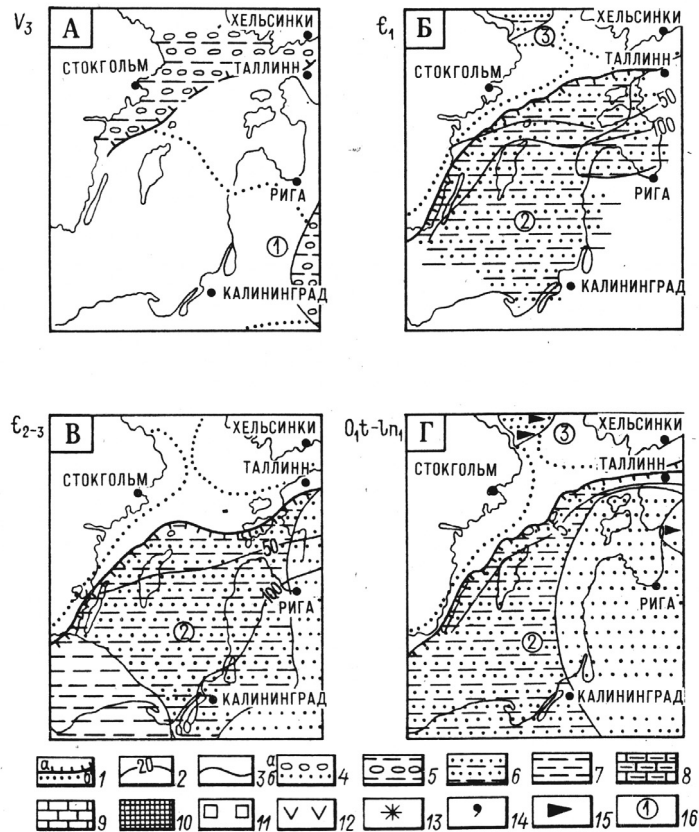


Рис. 1. Структурно-формационная схема Балтийского моря в позднем венде, кембрии и раннем ордовике. Г.С. Харин, 1988 г. [6].

А – поздний вэнд; Б – ранний кембрий; В – средний и поздний кембрий; Г – ранний ордовик (тремадокское и раннеланвирское время): 1 – границы бассейна: а – современные, б – бывшие; 2 – изопахиты современных мощностей, м; 3 – границы формаций; 4–12 – формации: 4–7 – обломочно-терригенные (4 – грубообломочная, 5 – гравелито-глинистая, 6 – глинисто-песчаная, 7 – глинистая), 8–10 – карбонатные (8 – глинисто-известковая, 9 – доломитово-известковая, 10 – белого мела), 11–12 – галогенные (11 – сульфатная, 12 – соленосная); 13 – пестроцветность; 14 – глауконит; 15 горючие сланцы; 16 – палеоструктуры (цифры в кружочках на схемах): 1 – юго-западное окончание Крестцовского прогиба (А); 2 – Балтийская моноклираль (Б, В, Г); 3 – Южно-Ботнический прогиб (Б, Г)

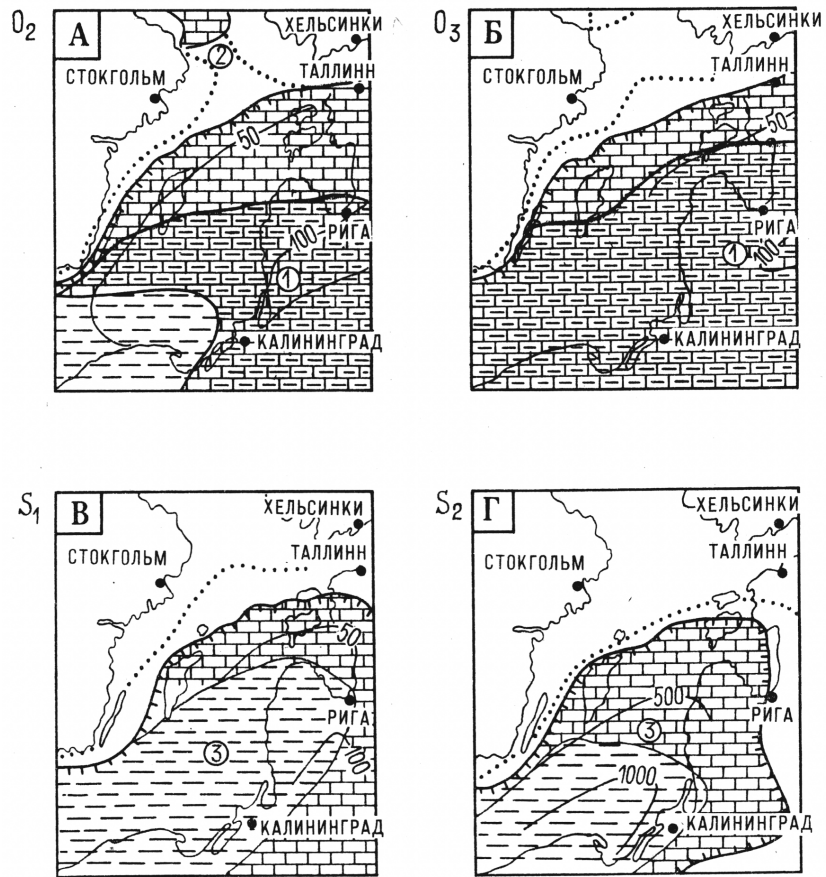


Рис. 2. Структурно-формационная схема Балтийского моря в среднем–
 верхнем ордовике и силуре. Г.С.Харин, 1988 [6].
 А – средний ордовик (позднеелланвирское, лландейльское и карадокское время); Б –
 поздний ордовик; В – ранний силур; палеоструктуры: 1 – Елгавский прогиб (А, Б);
 2 – Южно-Ботнический прогиб (А); 3 – Балтийская синеклиза (В, Г)

Г.С. Харин, Д.В. Ерошенко

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

Вклад НИС «Академик Курчатов» и НИС «Профессор Штокман» в изучение геологии и перспектив нефтегазоносности Баренцева моря

G.S. Kharin, D.V. Eroshenko

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

The role of the r/v “Academic Kurchatov” and r/v “Professor Shtokman” in the study of the geology and oil-gas content prospect of the Barents Sea

Геология Баренцева моря давно привлекает внимание геологов Академии наук СССР, России. Достаточно вспомнить работы, выполненные на и/с «Персей» и других академических судах [1, 2]. Во второй половине XIX века благодаря совместным усилиям геологов и геофизиков отраслевых и академических организаций была выяснена сложная континентально-шельфовая природа геологических структур дна Баренцева моря. А после открытия громадных запасов нефти и газа в аналогичных структурах Северного моря, стало ясно, что Баренцево, Карское и другие арктические моря России также обладают большими перспективами на углеводородное сырье. Последующие работы НПО «Севморгеологии», ВНИИОкеангеологии, Института геологии Арктики, Морской арктической геолого-разведочной экспедиции Мингео СССР, институтов АН СССР и других организаций морские геологи и геофизики конкретизировали эти прогнозы. Важное значение в этих работах имели морские экспедиции Института океанологии РАН. Рассмотрим более подробно результаты экспедиций в Баренцевом море, полученные на НИС «Академик Курчатов» и «Профессор Штокман», в экспедициях которых нам приходилось участвовать. Исследования в 23 рейсе НИС «Академик Курчатов», проведенные в Баренцевом и в северных районах Норвежского и Гренландского морей (рис. 1) с 28 июля по 5 ноября 1976 года имели, наряду с решением фундаментальных вопросов геологии морей, задачу – «оценка возможностей нефтегазоперспективности западных районов арктического шельфа СССР» [3]. Научным руководителем экспедиции был видный нефтяник чл.-корреспондент АН СССР А.А. Геодекян, непосредственно руководил работами в экспедиции К.В. Морошкин, командовал судном капитан дальнего плавания Н.В. Апехтин. Совместно с сотрудниками Института океанологии участвовала группа специалистов других институтов АН СССР (ИФЗ, ГИНа, ГЕОХИ, СВКНИИ, ДВНЦ), НПО Севморгео, Мингео, МГУ и других организаций. В Баренцевом море были проведены комплексные геолого-геохимические и геофизические исследо-

вания земной коры. Маршрут судна составил 19400 миль, комплексно отработано на 123 станциях. Методом КСП отработано 3316 миль, методом МОВ-ЦА – 1397 миль, методом ГСЗ со взрывами – 522 мили, с пневмоисточниками (ПИ) пройдено 1213 миль. Поставлено 63 донных сейсмических станций, измерения протонным и квантовым магнитометрами выполнено на протяжении 6445 миль, эхолотный промер на 12500 милях. Взято 30 больших геологических трубок (ТБД), 6 дночерпателей, проведено 8 драгировок. Особенно тщательно исследован геологический разрез от полуострова Рыбачий до Земли Франца Иосифа (рис. 2), где выявлено наличие крупного синклинального осадочного бассейна с антиклинальными поднятиями и приуроченным к ним аномально высокими содержаниями углеводородных газов в водной толще, донных осадках и аномалии теплового потока [4]. При изучении осадочных пород, собранных на профиле Рыбачий ЗФИ, были выявлены также следующие положительные признаки перспектив нефтегазоносности этих структур [5].

1. Мелководный, морской, лагунный и лагунно-дельтовый характер отложений;

2. Наличие осадочных пород, в том числе черных сланцев, содержащих фаунистические и растительные остатки и рассеянное органическое вещество;

3. Преимущественно средняя и низкая степень метаморфизма осадочных пород, обладающих открытой пористостью и кавернозностью, которые потенциально могут быть коллекторами нефти и газа;

4. Присутствие в разрезе глинистых пород перекрывающих пористые и кавернозные породы и экранирующих возможные залежи нефти и газа.

Детальное изучение выявленных в 23 экспедиции НИС «Академик Курчатов» перспективных нефтегазоносных структур в Баренцевом море в дальнейшем проводилось с борта НИС «Профессор Штокман». С 1980 г. по 2003 г. было проведено 12 комплексных геолого-геохимических, геофизических и гидрологических экспедиций. Было досконально исследовано Штокманская, Лудловская и другие антиклинальные структуры, из которых на первом при бурении выявлено гиганское газово-конденсатное месторождение, названное в честь НИС «Профессор Штокман» – Штокманским. Запасы этого месторождения оцениваются в 3,8 триллионов кубических метров газа и 37 миллионов тонн газового конденсата. Причем, в процессе освоения и доразведки имеется возможность увеличения запасов за счет соседних структур. Сейчас проводятся подготовительные работы по введению месторождения в эксплуатацию. Проектируется строительство платформ, с которых будут проходить скважины и добывать газ и конденсат. Предполагается, что в 2013 году начнется перекачка Штокманского газа по подводному и наземному газопроводам в Северо-Европейский (Балтийский) газопровод (Северный поток) с доставкой в Германию, Францию, Англию и другие западные страны, минуя страны Прибалтики и Польшу. Проектируется завод по сжижению газа производительностью до 30 млн тонн к 2020

году и доставка его танкерами в другие страны. Все эти работы, связанные с открытием и использованием газа Штокмановского месторождения в Баренцевом море имеют большое значение для развития не только Мурманской области, Карелии, но и для всей России. А на очереди стоят и другие перспективные нефтегазоносные структуры, выявленные в Баренцевом море геолого-геофизическими экспедициями НИС «Академик Курчатов» и «Профессор Штокман» Института океанологии РАН.

1. Кленова М.В. Геология Баренцева моря. 1960. 376 с.
2. Кузнецов О.А., Нейманов В.Г. К истории экспедиционных исследований института океанологии им. П.П. Ширшова РАН. М.: Научный мир, 2005. 520 с.
3. Отчет о экспедиционных работах в 23 рейсе НИС «Академик Курчатов» // Калининград. Фонды АО ИО РАН. Т. 1. 1976. 252 с.
4. Отчет о экспедиционных работах в 23 рейсе НИС «Академик Курчатов» // Калининград. Фонды АО ИО РАН. Т. 2. 1976. 283 с.
5. Харин Г.С., Красильщиков А.А. Состав и некоторые закономерности распределения донного каменного материала в Баренцевом море // Литол. и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: Недра, 1981. С. 33-40.

The geology of the Barents Sea for a long time attracts the attention of geologists of Academy of Sciences USSR and Russia. In second half of XX century due to the joint efforts of the geologists and geophysicists of the complex continental-shelf expeditions in this sea the oil-gas potential places were found out. The r/v "Academic Kurchatov" and r/v "Professor Shtokman" worked a lot to determination of its.

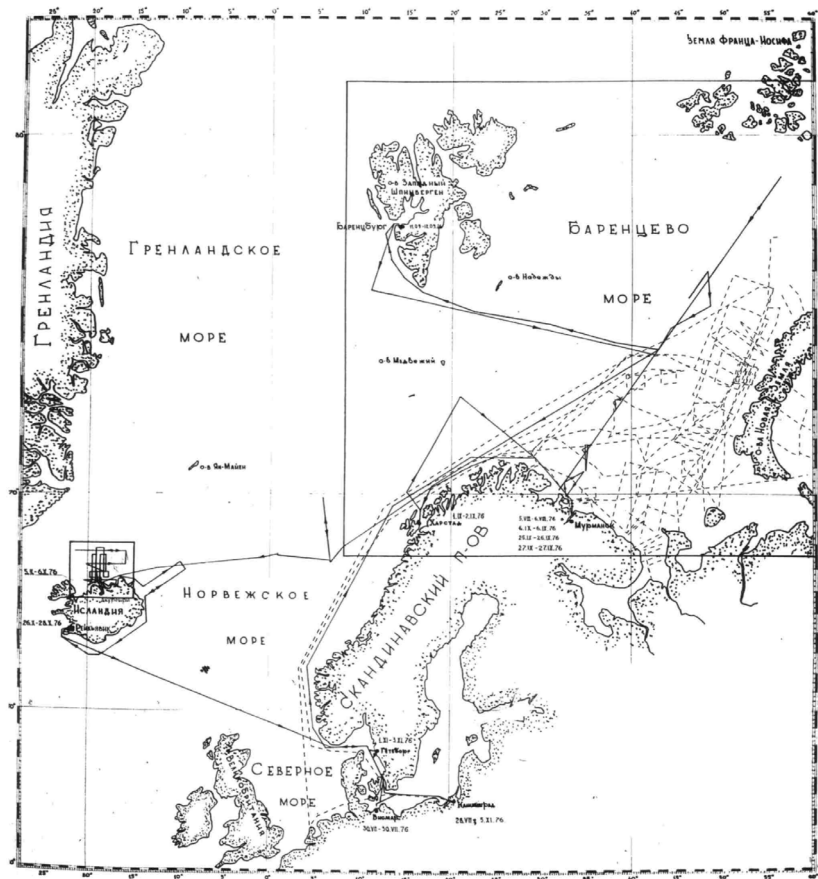


Рис. 1. Маршруты и районы исследований НИС "Академик Курчатов" и НИС "Профессор Штокман" в Баренцевом море

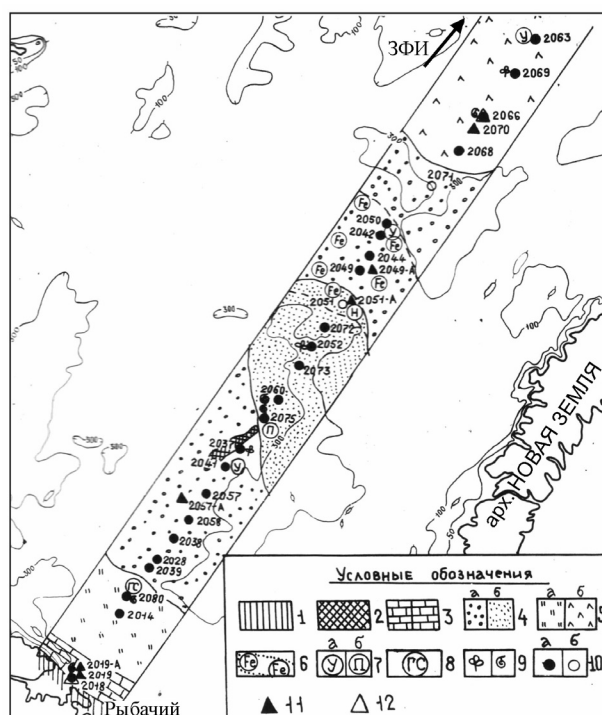


Рис. 2. Схема распространения комплексов дочетвертичных коренных пород и обломочного материала в четвертичных отложениях Баренцева моря по разрезу Рыбачий – Земля Франца Иосифа [5]. Комплексы складчатого фундамента под четвертичными отложениями: 1 – непосредственно продолжающиеся береговые выходы, 2 – предполагавшиеся в центральной части моря. Каменный материал из дочетвертичного осадочного чехла: 3 – доверхнепермский преимущественно карбонатный комплекс (доломиты и известняки, 4 – мезозойские (возможно, включая палеоген) комплексы: а) – преимущественно песчанниковый с алевролитами, б) – преимущественно алевролитовый с доломитами и песчаниками; 5 – смешанные комплексы (палеозойско-мезозойские?): а) – песчаники, кварциты, доломиты и известняки; б) – песчаники, алевролиты и алевритовые известняки, доломиты, черные сланцы, базальты и долериты; 6 – железистые корки ("изгарь") по песчаникам и алевролитам на дне моря; 7 – находки обломков: а) – каменного угля, б) пиритовых конкреций; 8 – обломки глауконит-сидеритовых пород; 9 – находки обломков с растительным детритом (а) и остатками раковин (б). Станции опробывания: 10 – грунтовые трубки: а – с каменным материалом, б – без него; 11 – драга; 12 – дночерпатель

Р.Б. Шакиров¹, Н.С. Сырбу²

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН; e-mail: ren@poi.dvo.ru, ² Дальневосточный государственный технический университет (ДВГУИТ имени В.В. Куйбышева, e-mail: Super-zlaza@mail.ru)

Особенности распределения стабильных изотопов углерода метана и CO₂ в природных газах о. Сахалин

R.B. Shakirov¹, N.S. Surby²

¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia, ²Far Eastern State Technical University (FESTU), Vladivostok, Russia)

The peculiarities of distribution of stable carbon isotops of methan and CO₂ in the natural gases of Sakhalin Island

Целью работы было выявить особенности распределения стабильных изотопов углерода метана и углекислого газа в природных газах о. Сахалин, охарактеризовать их генезис, а так же изменчивость этих параметров во время сейсмических событий. Используются главным образом авторские, а также фондовые материалы.

Основное внимание уделено изучению химического и изотопного состава углерода свободных газов из грифонов грязевых вулканов Сахалина – Южно-Сахалинского и Главного Пугачевского, Дагинской геотермальной системе, ряду нефтегазовых месторождений, а также Синегорским водно-минеральным источникам.

Грязевые вулканы

Для Сахалина, в отличие от других грязевулканических провинций бывшего СССР, вопрос изотопного состава углерода свободных газов слабо изучен. В работе (Валяев и др., 1985) для проб газов, отобранных в 1979 г. на Южно-Сахалинском вулкане, приведен следующий изотопный состав: $\delta^{13}\text{C}$ углекислого газа составляет от -4.1 до -3.8 ‰ PDB, $\delta^{13}\text{C}$ метана составляет от -29.7 до -24.2 ‰ PDB.

Максимальные концентрации углекислоты на территории бывшего СССР свойственны грязевым вулканам о. Сахалин. В разных грифонах Южно-Сахалинского вулкана при увеличении концентрации CO₂ ее изотопный состав слегка утяжеляется, а среднее значение $\delta^{13}\text{C} = -4,3$ ‰ близко к таковым для гидротерм и магматических вулканов. Изотопный состав CH₄ лежит в диапазоне значений $\delta^{13}\text{C}$ от $-24,2$ до $-31,4$ ‰; среднее значение $\delta^{13}\text{C} = -29$ ‰ оказывается самым высоким среди всех грязевых вулканов бывшего СССР и также близким по величине к $\delta^{13}\text{C}$ метана гидротерм.

В 2007 с 11 июля по 27 сентября сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН и ТОИ ДВО РАН были проведены мониторинговые исследования ЮСГВ. По результатам анализов полученных данных удалось построить диаграммы по концентрации метана, углекислоты и суммы тяжелых УВ, а так же диаграмм по изменчивости изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ метана и CO₂.

В августе 2007 года отбор проб был проведён спустя полчаса после землетрясения магнитудой 6,7 по шкале Рихтера в г. Невельске, в Южно-Сахалинске в этот момент был зафиксирован толчок силой 4.5 балла. На графике видно, что во время землетрясения (2 и 9 августа) произошел скачок: уменьшились концентрации CO_2 и увеличились – CH_4 во всех апробируемых грифонах. Так концентрации CH_4 составили около 28,1 %, CO_2 около 69,0 %.

В период 01.08.07–03.08.07 (грифон Активный) идет резкий спад концентрации CO_2 , что по времени совпадает с землетрясением; в тоже время, по-видимому, происходит облегчение изотопного состава CO_2 (невозможно сказать точнее из-за недостатка данных).

При сравнении диаграмм изотопного состава $\delta^{13}\text{C}_{\text{pdb}}$, CH_4 и $\delta^{13}\text{C}_{\text{pdb}}$, CO_2 обнаружилось, что пик утяжеления изотопного состава углерода CH_4 совпадает с наиболее легким изотопным составом углерода CO_2 за весь период наблюдения. В период с 02.08.07 по 09.08.07 идет скачкообразное облегчение-утяжеление изотопного состава углерода CO_2 (грифон Напарник). Такие же скачки, но не столь явные можно увидеть на диаграмме изотопного состава углерода метана.

Так же нами были проведены исследования по изучению состава и концентраций тяжелых углеводородов. Исходя из полученных данных, можно утверждать, что во время извержения суммарная концентрация тяжелых УВ существенно возрастает.

Источники метана и углекислого газа ЮСГВ и ПГВ

Изотопный состав углерода углекислого газа ($\delta^{13}\text{C} - 2,8$ до $-2,7$ ‰ PDB для опробования 2001 г.) и метана ($\delta^{13}\text{C} -27,1$ ‰ PDB для опробования 2005 г.), отобранных на Южно-Сахалинском грязевом вулкане, достаточно стабильны и указывает на образование этих газов в результате глубинного термогенного преобразования органического вещества. Формирующиеся на поверхности сидероплезиты наследуют изотопный состав углерода углекислого газа. Для Главного Пугачевского вулкана $\delta^{13}\text{C}$ метана составляет от -23.0 до -22.0 ‰ PDB. Таким образом, изотопный состав метана и углекислого газа Южно-Сахалинского грязевого вулкана достаточно стабилен. Соотношение стабильных изотопов углерода метана обоих вулканов указывает на происхождение метана в результате глубинного термогенного преобразования органического вещества.

Обычно ЮСГВ и его газы рассматриваются как отдельный локальный объект. Однако он контролируется линейной структурой – глубинным активным разломом субмеридианального простирания. Думается что на определенном участке центрально-сахалинского разлома источник углекислоты может быть один и тот же как на ЮСГВ так и на Синегорских источниках, соседних ключах и ПГВ. В этих пределах вдоль разлома характерно изменяются содержания CH_4 и CO_2 .

Под Синегорскими источниками скважинами вскрыты дайки диабазов (Аверьев, 1959) – интрузивный магматизм. То есть по ЦСР в некоторых местах внедрялись магматические тела. Термальный метаморфизм осадочных пород вероятно и есть процесс отвечающий за генерацию CO_2 вдоль южной части разлома. А может и сами интрузивные тела являются поставщиком глубинного CO_2 . Там где в зону метаморфизма вовлекаются породы насыщенные органическим веществом (вероятно верхний мел, быковская свита) к региональному источнику CO_2 добавляется генерация изотопно тяжелого метана и повышенные концентрации ТУВ. Данный вывод нуждается в заверке полевыми и экспериментальными работами вдоль южного участка центрально-сахалинского разлома.

Угольные месторождения

Были так же рассмотрены особенности распределения стабильного изотопа углерода метана и углекислоты для шахт Ударновская и Углегорская. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в метане варьируют в пределах от $-31,1\text{‰}$ до $-56,7\text{‰}$. Средние показатели довольно близки и составляют $-43,86\text{‰}$ и $-44,87\text{‰}$ соответственно. Изотопный состав углекислоты данных шахт лежит в широких пределах от $-7,7\text{‰}$ до $-30,0\text{‰}$ PDB. Стоит отметить, что для Ударновской шахты характерен более легкий изотопный состав углерода CO_2 по сравнению с Углегорской. Однако, наши наблюдения, проведенные в июле 2005 года, показали, что изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ углекислого газа в обеих шахтах примерно одинаков и в среднем составляет: для шахты Ударновская $-33,47\text{‰}$ PDB, для Углегорской $-33,25\text{‰}$ PDB. Облегчение $\delta^{13}\text{C}$ углекислоты возможно связано с тем, что пробы 2005 г. были отобраны из поверхностных газопроявлений вероятно с примесью биогенной компоненты.

Газовые месторождения

На основе литературных данных (Кудрявцева Е.И., Лобков В.А., 1984) был проанализирован химический и изотопный состав газа некоторых газовых месторождений. Так, концентрация метана варьирует в пределах от $89,14\%$ до $98,98\%$, содержание тяжелых углеводородов при этом невелико и не достигает 1% (среднее $0,2\%$). Изотопный состав углерода метана составляет от $-35,3$ до $-53,6\text{‰}$ PDB, а в среднем около $-41,4\text{‰}$ PDB. Это указывает на термогенное происхождение метана.

Нефтегазовые месторождения

Для нефтегазовых месторождений Сахалина в работе (Лаврушин В.Ю. и др., 1996) для проб газа, отобранных в период с 1970 по 1982 гг., приведен следующий изотопный состав: $\delta^{13}\text{C}$ метана составляет от $-24,2$ до $-53,6\text{‰}$ PDB, среднее $-38,8\text{‰}$ PDB.

Газоконденсатные месторождения

По имеющимся литературным данным (Кудрявцева Е.И., Лобков В.А., 1984) нами были рассмотрены Астрахановское и Узловое газоконденсатные месторождения. Так концентрации метана составляют $93,87\%$ и $92,45\%$ соответственно. Сумма тяжелых углеводородов в среднем составила $5,1\%$.

Изотопный состав углерода метана практически одинаков и отличается лишь десятками процента (Астрахановское $\delta^{13}\text{C}_{\text{pdb}}$, CH_4 $-32,4$ ‰ PDB; Узловое $\delta^{13}\text{C}_{\text{pdb}}$, CH_4 $-32,6$ ‰ PDB). Приведенный изотопный состав характерен для большинства нефтяных месторождений и указывает на метаморфогенное происхождение метана.

Геотермальные системы

Изотопный и химический состав газа сахалинских геотермальных систем рассмотрен на примере Дагинского месторождения термальных вод. Основным компонентом спонтанного газа этой системы является метан (до 93 % об.) с изотопным составом $\delta^{13}\text{C}$ от -54 до -57 ‰ PDB. В 2005 г. был проведен следующий эксперимент. На $^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ были выполнены анализ проб газа пузырей $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ -54 ‰ VPDB, термальной воды $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ $-54,1$ ‰ VPDB, морской воды накрывающих термы – в стороне $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ $-54,5$ ‰ VPDB и над самими термами в зоне смешения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ $-53,4$ ‰ VPDB. То есть МС анализ показал практически один и тот же результат изотопных отношений углерода во всех этих ситуациях. Данное наблюдение позволяет сделать несколько крайне важных выводов для понимания единства процессов газообразования в районе северо-восточного Сахалина и северо-восточного нефтегазоносного островного шельфа. Факт, что пришедшая с приливом морская вода в зоне смешения с термальными водами не изменяет изотопных соотношений углерода указывает, что геотермальный дагинский метан, имеет тот же генезис, что и метан, насыщающий шельфовые воды (до 10.000 нл/л). По приведенным соотношениям он ближе всего к Айской площади и попадает в ряд нефтегазовых месторождений северного Сахалина. Это указывает, согласно любым классификациям, на преобладание термогенной компоненты в составе природного газа нефтегазоносных площадей Сахалина и ближайшей акватории. Необходимо отметить также схожесть химического состава газов Дагинских термальных вод и Лунского месторождения нефти и газа – наличие метана в качестве основного компонента свободных газов (до 94 %), так называемый «сухой» газ.

Генезис такого газа происходит в результате анаэробного разложения органического вещества с участием сульфатредуцирующих и метанобразующих бактерий. Это соответствует глубине его образования около 1–2 км. В таких физико-химических условиях массы закисного железа связываются в сульфиды. Поэтому на Дагинском геотермальном месторождении основным аутигенным минералом является пирит (Сорочинская и др., 2008).

Холодные водоминеральные источники (месторождение Синегорских углекислых минеральных вод)

Отмечена схожесть Синегорских источников с термальными водами Налычевского месторождения (Камчатка). Это характеризует некоторую общность их формирования – наличие вклада интрузивного магматизма в водно-газовый состав обоих проявлений вод.

Таким образом, мы пришли к следующим выводам:

1. Изотопный состав углерода углекислого газа ($\delta^{13}\text{C}$ $-2,8$ до $-2,7$ ‰ PDB) и $\delta^{13}\text{C}$ метана ($-27,0$ ‰ PDB), отобранных на Южно-Сахалинском грязевом вулкане, указывает на образование этих газов в результате глубинного термогенного преобразования органического вещества.

2. Для Дагинского гидротермального месторождения основным компонентом спонтанного газа является метан с изотопным составом $\delta^{13}\text{C}$ от -54 до -57 ‰ PDB, образование которого происходит в результате анаэробного разложения органического вещества с участием сульфатредуцирующих и метанобразующих бактерий.

3. Грязевой вулканизм о. Сахалин возможно связан с глубинным магматизмом. Источником грязевулканических газов является кора. Аномальный прогрев ее участков – термальный метаморфизм (возможно, молодой по Аверьеву (1957)) активизирует преобразование рассеянного органического вещества (термодеструкция). Эти процессы и приводят к масштабной генерации высокотемпературных (изотопно-тяжелых) C-содержащих газов сахалинских грязевых вулканов.

4. Связь газогеохимического режима с геодинамикой региона и сейсмической активностью разломных зон существует, и землетрясения могут оказывать влияние на ускорение начала проявлений извержений, ослабляя зоны продвижения газов к поверхности. Однако, одна из основных задач – предсказание землетрясений, пока так и остается не решенной.

5. Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ метана и углекислого газа лежащий в пределах от -55 ‰ до -35 ‰, а так же высокое содержание тяжелых УВ (до десятков процентов) в угленосных толщах Сахалина (на примере шахт Ударновская и Углегорская), позволяет сказать, что это газы катагенетического происхождения, возникающие в результате преобразования углистого органического вещества, заключенного в осадочных породах.

6. По совокупности имеющихся данных можно наметить, что на о. Сахалин в направлении с севера на юг идет утяжеление изотопного состава углерода метана и лежит в пределах от $-58,8$ ‰ (для Дагинского геотермального месторождения) до $-27,1$ ‰ (для ЮСГВ). Для уточнения этой особенности, в дальнейшем планируется провести газогеохимическую и изотопную съемку на острове.

The main purpose of this paper is to identify features of carbon-13 isotopic distribution in CH_4 and CO_2 of Sakhalin Island on the basis of author's and fund's data. It will allow studying their genesis, and also variability of these parameters during seismic activation.

We presented results of gas investigations of Yuzhno-Sakhalinsky Mud Volcano (YSMV; 2001, 2005–2008 years), Pugachiovsky Mud Volcano (PMV; 2001, 2005, 2006 years) and Duginskie hydrothermal springs (2001–2006) – unique natural objects in the south part of Sakhalin Island, which has allowed to find new features of $\text{C}^{13}\text{-CH}_4$ and $\text{C}^{13}\text{-CO}_2$ for gas sources and generation depth discussion.

Р.М. Юркова, Б.И. Воронин

(Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия, bivrnyrz@mtu-net.ru)

Абиогенные источники углеводородных флюидов для формирования залежей нефти и газогидратов в Охотском море

R.M. Yurkova, B.I. Voronin

Abiogenic hydrocarbon fluids sources for oil-and gashydrate deposits formation in the Okhotsk Sea

Формирование залежей углеводородов в Охотском море связано с подъёмом офиолитового мантийного диапира в зоне перехода примитивная островная дуга-желоб над сейсмофокальной зоной [1]. Диапировые внедрения офиолитов выходят на поверхность на полуострове Шмидта (Северный Сахалин). Судя по данным, аэромагнитной и гравиметрической съёмки массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мГк. Верхние границы магнитовозмущающих тел основного и ультраосновного состава залегают на глубине 10 км, что сопоставимо с глубинами дна глубоководных желобов, в частности Марианского, связанного с примитивной островной дугой. Нижние границы магнитных аномалий фиксируются при пересчёте на высоту 30 км. Часть кромок уходит в верхнюю мантию.

Детальное комплексное изучение ультрабазитов дунит-гарцбургитового комплекса п-ова Шмидта показало, что они были серпентинизированы в мантии с образованием метана на глубинах 40–50 км [2]. Установлено, что в процессе ранней петельчатой серпентинизации за счёт оливина образовались антигорит-серпентин с параметром элементарной ячейки $a = 35.5 \text{ \AA}$ и природный сплав железо-никель состава тэнита (35–40 ат. % Ni) в виде мельчайших (2–5 мкм) включений в антигорите. Образование антигорита в условиях мантийной серпентинизации на глубинах 40–50 км (до 100 км) подтверждено экспериментальными, термодинамическими ($T = 450\text{--}600^\circ\text{C}$, $P = 13\text{--}16$ кбар.) и балансовыми расчетами [2]. В изученных серпентинитах присутствуют H_2 , CH_4 и CO . CO количественно не определялось. Наиболее высокие содержания H_2 , CH_4 (230 и 30 ммоль/кг соответственно) в серпентинитах гарцбургитов характерны для апооливиновых антигоритов ранней генерации. Высокое содержание водорода в гарцбургитах также связано с оливином (800 ммоль/кг).

На глубине 40–50 км наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого-Беньюффа трассируемой очагами землетрясений [3]. В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и тем самым предопределён

срыв верхних частей литосферной мантии с подъемом диапира или диапиров, флюидонасыщенных пластичных серпентинитов, как это показано исследователями для Марианской примитивной дуги [4]. Серпентиниты в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества на поверхности, сопровождаемое декомпрессией и интенсивным плавлением, были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: полосчатый, габброидный, параллельных даек и вулканоплутонический спилит-кератофировый. Наиболее выразительными индикаторами подъема офиолитов послужили разноглубинные биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали в различные стадии формирования офиолитов. Высокотемпературные (900°C) и глубинные слои сформировались на контакте с породами полосчатого комплекса. Разнотемпературные и разноглубинные родингиты образовались на контакте с породами габброидного, дайкового и спилит-кератофирового комплекса. Биметасоматические апотуфовые и апофлишOIDные слои ($T = 350\text{--}160^\circ\text{C}$) возникли при внедрении диапира в меловые вулканогенно-осадочные комплексы п-ова Шмидта.

В условиях повышенных температур и давлений по реакции присоединения молекул метана ($\text{CH}_4 \rightarrow \text{C}_2\text{H}_6 + \text{H}_2$) формировались гомологи метана: этан, пропан, бутан, пентан, гексан и др. Экранирование диапира серпентинитами создало автоклавную ситуацию. Углеводороды, взаимодействуя при каталитической активности тонкодисперсных серпентинитов и железоникелевых соединений (тэнит, пентландит, магнетиты) в условиях повышенных температур ($T > 350^\circ\text{C}$) в результате полициклического магматизма, формировали все групповые компоненты нефти: нормальные алканы, изоалканы, нафтены, ароматические углеводороды по технологии К.Г. Ионе [5]. Следует отметить, что до настоящего времени большие скопления восстановительных флюидов (водород, метан и др.) сохранились в серпентинитовых флюидоупорах Нижнетагильского массива гипербазитов на глубине 500 м. [6].

Высокая сейсмическая подвижность предостроводужных палеозон способствовала нарушению целостности серпентинитовых слоёв и высокой аккумуляции флюидов в очаговых зонах землетрясений. Флюиды концентрировались в очаговых зонах в сжатом виде, что приводило к высоким поровым давлениям и, как следствие, подъёму углеводородных экструзий и интрузий и миграции углеводородов по сдвиговым разломам, рассланцованным и трещиноватым зонам в осадочные ловушки присдвиговых неогеновых прогибов. По расчётам приводимым А.Н. Дмитриевским и И.А. Володиным [7] пробегающие раз в сутки по сдвиговому разлому волновые (солитоновые) энергетические импульсы формируют кумулятивный эффект повышенной энергетичности, который и приводит к описанному физико-химическим преобразованиям и обеспечивает миграцию флюидов. Судя по данным изучения флюидогеодинамики региона О.В. Равдоникас [8], в рассматри-

ваемой зоне вплоть до настоящего времени продолжается сток и разгрузка глубинных эндогенных флюидов в гравитационно-конвекционном и компрессионном режимах при неполностью завершённом подъёме офиолитового диапира в Охотском море. Этот режим обеспечил формирование газоконденсатных, газовых и нефтяных залежей в Охотском море в результате миграции и преобразования углеводородных флюидов по опережающим офиолитовый диапир сдвиговым разломам. Большая часть залежей нефти и газогидратов сосредоточена на восточном склоне о-ва Сахалин, в зоне подъёма офиолитового диапира и в палеожелобе представленного впадиной Дерюгина [9]. Во впадине Дерюгина отмечены по данным Т.К. Злобина наиболее крупные землетрясения с магнитудой $M = 7,0$ баллов [10].

1. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъём и преобразование мантийных и углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56–67.
2. Юркова Р.М. Мантийно-коровая серпентинизация ультрабазитов как источник углеводородных флюидов // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. М.: ГЕОС, 2002. С. 98–107.
3. Буалло Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
4. Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki J., Ueno T., Osada Y. Serpentine seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions // Bull/Earth. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P. 355–366.
5. Заварицкий А.Н. Дунит Нижнетагильского массива на Урале с глубины 500 м // Вест. Геол. ком. 1925. № 4. С. 35–38.
6. Ионе К.Г. Исследование процессов каталитического превращения CO , CO_2 , H_2 – газов в земной коре в углеводороды и воду // Дегазация Земли: геофлюиды, нефть и газ, парагенезы в системе горючих ископаемых. Тез. Межд. конф. М.: ГЕОС, 2006. С. 115–117.
7. Дмитриевский А.Н., Володин И.А. Формирование и динамика энергоактивных зон в геологической среде // Докл. РАН. 2006. Т. 411, №3. С. 395–399.
8. Равдоникас О.В. Флюидогеодинамика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии. Объясн. Записка к карте. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1990. 38 с.
9. Обжиров А.И. Миграция углеводородов из недр к поверхности и формирование нефтегазовых залежей и газогидратов в Охотском море в период сеймотектонических активизаций // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ и их парагенезы. М.: ГЕОС, 2008. С. 359–362.
10. Злобин Т.К., Полец А.Ю. Глубинный разрез земной коры, гипоцентры землетрясений и их механизмы по профилю Шантары-Матуа // Тектоника и глубинное строение Востока Азии. VI Косыгинские чтения, Хабаровск. ИГиГ ДВО РАН, 2009. С. 268–271.

The hydrocarbon deposits formed at the concluding stage of ophiolite generation related with the mantle diapir uplift in the Okhotsk Sea. In increased temperature ($T \geq 350^{\circ}\text{C}$) and with catalytic activity of finely dispersed serpentine and iron-nickel compounds (taenite, pentlandite) serpentinite screened hydrocarbon fluids formed all group components of oil, such as normal alkane, isoalkane, naphthene, and aromatic hydrocarbons according to K.G. Ione technology [5].

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

Д.А. Артемьев, В.В. Зайков

(Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, e-mail: artemyev@mineralogy.ru)

Преобразование ультрабазитов при рудогенезе кобальт-медноколчеданных залежей в палеоостроводужных структурах Южного Урала

D.A. Artemyev, V.V. Zaykov

(Institute of mineralogy, Urals Branch of RAS, Miass)

Transformation of ultramafites in ore genesis of cobalt-bearing sulfide deposits in paleoisland arc structures of South Urals

Главный Уральский разлом, который является наиболее крупной сутурой Евразии, с запада примыкает к Магнитогорской структурно-формационной зоне и интерпретируется как палеозойская аккреционная призма Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги [1]. Основная часть Главного Уральского разлома выражена серпентинитовым меланжем, в котором заключены блоки ордовикских и силурийских офиолитов, девонских и каменноугольных вулканогенно-осадочных отложений. К ним приурочен ряд кобальт-медноколчеданных месторождений и рудопроявлений (Ишкининское, Ивановское, Дергамышское и др.), которые были выделены в отдельный ивановский тип, близкий к атлантическому [2]. Образование рудных тел этих месторождений связано с функционированием гидротермальных систем в ультрамафитах аккреционной призмы. Верхний возраст формирования рудных залежей, по датировке перекрывающих олистостромовых отложений, оценивается эмским ярусом девона.

Рудообразующие системы месторождений Главного Уральского разлома включают в себя околорудные тальк-карбонатные и тальк-хлоритовые метасоматиты, в которых локализованы кобальт-медноколчеданные руды и различные серпентинит-карбонатные брекчии и карбонатные жилы. К рудовмещающим породам относятся серпентиниты, частично базальты, апосерпентинитовые и апогаббровые метасоматиты, ассоциирующие с ними сульфидно-серпентинит-карбонатные брекчии и карбонатные жилы, иногда содержащие сульфидную минерализацию. В перекрывающих рудоносных зонах олистостромах встречаются блоки офикальцитовых брекчий.

Важное место в вопросе формирования этих месторождений отводится роли вмещающих ультрабазитов в формировании рудной минерализации. По мнению одних исследователей, вмещающие ультрабазиты не являются источниками вещества при формировании колчеданного оруденения [3], другие исследователи указывали на их определяющую роль в формировании типоморфного оруденения как в древних [4, 5], так и современных [6, 7] гидротермальных системах.

Рудные залежи залегают, главным образом, в серпентинитах, относящихся к крупным альпинотипным массивам дунит-гарцбургитового типа,

которые сложены нацело серпентинизированными гарцбургитами с подчиненными телами дунитов и секущими их дайками пироксенитов, долеритов и габброидов, часто осложнены зонами меланжа.

Микроскопически серпентиниты характеризуются петельчатой структурой, состоящей из β -лизардита, слагающего центральные части петель, окаймленного хризотилом и вкраплениями магнетита, подчеркивающими петельчатые структуры, которые указывают на среднетемпературную серпентинизацию [8]. Также довольно часто встречаются антигорит с полигонально-зернистой структурой, нередко рассеченной жилами хризотила и кальцита. Первичные минералы (оливин и пироксены) практически не встречаются. Отмечены более ранние участки с α -лизардитом и жилками серпофита. Вторичные минералы, представленные тальком, карбонатами, бруситом и хлоритом, развиваются в виде мелких чешуек, зерен и налетов размером до 0.3 мм. Вблизи даек габбро-долеритов появляются прожилки хризотил-асбеста мощностью до 2–3 мм. Акцессорная минерализация представлена магнетитом, хромшпинелидами и сульфидами с размером зерен до 1–2 мм.

Рудоносные зоны месторождений маркируются телами тальк-карбонатных и тальк-хлоритовых метасоматитов, которые приурочены к кровле серпентинитовых пластин и часто оконтуривают колчеданные залежи. Тела метасоматитов образуют субмеридиональные полосы длиной до 1 км при ширине около 100 м. По данным бурения, они прослеживаются на глубину до 100–120 м на Ишкининском, до 200 м – на Дергамышском и свыше 350 м – на Ивановском месторождениях.

Тальк-карбонатные метасоматиты сложены преимущественно тальком, магнетитом и кальцитом, в подчиненном количестве присутствуют доломит, хлорит, реже встречаются сидерит, эпидот и кварц. Среди акцессорных минералов зафиксированы реликтовые хромшпинелиды и магнетит, а также новообразованные сульфиды.

Термодинамическое моделирование, проведенное Г.А. Третьяковым и И.Ю. Мелекесцевой [9], показало, что при процессах серпентинизации ультрабазитов могут извлекаться не только типоморфные элементы (Co и Ni), но также Fe и Cu. По их расчетам, количество металлов, освобождаемое гидротермальным раствором из породы (моль/кг: Co – 5.77×10^{-7} , Cu – 5.68×10^{-6} , Fe – 1.98×10^{-4} , Ni – 2.12×10^{-4}), согласуется с данными по гидротермальным растворам современных полей в ультрамафитах океанов (моль/кг: Co – 7.5×10^{-6} , Cu – 3×10^{-5} , Fe – 2.4×10^{-2} , Ni – $1.6–1.9 \times 10^{-7}$) [6].

Подтвердить эти расчеты геохимическими данными не представляется возможным вследствие отсутствия на рудных полях неизменных перидотитов, но малая продуктивность на кобальт-медноколчеданные руды многочисленных серпентинитовых массивов складчатых поясов и локализация руд преимущественно вблизи зон тальк-карбонатных метасоматитов указывают на незначительную роль процессов серпентинизации в рудогенезе.

Наличие же в ультрабазитах гидротермальных систем, которые и формируют основную часть рудных залежей, приводит к воздействию высокотемпературных рудоносных гидротермальных растворов на ультрабазиты и, в частности, на серпентиниты, вследствие чего происходит их дальнейшее преобразование в тальк-карбонатные породы. В результате замещения серпентина магнезитом и тальком освобождаются многие элементы, что ведет к их дальнейшей миграции.

Содержание MgO при переходе серпентинитов в метасоматиты уменьшается, в среднем, с 35–38 % до 26–32 %. Содержания SiO₂ меняется как в сторону увеличения с 40–42 % до 50–60 %, так и в сторону снижения до 20–25 %, что связано с подвижностью SiO₂ в гидротермальных растворах. Ее избыток приводит к формированию как мономинеральных тальцитов, так и кварца. Часто наблюдается привнос Ca²⁺ – содержания CaO увеличиваются от 1–3 % до 20–30 %. Также при метасоматозе наблюдается переход части железа из трехвалентной формы в двухвалентную.

При метасоматозе серпентинитов происходит миграция большинства микроэлементов, но особенно показателен значительный вынос Ni и Co, являющихся типоморфными минералами колчеданных месторождений, залегающих в ультрамафитах. Содержание Ni при переходе серпентинит – метасоматит уменьшается, в среднем, от 4100–4600 г/м³ до 3000–3500 г/м³, что составляет 20–30 %, а Co – от 220–290 г/м³ до 190–230 г/м³, что составляет 10–20 %. Эти данные свидетельствуют о возможности формирования кобальт- и никельсодержащей минерализации в сульфидных рудах в субмаринных условиях за счет выноса металлов из серпентинитов, что было подтверждено наличием пентландит- и кобальтинсодержащих сульфидных жил и вкраплений в верхних (придонных) частях разрезов тел тальк-карбонатных пород Ишкининского и Ивановского месторождений.

Основываясь на оценке масштабов миграции элементов, подсчитано, что с 1 м³ серпентинита при переходе в метасоматит, в среднем, освобождается около 1 кг Ni и 50 г Co. Расчет возможного количества Co, извлеченного из сохранившихся фрагментов зон тальк-карбонатных пород на Ишкининском месторождении, оценен в 212 т, что сопоставимо с прогнозными ресурсами этого металла (300 т) по данным геологоразведочных работ.

Гидротермальному преобразованию также подвергаются дайки габброидов, которые довольно часто встречаются в рудоносных зонах месторождений в виде тальк-хлоритовых метасоматитов с реликтами первичных структур, что может указывать на их определенную рудоформирующую и рудоконтролирующую роль. Исходя из результатов подсчета миграции элементов при метасоматозе, а также данных А.А. Захарова и А.А. Захаровой [4], можно утверждать, что вынос элементов из габброидов не приводил к значительному увеличению рудных компонентов в гидротермальных растворах. Но наличие ослабленных зон и трещин вдоль даек приводило к поступлению гидротермальных растворов с формированием близ них оруденения,

что, вероятно, обусловило их рудоконтролирующую функцию.

Температуры гидротермальных растворов, по оценке на основе парагенетических ассоциаций [1], составляли 150–350 °С. Постепенное падение температур до 140–200 °С, зафиксированное по флюидным включениям в карбонатных и кварц-карбонатных жилах с сульфидами, а также в офикальцитовых брекчиях, приводило к ошелачиванию растворов. Соленость гидротермальных растворов в большинстве случаев была близка солености морской воды и варьировала в пределах 1.2–4.5 мас. % NaCl-экв, в редких случаях достигая 7–8 мас. % NaCl-экв.

Совместное образование сульфидных руд и тел тальк-карбонатных метасоматитов в результате прохождения кислых растворов объясняется тем, что растворы, проходя сквозь породы основного состава и вступая с ними во взаимодействие, приводят к повышению активности кислорода, что, в свою очередь, приводит к повышению щелочности среды. Таким образом, создаются условия для формирования тальк-карбонатной ассоциации [10], что косвенно подтверждается большой подвижностью Со в кислых средах. Незначительные смещения рН от кислых к щелочным условиям могут быть обусловлены тем, что при высоких давлениях и температурах значение рН нейтральной среды смещается в меньшую сторону, что, в свою очередь, приводит к постепенному изменению рН-среды от нижних более щелочных горизонтов, к верхним – кислым.

Таким образом, можно выделить предрудную стадию преобразования ультрабазитов в результате процессов серпентинизации под воздействием морской воды, идущую в большинстве ультрамафитовых массивов в рифтогенных структурах океана, и собственно рудную, обусловленную воздействием на серпентиниты гидротермальных растворов. Процесс прохождения растворов сквозь вмещающие породы приводил к их метасоматозу, формировавшему тела тальк-карбонатных метасоматитов, в результате чего высвобождались Со и Ni, которые выше по разрезу отлагались вместе с другими сульфидами в виде собственных минеральных фаз, что обусловило формирование типоморфной минерализации в кобальт-медноколчеданных рудах месторождений Главного Уральского разлома.

Авторы благодарны И.Ю. Мелекесцевой, Г.А. Третьякову, А.М. Юминову за помощь при проведении исследований, которые были выполнены при финансовой поддержке РФФИ (07-05-00260-а), гранта молодых ученых УрО РАН и интеграционного проекта совместных исследований УрО–СО РАН.

1. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю. Кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах аккреционной призмы Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги // Литосфера, 2005. № 3. С. 73–98.
2. Серавкин И.Б. Типы колчеданных месторождений Южного Урала и источники рудного вещества // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 58–62.

3. Велинский В.В., Третьяков Г.А., Симонов В.А. Серпентинизация ультрабазитов и гидротермальные рудообразующие системы в срединно-океанических хребтах (физико-химическое моделирование) // Геология рудных месторождений, 2004. Т. 46. № 4. С. 332–345.
4. Захаров А.А., Захарова А.А. Зависимость состава руд Ивановского сульфидного месторождения на Южном Урале от их литологической приуроченности // Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа: ИГ БФ АН СССР, 1975. С. 105–110.
5. Юминов А.М., Зайков В.В., Артемьев Д.А. Тальк-карбонатные метасоматиты Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2005. Т. 2. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 90–97.
6. Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др. Минералогическо-геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд и флюида поля Рейнбоу, ассоциированного с серпентинитами, Срединно-Атлантический хребет (36°14'с.ш.) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 6. С. 510–542.
7. Леин А.Ю., Черкашев Г.А., Ульянов А.А. и др. Минералогия и геохимия сульфидных руд полей Логачев-2 и Рейнбоу: черты сходства и различия // Геохимия. 2003. № 3. С. 304–328.
8. Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 238 с.
9. Третьяков Г.А., Мелекесцева И.Ю. Серпентинизация ультрамафитов и источник металлов для кобальт-медноколчеданных месторождений // Металлогения древних и современных океанов–2008. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 181–188.
10. Дерябин Н.И. О гидросиликатных и листовитовых метасоматитах. // Доповіді Національної академії наук України, 2007. № 5. С. 117–125.

In ultramafites of the Main Urals Fault zone cobalt-bearing massive sulfide deposits are known, which are located in serpentinites and talc-carbonate metasomatites. Peridotites transforming processes are actively participated in their formation. During the preore stage serpentinization of peridotites with the influence of seawater was rising, there was not ore deposition. The ore stage was presented by metasomatic processes of serpentinites due to hydrothermal fluids, that determine their transformation into talc-carbonate metasomatites and formation of typomorphic cobalt-nickel mineralization in sulfide massive ores.

Н.В. Астахова, О.Н. Колесник

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

Акцессорные металлы в железо-марганцевых корках хребта Галагана, Японское море

N.V. Astakhova, O.N. Kolesnik

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

Accessory metals in ferro-manganese crusts from the Galagan Ridge, Sea of Japan

Возвышенность (хребет) Галагана расположена в южной части Центральной котловины Японского моря и вытянута в субмеридиональном направлении на 25 км при ширине до 15 км. Основание котловины находится на глубине 2700 м, а отдельные вершины на гребне хребта возвышаются над ее дном на 1900 м. При драгировании склонов возвышенности были подняты железо-марганцевые корки мощностью до 20 см на обломках пироксеновых и оливин-пироксеновых базальтов [1]. Верхняя часть корок (до 8 см) образована преимущественно марганцевыми минералами (17,63 % Mn, 5,70 % Fe); нижняя, бурая ожелезненная (1,39 % Mn, 12,30 % Fe), постепенно переходит в лимонитизированный базальт.

В аншлифах верхнего и нижнего слоев железо-марганцевых корок методом электронно-зондового микроанализа на приборе JXA-8100 выявлены многочисленные включения зерен цветных (Cu, Zn, Pb, Sn, Ni, W, Mo, Bi, As, Sb), благородных (Ag, Pd, Pt) и редкоземельных (La, Ce, Nd, Pr) металлов в виде самородных элементов, сульфидов, сульфатов, окислов или интерметаллических соединений. Как правило, размер зерен составляет первые микроны. Наиболее часто встречаются цветные металлы, серебро и палладий.

В марганцевой матрице верхней части корок повсеместно отмечаются интерметаллические соединения, преимущественно меди и цинка. Содержание металлов в последних варьирует в широких пределах: Cu – 70,85–30,91 %; Zn – 35,41–7,51 %. Кроме того, встречены соединения Cu-Sn, Cu-Zn-Ni, Cu-Zn-Pb, Cu-Zn-Sn, Cu-Zn-Sn-Pb, в которых иногда присутствует примесь мышьяка и сурьмы. Часть этих соединений в различной степени окислена. Реже отмечаются соединения Ni-Fe, Ni-Cr, Fe-Cr-Ni и Fe-Cr. Выявлены самородные медь, никель, железо и титан, а также окислы меди и висмута. Зерна сульфидов и сульфатов цветных металлов в верхней части корок достаточно редки. По данным химического анализа, обнаружены единичные зерна пирита, станнина и англезита.

В нижней, ожелезненной, части корок количество зерен самородных и интерметаллов незначительно. Это самородная и цинкистая медь, самородный никель и соединения Fe-Cr-Ni, Fe-Ni-Cu и Fe-W-Cr. Встречаются окис-

лы меди, свинца и олова. Отмечено значительное количество зерен сульфидов и сульфатов металлов, которые, судя по данным химического анализа, представлены халькопиритом, арсенопиритом, пиритом, англезитом, станином, сульфатами цинка и железа.

Серебро – наиболее широко распространенный благородный металл – встречается по всему разрезу корок преимущественно в самородном виде, но в их нижней части отмечены также зерна сульфата серебра. Вторым по распространенности является палладий, часто с примесью платины и меди, иногда никеля, висмута и циркония. Обнаружены единичные зерна палладистой платины. В отличие от серебра, платиноиды встречаются только в верхней части корок.

В рудных корках присутствует незначительное количество зерен минералов вольфрама, молибдена и редких земель, последние из которых представлены оксидными соединениями лантана, церия, неодима и празеодима.

Выявление акцессорных металлов как в верхней, так и в нижней, ожелезненной, частях корок, обнаружение микровключений металлов в породообразующих минералах в самородном виде, в форме интерметаллических соединений и сульфидов – все это указывает на то, что источниками акцессорных металлов являются высокотемпературные газо-гидротермальные флюиды. Приуроченность палладия и палладистой платины только к верхней части корок и обнаружение платиноидов в рудных корках лишь некоторых подводных вулканов Японского моря не позволяют однозначно говорить об источнике этих металлов. Данный вопрос требует дальнейшего рассмотрения.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Мировой океан» и гранта ДВО РАН (09-П-УО-07-001).

1. Берсенева И.И., Берсенева Ю.И., Ващенко Н.Г. и др. Некоторые вопросы геологического строения дна Японского моря (по материалам 24-го рейса НИС «Первенец») // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977. С. 13–24.

Distribution of accessory metal inclusions in upper manganese and lower ferrous parts of ferro-manganese crusts from the Galagan Ridge is considered. It is revealed that in the upper part metals are found mainly in the form of intermetallic compounds or in the native form and in the lower one as sulfides or sulfates.

**В.Е. Бельтнев¹, В.Н. Иванов¹, И.И. Рождественская¹,
Т.В. Степанова², В.В. Шилов¹, М.П. Давыдов², А.А. Лайба¹,
В.М. Каулио¹, А.Н. Перцев³, В.Ю. Кузнецов⁴,
И.Г. Добрецова¹**

(¹Полярная морская геолого-разведочная экспедиция, Санкт-Петербург, e-mail: ocean-party@peterlink.ru, ²ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: andreev@vniio.ru, ³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: anpertsev@rambler.ru, ⁴Научно-исследовательский институт географии Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, e-mail: v_kuzya@mail.ru)

**Новые данные о строении гидротермальных полей в районе
13°31' с.ш. САХ (рудный узел «Семенов»)**

**V.Ye. Bel'tenev¹, V.N. Ivanov¹, I.I. Rozhdestvenskaya¹,
T.V. Stepanova², V.V. Shilov¹, M.P. Davydov², A.A. Laiba¹,
V.M. Kaulio¹, A.N. Pertsev³, V. Kuznetsov⁴, I.G. Dobretzova¹**

(¹Polar Marine Geosurvey Expedition, St.Petersburg, ²VNIIOceangeologiya, St. Petersburg, ³IGEM RAS, Moscow, ⁴St.Petersburg State University, St. Petersburg)

**New data about hydrothermal fields at 13°31' N, MAR
(sulphide district "Semenov")**

Основной целью 32 рейса НИС «Профессор Логачёв» (декабрь 2008 – июнь 2009 гг.), организованного Полярной морской геологической экспедицией совместно с ВНИИОкеанология, являлось детальное изучение гидротермальных полей, открытых в 30 рейсе НИС «Профессор Логачёв» в западном борту рифтовой долины в районе горы 13°30' с.ш. [1, 2, 3].

На первом этапе исследований были выполнены исследования с геофизическим комплексом АМК «Рифт-3» в модификации ЕП (естественное поле). Были выявлены аномалии ЕП различной интенсивности, большинство из которых, расположено в субширотном направлении вдоль северного склона горы 13°30' с.ш., а также в центральной части горы и у западного и восточного подножий.

На втором этапе проводились подводные теленаблюдения и пробоотбор в пределах ранее открытых гидротермальных полей («Западное», «Северо-западное», «Северо-восточное», «Восточное») и в районах выявленных аномалий естественного поля. В результате исследований были получены новые данные о строении известных полей и открыто новое гидротермальное рудное поле, получившее название – поле «Центральное» (координаты центра – 13° 30.7' с.ш. и 44° 56.2' з.д.).

Необходимо отметить, что плотность сети подводных теленаблюдений на пяти изученных гидротермальных полях сильно отличается. Это обусловлено весьма крупными масштабами некоторых рудных объектов, выяв-

ленных в ходе настоящих работ. В результате чего межпрофильные расстояния сильно варьируют: на «Западном» и «Северо-западном» полях они составляют 50–100 м, на «Центральном» – 200–250 м, на «Северо-восточном» и «Восточном» – 400–450 метров

Гидротермальное рудное поле «*Западное*» не активно, расположено в интервале глубин 2570–2620 м пространственно связано с перидотитами, имеет размеры 200x175 м. Представляет собой единый рудный холм или группу сближенных построек, которые перекрыты рудными осадками и гидротермальными корками. Гидротермальный материал поднят на 9 станциях. Сульфидные руды в основном имеют серно-колчеданный, марказит-пиритовый состав. На одной станции в северной части поля были подняты медно-колчеданные трубы, состоящие из халькопирита и замещающих его вторичных сульфидов меди.

Гидротермальное рудное поле «*Северо-западное*» расположено в интервале глубин 2360–2580 м и пространственно связано с базальтами. Состоит из двух рудных тел (сульфидные постройки и продукты их разрушений). Первое имеет размеры 600x400 м, с безрудными площадями в контуре тела. Второе размером 200x175 м.

Поле *активное*, установлено две зоны современной активности с гидротермальным биоценозом в пределах наиболее крупного рудного тела. Гидротермальная фауна представлена двусторчатками моллюсками, гастроподами, крабами, креветками и другой гидротермальной фауной. При проведении подводных теленаблюдений наблюдались выходы гидротерм. Опробовано 14 станциями.

Сульфидное оруденение характеризуется очень богатыми медно-колчеданными и медными рудами. Представлено трубами, реликтами окисленных руд в атакамит арагонитовых корках. Медно-колчеданные, частично, возможно, медные трубы сложены халькопиритом (40–80 %) и замещающими его вторичными медными сульфидами (20–60 %). Пирит, марказит и барит отмечаются в незначительных количествах. Медные реликты руд в атакамит-арAGONитовых корках представлены комплексом вторичных сульфидов и сульфатов меди, замещающих халькопирит. Кроме сульфидов присутствуют гидрохлориды меди, что делает руды еще богаче.

Гидротермальное рудное поле «*Северо-восточное*» не активно, расположено в интервале глубин 2300–2640 м, связано как с базальтами, так и с перидотитами, имеет размеры 1200x650 м. Изучено недостаточно.

Опробовано 3 станциями. Сульфидные руды представлены серно-колчеданными пиритовыми, пирит-марказитовыми и апопирротиновыми разновидностями. Окварцованные, сульфидизированные породы слагают около 30 % материала. В одной пробе обнаружены единичные фрагменты пород с прожилками и линзами халькопирита.

Гидротермальное рудное поле «*Восточное*» не активно, расположено в интервале глубин 2560–3020 м, пространственно связано с базальтами, име-

ет размеры ~2700 м в широтном направлении и ~1600 м в меридиональном, северная граница поля не оконтурена. Поле опробовано 18 станциями.

Встречены серно-колчеданные, медно-колчеданные и медьсодержащие руды. К медьсодержащим разновидностям отнесены руды, сложенные дисульфидами железа с незначительной (2–5 %) примесью медного материала. Серно-колчеданные пиритовые, марказит-пиритовые руды встречаются почти на каждой станции, их количество в пробах варьирует от 5 до 100 %. Медно-колчеданные руды, сложенные дисульфидами железа, халькопиритом и/или вторичными медными минералами, встречены на 6 станциях. Их количество составляет 5–85 % поднятого материала. Медьсодержащие руды подняты на 7 станциях, где они составляют от 20 до 100 % пробы.

Гидротермальное рудное поле «*Центральное*» не активно, расположено в интервале глубин 2160–2340 м, вероятно пространственно приурочено как к базальтам, так и к перидотитам, имеет размеры 700x500 м. Изучено в недостаточной степени. Опробовано 3 станциями.

Полученный гидротермальный материал сильно различается. На одной станции подняты фрагменты слабо окисленных медно-колчеданных халькопирит-пиритовых труб с содержанием халькопирита до 60 %. Трубы ассоциируют с перидотитами. В двух других станциях, расположенных восточнее и выше по склону горы 13°30' с.ш., поднятый материал представлен древними, очень сильно окисленными, выщелоченными серно-колчеданными пиритовыми и марказит-пиритовыми рудами и обломками оруденелых базальтов.

При определении абсолютного возраста (U^{230}/Tg метод) образцов сульфидных руд полученных в 30 рейсе НИС «Профессор Логачёв», наиболее древние руды, имеющие возраст около 90 тыс. лет установлены на поле «*Восточном*».

Таким образом, масштабное гидротермальное рудообразование в данном районе началось не менее 90 тыс. лет назад и продолжается в настоящее время, при этом формируются разнообразные по составу сульфидные руды.

Рудный узел «Семенов» крупнейшее скопление сульфидных руд в пределах САХ. По предварительным оценкам ресурсы рудной массы составляют более 40 млн. тонн.

Рейс НИС «Профессор Логачёв» был организован ПМГРЭ, и финансировался Федеральным агентством по недропользованию Министерства природных ресурсов и экологии РФ. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект 08-05-00919-а).

1. В.Е. Бельтнев, В.Н. Иванов и др. Новые гидротермальные рудопоявления в районе 13°31' с.ш., САХ // Геология морей и океанов. Т. II, тез. докл. М., 2007. С. 7-9.

2. В.Н. Иванов, В.Е. Бельтнев и др. Сульфидные руды нового рудного узла 13°31' с.ш. САХ // Металлогения древних и современных океанов. Тез. докл. Миасс. 2006. С. 66-69.

3. V. Beltenev et. al. A new hydrothermal field at 13° 30' N on the Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News 2007. Vol. 16. P. 9-10.

During the 32th cruise of R/V "Professor Logatchev" the hydrothermal fields "West", "North-West", "North-East" and "East" were confirmed and a new one was discovered, preliminary called "Central" (13° 30.7' N, 44° 56.2' W) located around the seamount at 13°30' N. At these areas was revealed various, abundant and different ages hydrothermal sulfide mineralization.

**И.Ф. Габлина¹, Л.Л. Демина², О.Б.Дмитренко²,
Н.С. Оськина², Е.А. Попова³, Т.А. Хусид², В.В. Шилов⁴**

(¹Геологический институт РАН, Москва, gablina@ilran.ru, ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, ³ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург,

⁴Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ), Санкт-Петербург)

**Состав, распространение и вторичные изменения
микрофоссилий донных осадков гидротермального поля
Ашадзе-1 (13° с.ш. САХ)**

**I.F. Gablina¹, L.L. Demina², O.B. Dmitrenko², N.S. Oskina²,
E.A. Popova³, T.A. Khusid², V.V. Shilov⁴**

(¹Geological Institute RAS, Moscow, ²Institute of Oceanology, RAS, Moscow,

³VNIIOkeangeologiya, St. Peterburg, ⁴POGSE, St. Peterburg)

**Composition, Distribution and Features of the Postdeposition
Alteration of the Bottom Sediment' Microfossils
at the Ashadze-1 Hydrothermal Field (13° N MAR)**

Работа посвящена исследованию влияния современных гидротермальных процессов на видовой состав, характер распространения, сохранность, вторичные изменения остатков микроорганизмов в современных органических осадках и на аккумуляцию в них металлов. Изучены образцы осадков поля Ашадзе-1, отобранные сотрудниками ВНИИОкеангеология в 26 рейсе НИС «Профессор Логачев», проводившемся ФГУП «Полярная экспедиция» в 2005 г. Колонки осадков подняты по субширотному профилю, пересекающему с востока на запад рудное поле – станции 1508, 1509, 1518, 1520, 1519, 1521. Осадки вскрыты на глубину от 5 до 60 см. Они представляют собой биогенные обводненные илы с обломками измененных перидотитов и габброидов субстрата в нижних горизонтах.

Проведены биостратиграфические, химические и минералогические исследования. Наннопланктон исследовался с помощью светового биологического микроскопа "Amplival" и в сканирующем электронном микроскопе JSM-U3 (ИО РАН). Планктонные и бентосные фораминиферы изучались с

помощью светового микроскопа Leica WILD M3C. Химический анализ раковин фораминифер был выполнен методом нейтронной активации в ГЕО-ХИ РАН (Ca, Sr и Ba, Fe, Zn, Co, Cr, Ni, As, Sb, Se и Ag) и методом атомно-абсорбционной спектрометрии (ААС) на спектрометрах КВАНТ-2А и КВАНТ-Z.ЭТА соответственно в пламенном и электротермическом вариантах в ИО РАН (Cu, Mn, Pb, Cd и Hg). Перед анализом пробы разлагали в смеси из 1 мл особо чистой концентрированной HNO_3 и 0,5 мл 30%-й H_2O_2 . Для сравнения были проанализированы планктонные фораминиферы других районов Атлантического океана, находящихся вне зоны влияния гидротермальной деятельности.

Химический анализ осадков проводился методами мокрой химии и атомной абсорбции во ВНИИОкеангеология и ГИН РАН (Сорг). Минералогические исследования проводились с помощью оптического и электронного микроскопов (CamScan MV2300 с встроенной энергодисперсионной аналитической системой INCA Energy 200, ГИН РАН). Идентификация минералов подтверждалась рентгеновским анализом.

Биостратиграфические исследования проведены по станциям 1519, 1520 и 1521, где органические остатки имеют в основном хорошую сохранность. В исследованных образцах они составляют до 80–90 % песчаной и алевроитовой фракций осадков и представлены планктонными и бентосными фораминиферами, кокколитами, раковинами остракод, спикулами губок и редкими экземплярами кремневых радиолярий. Преобладают планктонные фораминиферы и кокколиты, бентосные фораминиферы составляют всего 1–2 % пробы или 25–30 экз/г песчаных фракций. В образцах станций 1508 и 1518, вскрывших рудные осадки, органические остатки практически полностью минерализованы.

Наннопланктон исследовался в 12 образцах. Всего определено 23 вида наннофоссилий, их разнообразие в отдельных горизонтах достигает 13–14 видов. Их видовой состав сходен во всех исследованных колонках. Общее количество кокколитов и видовое разнообразие существенно увеличивается сверху вниз по разрезу колонок, особенно резко вблизи рудных тел (рис. 1).

Общая численность раковин планктонных фораминифер в пробах высокая и составляет десятки и даже сотни тысяч раковин. В комплексах Планктонных фораминифер всех станций содержится четвертичный вид-индекс *Globorotalia truncatulinoides*. В то же время отсутствуют виды и подвида, характерные для раннего и среднего плейстоцена. В пробах рудоносных осадков поверхностных слоев колонки 1520 (0–4 см, 4–15 см) преобладает неорганическая часть. Органическая часть представлена редкими раковинами фораминифер, не отличающимися по видовому составу от встреченных в других пробах.

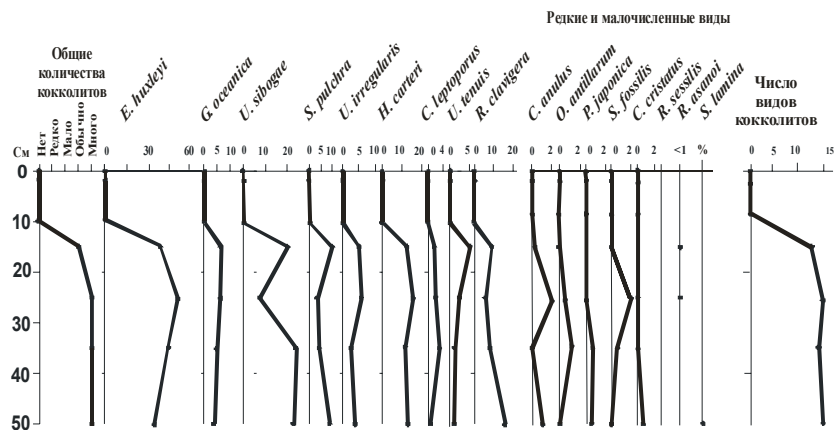


Рис. 1. Распределение кокколлитов в разрезе колонки 1519

Бентосные фораминиферы изучались в песчаной и алевритовой фракциях металлоносных и рудоносных осадков. Всего установлено 49 видов. В рудоносных осадках обнаружен чрезвычайно бедный фораминиферовый комплекс. В поверхностном слое 0–4 см число раковин очень низкое (4 экз./г), минимальная численность (менее 1 экз./г) оказалась в подповерхностном горизонте. Раковины имеют плохую сохранность. Бентосные фораминиферы представлены двумя видами с известковыми раковинами: *Nuttalides umbonifera* и *Quinqueloculina venusta*. Характерной особенностью обоих видов является их способность развиваться в почти анаэробных условиях. В карбонатных илах, лежащих под рудоносными осадками, численность раковин бентосных фораминифер возрастает до 25–30 экз/г. Число видов в пробе достигает 30. В комплексах бентосных фораминифер преобладают виды с известковыми фарфоровидными раковинами.

По ассоциациям микрофоссилий возраст осадков относится к голоцену – концу позднего плейстоцена. Изученные комплексы планктонных и бентосных фораминифер являются характерными для тропической зоны Атлантического океана. При переходе от голоцена к позднему плейстоцену возрастает число видов и общее количество бентосных фораминифер, кокколлитов и остракод.

Проведенный химический анализ осадков по профилю, пересекающему рудное поле в субширотном направлении, выявил зональное распределение породообразующих и рудных элементов: с северо-востока на юго-запад (к рудному телу 1) на порядок снижается карбонатность осадков, содержание в них $C_{орг}$ и резко возрастают концентрации Fe, Mn, Mg, Si, Cu. Рудное тело 1 выделяется по высоким показателям Fe в осадках (10–30 % и выше). При удалении от рудного тела 1 в сторону юго-западного фланга поля снова увеличивается карбонатность, снижаются магниальность и содержание рудных компонентов.

Сравнение средних содержаний химических элементов в одинаковых размерных фракциях ($>0,1$ мм) фоновых планктонных фораминифер и их аналогов, обитающих в зоне влияния гидротермальных флюидов поля Ашадзе, показано на рис. 2. Карбонатообразующий химический элемент Са содержится в фораминиферовых раковинах фоновых районов и поля Ашадзе-1 на одном уровне концентраций, причем это справедливо для разноразмерных фракций. Влияние гидротермальных флюидов, обогащенных металлами, отражается в повышенном накоплении планктонными фораминиферами Fe, Ni, Cu, Ag, Cr и Co, содержание которых в организмах гидротермального поля Ашадзе-1 в 4–9 раза выше, чем в организмах фоновых районов. Содержание Cd, As и Hg в планктонных фораминиферах поля Ашадзе-1 меньше, чем в фоновых, т.е. эти тяжелые металлы не накапливаются под влиянием гидротерм.

Наиболее значительно воздействие рудоносных гидротерм проявилось в характере и степени минерализации раковин фораминифер. По составу преобладающих минералов, обрастающих и замещающих раковины, в пределах гидротермального поля Ашадзе-1 выделяются зоны: 1) сульфидная, совпадающая с рудным телом 1; 2) зона минералов повышенной магнезиальности на западной и юго-западной периферии рудного тела 1; 3) зона развития Fe-Mn корок, окаймляющая рудные тела 1 и 2. На периферии гидротермального поля процессы растворения и замещения карбонатных раковин аутигенными минералами затухают. Минеральная зональность отражается в химическом составе осадков. Особенностью гидротермального поля Ашадзе-1 является присутствие в зоне повышенной магнезиальности в ассоциации с Fe-Mg-содержащими силикатами сидерита с примесью Mg и Mn.

Судя по распространению и общим содержаниям кокколитов и фораминифер в исследованных разрезах, оруденение поля «Ашадзе-1» связано лишь с самым последним временем. Основная фаза гидротермальной деятельности проявилась в голоцене. Этот вывод согласуется с данными определения абсолютного возраста гидротермальных построек поля Ашадзе-1 – от $2,1 \pm 0,3$ до $7,2 \pm 1,8$ тыс. лет. В зоне рудных тел остатки микроорганизмов минерализованы по всему разрезу колонок, что свидетельствует о просачивании гидротермальных растворов сквозь ранее отложившиеся осадки. При этом на западной периферии рудного тела 1, возможно, высачивались более поздние флюиды, богатые Fe и Mg, под влиянием которых кальцитовые раковины фораминифер замещались Mg-Mn-содержащим сидеритом.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 08-05-00499).

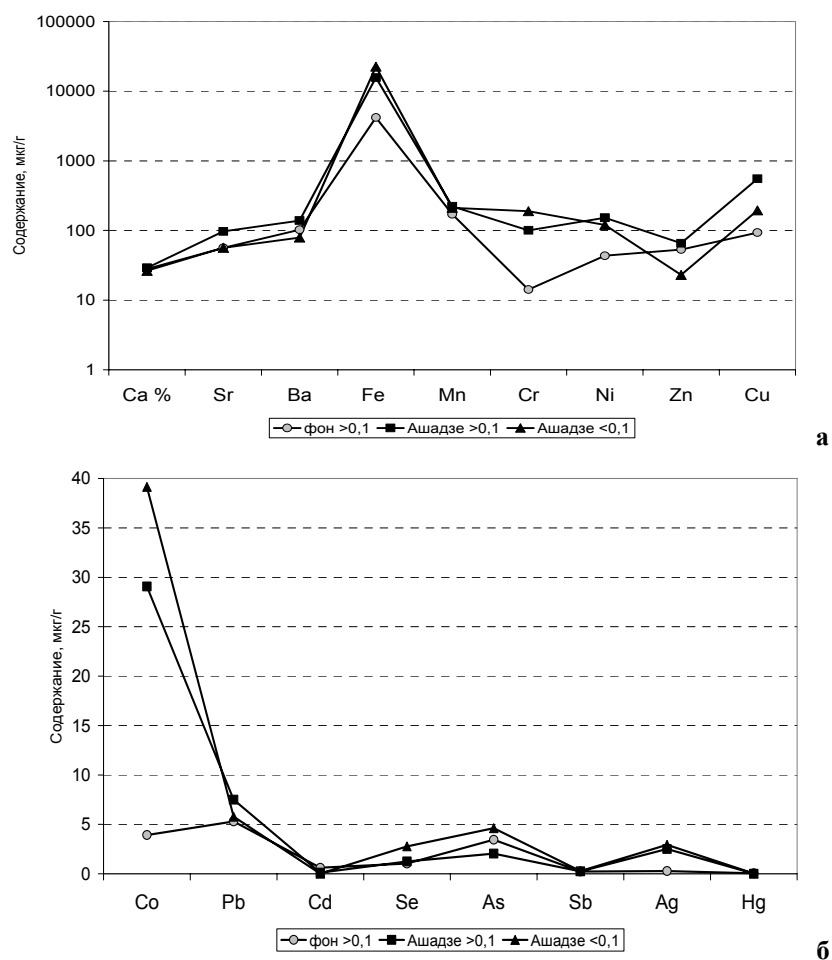


Рис. 2. Содержание химических элементов в планктонных фораминиферах (фракции <0.1 и >0.1 мм) поля Ашадзе-1 в сравнении с фоновыми форминиферами Центральной и Южной Атлантики.
а – Ca, Sr, Ba, Fe, Mn, Cr, Ni, Zn, Cu; б – Co, Pb, Cd, Se, As, Sb, Ag, Hg

Bottom sediments of the Ashadze-1 hydrothermal vent field at the Mid-Atlantic Ridge collected during cruise 26 of the R/V "Professor Logatchev" (2005) were studied. For the first time the detailed research of hydrothermal alteration of the metalliferous bottom sediments by microfossils were carried out. Influence of hydrothermal processes on the species composition, distribution pattern, undamaged state, postsedimentation alteration of the microfossils in the Holocene organogenic sediments, when the main phase of the hydrothermal ore

formation took place, as well as chemical element accumulation by planktonic and benthic foraminifera.

**И.Ф. Габлина¹, Е.А. Попова², Т.А. Садчикова¹,
А.Т. Савичев¹, Н.В. Горькова¹**

(¹Геологический Институт РАН, Москва, gablina@ilran.ru,

²ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург)

Гидротермальные изменения современных органических осадков поля Ашадзе-1 (САХ, 13°с.ш.)

**I.F. Gablina¹, E.A. Popova², T.A. Sadchikova¹, A.T. Savichev¹,
N.V. Gor'kova¹**

(¹ Geological Institute RAS, Moscow, ² VNIIOkeangeologiya, St-Peterburg)

**Hydrothermal alteration of recent organic sediments
at the Ashadze-1 hydrothermal field (13°N MAR)**

Рудоносные осадки, развитые в районах активной гидротермальной деятельности на дне морей и океанов, давно исследуются морскими геологами. У исследователей не вызывает сомнения важность изучения изменений, происходящих в осадках в связи с современной гидротермальной деятельностью, как с практической точки зрения – в качестве поискового признака, так и для понимания процессов, происходящих на глубине и не доступных для непосредственных наблюдений.

В работе рассмотрены минеральные новообразования в донных осадках современного гидротермального поля Ашадзе-1 САХ, непосредственно в зоне выхода гидротерм и на различном удалении от нее. Для определения природы минеральных компонентов основным объектом исследований был избран органический материал осадков, состав которого на стадии седиментогенеза единообразен на всем пространстве океана – это кальцитовые раковины отмершего планктона и бентоса. Различие в их преобразовании может быть связано только с различными условиями диагенеза.

Поле Ашадзе-1 находится на глубине 4100–4200 м, имеет площадь 450 м x 350 м, вытянуто в субширотном направлении. Оно расположено у подножья западного склона рифтовой долины в высокоактивной области пересечения краевого глубинного разлома с зоной субширотных тектонических деформаций. В геологическом строении поля участвуют габброиды и серпентинизированные перидотиты, перекрытые современными биогенными карбонатными и глинисто-карбонатными фораминиферо-кокколитовыми осадками с обломками измененных пород субстрата в нижних горизонтах. Мощность осадков превышает 3 м, а вблизи гидротермальных построек сокращается до 0,5 м и менее. Рудное поле представлено двумя рудными те-

лами с реликтивными и активными гидротермальными постройками и рудоносными осадками. В придонных слоях воды зафиксированы аномальные значения мутности, температуры и содержания растворенных Fe и Mn, а также пониженная плотность донных вод, связанная с наличием в гидротермах большого количества газов, в частности водорода и метана [1, 2]. Температура растворов на этом поле достигает 353°C, pH от 3,5 и минерализация от 0,8 до 1,3 от солёности морской воды [3]. По комплексу фауны возраст осадков определен как голоцен-верхнеплейстоценовый (0–30 тыс. лет) [4].

Изучены образцы по колонкам станций 1508, 1509, 1518, 1520, 1519, 1521, отобранные с помощью телегрейфера по субширотному профилю сотрудниками ВНИИОкеангеология в 26 рейсе нис «Профессор Логачев», проводившемся ФГУП «Полярная экспедиция» в 2005 г. Осадки в них вскрыты на глубину от 5 до 60 см. Для сопоставления с рудоносными и металлоносными изучены образцы фоновых осадков, вскрытых приблизительно в 1 км севернее (ст. 1515) и в 1-2 км южнее (ст. 1430, 1525) центра рудного поля. При исследовании были использованы гранулометрический, химический, оптический, рентгеновский и электронно-микроскопический виды анализов.

Химический анализ осадков выявил зональное распределение породообразующих и рудных элементов: с северо-востока на юго-запад (к рудному телу 1) на порядок снижается карбонатность осадков, содержание в них Сорг и резко возрастает содержание Fe, Mn, Mg, Si, Cu (рис. 1). Рудное тело 1 отличается высоким содержанием Fe в осадках (10–30 % и выше). При удалении от рудного тела 1 в сторону юго-западного фланга поля (ст. 1437, рис. 1) снова увеличивается карбонатность и снижаются магнезиальность и содержание рудных компонентов.

Рентгенодифрактометрическим методом исследовались глинистые фракции (≤ 0.001 мм) по колонкам станций 1430, 1508, 1515, 1519, 1520, 1521, 1525, в которых они составляют не более 10 %. В образцах рудоносных осадков (ст. 1509, 1518) глинистые фракции выделить не удалось. Почти во всех колонках преобладающим глинистым минералом является каолинит, за исключением станции 1508, расположенной на юго-западной периферии рудного тела 1. В ней наиболее распространенным является Fe-сметит с Ca и Mg в межслоях.. Такой же катионный состав смектита преобладает и в тех пробах, где он является примесным минералом, кроме станции 1521, расположенной на северо-восточной окраине рудного поля, наиболее удаленной от рудных залежей, и станций 1430, 1515, 1525, расположенных за пределами рудного поля. Здесь также преобладает каолинит, а смектит представлен разновидностью с K и Na в межслоях.

При **минералогическом изучении** проб осадков рудоносных (богатых Fe, Cu, Zn) горизонтов ст.1519 и 1520 и рудных колонок 1508, 1518 под электронным микроскопом установлено, что в направлении с востока на за-

пад степень и характер минерализации раковин фораминифер значительно меняется. В осадках станций 1519 и 1520 раковины мало изменены, имеют кальцитовый состав. На поверхности некоторых раковин наблюдаются гидроксиды железа и Fe-Mn корочки. В пределах рудного тела 1 (ст. 1518) и западнее его, в зоне повышенной магниальности (ст. 1508), наблюдаются интенсивные гидротермальные преобразования осадков, выражающиеся в замещении кальцитовых раковин вторичными минералами и формировании цемента. Вторичные минералы представлены силикатами – тремолит-актинолит, серпентин, Fe-Mg-сметиты, сапонит (?), возможно, палыгорскит (сепиолит); карбонатами – Mg-Mn-содержащий сидерит; сульфидами – пирит, сульфиды Fe и Cu. Аналогичные минеральные новообразования образуют раковины, формируя крустификационный и поровый цемент осадков. Для большинства новообразованных нерудных минералов характерно высокое содержание Mg. При замещении фораминифер пиритом и его последующей раскристаллизации и окислении полностью теряется первичный облик раковин. Пирит в различной степени окислен и содержит включения сульфидов меди. По всему разрезу колонок на раковинах отмечаются примазки углеродистого вещества.

Наиболее распространенными новообразованиями являются пирит и сидерит. В составе сидерита в существенных количествах присутствуют Mg и Mn. При этом тонкокристаллический сидерит, замещающий кальцитовые раковины, характеризуется более высоким содержанием Mg (9.55–11.36 %, в среднем 10.39 %) и Mn (6.07–7.21, в среднем 6.19) по сравнению с более поздним сидеритом цемента. В последнем содержание Mg колеблется от 0.84 до 10.9 %, составляя в среднем 7.42 %, а Mn – от 3.25 до 6.78 %, в среднем 4.96 %.

По составу преобладающих минералов, обрастающих и замещающих раковины, в пределах гидротермального поля Ашадзе-1 выделяются зоны: 1) сульфидная, совпадающая с рудным телом 1; 2) зона минералов повышенной магниальности частично совпадающая с рудным телом 1, выходя за его контуры на западе и юго-западе и 3) зона развития Fe-Mn корок, окаймляющая рудные тела 1 и 2. На периферии гидротермального поля процессы растворения и замещения карбонатных раковин вторичными минералами затухают.

Выявленная минерально-геохимическая зональность в осадках поля Ашадзе-1, связана с наложенными гидротермальными процессами. Известно, что Mg-содержащие силикаты в ассоциации с сульфидами, кремнеземом и ангидритом маркируют участки гидротермальной разгрузки в Красном море [5]. Важно отметить, что Mg содержат и гидротермы Красного моря, что вообще нехарактерно для океанских гидротермальных источников. Обычно они полностью лишены Mg.

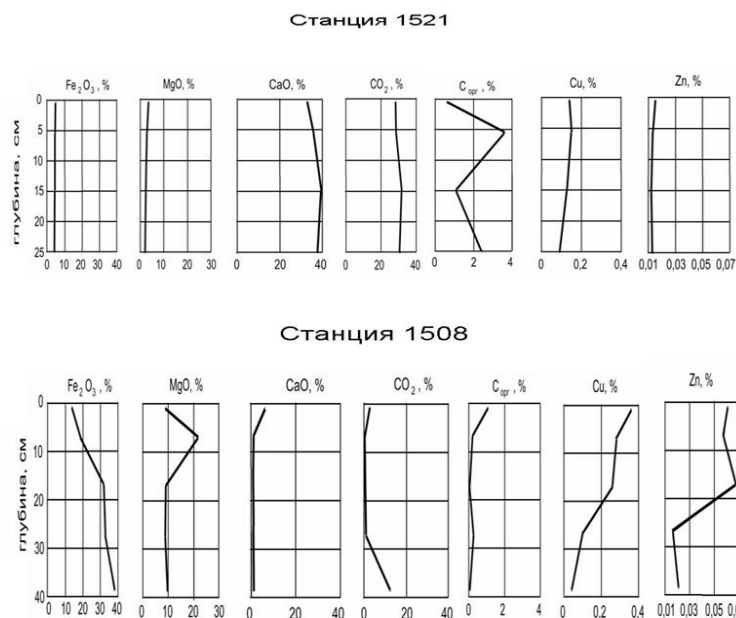


Рис. 1. Содержание основных окислов и рудных элементов в разрезе колонок 1521 (восточная окраина поля) и 1508 (зона повышенной магнезиальности западнее рудного тела 1)

Особенностью гидротермального поля Ашадзе 1 является присутствие в зоне повышенной магнезиальности сидерита, обогащенного Mg и Mn, в ассоциации с Fe-Mg-содержащими силикатами. Широкое развитие в гидротермально-измененных рудоносных осадках поля Ашадзе-1 минералов, богатых Mg, свидетельствует о высоком содержании этого элемента во флюидах, воздействовавших на осадки. Количественные соотношения Fe, Mg и Mn в составе сидерита разных генераций свидетельствуют о постепенном снижении содержания Mg и Mn в минералообразующих растворах. Выявленная зона повышенной магнезиальности, по-видимому, свидетельствует о высокой скорости и коротком пути транспортировки гидротермальных растворов. Это может быть связано с близостью магматической камеры и тектоническим положением рудного поля – в высокоактивной приразломной области.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 08-05-00499)

1. Бельтнев В.Е., Степанова Т.В., Шилов В.В. и др. Новое гидротермальное поле 12°58,4' с.ш. и 44°51,8' з.д. САХ. // Процессы в медленно-спрединговых

и ультрамедленно-спрединговых океанических хребтах: от мантийного плавления до биоты в гидротермальных источниках. Рабочее совещание Российского отделения международного проекта intreridge. Москва, ГЕО-ХИ им. В.И. Вернадского, 2003. С. 15.

2. Судариков С.М., Каминский Д.В., Наркевский Е.В. Гидрофизические и гидрохимические особенности гидротермальных плюмов в придонных водах района 12°58'с.ш. САХ.VI Рабочее совещание Российского отделения международного проекта Interidge, 6–7 июня 2009. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2009. С. 55-57.

3. Судариков С.М., Каминский Д.В., Кривицкая М.В. и др. Гидротермальные флюиды и плюмы сегмента 13°–16°с.ш. Срединно-Атлантического хребта // Полезные ископаемые Мирового океана-4. Материалы Международной конференции. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 92-93.

4. Шилов В.В., Черкашёв Г.А., Кузнецов В.Ю. и др. Первые данные о высокотемпературной гидротермальной деятельности, имеющей возраст более 200 тыс. лет (САХ, район 13° с.ш.) // Рабочее совещание Российского отделения международного проекта InterRidge. СПб, 2005. С. 4.

5. Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. Труды ГИН РАН, вып. 508. М.: ГЕОС, 1998. 311 с.

Bottom sediments of the Ashadze-1 hydrothermal vent field at the Mid-Atlantic Ridge collected during cruise 26 of the R/V “Professor Logatchev” (2005) were studied. For the first time the detailed research of hydrothermal alteration of the metalliferous bottom sediments by microfossils were carried out. Local zonality in distribution of authigenous minerals substituting for foraminifera shells, caused by hydrothermal activity, has been revealed.

Е.А. Глазырин¹, Н.В. Глазырина², М.Б. Шкабурский³
(¹ООО «Кубаньгеоразведка», Краснодар, eaglazyrin@mail.ru; ²ИОНЦ РАН,
Ростов-на-Дону, eaglazyrin@mail.ru; ³ФГУГП «Кавказгеолсьемка», Ессентуки,
zamglav@mail.ru)

**Признаки поступления гидротермально-осадочного
материала в геохимическом составе алевропелитовых
отложений**

E.A. Glazyrin¹, N.V. Glazyrina², M.B. Shkaburski³
(¹ООО “Kubangeorazvedka”, Krasnodar; ²SSC Russian Academy of Sciences,
Rostov-na-Donu; ³FGUGP “Kavkazgeolsemka”, Essentuki)

**Signs of the arrival of hydrothermal-sedimentary material
in geochemical composition of aleuropelitic deposits**

Гидротермальные источники на дне морей и океанов формируют различные практически значимые рудные скопления с широким площадным ореолом рассеивания гидротермального материала. Для практики прогнозирования и поисков оруденения с гидротермально-осадочным источником рудного вещества актуальным остается определение горизонтов, обогащенных эксгальционным материалом.

Нами на основе факторного анализа выделены ассоциации химических элементов, указывающих на присутствие гидротермально-осадочного (эксгальционного) материала в морских алевропелитовых отложениях. Использована геохимическая информация различных авторов, в том числе собственная, по содержанию Cu, Zn, Pb, Ag, Sn, Mo, Co, Ni, V, Cr, Li, Be, Sr, Y, Yb, Zr, Nb, В, Ва в алевропелитовых отложениях мира: свитам и толщам Северного Кавказа; осадкам активных окраин Тихого океана; продуктивным на золото-платиноидное оруденение черносланцевым комплексам Амуро-Охотской складчатой области; углеродистым отложениям Мурунтау и др.

По результатам содержательной интерпретации результатов факторного анализа геохимических данных выделяется ассоциация элементов (В, Мо, Ag, Cu, Li), которая служит индикатором присутствия гидротермального вещества в составе осадков. Использование других элементов, которые также коррелируют с участием гидротермально-осадочного материала, затруднено, так как они могут служить отражением других причин – особенности местной области поставки терригенного материала, специфические условия седиментации, диагенеза и др. Например, использование Cr, Ni и Co затруднено тем, что они более отражают поставку в осадок терригенного материала базитового и офиолитового состава, нежели эксгальционного.

Анализ поведения элементов в различных алевропелитовых отложениях мира, в т.ч. в отложениях, для которых примесь гидротермально-осадочного материала установлена, позволяет определить пороговые значения следую-

щих предлагаемых индикаторных мультипликативных геохимических показателей: $V \times Mo$, $V \times Mo \times Ag$, $V \times Mo \times Ag \times Li \times Cu$.

Так мультипликативный показатель $V \times Mo$ для среднего состава глин и глинистых сланцев мира составляет $1 \times 10^{-3} \%$, в то время как для гемипелагических глин рифтовой зоны Калифорнийского залива, накапливающихся в условиях образования молодой океанической коры и воздействия гидротерм, этот показатель варьирует в пределах $(4.8-21) \times 10^{-3} \%$. Для пелагических илов Галапагосских гидротермальных холмов данный показатель достигает десятков и даже тысяч $n \times 10^{-3} \%$.

Мультипликативный показатель $V \times Mo \times Ag$ для глин и глинистых сланцев мира составляет $0.01 \times 10^{-3} \%$. Для глин рифтовой зоны Калифорнийского залива с наличием гидротермального вклада показатель $V \times Mo \times Ag$ равен $(0.09-0.76) \times 10^{-3} \%$, а для гидротермально проработанных осадков Галапагосских гидротермальных холмов достигает $21 \times 10^{-3} \%$ и более.

Аналогичным образом ведет себя мультипликативный показатель $V \times Mo \times Ag \times Li \times Cu$.

На основе анализа поведения мультипликативных показателей в различных алевропелитовых отложениях можно определить их пороговые значения, указывающие на явное присутствие гидротермально-осадочного (эксгалиационного) материала в осадке. Для показателя $V \times Mo$ этот порог составляет $4.8 \times 10^{-3} \%$, для $V \times Mo \times Ag$ – $0.09 \times 10^{-3} \%$, для $V \times Mo \times Ag \times Li \times Cu$ – $3 \times 10^{-3} \%$.

Другим индикаторным элементом гидротермально-осадочного материала может служить бериллий. Но в большинстве использованных выборок данные по его содержанию отсутствуют, в результате чего мы не имеем возможности здесь количественно оценить его участие.

The analysis of the behaviour of chemical elements in different marine aleuropelitic deposits in the world allow to recognize multiplicative geochemical indicators of the manifestation of hydrothermal-sedimentary material.

Л.З. Гранина¹, В.Д. Мац¹, М.А. Федорин², О.М. Хлыстов¹

(¹Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, e-mail: liba@lin.irk.ru,

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск)

Fe/Mn корки, захороненные глубоко в осадках Байкала

L.Z. Granina¹, M.A. Phedorin², V.D. Mats¹, O.M. Khlystov¹

(¹Limnological Institute SD RAS, Irkutsk; ²Institute of Petroleum Geology and Geophysics

SD RAS, Novosibirsk)

Fe/Mn crusts buried deeply in bottom sediments of Lake Baikal

В Байкале известны три типа захороненных Fe/Mn микрозон. Один из них представлен мощными (около 1 см) Fe/Mn корками, залегающими глубоко (метры) под поверхностью дна в районе Академического хребта. Этот тип захороненных реликтов рассмотрен на примере керна ст. 6 (рис.). В нем внутри желтого окисленного слоя мощностью около двух метров выделяются зоны вторичного обогащения – темно-коричневые мягкие Fe/Mn прослои на горизонтах 7; 160 и 188 см и твердые корки на горизонтах 171,5; 172; 193,5 и 197 см. Осадки отличаются исключительно низким содержанием органического углерода (C_{org}), которое составляет в среднем 0.2%. В подобных окисленных отложениях на горизонтах глубже 100 см концентрация C_{org} может снижаться до 0.03 %, а инертная фракция в составе органического вещества (ОВ) достигать 100 %. Инертное ОВ не способно инициировать диагенетические процессы, и осадок остается окисленным на значительную глубину. Благодаря дефициту активного C_{org} , окислительный фронт продвигается вглубь отложений, и на нем переотлагаются Fe- и Mn-прослои. Текстуры, характеризующиеся наличием двух и более Fe/Mn прослоев, встречаются и в современных осадках на Академическом хребте, изменчивая топография которого определяет нестабильность условий седиментации. В таких осадках для растворения Mn-прослоя требуются тысячи лет, в условиях вялотекущего диагенеза в двухметровой окисленной толще осадков ст. 6 для этого нужны десятки тысяч лет. Возраст подобных корок, отобранных в разных кернах, составляет примерно 65–85 тыс. лет.

Происхождение глубоко захороненных Fe/Mn корок вероятно связано с тектоническими событиями в этой части озера. Дневная поверхность Байкальской впадины с развившимися на ней в мел-палеогеновый и неогеновый этапы корой выветривания, субаэральным покровом и сопутствующей рудной минерализацией со временем затапливалась водами формирующихся здесь бассейнов. Реликты этой поверхности установлены на о-ве Ольхон и в Приольхонье, а также на дне Байкала – в Малом Море и на подводном Академическом хребте. Глубоко захороненные в осадках Академического хребта Fe/Mn корки, в том числе и фосфатсодержащие, расположены в непосредственной близости от рудопроявлений Fe, Mn и P на берегах озера (рис.). Часть из них, приуроченная к карбонатизированным песчаным отложениям, залега-

ет в первичных субаэральных осадках. Для других можно предположить переотложение материала, приводящее в условиях дефицита активного $C_{орг}$ в осадках к образованию вторичной диагенетической слоистости в виде Fe/Mn прослоев и корок, расположенных в керне на различных горизонтах.



Рис. Схема расположения станций (1), в кернах которых обнаружены древние захороненные корки; квадрат – район расположения ст. 6; 2 – проявления руд железа, марганца и фосфоритов в Центральном Западном Прибайкалье и на острове Ольхон

В пользу субаэрального генезиса свидетельствуют исключительно низкое содержание $C_{орг}$ во вмещающих осадках, состоящих из переотложенного вещества древних красноцветных континентальных отложений, а также высокое содержание в них карбонатов, разъедающих и замещающих окружающую минеральную массу. До геологически недавнего времени апикальная зона хребта была сушей. В позднем плейстоцене в результате тектонических событий она, а с нею и покрывающие ее палеоген – неогеновые отложения, содержащие Fe/Mn образования, погрузилась ниже уровня Байкала. Переотложение оксидов Fe и Mn привело к образованию Fe/Mn корок в нижней части осадка. Их возраст (около 100 тыс. лет) согласуется с представлением о связи этого события с тыйской фазой тектогенеза, начавшейся 150–120 тыс. лет назад. Движениями этой фазы обусловлен импульс погружения дна Байкальской впадины до современных глубин. Эти факты указывают на возможную связь глубоко захороненных корок с наземными рудными образованиями.

Состав захороненных корок также может служить аргументом в пользу предложенного сценария их происхождения. В керне ст. 6 корки обогащены (в 1,5–2,4 раза) Pb, Sr, Ba и Mo; в наибольшей степени (в 6–20 раз) – U и As

(табл. 1). Существенное обогащение мышьяком обусловлено тем, что захороненные корки – образования железистые. Поэтому и малые элементы накапливаются в них слабо сравнительно с глубоководными Fe/Mn образованиями Байкала, содержащими значительно больше оксидов Mn. В целом элементный состав захороненных корок не дает однозначной информации, позволяющей судить об их генезисе. В этом смысле важнее факт обогащения этих образований фосфором и ураном. В Fe/Mn корках ст. 6 содержание фосфора не определяли, однако значительное обогащение корок ураном указывает, что они могут иметь включения урансодержащих фосфатов, аналогичные описанным С.М. Жмодиком с соавторами [1], поскольку исследованный ими керн отобран практически там же, где расположена ст. 6.

Обогащение ураном донных осадков Байкала геологи предположительно связывают с распространением в регионе рудопроявлений U и Th. Последние известны на берегах Байкала, в том числе, и там, где имеются рудопроявления Fe, Mn и фосфоритов, показанные на рисунке. В целом концентрации оксидов Fe, Mn и P в глубоко захороненных корках в районе Академического хребта близки к максимальным концентрациям, характерным для континентальных фосфоритов Сарминского и Озерского месторождений, расположенных на западном берегу Байкала (табл. 2).

Таблица 2. Состав континентальных фосфоритов Прибайкалья и захороненных в осадках Fe/Mn корок, обогащенных фосфором. Концентрация оксидов в %, урана – в г/т

Образец	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MnO	U	источник
<i>Захороненные в осадках фосфатсодержащие Fe/Mn корки</i>					
ст. 11, горизонт 111 см	19	26*	0.3	89	[1]
ст. 6, горизонт 193.5 см*	-	19	0.4	53	табл. 1
Ст. VER 98-1-3, горизонт 316 см	23	30	3.2	260	[2]
<i>Фосфориты континентальных месторождений Прибайкалья</i>					
Озерского	24	17	5.7	-	[3]
Сарминского	24	11	**	-	[3]

*корка предположительно обогащена фосфором; **Mn-конкреции; курсивом показаны максимальные концентрации

В океане фосфориты образуют скопления в условиях тропиков и субтропиков [4]. В Прибайкалье мел-палеогеновый этап рудообразования был тоже обусловлен специфической климатической (влажные тропики, субтропики – климатический оптимум кайнозоя), а также палеотектонической (ослабление вертикальных тектонических движений) обстановкой позднего палеоцена-эоцена. Она привела к формированию в это время пенеплена и латеритной коры выветривания, развивавшихся на разнообразном по составу субстрате.

Таблица 1. Состав Fe/Mn корок и осадков керн ст. 6 в сравнении с другими Fe/Mn образованиями Байкала.
Концентрации Fe, Mn, Ba в %, остальные элементов в г/т

	Cu	Sr	Mo	As	Ni	U	Ba	Co	Zn	Pb	Fe	Mn
<i>Осадки и Fe/Mn корки керн ст. 6*</i>												
Ст.6, 171.5 см	62	288	1.7	29	51	5.6	0.08	-	98	24	4.6	0.5
Ст.6, 172 см	75	451	3.5	287	27	42	0.18	-	54	22	10.6	1.7
Ст.6, 193.5 см	50	547	2.4	494	22	53	0.10	-	27	23	9.4	0.3
Ст.6, 197 см	78	893	1.1	738	40	35	0.17	-	28	61	18.7	0.6
I корки (среднее, n=4)	66	545	2.2	387	35	34	0.13	-	52	32	10.8	0.8
II осадки (среднее, n=16)	73	282	0.9	19	37	6.1	0.07	-	98	22	4.4	0.3
I/II	0.9	1.9	2.4	20	0.9	5.7	1.9	-	0.5	1.5	2.5	2.7
<i>Глубоководные Fe/Mn образования Байкала</i>												
[5]**	240	760	-	-	820	-	0.79	82	280	21	9.5	6.6
<i>Мелководные Fe/Mn конкреции Байкала</i>												
[6]	40	-	-	-	280	-	-	140	150	-	24.1	1.4
[5]***	26-72	100-340	-	-	120-460	8-25	0.02-0.33	0-230	78-170	22-32	5-26	0.3-3.4
[7]****	16	360	87	-	97	-	0.13	37	221	53	12.8	12.4

* – метод РФА-СИ, точность определений ± 10%; II – без учета обогащенных прослоев и корок;

** – максимальные значения без учета конкреций из района о-ва Бол. Ушканий; *** – показан интервал значений; **** – конкреции, обогащенные марганцем; n – число образцов; прочерк означает отсутствие данных

Океанские фосфориты в окислительной среде с наложенной Fe/Mn минерализацией обогащены рядом малых элементов [4]. По мнению Г.Н. Батурина [4] в Тихом океане процесс фосфатизации конкреций подводных гор приурочен главным образом к мелководной стадии их истории, когда вершины этих гор являлись островами или мелководными банками. Аналогичный процесс мог иметь место в районе Академического хребта, сравнительно недавно погрузившегося под воду. Таким образом, условия, некогда существовавшие в регионе Байкала, были благоприятными для формирования здесь континентальных руд Fe, Mn и фосфоритов. Они могли способствовать их площадному распространению в районе Академического хребта, повлиявшему впоследствии на более молодые байкальские образования. Это единственный на Байкале район, характеризующийся малой мощностью донных отложений, в пределах которого можно изучать взаимодействие минерализации фундамента и процессов в базальных слоях осадочной толщи озера. Однако право предложенной гипотезы на существование требует дальнейших исследований и, прежде всего, изучения состава континентальных руд на берегах Байкала и конкреционных образований в осадках прилегающих районов озера.

1. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Грачев М.А. и др. Урансодержащие фосфориты в донных осадках озера Байкал // ДАН. 2001. Вып. 379(4). С. 528-533.
2. Fagel N., Alleman L.Y., Granina L. et al. Vivianite formation and distribution in Lake Baikal sediments // *Global and Planetary Change*. 2005. V. 46. P. 315-336.
3. Занин Ю.Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск: Наука, 1969. 158 с.
4. Батурин Г.Н. Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.
5. Amirzhanov B.J., Pampoura V.D., Piskunova L.F. Rare elements in the Lake Baikal ferromanganese nodules // *IPPCSE Newsletter*. 1993. V. 7. P. 25-28.
6. Гранина Л.З., Карабанов Е.Б., Пампура В.Д. Железомарганцевые образования в Байкале // *География и природные ресурсы*. 1991. Вып. 3. С. 89-96.
7. Батурин Н.Г., Дубинчук В.Т., Авилова Е.В. О минеральном составе железомарганцевых конкреций озера Байкал // *Доклады Академии наук*. 2009. Вып. 426(2). С. 207-211.

Data presented show that Fe/Mn crusts buried deeply below the water-sediment interface in some areas of Lake Baikal may be inherited from ancient ores formed under quite different climatic and sedimentological conditions. They could serve as markers of past tectonic events started in the Late Pleistocene.

**А.Н. Густайтис¹, Е.В. Наркевский¹, Д.В. Каминский²,
Л.А. Ермакова²**

(¹Полярная морская геолого-разведочная экспедиция, Санкт-Петербург,
e-mail: ocean-party@peterlink.ru, ²ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург,
e-mail: cherkashov@vniio.ru.)

**Признаки современной гидротермальной активности
на отрезке САХ 11°00'-11°30' с.ш.**

**A.N. Gustaytis¹, E.V. Narkevski¹, D.V. Kaminski²,
L.A. Ermakova²**

(¹Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg,
²VNIIOceanogeologiya, St. Petersburg)

**The evidence of the modern hydrothermal activity in the region
of 11°00'-11°30' N of the Mid Atlantic Ridge**

В период с 12 января 2008 г. по 1 июня 2009 г. в 32 рейсе НИС «Профессор Логачев» Полярной морской геологоразведочной экспедицией (ПМГРЭ) совместно с ВНИИОкеанология проводились комплексные геолого-геофизические исследования, одной из задач которых было выявление признаков современной гидротермальной деятельности в пределах рифтовой долины на отрезке САХ от 11° до 12°30' с.ш.,

С целью выявления признаков гидротермальной активности была выполнена гидрологическая съёмка, включающая вертикальное STD зондирование и отбор проб морской воды в придонном трехсотметровом интервале для определения концентраций взвешенных и растворённых форм микроэлементов (Cu, Fe, Mn и Zn).

В результате выполненной гидрологической съёмки было выявлено два участка, в пределах которых зафиксированы признаки современной гидротермальной активности.

Первый участок находится в днище рифтовой долины в районе неовулканического поднятия, расположенного на широтах 11°24'–11°27' с.ш. На станции 32л125 (глубина 3835 м, координаты: 11°26.89' с.ш, 43°42.21' з.д.), приуроченной к вершине неовулканического поднятия, в придонном слое воды в интервале глубин 3600–3500 м наблюдались характерные для гидротермальных плюмов изменения всех гидрофизических параметров: мутности (FTU), потенциальной температуры (Θ), солёности (S) и плотности (D). На данной станции, в процессе спуска зонда, с горизонта 3520 м наблюдалось увеличение значений мутности, которое достигло максимума 0.070 FTU на горизонте 3537 м. На горизонте ~3540 м мутность резко понижается до значений 0.030–0.035 FTU, а через 10 м на горизонте 3550 м снова повышается, достигая максимума 0.054 FTU на горизонте 3563 м и далее прослеживается до глубины 3590 м.

Первый скачок мутности сопровождаются слабо выраженное понижение солёности на ~ 0.003 ‰, потенциальной температуры на 0.020°C и потенциальной плотности. Второй скачок мутности не сопровождался изменением остальных гидрофизических параметров – потенциальной температуры (Θ), солёности (S), плотности (D).

Спустя трое суток с целью выявления структуры гидротермального плюма, через неовулканическое поднятие был выполнен гидрологический разрез, состоящий из 4 станций, с расстоянием между ними около 500 м. Глубина во всех точках измерений менялась в пределах первых десятков метров. Гидротермальный плюм, был прослежен вдоль неовулканического поднятия на расстояние порядка 1000 м, распространение плюма в широтном направлении не изучалось.

Второй участок расположен на юге изученного отрезка САХ в восточном борту рифтовой долины. На станции 32л132 (глубина 4010 м, координаты $11^{\circ}02.28'$ с.ш., $43^{\circ}38.90'$ з.д.), расположенной на склоне, наблюдались аномальные распределения гидрофизических параметров в придонном слое. Начиная с горизонта ~ 3800 м отмечается увеличение значений мутности, которые достигают максимума – 0.054 FTU на горизонте 3978 м. Повышенные значения мутности прослеживаются до самого дна. В распределении Θ и S отмечаются многочисленные сложно выделяемые инверсии скачки разного знака, достигающие внушительных для такой глубины значений: Θ до 0.158°C и DS до 0.01 ‰ на 1 м. Столь значимые изменения потенциальной температуры свидетельствуют о наличии источника тепла, вероятно гидротермальной природы, а столь сложная структура изменения всех гидрофизических параметров, вероятно, обусловлена сложными склоновыми гидродинамическими процессами. Более детальные гидрологические исследования не проводились.

Стоит отметить, что вблизи станции 32л132 были драгированы гидротермально изменённые породы с сульфидной минерализацией.

Таким образом, на отрезке САХ $11^{\circ}00'$ – $11^{\circ}30'$ с.ш. выявлено два участка перспективных на обнаружение гидротермальных полиметаллических сульфидов.

Авторы выражают благодарность зам. нач. рейса В.Е. Бельтенева за конструктивную помощь, оказанную в рейсе.

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

On the neovolcanic rise at $11^{\circ}24'$ – $11^{\circ}27'$ N on the Mid-Atlantic Ridge there was discovered the hydrothermal plume that was confirmed by the anomaly of all measured hydrophysical fields (potential temperature (Θ), potential density (D), salinity (S) and turbidity (T)). The traces of the newly found plume were observed on the range of 1000 km in the meridian direction. The results are pointing

out the evidence of the modern hydrothermal activity existence. In addition, on 32L132 (depth 4010 m, 11° 02.28'N, 43° 38.90'W) was registered valuable amplitude variation of Θ and S that is evidently related with the liberation of heat from the sea bottom.

И.Г. Добрецова, А.А. Лайба

(Полярная морская геологоразведочная экспедиция ПМГРЭ, Санкт-Петербург, Ломоносов; e-mail: dobro54@mail.ru, laibageo@peterlink.ru)

Об образовании минерального карбоната в гидротермальных сульфидных рудах САХ

I.G. Dobretsova, A.A. Layba

(Polar marine geosurvey expedition PMGE, St. Petersburg)

About formation of a mineral carbonate in hydrothermal sulphidic ores of Atlantic Ocean

В ходе 32-го рабочего рейса НИС «Профессор Логачёв» в Центральной Атлантике в пределах рудного узла «Семёнов» (13°30,24' с.ш., 44°54,07' з.д.) на нескольких станциях опробования были подняты образцы сульфидных руд, кристаллизовавшихся из гидротермальных растворов, прошедших через слой карбонатных осадков мощностью не менее 13 см. При этом, как на внешней поверхности, так и во внутренней структуре руд сохранились отчетливые следы наложенных изменений, обусловленных реакцией между гидротермальным флюидом и карбонатным осадком.

При контакте кислых глубинных гидротерм с органическим карбонатным осадком происходит бурная реакция частичного или полного растворения карбонатного вещества с выделением CO_2 , ростом pH и резким падением температуры раствора, что в свою очередь вызывает кристаллизацию сульфидов, а также барита (ангидрита) и кремнистого вещества: опала и низкотемпературного кварца. При этом процессы преобразования осадков несомненно зависят от состава и физических параметров истечения гидротерм. Результаты полевых наблюдений позволяют говорить предварительно о четырех типах взаимодействия флюида с осадком в зависимости от указанных параметров.

Первый тип взаимодействия

Гидротермальный флюид с достаточно высокой тепловой энергией, проникающий в карбонатные осадки на всю их мощность (с сечением флюидного канала более 5 см). В этом случае карбонатное вещество растворяется примерно на две трети. При выходе флюида на поверхность дна происходит интенсивное смешивание гидротермального раствора с остатками карбонатного вещества и морской водой, следствием чего является его резкое охлаждение, повышение pH и кристаллизация растворенных веществ.

Вместе с рудными минералами кристаллизуется и растворенный органогенный карбонат в новых минеральных формах: моногидрокальците и арагоните. Моногидрокальцит был выявлен рентгеноструктурным анализом в сходных сульфидных рудах, отобранных с рудного поля «Ашадзе-2» (12°59,5' с.ш., 44°54,4' з.д. САХ), где он находится в сростании с паратакамитом (полморфной разновидностью атакамита). Не исключено, что моногидрокальцит является промежуточной, неустойчивой фазой, предшествующей образованию арагонита, которая возникает в момент контакта гидротермального флюида с холодной придонной водой. Наиболее представительным образцом, демонстрирующим этот процесс, является образец рудной постройки, поднятый телеграфером на рудном поле «Семенов» (станция 32л357). На нем хорошо виден сохранившийся литифицированный («закаленный») карбонатный осадок на вертикальных боковых контактах с рудным материалом.

Присутствие минерального карбоната в руде является своеобразным индикатором, указывающим на резкую смену кислой среды флюида на более щелочную, что возможно только при смешении его с морской водой уже в верхней части разреза осадочной пачки. Здесь же происходит смена минерального состава гидротерм. Изначально его основу составляют сульфиды железа, кристаллизующиеся в форме пирита и марказита; в подчиненном объеме могут присутствовать сульфиды меди и железа, выпадающие в форме изокубанита и халькопирита, а также кремнистое вещество и барит. На контакте литифицированного осадка с рудой в указанном образце видны новообразования игольчатого арагонита среди кристаллов пирита и марказита, тогда как барит развит лишь в нижней части рудного разреза. Из этого следует, что на определенном этапе продвижения флюида через осадок барит исчезает, а в руде появляется минеральный карбонат. По-видимому, граница исчезновения барита и появления минерального карбоната является своеобразным геохимическим и температурным индикатором. В таком случае, по распределению барита и карбоната можно реконструировать поступление и отложение рудного материала практически в каждом поднятом со дна рудном образце, в том числе, определять его изначальную пространственную ориентировку.

По вертикальному разрезу рудного образца 32л357 видно, что поступление гидротермального раствора сквозь карбонатный осадок осуществлялось в несколько фаз, образовав в итоге сложную рудную брекчию. В первую, наиболее высокотемпературную фазу (в ней отсутствует барит, характерный для среднетемпературных гидротерм), флюид практически полностью растворил карбонатное вещество. При этом в кристаллизующемся одновременно рудном агрегате образовались многочисленные каверны и поры (следы бурно выделявшихся газов), на стенках которых сохранились частично растворенные шарики карбонатных фораминифер; нередко они также частично замещены и рудными минералами. В зоне первоначального бокового контакта гидротермального флюида с осадком кристаллизовалась тонкая

полоска новообразованного минерального карбоната.

В верхней части рудного разреза возрастает количество и размеры пустот, образованных выделяющимся газом. При этом стенки пустот выложены пирит-марказитовыми агрегатами достаточно необычной формы. Мелкие рудные кристаллики собраны в шарики одинаковой размерности, соотносимые с размерами фораминифер: 0,1–0,5 мм. По-видимому, это и есть бывшие фораминиферы, замещённые пиритом и марказитом. Аналогичные шариковые агрегаты наблюдались и среди сульфидных руд гидротермального поля «Ашадзе-2» в 26 рейсе НИС «Профессор Логачев» (2005 г.).

Следующие порции гидротермальных флюидов имели, очевидно, меньшую тепловую энергию и более низкую скорость просачивания через осадок. Отложенный материал этих фаз представлен микробрекчией из обломков ранних сульфидов, сцементированных поздними сульфидами и баритом. Вдоль вертикальных контактов с сульфидами ранних фаз отмечаются по трещинкам частично замещённые рудными минералами фораминиферы. В другом случае вдоль зоны контакта образуются пирит-марказитовые агрегаты с минеральным карбонатом, псевдоморфозы рудных минералов по фораминиферам, а также пластинчатые кристаллы марказита, выросшие в мелких полостях.

На вершине рудного столба, маркирующей выход гидротермального флюида на поверхность дна, сохранились скопления бентосной фауны (полихеты и др.), псевдоморфно замещённой рудными сульфидами. Сходная оруденелая фауна наблюдалась также в образцах станций 32л372 и 32л358.

Второй тип взаимодействия

Гидротермальный флюид, проникающий в осадок, имел меньшую температуру и давление, что при малом сечении проникающего канала (менее 5 см) не позволяло ему выйти на поверхность дна. Характерны рудные постройки покрытые слоем литифицированного осадка в форме грибной шляпки. В этом случае органогенный карбонат растворяется не полностью, и даже в нижних частях разреза он сохраняется в форме межполостных плёнок среди рудных сульфидов. Сами сульфиды образуют частые псевдоморфозы по карбонатным фораминиферам. В нижней части рудной зоны сульфиды представлены агрегатами одноразмерных шариков, состоящих из мелких кристаллов пирита, марказита и реже сульфидов меди. На стенках пустот сохраняются тонкие плёнки органогенного карбоната (вскипающие в растворе соляной кислоты) и нитевидные выделения бактериальной природы.

По мере просачивания гидротермального флюида сквозь осадок, снижения его температуры и насыщенности растворенным веществом, происходит смена кристаллических форм отлагаемых сульфидов. В нижней части рудного разреза формируется слой из рудных шариков фораминиферовой размерности, на более высоком уровне сульфиды образуют мелкокристаллическую однородную массу, которая выше сменяется слоем из рудных сульфидов дендритовой структуры. На верхнем контакте с горячим флюи-

дом органогенный карбонат литифицируется и на границе с ним образуется тонкая полоска вновь образованного минерального карбоната. В том случае, когда в растворе флюида содержится кремний, может образоваться тонкая полоска железо-кремниевого стекла или агрегаты из кристаллов низкотемпературного кварца и минерального карбоната. В самом литифицированном осадке на контакте с рудой возможно появление минерального игольчатого карбоната (арагонита?). Кристаллы барита исчезают в верхней части рудного разреза, не достигая границы с литифицированным осадком.

Если в гидротермальном растворе присутствуют сульфиды меди, кристаллизуются обычно в форме халькопирита, борнита или изокубанита, то на верхнем контакте рудного столба с литифицированным осадком появляется атакамит. Он может кристаллизоваться также и на поверхности дна, создавая атакамитовые псевдоморфозы по фораминиферам.

Минералы группы атакамита образуются, как показывают наблюдения, только при смешении гидротерм с морской водой, откуда они берут необходимый для их кристаллизации хлор. Таким образом, весьма вероятно, что они являются не побочным продуктом окисления медных сульфидов, а самостоятельной низкотемпературной минеральной фазой.

Третий тип взаимодействия

Гидротермальный флюид просачивается в осадок в форме маломощных (первые мм) струек. Обычно они растекаются по слою фораминифер, повторяя их выпуклую шарообразную форму. В результате формируются тонкие (толщиной первые мм) рудные слойки-пластины, состоящие из кристаллов пирита и марказита. Одна сторона рудной пластины имеет, как правило, выпуклую форму шариков фораминиферовой размерности, а другая сторона сложена из полых шариковых ячеек, частично заполненных вторичными нестехиометрическими сульфидами меди. Более того, эти тонкие слойки-пластинки могут накладываться друг на друга при дальнейшем просачивании гидротермального раствора.

Четвертый тип взаимодействия

Гидротермальный флюид проникает в карбонатный осадок целой серией из тонких (менее 1 см) сближенных струй как параллельных друг другу, так и расходящихся веерообразно. Каждая струйка оставляет в осадке вертикальный столбик рудной постройки. На боковых поверхностях постройки образуется минеральный тонкоигольчатый карбонат, а в верхней части рудного столбика на контакте с литифицированным осадком перекристаллизованный минеральный карбонат сохраняет форму шариков фораминиферовой размерности.

Краткие выводы

Предварительные полевые наблюдения и минералогические исследования показали, что минеральный карбонат в глубинных сульфидных рудах образуется в ходе проникновения гидротермального флюида в донные осадки, в результате чего следует активное растворение органического карбона-

та и переотложение его в новой минеральной форме.

В зоне нижнего контакта флюида с карбонатным осадком происходит обычно смена минеральных фаз: исчезает барит и появляется минеральный карбонат; в зоне верхнего контакта формируется характерный слой, состоящий из псевдоморфоз рудных сульфидов по фораминиферам (агрегаты рудных шариков фораминиферовой размерности). По этим выявленным особенностям можно реконструировать поступление и отложение рудного материала в поднятых образцах, а также определять их начальную пространственную ориентировку.

Многолетнее изучение свежеподнятых рудных образцов показывает, что минералы группы атакамита представляют собой не вторичный продукт окисления сульфидов меди, а являются самостоятельной низкотемпературной минеральной фазой, формирующейся при контакте гидротермального флюида с морской водой.

Preliminary field supervision and mineralogical researches have shown that the mineral carbonate in deep sulphidic ores is formed during penetration of a hydrothermal fluid into carbonate sediment therefore active dissolution of an organic carbonate and deposit its in the new mineral form.

**О.А. Короткина¹, Л.Н. Когарко¹, Е.С. Базилевская²,
И.В. Кубракова¹**

(¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, e-mail: oly_sa@mail.ru, ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

Анализ железомарганцевых отложений Атлантического океана

**О.А. Korotkina¹, L.N. Kogarko¹, E.S. Bazilevskaya²,
I.V. Kubrakova¹**

(¹Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, ²Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Analysis of Fe-Mn sediments of the Atlantic Ocean

Была изучена геохимия железомарганцевых отложений (17 образцов), из трех областей Атлантического океана. Образцы, собранные в районе горы Елена и впадины Страхова, отобраны в 16 рейсе НИС "Академик Иоффе", образцы, собранные в полигоне Зеленого Мыса отобраны в 23 рейсе НИС "Академик Николай Страхов" 2006 г. Определение основных компонентов, а также Ni, Co, Cu, P, S и др., проводили методом АЭС-ИСП с использованием спектрометров последнего поколения. РЗЭ определяли этим же методом после ионообменного отделения матричных компонентов. БМ отделяли от матрицы с использованием комплексообразующих сорбентов и определяли методом ЭТААС.

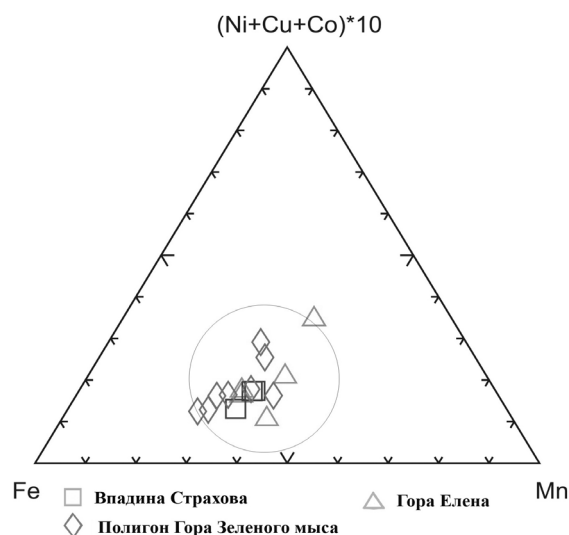


Рис. 1. Диаграмма Fe-Mn-(Ni+Co+Cu)*10

Для оценки геохимии железомарганцевых образований наиболее часто используется диаграмма Fe-Mn-(Ni+Co+Cu)*10. Сумма Ni+Co+Cu носит название полиметаллического индекса. Полученные данные, нанесенные на эту диаграмму, в основном лежат в гидрогенном поле (рис. 1). Главный минерал гидрогенных образований – железистый вернадит. Скорость роста варьируется от 1 до 15 мм за миллион лет. Их состав характеризуется отношением Mn/Fe близким к 1, высоким содержанием кобальта и других микроэлементов, включая РЗЭ.

Редкие земли

Редкие земли в железомарганцевых отложениях имеют сходное распределение, что особенно заметно при нормировке на состав сланца (рис. 2).

Распределение редкоземельных элементов обладает следующими особенностями.

– Преобладание группы легких редкоземельных элементов над тяжелыми.

– Сильная положительная цериевая аномалия, связанная с окислением $\text{Ce}^{3+} \rightarrow \text{Ce}^{4+}$. Четырехвалентный церий активно накапливается в процессе осаждения гидроокислов железа.

В исследованных Fe-Mn отложениях содержание церия в 3,5 раза превышает среднее содержание этого элемента в воде Атлантического океана.

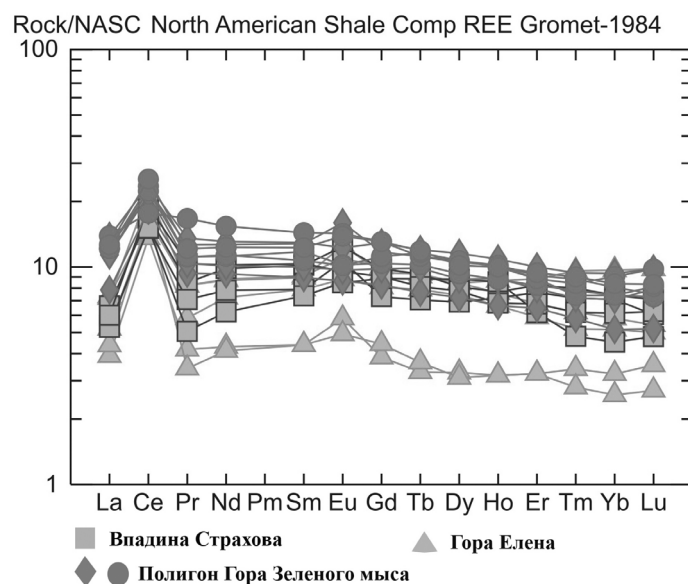


Рис. 2. Состав РЗЭ, нормализованный на сланец NASC

Содержание редких элементов в ЖМК

Исследования показали, что распределение редких элементов в Fe-Mn отложениях изученных районов неравномерно. Такие элементы как As, Mo, Ba, Co, Pb, Sc, Sr, V, Y, Zn в большей степени концентрируются в Fe-Mn отложениях горы Зеленого мыса (табл. 1). Максимальные содержания Cu (2580 ppm), Ni (54 ppm) и Li (500 ppm) наблюдается в районе горы Елена (рис. 3).

Наименьшее содержание Li (3,3 ppm) и Cu (220 ppm) отмечено в полигоне Гора Зеленого мыса. В районе горы Елена наименьшего значения достигают As (158 ppm) и Y (78 ppm). Остальные же элементы (Co, Ni, Mo, Pb, Sc, Sr, V, Zn) достигают своего минимума в районе впадины Страхова.

Распределение малых элементов по глубине

При изменении глубины от впадины Страхова на севере (5640 м) до полигона Зеленого мыса на юге (1722 м) отмечены небольшие закономерности в распределении ряда элементов. На небольших глубинах (полигон Зеленого мыса) увеличиваются содержания As, Pb, Sr, Co и Pt в 2 раза по сравнению с северными районами. Также возрастают содержания Fe, V, Y, Zn, Ba и Mo (рис. 4, 5). Концентрация остальных элементов уменьшается с глубиной, от впадины Страхова к полигону Гора Зеленого мыса. При этом содержание Cu и Li с глубиной падает в 2 раза по сравнению с менее глубоководными районами. Таким образом, прослеживается закономерность, связанная с накоплением As, Pb, Sr, Co и Pt в более мелководных районах, а Cu и Li – в глубоководных.

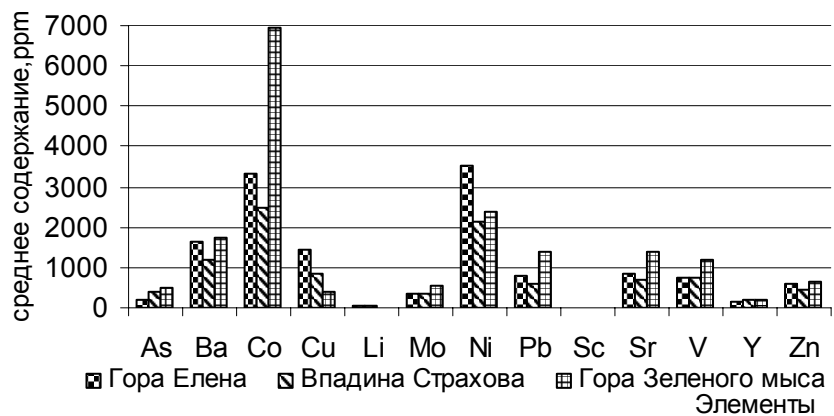


Рис. 3. Содержание малых элементов в ЖМК

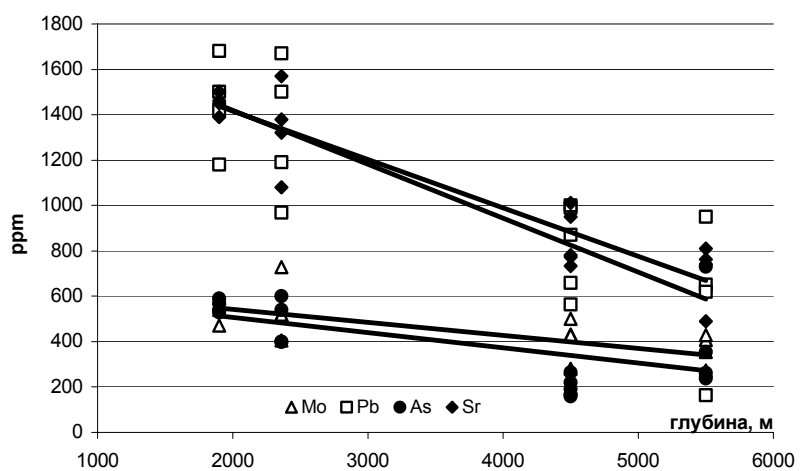


Рис. 4. Распределение малых элементов по глубине

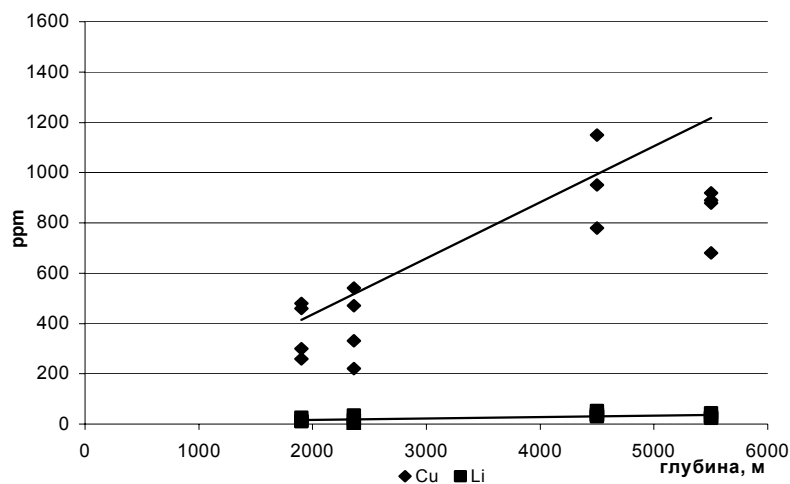


Рис. 5. Изменение содержания Cu и Li с глубиной

Благородные металлы

Содержание Pt значительно варьирует в исследованных образцах. Наиболее высокие содержания платиноидов отмечены в Fe-Mn корках горы Зеленого мыса 0,2 ppm, а минимальные содержания Pt наблюдаются в образцах, собранных с глубины более 5000 м в районе впадины Страхова (0,04 ppm).

Содержание Au в исследованных образцах железомарганцевых отложений меняется незначительно. Максимальное значение Au составляет 0,2 ppm в районе впадины Страхова, а минимальное $<0,1$ ppm в отложениях горы Зеленого мыса.

Следует отметить, что накопление платиноидов идет преимущественно в верхних слоях (горы), а во впадинах содержание платиноидов минимально.

Распределение золота и платины зависит от глубины. Чем глубже, тем больше накапливается золота и меньше – платины (рис. 6). Уменьшение содержания платины с глубиной связано с увеличением активности кислород-поглощающих процессов на глубинах более 2000 м.

The analysis of 17 Fe-Mn deposits from three regions of the Atlantic Ocean was performed. The samples were collected near Elena Seamount, Strakhov Depression, and Cape Verde Seamount. The analysis for major components as well as for Ni, Co, Cu, P, S etc was performed by -ICP with the utilization of the spectrometers of the latest generation. REE were measured by the same method.

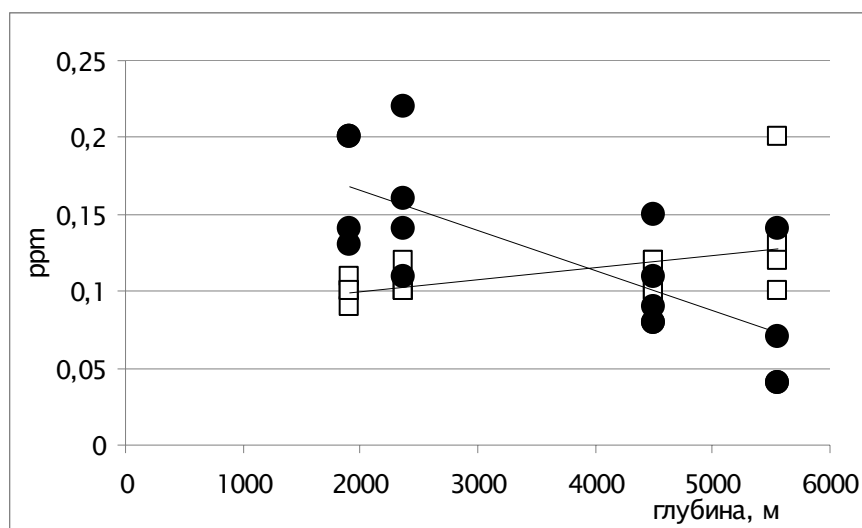


Рис. 6. Изменение Pt и Au с глубиной

Ю.В. Лаптев¹, С.П. Новикова²

(¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, e-mail: laptev@uiggm.nsc.ru; ²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, e-mail: s.novikova@yandex.ru)

Эксперимент и компьютерное моделирование адсорбционного осаждения золота при образовании сульфидов в океанических гидротермах

Yu.V. Laptev¹, S.P. Novikova²

(¹Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk; ²Novosibirsk state university, Novosibirsk)

Experiment and computed data of Au adsorption precipitation at sulphides formation in ocean thermal springs

Впервые для условий гидротермального сульфидообразования проведено компьютерное моделирование процессов концентрирования золота с дополнительным учетом адсорбционных равновесий. Результаты наших экспериментов по растворимости золота и его осаждению на пирит в сульфидно-хлоридных кислых растворах при $t = 200$ и 250°C были использованы в качестве базисных данных [1]. Концепция Сахай и Сверджински [2] была принята как термодинамическая основа в варианте существования на поверхности сорбента однопозиционных и энергетически эквивалентных ва-

кансий для образования поверхностного комплекса заданной стехиометрии.

По этой методологии предложен вариант перехода от экспериментально изученного равновесия $Au_{(p-p)} \leftrightarrow Au_{(=FeS_2)}$ с валовым коэффициентом распределения золота между пиритом и раствором $K_D = C_{Au(=FeS_2)} / C_{Au(p-p)}$ к адсорбционному равновесию $\equiv FeS_2 + Au(HS)^\circ \leftrightarrow \equiv FeS_2-Au(HS)$ с кажущейся константой $K_A = m_{\equiv FeS_2-Au(HS)} / (m_{Au(HS)^\circ} \times m_{\equiv FeS_2})$. Концентрация $Au(HS)^\circ$ рассчитывалась исходя из опытных данных по общему содержанию растворенного золота и по ее долевному участию в суммарном балансе $Au(HS)^\circ + Au(HS)_2^-$ для кислых H_2S -содержащих растворов (база термодинамических данных UNITHERM, пакет программ HCh [3]). Состав поверхностного комплекса $\equiv FeS_2-Au(HS)$ отвечал гипотетическим, но не противоречивым представлениям о механизме закрепления золота на поверхности пирита [4, 5]. Кроме того, неметаллическое состояние переосажденного золота в условиях наших экспериментов определено спектроскопическими методами [6]. Компонент равновесия $\equiv FeS_2$ является формальным параметром, имеющим смысл количества вакансий на площади поверхности пирита. В соответствии с аппаратом описания адсорбционных равновесий все концентрации его участников приведены к шкале моляльности. Принятые формально значения $m_{\equiv FeS_2}$ соответствовали величинам 1, 2, 4 m в прямой пропорции от количества пирита (8, 16 и 32 г FeS_2 на 1 кг H_2O). Свободные энергии адсорбированного комплекса вычислялись по уравнению $G^\circ_{\equiv FeS_2-Au(HS)} = -RT \ln K_A + G^\circ_{Au(HS)^\circ} + G^\circ_{\equiv FeS_2}$. При этом величины $G^\circ_{\equiv FeS_2}$ для функциональной группы позиций $\equiv FeS_2$ были приняты равными нулевому значению для всех температур. Подготовленные таким образом значения $G^\circ_{\equiv FeS_2-Au(HS)}$ оказались равными 0,79 и -7,88 кДж/моль для 200 и 250°C, соответственно.

В качестве прообраза расчетной модели по концентрированию золота в различных формах приняты условия образования сульфидных построек в гидротермальном поле Логачев (САХ) при упрощенном составе системы, включающей $Au + FeS_2 + H_2S + NaCl + H_2O$. Исходный состав системы: FeS_2 – от 8 до 320 г/кг H_2O ; Au – 9,25 и 7,1 мг/кг H_2O для 200 и 250°C, соответственно; H_2S – 0,1 m; $NaCl$ – 0,17 m. Микроколичества окисленной формы азота (от $1,56 \cdot 10^{-3}$ до 10^{-10} m HNO_3) были добавлены для дозированного окисления сероводорода. Растворенная форма молекулярной серы $S_8^\circ(aq)$ была выбрана в качестве показателя степени окисления H_2S и расчета фугитивности серы по равновесию $S_8^\circ(aq) \leftrightarrow 4S_2(gas)$.

Реализованный в расчетах (рис. 1) диапазон f_{S_2} перекрывает область существования совместно с пиритом идаита, борнита, халькопирита и кубанита с пирротинном [7]. При значениях f_{S_2} больших, чем 10^{-14} бар концентрации золота в «невидимой» форме должны быть выше 0,1 ppm с последовательным возрастанием на 3 порядка величин (до 100–200 ppm при $f_{S_2} = 10^{-7}$ бар) в ряду кубанит \rightarrow халькопирит \rightarrow борнит \rightarrow идаит.

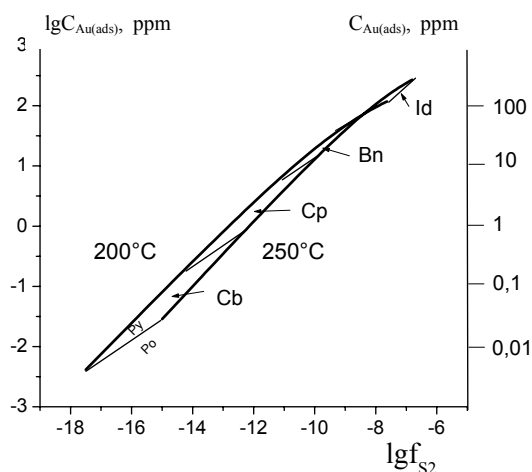


Рис. 1. Расчетные изотермические зависимости предельных концентраций адсорбированного на пирите золота в равновесии с Au(мет) от фугитивности серы (жирные кривые). Тонкие линии разделяют области существования сульфидов в равновесии с пиритом по данным [7]. Обозначения: Py – пирит; Po – пирротин; Cb – кубанит; Cp – халькопирит; Bn – борнит; Id – идаит

Эти концентрации являются максимально возможными, поскольку металлическое золото Au(мет) во всех случаях являлось избыточной фазой. Близкое расположение изотерм (200 и 250°C) предельных содержаний Au(ads) на этом рисунке свидетельствует о существенно большем влиянии фугитивности серы по сравнению с температурным фактором на возможность концентрирования золота в неметаллической «невидимой» форме.

Выявленную физико-химическую закономерность распределения золота можно прогнозировать при изменении состава сульфидных агрегатов в разрезе крупной трубы черного курильщика Анна-Луиза (поле Логачев), а также в постройках Рейнбоу, где происходит контрастный переход от ковеллина к борниту с халькопиритом и далее к изокубаниту в направлении от внешней части к внутренней. Уменьшение фугитивности серы в этом ряду сульфидных ассоциаций (как следствие снижения степени окисления H_2S – содержащих растворов от области контакта с морской водой) должно способствовать уменьшению доли химически связанного «невидимого» золота в глубине океанических построек.

Гранты РФФИ 06-05-65042 и 09-05-00862

1. Лаптев Ю.В., Розов К.В. Взаимодействие золота с поверхностью сульфидов как фактор его концентрирования при гидротермальном рудообразовании // ДАН. 2006. № 5. С. 663-667.
2. Sahai N., Sverjensky D.A. Solvation and electrostatic model for specific electrolyte adsorption // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. N14. P. 2827-2848.
3. Шваров Ю.В. Алгоритмизация численного равновесного моделирования динамических геохимических процессов // *Геохимия*. 1999. №6. С. 646-652.
4. Widler A.M., Seward T.M. The adsorption of gold(I) hydrosulphide complexes by iron sulphide surfaces // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66. P. 383-402.
5. Fadeev V.V., Kozerenko S.V. Gold in Processes of Pyrite Formation. Part 1. Gold Accumulation during Pyrite Formation // *Geoch. Intern.* 1999. V. 37. N 12. P. 1182-1187.
6. Лаптев Ю.В., Розов К.В., Широносова Г.П. Экспериментальное и термодинамическое моделирование процессов концентрирования золота при образовании сульфидов в океанических гидротермах // *Геология морей и океанов*. М.: ГЕОС, 2007. Т. 2. С. 44-46.
7. Lusk J., Bray D. M. Phase relations and the electrochemical determination of sulfur fugacity for selected reactions in the Cu-Fe-S and Fe-S systems at 1 bar and temperatures between 185 and 460°C // *Chemical Geology*. 2002. V. 192. P. 227-248.

Gold solubility and adsorption precipitation, its redistribution between pyrite and solution and possible forms of Au concentration in the ocean thermal springs has been determined by an experimental approach and calculated modeling.

А.Ю. Леин

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

Сероводород гидротермальных флюидов как источник серы полиметаллических руд (по изотопным данным)

A.Yu. Lein

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

The sulphur H₂S in modern hot hydrothermal fluids as sulphur source of sulphide ores (after isotopic dates)

Исследование распределения изотопов серы в сульфидных рудах и породах составляют важную часть работ по геохимии рудных процессов. В рудной геологии распределение изотопов серы используют для определения источника серы.

Многочисленные исследования глубоководных гидротермальных систем океана за 30 лет, прошедших со времени их открытия, показали, что все они

связаны с магматическими породами океанической коры разного состава: от дацитов, риолитов и андезито-базальтов в задуговых бассейнах до базальтов океанской коры и ультраосновных перидотитов низов океанской коры-верхов мантии в срединно-океанических хребтах (СОХ).

Источником серы сульфидных минералов гидротермальных (гидротермально-осадочных?) пород является сероводород гидротермальных растворов. Генезис сероводорода растворов определяет генезис сульфидных рудных скоплений. В древних залежах генезис сероводорода может предполагаться только по изотопии серы сульфидных минералов. На современных гидротермальных полях изучение изотопов серы H_2S в принципе возможно, но сопряжено с рядом технических трудностей, из-за точечности объектов. Без использования подводных (ПОА) и глубоководных (ГОА) обитаемых аппаратов и специальных титановых пробоотборников, сохраняющих температуру и давление растворов, изучение геохимии глубоководных гидротерм было невозможно.

Первые данные по содержанию и изотопному составу серы сероводорода во флюидах были получены для растворов 21° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП). Отечественные исследования изотопии серы горячих гидротермальных растворов начались в 1986 г. [Леин и др., 1988] в экспедиции ИО РАН под руководством академика А.П. Лисицына и продолжают до сих пор.

Представляет интерес рассмотрение имеющихся к настоящему времени данных по изотопному составу сероводорода. Такой обзор в литературе последних лет отсутствует.

Нам удалось собрать результаты 81 анализа изотопного состава серы сероводорода (рис.) в пробах горячих растворов, в число которых включено более 10 анализов H_2S на 6-ти активных гидротермальных полях в пробах, отобранных в экспедициях ИО РАН, с использованием ПОА «Пайсис» и ГОА «Мир-1 и 2».

Средний изотопный состав серы H_2S составляет около 4,0 ‰, при довольно широких вариациях значений $\delta^{34}S$ (от -5,7 до + 8,6 ‰) в горячих растворах из геодинамически различных гидротермальных систем. Для растворов лучше других изученных гидротермальных полей 21° с.ш. высокосрединного ВТП диапазон вариаций значений $\delta^{34}S$ заметно уже (1,5–5,5 ‰) при среднем значении 3,2 ‰.

Сравнительно большое число изотопных данных по сере H_2S флюидов содержится в работах нескольких авторов для гидротермальных полей 9° – 10° с.ш. ВТП, относящихся к 1991–1995 гг. [Shanks et al., 1995; Shanks, 2001; Von Damm, 2000; Леин и др., 2006].

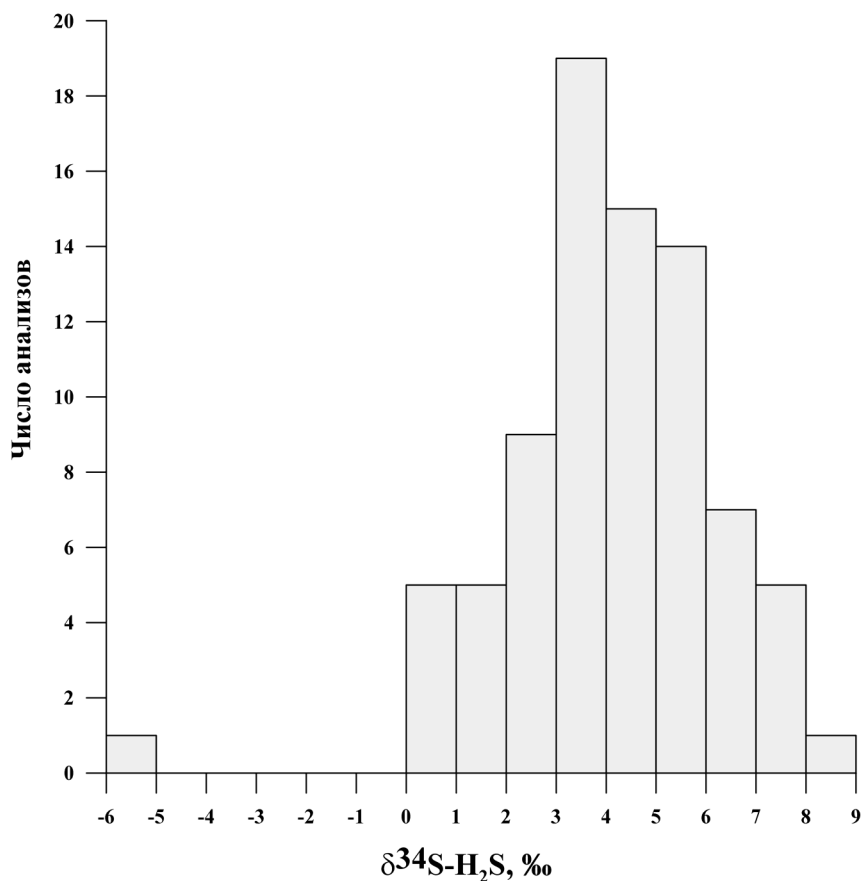


Рис. δ³⁴S-H₂S в гидротермальных флюидах

Интерес к этому отрезку ВТП был вызван серией вулканических извержений на месте ранее известных гидротермальных полей и возможностью изучения гидротермальной активности сразу после эксплозивной стадии. Это позволило наблюдать изменение в химическом и изотопном составе различных соединений, в том числе серы H₂S от начальной стадии жизни гидротермального поля (время «zero») [Von Damm, 2000; Shanks et al., 1995]. Первые наблюдения ученых были сделаны через 14 дней после извержения, когда горячие растворы выходили непосредственно из базальтовой лавы, а не из жерла гидротермальных построек, как это привыкли видеть на других гидротермальных полях (Haumon et al., 1992; 1993). Значения δ³⁴S-H₂S изменялось в этих горячих растворах от 3,1 до 7,8 ‰, причем в северной части района, где свидетельства извержений 1991–1992 гг. были

наиболее очевидны (поля Q, F, B), сероводород, как правило, содержал больше тяжелого изотопа ^{34}S , количество которого уменьшалось без особых видимых закономерностей к 1994–1995 гг., достигая значений $\delta^{34}\text{S}$, характерных для «зрелых» стабилизировавшихся гидротермальных систем 21° с.ш. ВТП [Леин и др., 2006].

Изотопно-тяжелый сероводород ($\delta^{34}\text{S} = 7,4\text{--}8,6 \text{ ‰}$) характеризует гидротермы трога Эсканаба и трога Джейд, что, видимо, следует связать с участием в процессах формирования гидротермальных систем этих двух районов осадочных отложений и/или сульфат-иона окружающей океанской воды, а для трога Джейд – еще и с исходными дацитовыми породами, с изотопно-тяжелой серой.

Суммируя результаты анализов изотопного состава серы H_2S можно сделать вывод о том, что в образовании сероводорода глубоководных гидротерм может принимать участие сера из трех основных источника:

1 – сера сероводорода, выделившегося из магмы и захваченного расплавом при кристаллизации магматических пород океанской коры ($\delta^{34}\text{S} \cong 0 \text{ ‰ CD}$);

2 – сера рассеянных сульфидных минералов магматических пород, выщелачиваемая из этих пород гидротермальными растворами;

3 – сера сероводорода, образованного при высокотемпературном (абиогенном) процессе восстановления сульфата океанской воды, циркулирующей в гидротермальной системе, различными восстановителями, в первую очередь, водородом и двухвалентным железом.

Если первый из перечисленных источников серы характеризуется изотопным составом, близким к метеоритному, то во втором и третьем случае может наблюдаться отклонение от нулевого стандарта в сторону обогащения серы тяжелым изотопом ^{34}S .

Значения $\delta^{34}\text{S}$ серы рассеянных сульфидных минералов в основных и ультраосновных породах также близки к метеоритному, но в кислых изверженных породах океанского дна сера сульфидных минералов утяжелена в среднем на 4,0–4,5 ‰ относительно нулевого стандарта [Изотопы серы и вопросы рудообразования, 1967].

В третьем случае, значения $\delta^{34}\text{S}$ серы сероводорода также могут отклоняться от значений $\delta^{34}\text{S}$ метеоритной серы в сторону положительных значений, поскольку при абиогенном восстановлении сульфата происходит небольшое фракционирование изотопов серы, но оно согласно данным модели «смещения» не может приводить к превышению над нулевым стандартом более чем на 4,5 ‰ [Janecky, Shanks, 1988; Гричук, 2000]. Превышение этого значения $\delta^{34}\text{S}$ серы H_2S можно объяснить процессами подповерхностного смещения в гидротермальной системе горячих флюидов и океанской воды.

Моделирование процессов формирования изотопного состава серы сероводорода флюидов в системе вода–порода (Гричук, 2000) не всегда может

объяснить поведение изотопов серы H_2S в реальных растворах, несмотря на всю логичность построений в этих моделях. В частности, результаты модели для «очень молодой гидротермальной системы» ВТП не находят подтверждения при исследовании реальных растворов на вновь образованных гидротермальных полях 9–10° с.ш. ВТП.

По модели Д.В. Гричука [2000] сера H_2S на первых этапах формирования гидротермальной системы должна быть наиболее изотопно-легкой и приближаться по изотопному составу к нулевому метеоритному стандарту. В качестве подтверждения правильности модели Д.В. Гричук приводит результаты изотопного анализа серы H_2S из растворов 21° с.ш. быстросредингового ВТП.

Наблюдения в 1991–1994 гг. на гидротермальных полях 9–10° с.ш. ВТП не подтверждают как будто бы этот вывод, поскольку сера сероводорода горячих флюидов была изотопно утяжелена до 5,6–7,8 ‰ на самых первых этапах «жизни» новых гидротермальных полей. Со временем, к 1994 г., напротив, изотопный состав серы H_2S сдвигался в сторону отрицательных значений $\delta^{34}S=3,1-3,4$ ‰, т.е. система из молодой термодинамически неустойчивой переходила в устойчивую «зрелую» систему [Леин и др., 2000].

При извержении 1991–1992 гг. к перечисленным выше возможным трем источникам серы H_2S могла добавиться сера от взрыва уже существовавших ранее гидротермальных сульфидных и сульфатных отложений, что могло сдвинуть значения $\delta^{34}S$ серы H_2S в сторону положительных величин. Участие этих гидротермальных серосодержащих соединений в образовании H_2S флюидов на вновь образованных в 1991–1992 гг. полях подтверждается ураганскими концентрациями в этих флюидах сероводорода (до 78 мМ) в первый год (два) после извержения. К 1994 г. наблюдается резкое падение концентрации H_2S во флюидах. Во все последующие годы концентрация H_2S сохранялась близкой к таковой в 1994 г.

Таким образом, в «зрелых» термодинамически устойчивых гидротермальных системах все заметные отклонения от метеоритной серы в сторону облегчения (до -5,7 ‰) или утяжеления изотопного состава выше 4,5 ‰ (CD) гидротермального сероводорода COX связаны с участием в процессе его образования, помимо серы магматических пород океанской коры, соединений серы из осадочных пород, или с биогенными процессами восстановления сульфат-иона окружающей океанской воды вблизи поверхности дна.

The results of 81 isotopic sulphur H_2S were used. $\delta^{34}S-H_2S$ varies from -5,7 to +8,6 ‰ (~4 ‰ average). The possible sources the H_2S -sulphur were discussed.

А.Ю. Леин

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

**Изотопный состав серы полиметаллических руд
на современных глубоководных гидротермальных полях**

A.Yu. Lein

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

**Isotopic composition of the sulphur from sulphide ores
at the modern deepsea hydrothermal fields**

Исследование изотопного состава серы для решения проблем генезиса континентальных сульфидных месторождений началось в конце 50-х – начале 60-х годов прошлого столетия. В это время по изотопному составу серы было выделено два основных генетических типа рудных месторождений: низкотемпературные ($\delta^{34}\text{S} = -20 - +20 \text{‰}$) и высокотемпературные ($\delta^{34}\text{S} \cong 0 \text{‰}$) [Jensen, 1962]. За пределами этой классификации оставалась большая группа месторождений спорного генезиса. Вывод М. Йенсена сводился к тому, что создание классификации рудных месторождений «по соотношению изотопов серы следует признать неосуществимым».

Острота дискуссий, касающихся генезиса сульфидных месторождений, постепенно затихла по мере открытия (в 1979 г.) и изучения современных сульфидных руд на дне океана в активных рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и в участках задугового спрединга, когда стали очевидными основные особенности формирования глубоководных гидротермальных систем и связанных с ними сульфидных проявлений.

Руды древних континентальных колчеданных и полиметаллических месторождений редко могут сохранять первичный облик. В их длинной истории происходили процессы замещения и перекристаллизации минералов, с участием растворов с другим изотопным составом серы.

Современные сульфидные гидротермальные руды океана изменены в значительно меньшей степени. Определение изотопного состава серы в гидротермальных породах на дне океана началось практически одновременно с открытием гидротермальных систем рифтовых зон. К началу наших исследований (1986 г.) изотопного состава серы гидротермальных руд было всего 6 зарубежных публикаций на эту тему. Все они касались сульфидных построек в рифтовых зонах Тихого океана: в Галапогосском рифте, на 21° с.ш. ВТП и на хребте Хуан де Фука.

Первые отечественные исследования изотопов серы современных гидротермальных сульфидов также были проведены в Тихом океане в бассейне Гуаймас (Калифорнийский залив) и на г.Осовой хребта Хуан де Фука в 1986 г. в экспедиции ИО РАН под руководством академика А.П. Лисицына [Леин и др., 1988]. Позднее нашими изотопными исследованиями серы были охва-

чены гидротермальные постройки медленнопредингового САХ: ТАГ [Леин и др., 1991], Брокен Спур [Леин, 2001], Лаки Страйк [Богданов, Леин и др., 2006], Рейнбоу [Леин и др., 2003], а также гидротермальные руды быстроспрединговых зон Тихого океана [Гричук, Леин, 1991], задугового спредингового центра Манус [Леин и др., 1993], района 9–10° с.ш. ВТП [Леин и др., 2006].

Весь этот материал сведен впервые (рис.) и заслуживает специального осмысления, поскольку охватывает все типы гидротермальных систем (кроме Красноморской) из различных геодинамических обстановок. В имеющиеся к настоящему времени обзоры по изотопии серы гидротермальных сульфидных руд океана большая часть наших данных по разным причинам не вошла. Данная работа восполняет этот пробел.

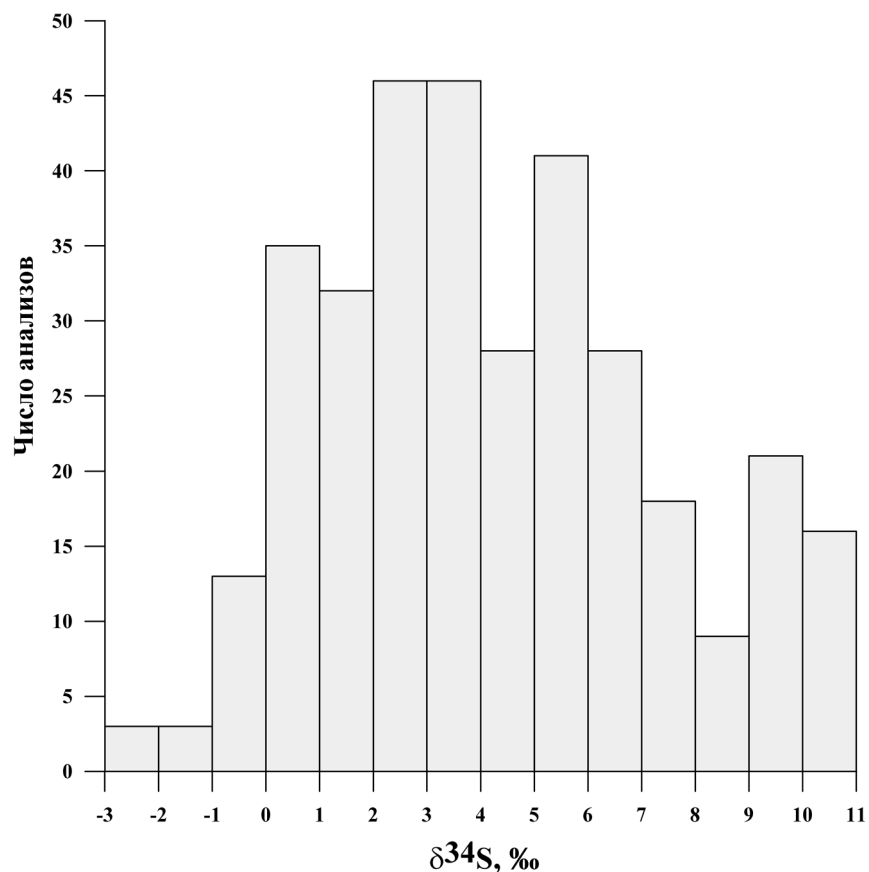


Рис. $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидных минералах гидротермальных построек

Значения $\delta^{34}\text{S}$ серы сульфидных минералов (348 проб) изменяются от -3 до +11 ‰ (рис.), со средним изотопным составом 4,3 ‰. В разновозрастных сульфидах с поверхности отдельной постройки колебание изотопного состава серы сульфидов не превышает обычно 2–3 ‰. Большая часть сульфидных минералов образуется в изотопно-неравновесных условиях. В пределах отдельного гидротермального поля активные молодые постройки существенно отличаются от зрелых и неактивных, в том числе по изотопному составу серы сульфидных минералов. Более поздние сульфиды, как правило, изотопно-тяжелее минералов, образованных на ранних стадиях «жизни» гидротермальной системы, но только в том случае, если период гидротермальной активности не прерывался новыми эксплозиями, как это часто случается на вулканах осевых зон рифтовых систем быстросрединных срединно-океанических хребтов (например, 9–10° с.ш. ВТП). На ряде современных гидротермальных полей можно проследить не только эволюцию состава флюидов, но и смену стадии сульфидной минерализации (исчерпание металлов в системе) стадией баритовой и опал-баритовой минерализации (например, поле Менез Гвен).

Сравнение гистограммы распределения значений $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидных минералах современных гидротермальных рудопроявлений рифтовых зон океана (рис.) с литературными данными по изотопному составу серы древних колчеданных и/или полиметаллических руд более чем на 70 месторождениях Ю.Урала, Алтая, Японии и др. [Krouse, Grinenko, 1991] дают основание полагать, что сульфидные минералы этих древних рифтовых зон также образовались из горячих гидротермальных растворов. Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ серы сульфидных минералов древних залежей составляет 3,5 ‰, что практически совпадает со средним значением $\delta^{34}\text{S}$ серы сульфидов современных гидротермальных построек на дне океана.

Values sulphur of the modern sulphide minerals (348 samples MOR) vary from -3 to +11 ‰ (4,3 ‰ average). These values are closed with values $\delta^{34}\text{S}$ sulphur from the ancient continental hydrothermal sulphide ores.

В.В. Масленников, С.П. Масленникова

(Институт минералогии УрО РАН, Миасс, e-mail: mas@mineralogy.ru)

Мезозойские черные курильщики Понтийского островодужного бассейна

V.V. Maslennikov, S.P. Maslennikova

(Institute of Mineralogy, Uralian Division, Russian Academy of Science, Miass)

Mesozoic black smokers in Pontid's island arc basin

Ранее фрагменты запечатанных сульфидных труб позднемелового возраста были обнаружены в сульфидных брекчиях некоторых колчеданных

залежей офиолитового массива Троодос на Кипре [1]. Мощность трубок варьировала от нескольких миллиметров до 5 см. По минеральной ассоциации, текстуре и зональности выявлено много общего с современными трубами черных курильщиков. Оболочка труб, так же как и у современных черных курильщиков, сложена дендритовидным пиритом или отсутствует. Каналы заполнены слоистыми древовидными пористыми агрегатами друзового халькопирита. Характерно присутствие редких минералов: иорданита и идаита, также обнаруженных в современных черных курильщиках. Кипрские месторождения являются неметаморфизованными, и преобразования, наблюдающиеся в трубах, вызваны субмаринными изменениями, диагнезом и старением: переход неравновесных фаз (изокубанита и обогащенного железом халькопирита) в равновесные (стехиометричный халькопирит), рекристаллизация аморфного кремния с образованием опала, халцедона или кварца, замещение пирротина пиритом. Предполагается, что ангидритовое окаймление, обычно наблюдающееся в современных трубах, полностью растворилось после прекращения гидротермальной активности. Аналогичные пирит-халькопиритовые трубы в ассоциации с оруденелой фауной обнаружены во фрагменте рудного тела юрского медно-колчеданного месторождения Фигаро (Калифорния), также залегающего среди офиолитов [2]. Оболочка труб сложена колломорфным пиритом, канал заполнен шестоватыми кристаллами халькопирита. В изученной нами сульфидной трубке из этого месторождения аксессуарные минералы не найдены.

В литературе до сих пор не охарактеризованы сульфидные трубы колчеданных месторождений, ассоциирующих с бимодальными островодужными комплексами мезозойского возраста. В последние годы авторами получены первые минералого-геохимические данные по фрагментам сульфидных труб некоторых мезозойских колчеданных месторождений Понтийского островодужного пояса (Лаханос, Кутлулар, Чейли-Маденкой).

На месторождении Лаханос небольшие (диаметр – 1,5 см, длина – 10 см) сульфидные трубки, напоминающие по форме оруденелые вестиментиферы, состоят из двух зон: оболочки, образованной тонкозернистым сфалеритом или эвгедральным пиритом, и канала, заполненного друзовыми агрегатами кристаллов халькопирита, сфалерита и галенита. На месторождении Кутлулар обнаружены проксимальные сульфидные турбидиты, состоящие из фрагментов слоев крустификационного халькопирита, ранее инкрустировавшего внутренние стенки труб. В халькопирите содержатся обильные эвгедральные кристаллы пирита. Обломки колломорфного пирита – фрагменты оболочек труб, почти полностью замещены вторичными халькопиритом и тонкодисперсным гематитом

Сульфидные трубы на юрском месторождении Чейли-Маденкой были обнаружены в слое сульфидных брекчий на верхней выклинке рудной залежи. Они представляют собой фрагменты сфалерит-халькопиритовых, сфалерит-борнит-халькопиритовых и сфалеритовых труб диаметром 2–5 см.

Обильные трубы присутствуют в керне скважин этого месторождения. Нам удалось отобрать несколько труб в шахтной выработке. Отчетливой минералогической зональностью и хорошей сохранностью выделяются пирит-борнит-халькопирит-сфалеритовые и сфалерит-халькопиритовые разновидности труб, обнаруженные в сульфидных брекчиях на выклинивании слабо разрушенного сульфидного холма медно-цинково-колчеданного мелового месторождения Чейли-Маденкой. Диаметры сульфидных труб обычно составляют 2–4 см. В строении труб обычно выделяются три главные зоны: А – оболочка, В – крустификация внутренней стенки трубы (обычно халькопирит), С – заполнение осевой части канала (обычно сфалерит и нерудные минералы).

Зона А. Наиболее наружная часть оболочки трубы сложена борнитом, который по направлению во внутрь оболочки сменяется сфалерит-борнитовыми и сфалерит-борнит-халькопиритовыми агрегатами. Борнит замещает колломорфные почковидные и глобулярные агрегаты пирита и марказита. Халькопирит и сфалерит оказываются более поздними к пириту и борниту. Халькопирит нередко замещает как колломорфный пирит, так и образовавшийся по нему борнит. Сфалерит обрастает вокруг псевдоморфоз борнит по пириту. Во внутренних частях оболочки труб, наблюдаются почти полные псевдоморфозы халькопирита и сфалерита по псевдоморфному борниту, а колломорфные агрегаты пирита переходят в кристаллически-зернистые разновидности.

Зона В. Внутренние стенки труб инкрустированы агрегатами копьевидных кристаллов халькопирита. В интерстициях иногда появляется борнит в ассоциации с самородным золотом.

Зона С. Осевые части каналов труб заполнены сфалеритом, баритом или кварцем. Нередко встречаются дендритовые срастания халькопирита и сфалерита. В сфалерите присутствует обильный галенит и тонкая вкрапленность халькопирита. Акцессорными минералами представлены редким включениями самородным золотом и блеклых руд.

Современными аналогами сульфидных трубок с месторождения Чейли-Маденкой, вероятно, являются пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы черных (или серых) курильщиков бассейна Манус, содержащие галенит, блеклые руды, золото и барит. От сульфидных труб мезозойских медно-колчеданных месторождений офиолитовых комплексов и современных черных курильщиков базальтовых СОХ они отличаются отсутствием псевдоморфоз пирита по пирротину, незначительным развитием колломорфного пирита, обилием сфалерита и галенита, появлением акцессорного золота. Более всего сульфидные трубы из месторождения Чейли-Маденкой по минералогической зональности и специализации напоминают фрагменты труб миоценовых черных курильщиков, распространенных на колчеданно-полиметаллических месторождениях провинции Хокуроко (тип куроко). Сходная зональность свойственна сульфидным трубам некоторых палеозойских

колчеданных месторождениям Урала (Александринское), отнесенных к баймакскому подтипу рудно-формационного типа куроко [3]. В отличие о черных курильщиков палеозойских колчеданных месторождений уральского и баймакского типов, теллуриды в изученных трубах пока не обнаружены.

Методом ЛА-ИСП-МС выполнены анализы элементов-примесей сульфидов труб и получены представления о геохимической зональности в поперечном сечении сульфидных труб.

Зона А. В колломорфном пирите относительно других сульфидов обнаружены аномальные содержания большинства элементов-примесей: Ва (20–50 г/т), Мп (900–1600 г/т), Рb (500–5000 г/т), Аg (200–800 г/т) Тl (28–78 г/т), Аg (100–750 г/т) Au (2–7 г/т), Ni (до 300 г/т). Содержания этих элементов, за исключением Ni, резко падают в кристаллически-зернистом пирите. В псевдоморфном борните концентрируются Мп (500–3800 г/т), Аg (500–800 г/т), Вi (400–1200 г/т), Рb (от 0,1 до 0,5 %), Те (до 40 г/т), U (до 0,4 г/т).

Зона В. Характерная черта гидротермального друзового халькопирита, инкрустирующего внутренние стенки труб – повышенные содержания Se (300–400 г/т), иногда Sn и Мо, при крайне низких содержаниях Тl, Мп, Ni, Ва и As в сравнении с псевдоморфным халькопиритом оболочек труб. Эпизодически в гидротермальном халькопирите, особенно в боковых “каналах-сателлитах”, встречаются аномалии Те (до 200–750 г/т), Вi (до 1000 г/т) и Аg (до 500 г/т).

Зона С. В сфалерите отмечены повышенные содержания Au (1–4 г/т), As, Cd (3000–4000 г/т), Ва (50 г/т), Тl (до 100 г/т), Вi (до 1400–1600 г/т) при низких содержаниях Со и Мп.

В целом, в мезозойских черных курильщиках, также как и их современных гомологах, установлено явление гидротермально-осадочной дифференциации элементов-примесей. Несмотря на сходство в геохимической зональности труб современных и мезозойских черных курильщиков, они имеют свои геохимические особенности, вероятно, зависящие от состава подрудного субстрата, контролировавшего физико-химические параметры гидротермальных флюидов. Особенно это хорошо устанавливается по содержаниям Fe, Se и Те при сравнении гидротермальных халькопиритовых крустификаций. Содержания Fe и Se убывают от черных курильщиков, сформированных на базальтовом основании к курильщикам, ассоциирующим с риолит-базальтовыми и андезит-риолитовыми комплексами. Предполагается, что поведение Se может определяться не только температурными факторами, но и отношением SO_2/H_2S . Вероятно, по мере нарастания этого отношения содержания Se, а затем и Те в флюидах снижаются при взаимодействии с SO_2 островодужных гидротерм. Другая характерная черта мезозойских черных курильщиков Понтийского островодужного пояса – аномальные содержания Рb и Вi по сравнению с черными курильщиками СОХ. Появление аномалий Рb и коррелирующих с ними содержаний Ва, а также Вi и Аg (изоморфная примесь в галените) связано с большей ролью разло-

жения плагноклазов риолитов, преобладающих в островодужных гидротермальных системах, по сравнению с темноцветных минералами, характерными для базальтов срединно-океанических рифтов.

Работы выполнялись по программе Президиума РАН № 17. Авторы благодарны академику А.П. Лисицыну, профессорам А.Ю. Леин и Ю.А. Богданову за предоставленную возможность сравнительного анализа с современными черными курильщиками, а также профессорам Л.В. Данюшевскому и Р.Р. Ларжу за содействие в выполнении ЛА-ИСП-МС анализов.

1. Oudin E., Constantinou G. Black smoker chimney fragments in Cyprus sulphide deposits // *Nature*. 1984. V. 308. P. 349–353.
2. Little C.T.S., Herrington R.J., Haymon R.M., Danelian T. Early Jurassic hydrothermal vent community from the Franciscan Complex, San Rafael Mounains, California // *Geology*. 1999. V. 27. № 2. P. 167–170.
3. Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских “черных курильщиков” (на примере Урала). Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

The fragments of black smoker chimneys have been revealed in Mesozoic massive sulfide deposits (Chaly-Madenkoy, Lahanos, Kutlular) of Pontids (Turkey). The mineralogical and trace elements features of the chimneys are similar to other ancient and modern black or gray smoker chimneys occurred in intra and back arc basins.

И.Ю. Мелекестева, Н.Н. Анкушева

(Институт минералогии УрО РАН, e-mail: melekestseva@ilmeny.ac.ru)

Условия образования барита из кластогенных руд Северо-Восточного поля в гидротермальном узле Семенов (13°31' с.ш. САХ)

I.Yu. Melekestseva, N.N. Ankusheva

(Institute of Mineralogy, UB RAS, e-mail: melekestseva@ilmeny.ac.ru)

Forming conditions of barite from clastic ores of the North-Eastern site from the Semenov hydrothermal field (13°31'N, MAR)

В рейсе № 30 НИС «Профессор Логачев» Полярной морской геологоразведочной экспедицией совместно с ФГУНПП «ВНИИОкеанология» (г. Санкт-Петербург) в западном борту рифтовой долины был открыт новый гидротермальный узел, состоящий из 4-х рудопроявлений: Западного, Северо-Западного, Восточного и Северо-Восточного [7]. Рудопроявления находятся на глубинах от 2400 до 2950 м на горе, вытянутой по широте примерно на 10 км при ширине около 4.5 км. Рудопроявление Западное пространственно связано с серпентинизированными ультрамафитами, остальные – с базальтами.

На Северо-Восточном рудопроявлении, расположенном на склоне горы на глубинах 2400–2600 м, драгой были подняты глыбы серно-колчеданных рудных брекчий. Обломки пирита заключены в сульфидно-кварцевом песчано-гравийном цементе с обломками вулканитов и характеризуются, в основном, угловатой формой от щебнистого (от 2 мм до 10 см) до глыбового (10–20 см в поперечнике) размера, а также колломорфной, концентрически-зональной, массивной, пористой текстурами [4]. Повсеместно в обломках и цементе развиты многочисленные трещины и пустоты, заполненные баритом в виде щеток с размером отдельных кристаллов до 1 мм. Кристаллы имеют таблитчатую форму шестиугольного и, реже, четырехугольного сечения с секториально-зональным строением. Под биноклем на барите местами отмечаются кристаллы пирита и ксеноморфные агрегаты халькопирита, которые нарастают на пирит и покрыты пленкой вторичных медных минералов.

Рудно-фациальный анализ обломочных руд Северо-Восточного рудопроявления показал, что по текстурным характеристикам они представляют субфацию коллювиальных брекчий кластогенной фации. Для коллювиальных брекчий характерны срезание текстурных рисунков в обломках, а также обособленные (реже – точечные) контакты обломков, что свидетельствует о перемещенном происхождении этих руд в отличие от элювиальных брекчий, образующихся в кровле сульфидного холма [3].

Главными минералами в обломочных рудах Северо-Восточного рудопроявления являются пирит, марказит, кварц и барит, второстепенными – халькопирит, гематит, редкими – борнит, сфалерит, пирротин, ковеллин, ярозит.

Пирит в обломках представлен несколькими морфологическими разновидностями: 1) пористым дендритовидным пиритом, который образует колломорфные почковидные агрегаты и 2) зональным пиритом, формирующим кристаллические агрегаты, которые обрастают пористые. *Марказит* образует радиально-лучистые агрегаты до 1 мм из копьевидных кристаллов, местами наблюдаются сростки зональных кристаллов марказита с ромбическими сечениями. Пирит и марказит тесно ассоциируют друг с другом, образуя концентрически-зональные агрегаты с чередующимися зонами пирита и марказита, при этом чаще всего марказитовые зоны завершают образование таких сростаний. Колломорфные и концентрически-зональные марказитовые и пиритовые обломки характеризуются срезанием текстурного рисунка. Многие марказитовые почковидные агрегаты замещены более поздним кварцем.

Халькопирит встречается в цементе в виде рассредоточенных зерен округлой формы 20–30 мкм в поперечнике, местами с кристаллическими очертаниями гексагональной формы, и ксеноморфных агрегатов. Округлые зерна халькопирита наблюдаются в трещинах и порах марказит-пиритовых обломков. *Борнит* представлен мелкими субизометричными зернами размером от 5 мкм до 0.1 мм, ассоциирует с халькопиритом и часто образует зональные сростки, в которых борнит находится в центре в окружении халькопирита. *Ковеллин* в виде ярко-синих тончайших (мощностью несколько мкм) каемок развивается по краям халькопирита, в том числе и того, который нарастает на поздний барит. *Сфалерит* и *пирротин* встречаются редко в виде мелких (до 10 мкм) субизометричных включений в пиритовых обломках. То, что эти минералы приурочены к трещинам и порам говорит в пользу их более позднего образования по отношению к пиритовым обломкам.

Кварц формирует сплошную ткань в цементе, а также в виде каемок до 0.1 мм обрастает пиритовые обломки и барит. Изредка в кварцевых каемках наблюдаются халькопирит-борнитовые изометричные сростки. *Барит* представлен, вероятно, несколькими генерациями: 1) в цементе брекчий и на мелких марказит-пиритовых обломках в виде удлиненных кристаллов прямоугольной формы размером до 0.4 мм, и 2) в трещинах в цементе и на крупных обломках в виде мощных (до 0.5 см) щеток. *Гематит* наблюдается в виде тонкораспыленных зерен в каемках кварца вокруг пирита или в виде субизометричных зерен размером 10–20 мкм, нарастающих на сульфиды. *Ярозит* развивается в краевых частях обломков почковидных марказитовых и пиритовых агрегатов в виде зон мощностью до 50 мкм, а также встречается и ближе к центральным частям обломков.

Для оценки температуры и солености гидротермальных растворов были исследованы крупные кристаллы позднего барита, сформировавшегося в трещинах обломков и цемента руд (обр. 284). Флюидные включения в барите были изучены в лаборатории термобарогеохимии на геологическом факультете Миасского филиала ЮУрГУ на микрокриотермостолике THMSG-600 (LINKAM), позволяющем измерять температуры фазовых переходов от -196 до $+600$ °С, с микроскопом Olympus (объектив $50\times$). Управляющее программное обеспечение LinkSys 32. Точность измерений ± 0.1 °С в интервале температур $-20 \dots +80$ °С и ± 1 °С за пределами этого интервала. Солевой состав гидротермальных растворов во включениях оценивался по температурам эвтектик [1]. Температуры гомогенизации фиксировались в момент исчезновения газового пузырька при нагревании препарата в термокамере и приняты за минимальные температуры процесса минералообразования [6]. Концентрации солей для включений без плотных газов в растворах рассчитывались по температурам плавления последних кристаллических фаз [8]. Для термобарогеохимических исследований использовались прозрачно-полированные шлифы, проведено 32 измерения. Для расчета поправок на давление использовалась работа [5].

Включения в барите размером до 10 мкм характеризуются изометричной или вытянутой формой, часто со сложными очертаниями. Они не имеют видимой связи с залеченными трещинами, являются первичными и распределены неравномерно в минерале. По фазовому составу встречаются существенно газовые и газовой-жидкие включения. Исследовались двухфазные включения, состоящие из водного раствора и газового пузырька, где последние занимают 15–20 % объема включения.

Температуры эвтектики показали, что барит кристаллизовался из существенно водных растворов с преобладанием хлорида натрия (5–9 мас. % NaCl-экв.), что фиксируется по температурам плавления льда во включениях в интервале -3.0 – -6.0 °С. Температуры гомогенизации флюидных включений в барите составляют 260–300 °С. С учетом глубин обнаружения кластогенных руд (от 2400 до 2950 м) и соответствующих давлений (240 и 300 бар), поправка к температурам гомогенизации составляет, в среднем, 20 °С. Истинные температуры минералообразования равны 280–320 °С.

Соленость гидротермальных растворов, отлагавших поздний барит, практически в два раза выше солености морской воды, но, в целом, она соответствует таковой на гидротермальных полях на базальтах САХ [2]. Температуры кристаллизации барита также попадают в интервал средних температур гидротермального минералообразования на сульфидных полях [2].

Результаты термобарогеохимических исследований показали, что поздний барит, образовавшийся в трещинах цемента и обломков кластогенных руд, является продуктом высокотемпературной деятельности, существовавшей в районе Северо-Восточного рудопроявления уже после разрушения, некоторого перемещения и цементации коллювиальных брекчий.

Авторы благодарят сотрудников ФГУНПП «Полярная морская геолого-разведочная экспедиция» (г. Ломоносов, г. Санкт-Петербург) В.Н. Иванова и В.Е. Бельтенева за возможность участия в рейсе НИС «Профессор Логачев» и отбора образцов для исследований.

Исследования проведены при поддержке гранта Президента РФ для молодых кандидатов наук МК-996.2008.5, программы Президиума РАН № 17 и гранта РФФИ (08-05-00731-а).

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977. № 8. С. 16–28.
2. Бортник Н.С., Викентьев И.В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в Мировом океане // Геология рудных месторождений, 2005. Т. 47. № 1. С. 16–50.
3. Масленников В.В., Зайков В.В. Метод рудно-фациального анализа в геологии колчеданных месторождений. Челябинск: изд-во ЮУрГУ, 2006. 224 с.
4. Мелекесцева И.Ю., Иванов В.Н., Бельтенов В.Е., Добрецова И.Г. Кластогенные руды нового гидротермального узла 13°31' с.ш., Срединно-Атлантический хребет // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Мат. 5-го Всерос. литологич. совещ. Екатеринбург, 2008. Т. II. С. 75–78.
5. Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н. Термобарогеохимия. М., Академический проект, 2008. 222 с.
6. Реддер Э. Флюидные включения в минералах: в 2-х т. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 560 с.
7. Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I. et al. A new hydrothermal field at 13°30' N on the Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News. 2007. Vol. 16. P. 9-10.
8. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena, 1994. P. 117-130.

Forming conditions of barite from clastic ores of the North-Eastern massive sulfide site from the Semenov hydrothermal field (13°31'N, MAR) were determined using fluid inclusion study. Forming temperatures are 280–320 °C, fluid salinity is of 5–9 wt % NaCl-equiv., first melting temperatures indicate the presence of NaCl+H₂O.

**Н.Н. Мозгова¹, Ю.С. Бородаев², Г.А. Черкашев³,
Т.В. Степанова³**

(¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: mozgova@igem.ru, ²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, e-mail: nat@msu.ru, ³ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: cherkashov@vniio.ru)

Морфология и минеральные ассоциации как свидетельства особенностей образования современных колчеданов на дне Мирового океана

**N.N. Mozgova¹, Yu.S. Borodaev², G.A. Cherkashov³,
T.V. Stepanova³**

(¹Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, ²Lomonosov Moscow State University, Moscow, ³VNIIOkeangeologiya, St. Petersburg)

Morphology and mineral associations as the evidences of features of formation modern massive sulfides at the bottom of World Ocean

Тема доклада тесно связана с одной из фундаментальных проблем геологических наук о минеральном веществе – проблемой типоморфизма. Это направление разрабатывалась до сих пор на примере континентальных месторождений. Открытие в последней четверти прошлого века океанского гидротермального минералообразования дает новые возможности для подобных исследований. Мы хотели бы показать это на примере некоторых результатов наших 17-летних работ в области изучения современного гидротермального рудообразования на дне Океана [1, 2, 3, 4 и др.]. Работы проводились в основном в пределах Срединно-Атлантического хребта (САХ). Главными объектами были гидротермальные поля: ТАГ (постройка Мир), Логачев, Рейнбоу, Ашадзе и Краснов.

Известна примечательная особенность морфологии подводных колчеданов – наличие сульфидных труб (размер от несколько сантиметров до десятков метров), образующихся вокруг выходов флюидов [5 и др.]. Эта форма, согласно моделям, предлагавшимися разными исследователями [6, 7 и др.] в том числе и нами [1], отражает особенности формирования океанских сульфидных руд. Таким образом, сульфидные трубы – типоморфный признак современных океанских колчеданных построек, отличающий их от древних континентальных месторождений сходного генезиса.

Основные характеристики изученных объектов (см. таблицу) показывают, что они различаются возрастом, характером субстрата, длительностью и степенью активности, динамикой процесса. Все это отразилось на минерализации и структурно-текстурных соотношениях минералов в рудах, что и явилось предметом наших детальных исследований.

Таблица. Общая характеристика изученных гидротермальных рудных полей САХ

Поле	Глубина (м)	Максимальный возраст (тыс. лет)	Субстрат	Гидротермальная активность	Специализация руд*
Логачев-1	2860-3040	66,5	Ультрамафиты	Активно	Cu-Zn (Co,Ni)
Логачев-2	2670-2740	7,0	Ультрамафиты	Активно	Zn-Fe-Cu (Co,Ni)
Рейнбоу	2270-2320	23,0	Ультрамафиты	Активно	Cu-Zn-Fe (Co,Ni)
Ашадзе	4100-4200	7,2	Ультрамафиты	Активно	Fe-Cu-Zn (Co,Ni)
Краснов	3700-3760	119,2	Базальты	Неактивно (внутрирудный сброс)	Fe-S и Cu-Fe-S
ТАГ (Мир)	3420-3470	63,0	Базальты	Неактивно	Fe-Cu-Zn

*В скобках – элементы типоморфной аксессуарной минерализации

Как известно, минеральную основу гидротермальных океанских образований слагают несколько сульфидов системы Cu-Fe(Zn)-S – пирротин, пирит, марказит, халькопирит, изокубанит, борнит, сфалерит и вюртцит. Данная система содержит элементы переменной валентности и обладает большими областями твердых растворов при высоких температурах, в связи с чем чутко реагирует на изменение обстановки. Подводные колчеданы во многом сохраняют непосредственные свидетельства кинетики процесса (подчас очень бурного), порождающей во многих случаях неравновесные условия кристаллизации. Последнее определяет ряд типоморфных минеролого-геохимические отличий подводных колчеданов от древних континентальных руд сходного генезиса.

Наиболее наглядный типоморфный признак океанских колчеданов – распространенность неустойчивых метастабильных минералов и фаз, которые редки или отсутствуют в древних континентальных месторождениях и не синтезированы в равновесных условиях. Используя терминологию, предложенную Ф.В. Чухровым [8] для продуктов экзогенных процессов, их можно называть «минералы-эфемеры». При изменении условий минералы-эфемеры легко трансформируются с образованием разнообразных структур распада, и со временем исчезают, сменяясь более устойчивыми фазами.

Ярким примером минералов-эфемеров может служить широко распространенный в подводных колчеданах изокубанит CuFe_2S_3 (кубический по-

лиморф ромбического кубанита; как самостоятельный минеральный вид в 1988 году утвержден именно в океанских рудах). Минерал встречается в сростках гомогенных кристаллов, но чаще отмечаются структуры его распада с решетками лейст более медистых фаз. Среди лейст обнаружены 2 нестехиометрические фазы, названные фазой X и фазой Y. По составу (рис.) они лежат в интервале между халькопиритом и изокубанитом.

Фаза X определена как обедненный медью халькопирит $\text{Cu}_{1-n}\text{Fe}_{1+n}\text{S}_2$, где $n \approx 0,1$, фаза Y $\text{Cu}_2\text{Fe}_3\text{S}_5$ - как обогащенный медью изокубанит.

Из других минералов-эфемеров показательное присутствие высокотемпературного тетрагонального халькозина.

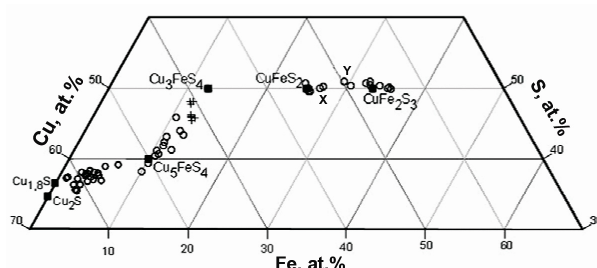


Рис. Фазы X и Y на диаграмме CuFeS (поле Рейнбоу)

Среди остальных типоморфных минералого-геохимических особенностей следует отметить наличие противоречивых возрастных соотношений минералов, находящихся в непосредственной близости. Прекрасные примеры - минеральные псевдоморфозы по остаткам морских организмов в гидротермальных постройках ВТП: разные сульфиды одновременно избирательно замещают разные ткани этих реликтов [9].

Типоморфными признаками подводных колчеданов служат также высокие количества примесей в главных рудных минералах, иногда на порядок превышающие установленные при равновесии в соответствующих системах экспериментально. В то же время в некоторых случаях (например, в поле Ашадзе) появляются зависимости между количеством примесей в минералах и составом вмещающих руд, что говорит о нарождающейся тенденции к равновесию в процессе формирования руд [4].

Наряду с типоморфными признаками, отличающими в целом подводные колчеданы от континентальных, выявлены типоморфные минералого-геохимические особенности объектов, различающихся некоторыми геологическими и/или генетическими факторами. Важную роль, например, играют подстилающие породы, отчетливое влияние которых сказывается на ассоциациях второстепенных и аксессуарных минералов. Так, более разнообразная ассоциация второстепенных минералов за счет появления минералов с более кислотными свойствами типоморфна для построек с кислыми разно-

стями пород в субстрате. Акцессорная Co-Ni- минерализация в сульфидных трубах типична в случае ультрамафитовых субстратов (см. таблицу). Полученные данные согласуются с точкой зрения, согласно которой источником, по крайней мере, части металлов являются подстилающие породы, из которых они выносятся горячими растворами.

Другой важный фактор – зрелость сульфидных построек, которая обуславливается возрастом, интенсивностью и длительностью гидротермальной активности. По мере эволюционного развития процесса формирования подводных руд и их проработки поступающими флюидами, с одной стороны, и агрессивной морской водой – с другой, эфемерные минералы постепенно разлагаются, исчезают и океанские постройки по минералогическим признакам начинают приближаться к колчеданным залежам, известным на суше. Таким образом, для молодых активных курильщиков поля Рейнбоу типоморфны гомогенные изокубанит и фаза Y, которые отсутствуют в остальных постройках.

В случае катастрофических событий в процессе образования сульфидных тел (поле Краснов) преобразования эфемерных соединений происходят более глубоко и динамично. Появление нового этапа рудообразования, отражается в обычных структурно-текстурных отношениях [3].

В заключение следует специально остановиться на проблеме, связанной с критериями выделения единой последовательности образования минералов. Эта проблема имеет большое значение для фундаментальной науки, поскольку именно такие данные учитываются при суждении о парагенетических ассоциациях и стадийности формирования месторождений. Как показывают наблюдения над океанскими рудами, здесь традиционные подходы малоприменимы. На это уже неоднократно обращала внимание в начале 90-х годов в своих работах А.Ю. Леин, которая подчеркивала, что гидротермальный процесс на дне океана приводит к близко одновременному или даже синхронному образованию различных по составу и пространственно разобщенных минеральных ассоциаций.

В связи с этим можно вспомнить, что еще в середине прошлого века Д.П. Григорьев предложил понятие «фация минералов», под которой понимал выделения одного и того же минерала, образующиеся одновременно, но получившие разный вид вследствие их роста в несколько разных условиях. В конце века в работах С.А. Руденко указывалось, что разные условия могут определяться как внешними факторами (изменением состава расплава, флюида), так и изменением состава замещаемого субстрата при метасоматозе.

Таким образом, проведенное исследование позволяет сделать важный вывод, что в океанских колчеданных рудах выделение единой последовательности образования минералов и стадий рудообразования вряд ли правомочно. Очевидно, в данном случае уместно пользоваться понятием «фации минералов» и их ассоциаций. Представляется также более продуктивным осмысливать подобные явления с позиций микрофациальной изменчи-

ности среды минералообразования, а также самоорганизующихся систем при автоколебательном характере процесса в рамках представлений син-энергетики.

1. Бородаев Ю.С., Мозгова Н., Габлина И.Ф. и др. Зональные трубки черных курильщиков из гидротермального поля Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет, 36°14' с.ш.) // Вестн. МГУ. Геология. Сер. IV. № 3. 2004. С. 35-48.
2. Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Габлина И.Ф. и др. Минеральные ассоциации как показатели степени зрелости океанских гидротермальных сульфидных построек // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 4. С. 339-367.
3. Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Габлина И.Ф. и др. Особенности преобразований минеральных парагенезисов в медных сульфидных рудах гидротермального поля Краснов (16°38' с.ш. Срединно-Атлантического хребта) // Новые данные о минералах. М., 2007. Вып. 42. С. 62-76.
4. Mozgova N.N., Borodaev Yu.S., Cherkashev G.A. et al. Mineralogy of massive sulfides from the Ashadze hydrothermal field, 13°N, Mid-Atlantic Ridge // Can.Mineral. 2008. V. 46. P. 545-567.
5. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М. Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006.
6. Naumon R.M. Growth history of hydrothermal black smoker chimneys // Nature. 1983. V. 301. P. 695-698.
7. Graham U.M., Bluth G.J., Ohmoto H. Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific Rise. 11°N and 13°N latitudes. Part 1. Mineralogy and paragenesis // Can. Mineral. 1988. V. 26. Pt. 3. P. 487-504.
8. Чухров Ф.В. Минералы-эфемеры // Природа. 1973. № 9. С. 64-69.
9. Авдонин В.В., Голева Р.В., Дубинчук В.Т. и др. Сульфиды Восточно-Тихоокеанского поднятия. М.: ВИМС, 1993.

Typomorphic features of modern oceanic massive sulfides are established in comparison with ancient continental deposits of similar genesis. Typomorphic mineralogical features of the investigated objects, depending on a substratum and a maturity of ores, are revealed. The obtained data add to our knowledge on mineral substance at the first steps of its origin.

Н.А. Озерова¹, С.И. Андреев²

(¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: o-zero-v@mail.ru, ²ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: andreev@vniio.ru)

Ртуть в гидротермальных образованиях Океана

N.A. Ozerova¹, S.I. Andreev²

(¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, ²VNIIOkeangeologiya, St.-Petersburg)

Mercury in new hydrothermal formations of the Ocean

Настоящая работа является обобщающей и кратко освещает результаты исследований, проведенных в последние годы.

Среди природных объектов в Океане изучены гидротермальные новообразования в срединно-океанических хребтах (СОХ): Срединно-Атлантическом хребте (САХ) и Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП) и в Западно-Тихоокеанской транзитали (ЗТТ); последняя изучена наиболее детально. Установлена заметная дисперсия содержаний ртути в сульфидных новообразованиях СОХ: $5 \cdot 10^{-6}$ – $1,2 \cdot 10^{-3}$ % в САХ (Брокен Спур, Таг, Снейк Пит, Рэйнбоу, Логачев-1 и Логачев-2) и $1,2 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-3}$ % в ВТП (6°, 9°, 13° с.ш. и 22° ю.ш., Хуан де Фука). Заметно более повышенные концентрации ртути выявлены в Западно-Тихоокеанской транзитали: в тыловодужных структурах рифтовых зон и островных дугах. В тыловодужных структурах (Вудларк, Манус, Лау, подводный вулкан Пийпа) содержание ртути в сульфидных рудах – $4 \cdot 10^{-6}$ – $3,5 \cdot 10^{-2}$ %, а в мономинеральных пробах пирита и сфалерита – до 1 %. Причем наиболее высокие концентрации в рудах характерны для постройки Вудларк. Эти концентрации близки бортовым и средним содержаниям на некоторых ртутных месторождениях, а из руд подобного состава на континенте производится попутное извлечение ртути (медноцинковые месторождения Виханти и Пихасалме в Финляндии). В металлоносных осадках (Таг, Логачев-1) содержание ртути ниже, чем в сульфидных постройках: среднее $1,5 \cdot 10^{-5}$ %, но в целом они также повышены против кларка ($4,5 \cdot 10^{-6}$ %). Наиболее высокая ртутоносность выявлена в островных дугах Курильской гряды и на продолжении ее вулканического пояса на восточной Камчатке – по опробованию газов и конденсатов фумарольных и гидротермальных флюидов и продуктов их отложения, наличию в них редких выделений собственно ртутных минералов, а также по исследованию молодых рудных месторождений и проявлений. Установлена ртутно-колчеданная залежь на острове Кунашир (вулкан Менделеева), которая продолжает формироваться ртутьсодержащими парогазовыми струями в настоящее время.

Форма связи ртути в донных сульфидных новообразованиях преимущественно изоморфная. Об этом, в частности, свидетельствуют корреляцион-

ные связи ртути с халькофильными металлами: Вудларк – Hg-Zn, Hg-Cu, Hg-Ag; Манус – Hg-Pb, Hg-Ag; подводный вулкан Пийпа – Hg-Cu, Hg-Pb, Hg-Au. Это хорошо согласуется с наличием микровыделений сульфидов соответствующих металлов в рудоносных новообразованиях – сфалерите, вюртците, халькопирите, фрайбергите, сульфосолях серебра и др., для которых обосновано изоморфное вхождение ртути. Кроме того, чрезвычайно редко здесь отмечаются единичные находки собственно ртутных минералов – лаффеттит и самородная ртуть. В ряде случаев преобладающее значение имеет сорбированная форма, например, в рудной постройке Лау, где заметные количества ртути связаны с гидроокислами железа, опала и нонтронита (низкотемпературные термоформы, выделенные в экспериментах при постепенном нагревании проб до 600°C и непрерывной регистрации максимумов ртути). В этом случае затушевываются корреляционные связи ртути с рудными элементами.

Донные образования в ЗТТ имеют заметно более высокий уровень содержания ртути, чем в САХ, что хорошо согласуется с глубиной заложения разломов. Разломы, оконтуривающие с запада Тихий океан (ЗТТ), имеют значительно большую глубину заложения, чем САХ.

При сопоставлении содержания ртути в сульфидных постройках СОХ – САХ и ВТП следует отметить, что, несмотря на близкие пределы содержания, число проб с повышенными содержаниями в $n \cdot 10^{-4}$ % существенно выше в ВТП. Эти данные хорошо согласуются со скоростями спрединга: в ВТП она заметно больше, чем в САХ. Можно предположить, что в этом случае осуществляется более энергичное поступление ртутьсодержащих флюидов из глубин Земли. Но такое заключение требует дополнительного подтверждения фактическим материалом.

Исследование пород, вмещающих сульфидные постройки – донных осадков и вулканических пород различного состава, изученных на примере САХ, показало значительную дисперсию содержания в них ртути. Это установлено как на дне океана, так и на острове Исландия и Азорских островах, принадлежащих этой структуре. Выделяется два семейства проб: с фоновыми содержаниями ртути – кларковыми и закларковыми и с повышенными ее концентрациями (до $2 \cdot 10^{-4}$ %). Ситуация аналогична тому, что установлено нами в подвижных поясах на континенте, где доказано, что повышенные содержания ртути обусловлены вторичными, газо-гидротермальными процессами по зонам глубинных разломов. Следует особо указать, что серпентинизированные ультраосновные породы, которые рассматриваются некоторыми исследователями как источник металлов при рециклинге (поскольку они являются отторженцами верхней мантии), не являются таковыми для ртути. Фоновые содержания ртути в них низкие (подобно тому, как это наблюдалось нами на континенте – Урал, кимберлитовые трубки Якутии), и в этом плане эти породы не отличаются от других типов магматических пород и не могут рассматриваться как источник ртути. Об этом также

свидетельствует следующий факт: не установлено заметного обогащения ртутью сульфидных руд из гидротермальных полей, где подложкой являются ультраосновные породы (Рэйнбоу, Логачев-1, Логачев-2).

Минералого-геохимические данные по Западно-Тихоокеанской транзитали позволяют полагать, что ртутоносность объектов обязана процессам ртутной дегазации: это проявления самородной ртути в океанических и континентальных условиях, повышенные содержания ртути в сольфатарной сере и включения в ней киновари на вулканах Курильских островов и восточной Камчатки, заметная концентрация ртути во флюиде (судя по конденсатам пара и газовой составляющей на вулканах Мутновский, Менделеева, Кудрявый, Узон), проявления эманационных ртутно-углеводородных месторождений в Сиамском бассейне и т.д. В плане обсуждения глубинности процесса ртутной дегазации важно подчеркнуть корреляцию ртути с "мантийным" гелием по зонам разломов мантийного заложения (данные по гелию заимствованы из работ Clark et al., 1969, Поляка, 1988, Prasolov et al., 2002, Ikorsky et al., 2002). Особо следует подчеркнуть то обстоятельство, что "мантийный" гелий обнаружен во флюидных включениях в сульфидах гидротермальных полей Логачев и Рэйнбоу (Бортников и др., 2001), где по нашим данным установлены повышенные содержания ртути. Кроме того, в вулканических эксгаляциях Исландии, которые обогащены ртутью, обнаружен избыток ^{40}Ar , что, как полагают авторы исследования – Б.Г. Поляк, В.И. Виноградов, В.И. Кононов и др. (1977), является специфической чертой мантийных газов.

Проявления современных процессов ртутной дегазации установлены нами в результате непрерывных (днем и ночью) измерений содержаний ртути в надводной атмосфере с движущегося судна в прибрежной с Камчаткой акватории Тихого океана (ЗТТ). Выявлена серия газортутных аномалий, которые, судя по данным МОВ, приурочены к зонам тектонических нарушений. Разломы в пределах Камчатки СЗ простирания хорошо трассируются на ЮВ на ртутные аномалии в океане. Совокупное рассмотрение ртутоносности таких структур океан-континент свидетельствует о ртутной дегазации в их пределах.

Такая сопряженность ртутьсодержащих объектов по единым зонам глубинных разломов океан-континент рассмотрена нами в глобальном масштабе: Африкано-Аравийский линеамент (рифтовая зона Красного моря) и его северные ответвления – Красноморско-Вардарская зона и Транскавказское поднятие, Восточно-Тихоокеанское поднятие – разлом Сан-Андреас – срединно-океанические хребты на севере и др. (Озерова, Пиковский, Бутузова, Карамата, 2007).

Глубинные рудогенерирующие структуры, поставляющие ртутьсодержащие флюиды, продемонстрированы на примере Западно-Тихоокеанской транзитали. В своем развитии транзиталь захватывает не только коровые, но и мантийные горизонты до глубин 900–1450 км. Сейсмотомографические

схемы иллюстрируют горизонтальную неоднородность мантии, когда в ее составе наблюдаются мелкие хаотично разобщенные компетентные блоки (тела), разделенные участками с существенным падением скоростей S-волн. Корни этих блоков протягиваются от коры к низам мантии. Это позволяет предполагать наличие исходного энергетического первоисточника рудных процессов в ЗТТ на самом глубинном уровне, возможно, вплоть до ядра.

Современная морфоструктура Западно-Тихоокеанской транзитали иллюстрирует высокую дискретность ее строения, что выражается в мозаичном расположении тектонических элементов с хорошо выраженными признаками структур как океанического, так и континентального ряда. Геометрия их размещения обусловлена неоднородностью верхней мантии и доокеанической коры и тесно связана с двумя планетарными гидротермально-активными мегазонами в пределах транзитали: Курило-Яванской (ЮЗ простирания), контролирующей Курильское и Марианское звенья островных дуг, и Тонго-Новогвинейской (ЮВ простирания), расположенной дискордантно к первой [Андреев, 1999]. Обе мегазоны четко фиксируются системами линейно ориентированных аномалий теплового потока, отличаются многочисленными гидротермальными центрами, вулканами, скоплениями сульфидных руд Zn, Cu, Pb, Au, Ag с повышенными содержаниями ртути. Эти мегазоны могут рассматриваться как главные рудогенерирующие и рудораспределяющие тектонические структуры, отвечающие за поступление мантийных компонентов, включая ртуть, в ходе современных гидротермальных процессов в задуговых и междуговых рифтах, где чаще всего концентрируются глубокоководные полиметаллические сульфиды. Эти мегазоны свидетельствуют также, что Западно-Тихоокеанская транзиталь и подобные ей могли закладываться много ниже уровня астеносферы и, по-видимому, наследуют структурный план, сформировавшийся в эпоху, предшествующую современному постсреднеюрскому океанообразованию.

Здесь следует вспомнить также сейсмотомографические исследования, предпринятые V. Yu. Kolobov, I. Yu. Kulakov, Yu. V. Tikunov (2001), в районе котловины Северо-Фиджийского моря (ЗТТ), где известны сульфидные новообразования. Они установили, что сходящиеся в тройной точке рифты в котловине имеют под собой мощный глубинный энергетический поток, поднимающийся из мантии с глубин 600–650 км. В троге Лау энергетический поток имеет корни также на значительных глубинах, но меньших, чем в районе Северо-Фиджийского моря, – 400–500 км. К сожалению, материалы, полученные авторами по району Вудларк, где были установлены самые высокие содержания ртути в сульфидных постройках, не позволили интерпретировать их с достаточной корректностью.

Ранее, ртутная дегазация была установлена как следствие изучения ртутоносности природных объектов на континенте (Озерова, 1986); при этом было показано, что глубинные магматические породы на континенте, включая различные типы кимберлитов и заключенных в них ксенолитов – от-

торженцев верхней мантии, обеднены ртутью, т. е. верхние горизонты мантии дегазированы, обеднены в отношении ртути. Теперь по результатам исследований в океане ртутную дегазацию следует рассматривать как глобальный процесс, обеспечивающий ртутью различные природные образования на континенте и в океане, а также ртутные аномалии в подвижных поясах Земли. Уровни генерации ртутьсодержащих флюидов, обеспечивающих ртутную дегазацию Земли, – мантийные. По результатам анализа глубинных структур Западно-Тихоокеанской транзитали они достигали многих сотен километров. Именно там можно ожидать те весьма повышенные концентрации ртути, которые установлены в каменных метеоритах (Reed, 1971; Ozerova et al., 1973).

Анализ данных по ртутоносности сульфидных новообразований в океане приводит к выводу об отсутствии заметных проявлений собственно ртутной минерализации. Известны буквально единичные находки микровыделений ртутных минералов (Мозгова и др., 1993; Stoffers, 1999; Торохов, 2002). Конечно, необходимо учитывать ограниченность наших знаний по океану; тем не менее, уже по существующим данным можно высказать некоторые суждения. Геохимическая обстановка сульфидного рудообразования в океане по некоторым параметрам близка той, которая существовала во время колчеданного рудообразования на Урале, где в ртутьсодержащих колчеданных рудах также известны лишь редкие микровыделения ртутных минералов – киновари и колорадоита. Для Уральской колчеданной провинции мы объясняли это обстоятельство, во-первых, развитием обильного базальтоидного магматизма, что приводило к рассеиванию ртути, поступающей с флюидами из глубин Земли, с базальтами и их производными и, во-вторых, соосаждением ртути с сульфидами других металлов в антрактах между излияниями лав. Мы полагаем, что эти же причины обусловили отсутствие заметной ртутной минерализации в океане.

Полученные данные полезны как в теоретическом плане – для понимания процессов генезиса сульфидного рудообразования в океане и для создания глобальной металлогении ртути, так и в прикладном отношении – для разработки соответствующих технологий и природоохранных мер от ртутного заражения, весьма актуальных теперь, когда сульфидсодержащие руды начинают разрабатываться на дне океана и активно вовлекаться в металлургический передел.

Presented is our summarized data on mercury bearing capacity of oceanic hydrothermal new formations within MOR: MAR, EPR and Wes Pacific Transital, the latter being of special emphasis. Certain arguments on their genesis are suggested.

Т.В. Погодаева, Т.И. Земская, И.Н. Доля, О.М. Хлыстов
(Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, tatyana@lin.irk.ru)

**Узколокализованные каналы в донных отложениях –
субаквальная разгрузка на дне Байкала глубинных вод**

T.V. Pogodaeva, T.I. Zemskaya, I.N. Dolya, O.M. Khlystov
(Limnological Institute SB RAS, Irkutsk)

**Narrow-localized canals in bottom sediments – underwater
discharge of deep waters at Lake Baikal bottom**

Озеро Байкал – одно из крупнейших и глубочайшее пресноводное озеро в мире, расположено в центре тектонически-активной рифтовой зоны [1]. Интенсивная сейсмичность, наличие гидротерм по берегам озера, повышенное содержание глубинных компонент (He, Rn) в термальных водах свидетельствуют о геологической активности Байкальского рифта в настоящее время [2]. В число уникальных характеристик озера Байкал входят природные выходы нефти и газа в шельфовой зоне озера [3], а также открытие все новых и новых районов присутствия в донных отложениях газовых гидратов. Исследования осадков и поровых вод в районах разгрузки углеводородов показали, что здесь могут разгружаться и глубинные воды.

В районах естественного высачивания нефти (м. Горевой Утес, м. Толстый) донные осадки представлены тонкими алевритопелитовыми биогенно-терригенными илами, имеют небольшой окисленный слой (0,5–1 см). В районе газового сипа на Посольской банке донные отложения более плотные, представлены тонкими плотными алевритопелитовыми биогенно-терригенными илами, серого, почти оливково-черного цвета, имеют окисленный слой 5–6 см. В центре газового факела осадки восстановлены с поверхности. Осадки не перемешаны.

Поровые воды осадков в целом характеризуются как маломинерализованные гидрокарбонатно-кальциевые; по химическому составу и изменению с глубиной соответствуют поровым водам глубоководных районов со спокойным осадконакоплением. Однако здесь впервые в кернах обнаружены узкие (диаметром 1 см) каналы, заполненные более жидким (до 85 % влажности) осадком, нефтью (в районах высачивания нефти), песком, галькой. Поровая вода в каналах отличалась по составу от поровой воды осадка (табл. 1).

Так на станции 8 в районе нефтепроявления м. Горевой Утес в керне с гидрокарбонатно-кальциевой поровой водой в канале содержалась сульфатно-кальциевая вода. Кроме повышенных, с нарушением соотношений, концентраций Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , и Mg^{2+} , здесь обнаружены ионы Cl^- и Br^- , а также более чем на порядок повышено содержание редких и редкоземельных элементов (La, Ge, Rb, Y, Ce, Zr, Sm, Nd, Eu).

Таблица 1. Химический состав поровой воды, находящейся в канале, и поровой воды вмещающего осадка на том же горизонте

Станции		Горизонт, см	Концентрация, мг/л									
			HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Br ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	
Р-ны нефтепроявлений	м. Горевой Утес	St 5 (2006)	35	<u>40*</u> 88	<u>0.4</u> 0,7	н/об	н/об	н/об	<u>2.1</u> 3,8	<u>0.8</u> 1,5	<u>9.1</u> 19	<u>1.8</u> 3,7
		St 6 (2006)	160	<u>78</u> 180	<u>0.6</u> 1,1	н/об	<u>0.7</u> 1,5	н/об	<u>2.4</u> 4,6	<u>1.1</u> 2,1	<u>18</u> 37	<u>2.1</u> 3,9
		St 7 (2006)	80	<u>35</u> 86	<u>10</u> 0,5	н/об	<u>н/об</u> 1,1	<u>5.8</u> н/об	<u>13</u> 3,7	<u>4.1</u> 1,4	<u>7.6</u> 19	<u>1.3</u> 3,5
		St 8 (2006)	190	<u>31</u> 196	<u>9.1</u> 0,8	<u>34</u> н/об	<u>304</u> 0,7	<u>3.0</u> н/об	<u>18</u> 7,7	<u>9.4</u> 3,6	<u>96</u> 41	<u>21</u> 5,5
		St 9 (2006)	50	<u>19</u> 74	<u>0.9</u> 1,0	н/об	<u>7</u> 0,3	н/об	<u>6.7</u> 3,3	<u>1.5</u> 1,1	<u>3.1</u> 17	<u>1.1</u> 3,1
	м. Толстый	St 8 (2003)	15	<u>30</u> 77	<u>1.1</u> 0,7	<u>0.9</u> н/об	<u>161</u> 3,7	н/об	<u>8.4</u> 4,2	<u>7.6</u> 2,1	<u>42</u> 15	<u>11</u> 3,6
		St 7 (2004)	<u>0-100</u>	н/об	н/об	н/об	<u>1400</u>	н/об	<u>10</u>	<u>7.7</u>	<u>372</u>	<u>84</u>
		St 24 (2006)	20	<u>17</u> 103	<u>0.5</u> 0,1	<u>0.7</u> н/об	<u>1.3</u> 1,5	н/об	<u>5.1</u> 3,4	<u>0.8</u> 1,7	<u>1.7</u> 24	<u>0.6</u> 3,8
		St 23 (2007)	40	<u>20</u> 79	<u>0.2</u> 0,6	<u>1.1</u> н/об	<u>0.6</u> 2,8	н/об	<u>1.4</u> 3,6	<u>0.3</u> 1,8	<u>4.0</u> 18	<u>1.1</u> 3,4

*в числителе – данные для поровой воды, находящейся в канале, в знаменателе – для поровой воды вмещающего осадка на том же горизонте

В некоторых каналах обнаружены очень пресные гидрокарбонатно-кальциевые, гидрокарбонатно-натриевые и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые воды.

В районе мелководного газового сипа на станции Бабушкин осадок был представлен темным крупным песком. Поровые воды осадка были очень пресные гидрокарбонатно-натриевые.

Анализ полученных данных (табл. 1) свидетельствует, что в этих районах на дне Байкала, как совместно с углеводородами, так и отдельно, разгружается вода, причем состав ее разнообразен: от высокоминерализованных сульфатно-кальциевых вод до ультрапресных гидрокарбонатно-кальциевых вод, а также вод, обогащенных ионами Na⁺, Cl⁻ и Br⁻.

Нами также на всех станциях исследован химический состав придонной воды, отобранной с помощью грунтовых трубок. Во всех 157 случаях (даже при содержании $750 \text{ мг/л SO}_4^{2-}$ в первом поверхностном сантиметре осадка) химический состав придонной воды полностью соответствовал составу водной толщи.

Таким образом, проведенные исследования осадков районов разгрузки углеводов свидетельствуют, что на дне Байкала происходит разгрузка глубинных вод, как минерализованных, так и пресных. Обнаружение в осадках узлокаленированных каналов и стабильность химического состава придонной воды указывают на ее импульсно-точечный характер. Очаги разгрузки приурочены к зонам активных разломов, и, вероятно, тектоническая активность является движущей силой процессов.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта СО РАН №27 и проекта 17.9 по программе Президиума РАН.

1. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 249 с.
2. Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 166 с.
3. Хлыстов О.М., Горшков А.Г., Егоров А.В., Земская Т.И., Гранин Н.Г., Калмычков Г.В., Воробьева С.С., Павлова О.Н., Якуп М.А., Макаров М.М., Москвин В.И., академик Грачев М.А. Нефть в озере мирового наследия // ДАН. 2007а. Т. 414. – № 5. С. 656-659.

Narrow-localized canals, through which deep waters of different composition of ions and mineralization are discharged, have been revealed in bottom sediments in areas of natural oil and gas seeps.

С.М. Судариков¹, М.В. Кривицкая², С.С. Филатова²

(¹ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: sergei_sudarikov@mail.ru;

²СПбГГИ(ТУ))

**Геохимия флюидов и плюмов гидротермальных полей САХ
(11-15° с.ш.)**

S.M. Sudarikov¹, M.V. Krivitskaya², S.S. Filatova²

(¹VNIIOkeangeologiya, St. Petersburg; ²SPbGGI(TU))

**Geochemistry of fluids and plumes of MAR hydrothermal fields
(11-15°)**

В результате русских и международных экспедиций в тропической зоне Атлантики на глубоководных гидротермальных полях Срединно-Атлантического хребта (САХ) установлены неустойчивый характер гидротермальной разгрузки, наличие фазовой дифференциации высокотемпературных растворов с высоким содержанием газов, низкими значениями pH и меняющейся по площади гидротермальных полей и во времени минерализацией. Результаты лабораторных исследований проб флюидов и плюмов отобранных с борта глубоководного обитаемого аппарата *ALVIN* и с помощью *ROV Victor 6000* подтверждают эти наблюдения. Так, первые результаты хроматографического определения состава газов на борту судна говорят о высокой концентрации H_2 и CH_4 во флюидах.

На поле Ашадзе-1 при опробовании флюида в реальном времени наблюдались «гидротермальные взрывы» с выбросом газов и взвешенного вещества. Температура растворов на этом поле достигала 353°C, pH от 3,5 и минерализация от 0,8 до 1,3 от солёности морской воды. Наблюдавшееся в виде пузырей выделение свободных газов при разгрузке растворов свидетельствует о наличии в недрах системы фазовой дифференциации. Явления, наблюдавшиеся на поле Ашадзе-1, демонстрируют возможный механизм формирования «кратеров разгрузки», впервые открытых на поле Логачёв. Причиной появления этих структур могла быть интенсификация фазовой дифференциации растворов в подповерхностных условиях. Оба поля приурочены к основным и ультраосновным серпентинизированным породам. В процессе серпентинизации, согласно нескольким альтернативным схемам, могут формироваться значительные количества H_2 и CH_4 . Повышенные концентрации CH_4 делают возможным формирование в благоприятных условиях газогидратов из гидротермальных растворов, формирующихся в условиях серпентинизации ультрамафитов.

На гидротермальном поле Логачёв-1 фазовая дифференциация проявляется прежде всего в характере разгрузки рудообразующих растворов. Наряду с лёгкими, газонасыщенными турбулентными вертикально восходящими потоками, (источники Ирина-2, Барадюр), наблюдалась разгрузка растворов, близких по плотности к придонной морской воде. Об этом свидетель-

стывает суб-параллельное морскому дну распространение дыма после истечения из жерла источника, характерное для кратеров разгрузки Ирина-1, Анна-Луиза, Квест. Наконец, растворы повышенной плотности ярко проявились на источнике Шандельер, открытом в данном рейсе. Здесь раствор, покидая устье сульфидной трубы, устремляется вертикально вниз и расплывается по дну. В пределах считавшегося до сих пор реликтовым гидротермального поля Логачёв-2 прямыми наблюдениями установлена современная гидротермальная деятельность с мощным выделением газов в виде парогазовых струй.

Сходные гидрофизические характеристики водной толщи наблюдались в 32 рейсе НИС «Профессор Логачев» 2009 г. (ПМГРЭ совместно с ВНИИОкеанология). В пределах рифтовой долины над неовулканическим поднятием ($11^{\circ} 24' - 11^{\circ} 27'$ с.ш.) зафиксированы признаки современной гидротермальной активности по таким параметрам, как мутность, температура, солёность и плотность. Гидротермальный плюм, был прослежен на расстояние порядка 1000 м (Е.В. Наркевский, устное сообщение).

During several cruises hydrophysical and hydrogeochemical investigations on MAR sites at $11-15^{\circ}\text{N}$ were carried out. Some new geochemical features of hydrothermal fluids and plumes were observed. A study of geochemical interrelations in the system *hydrothermal fluid-buoyant plume-lateral plumes* in conjunction with hydrophysical and geological data was carried out.

С.М. Судариков¹, С.С. Филатова²

¹ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: sergei_sudarikov@mail.ru,

²Санкт-Петербургский государственный горный институт им. Г.В. Плеханова (технический университет), Санкт-Петербург, e-mail: f-ss@mail.ru)

Гидрогеологическая модель формирования субмаринных газовых гидратов в условиях современной гидротермальной деятельности

S.M. Sydarikov¹, S.S. Filatova²

¹VNIIOkeangeologiya, St. Petersburg, e-mail: sergei_sudarikov@mail.ru,

²St. Petersburg State Mining Institute, St. Petersburg, e-mail: f-ss@mail.ru)

Hydrogeological model of gas hydrates generating under hydrothermal activity conditions

В результате гидротермальной деятельности в рифтовых зонах могут образовываться отложения углеводородов (УВ) в форме газогидратов. Вулканические процессы в этих районах сопровождаются образованием мощных гидротермальных систем с разнонаправленным движением флюидов, осуществляющих мобилизацию, перенос и отложение многих химических элементов.

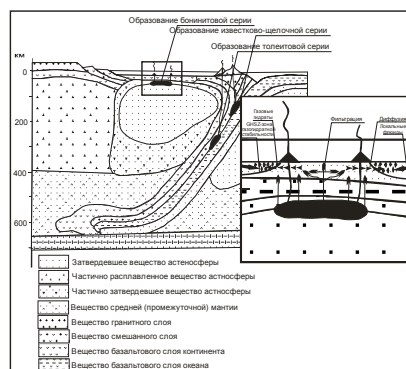


Рис. 1. Гидрогеологическая модель, иллюстрирующая процесс образования газовых гидратов в зоне задугового спрединга

Известно, что газогидраты образуются при сочетании высоких давлений (100–300 бар) с относительно низкими температурами (10–20°C) в условиях, когда концентрация газа превышает концентрацию необходимую для насыщения поровых вод. Аналогичные термобарические условия характерны и для большинства современных гидротермальных проявлений.

Следовательно, для возможного формирования скоплений УВ особый интерес представляют долгоживущие глубинные разломы, пересекающие достаточно древнюю океаническую кору, и центры спрединга, перекрытые осадочным чехлом.

Модель формирования газогидратов можно рассмотреть на примере о. Сахалин, где мы наблюдаем такие условия (рис. 1).

Просачиваясь вдоль разломов, гидротермальные растворы поступают в осадочную толщу, взаимодействуют с органическим веществом и формируют скопления УВ.

Таким образом, благоприятные для формирования скоплений газогидратов условия – это: высокое содержание органического вещества в осадочном чехле, значительная мощность осадочного чехла, генерация в отложениях осадочного чехла углеводородного газа, наличие восходящего газосодержащего флюидопотока, который обеспечивает транспортировку вещества в зону газогидратонакопления.

Possible influence of rising thermal fluids on gas hydrate accumulation was analyzed in this paper. Hydrate formation's hydrogeological model linked with hydrothermal process is given here (illustrated by island Sahalin, Far East).

**И.Н. Сульдин¹, В.Н. Иванов², В.А. Дёмин¹, В.И. Зарембо¹,
А.И. Каменев³**

(¹Санкт-Петербургский государственный технологический институт (технический университет), Санкт-Петербург, e-mail: nidlus@yandex.ru, ²Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург – Ломоносов, e-mail: ocean-party@peterlink.ru, ³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: kamenev@analyt.chem.msu.ru)

**Опыт применения метода инверсионной анодной
вольтамперометрии при поисках глубоководных
полиметаллических сульфидов**

**I.N. Suldin¹, V.N. Ivanov², V.A. Demin¹, V.I. Zarembo¹,
A.I. Kamenev³**

(¹Saint-Petersburg State Institute of Technology (Technical University), St. Petersburg, ²Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg – Lomonosov, ³Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**The experience of application stripping anodic voltammetry
for survey of abyssal polymetallic sulfides**

Одной из составляющих работ по поиску гидротерм и руд на дне океанов и морей является элементный анализ проб глубинной океанской воды. Установлено, что повышенные концентрации растворённых металлов в придонном слое морской воды могут служить химическими индикаторами гидротермальной активности дна океана. Наиболее информативным показателем гидротермальной деятельности дна океана является концентрация ионов марганца, в меньшей степени – концентрации других металлов (железа, цинка, меди и др.). Традиционно анализ проб придонной океанской воды проводился на борту научно-исследовательского судна (НИС) с использованием дорогостоящего метода атомной абсорбции, требующего трудоёмкую и длительную пробоподготовку, вносящую дополнительную погрешность в результаты измерений.

Целью данной работы является разработка методики экспресс-анализа морской воды, исключающей специальную пробоподготовку, и анализ морской воды непосредственно на борту НИС, ускоряя процесс получения информации о концентрациях растворённых форм металлов.

Для решения поставленной задачи предложен современный метод следового анализа водных объектов – инверсионная вольтамперометрия (ИВ). Метод ИВ основан на электрохимическом осаждении металлов из раствора на поверхности индикаторного электрода на приборах ХАН-2 или ВА-03 при постоянном потенциале и последующем анодном растворении их при заданной скорости изменения потенциала. Регистрируемые пики тока растворения пропорциональны концентрациям металлов в растворе. Аналитический сигнал в инверсионной вольтамперометрии – ток растворения продук-

проведения поисковых работ впервые на НИС «Профессор Логачёв» была укомплектована и введена в эксплуатацию полевая экспедиционная вольтамперометрическая экспресс-лаборатория.

В процессе проведения поисковых геологоразведочных работ был проведён анализ методом ИВ свыше 250 проб. Измерения концентраций выявили несколько аномальных точек, по которым были открыты очаги гидротермальной активности. В выборочных пробах аналитически определяли погрешность измерений. По результатам определений были рассчитаны средние относительные погрешности, которые составили для разных металлов от 19 до 23 %.

Анализ проб, отобранных на открытом ранее активном гидротермальном поле «Ашадзе-1» [1] с заведомо известным местоположением очага гидротермальной деятельности подтвердил надёжность использования разработанной методики вольтамперометрического экспресс-анализа океанской воды на содержание тяжёлых металлов в качестве химического индикатора гидротермальной деятельности. Концентрации растворённой формы марганца в теле гидротермального плюма (горизонт 3850–3950 м) варьировались от 0,636 до 1,138 мкг/л. Полученные результаты хорошо соотносятся с ранее полученными данными по растворённым формам марганца, измеренными методом атомной абсорбции на поле «Ашадзе-1».

Результаты измерений, получаемые с помощью метода ИВ, упрощали процесс принятия решений в выборе точек забора проб воды и грунта (станций) и выборе маршрута следования НИС при проведении подводных геологоразведочных работ.

Впервые был решён вопрос планомерного применения метода инверсионной вольтамперометрии в деле поиска гидротерм и руд на дне Мирового океана. Дальнейшим этапом работы в данном направлении будет разработка и внедрение ИВ-методик определения в океанской воде других металлов, в первую очередь железа.

Рейс 32 НИС «Профессор Логачёв» был организован ПМГРЭ, и финансировался Федеральным агентством по недропользованию Министерства природных ресурсов и экологии РФ.

1. Бельтнев В.Е., Нещеретов А.В. и др. Новое гидротермальное рудное поле в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта. // Докл. РАН. 2004. Т. 397. №1. С. 1–5.

In this work describes the new express-method of determination of trace metals in sea water by anodic stripping voltammetry for survey of abyssal polymetallic sulfides.

**В.В. Шилов¹, В.Ф. Марков¹, М.Л. Самоваров¹,
В.Е. Бельтенёв¹, И.И. Рождественская¹, Л.И. Лазарева¹,
А.Г. Кротов¹, В.Ю. Кузнецов²**

(¹Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ), Ломоносов, e-mail: ocean-party@peterlink.ru, ²Санкт-Петербургский государственный университет, С-Петербург, E-mail: v_kuzya@mail.ru)

**Новое гидротермальное рудное поле на САХ – 20°08' с.ш.
(«Зенит-Виктория»): геологическое строение, сульфидные
руды, металлоносные осадки**

**V.V. Shilov¹, V.F. Markov¹, M.L. Samovarov¹,
V.E. Beltenev¹, I.I. Rozhdestvenskay¹, L.I. Lazareva¹,
A.G. Krotov¹, V.Y. Kuznetsov²**

(¹Polar Marin Geological Geosurvey Expedition (PMGRE),
²St.-Petersburg State University)

**New hydrothermal field on the MAR – 20°08' N
«Zenit-Victoria»: geology, sulfide ores, metalliferous sediments**

Главным достижением 32 рейса НИС «Профессор Логачёв» (2008 г.) является открытие нового гидротермального рудного поля «Зенит-Виктория», расположенного на восточном приподнятом борту рифтовой долины САХ. Координаты центра рудного поля 20°08' с.ш., 45°38' з.д., глубины на которых встречаются сульфидные руды 2370–2600 м. Структурой контролирующей положение гидротермального поля, является глубинный краевой разлом субширотного простирания. Рудовмещающие породы – толеитовые базальты, частично подвергнутые гидротермальным изменениям: окварцеванию, гематитизации и сульфидной минерализации.

Гидротермальное поле включает в себя: рудное тело, вытянутое в меридиональном направлении, рудоносные и рудосодержащие осадки. Размеры рудного тела 878x600 м. В пределах рудного тела обнаружены сульфидные постройки диаметром 30–40 м и высотой до 10 м. На постройках располагается трубный комплекс высотой 1–10 м. Вблизи расположены развалы и обломки сульфидных руд, рудные корки мощностью 0,25 м. Современной гидротермальной активности на поле не обнаружено.

Руды, встреченные на поле Рудоносные ($Fe_{\text{обкв}} \geq 30\%$, где $Fe_{\text{обкв}}$ – содержание элемента в пересчёте на бескарбонатную часть) и рудосодержащие ($10\% \leq Fe_{\text{обкв}} < 30\%$, $[Cu+Zn]_{\text{обкв}} \geq 0,25\%$) осадки располагаются вблизи сульфидных построек, а также к востоку от рудного тела, образуя линзу длиной около 1000 м шириной до 250 м. Осадки представлены бескарбонатными глинистыми илами красно-коричневого, темно-коричневого цвета, которые в отдельных разрезах содержат включения рудных корок. Вскрытая мощ-

ность отложений 100 см. За пределами поля распространены биогенные кокколито-фораминиферовые илы.

«Зенит-Виктория», преимущественно серно-колчеданного и медно-колчеданного типов. Средние содержания в рудах: $Cu_{cp} = 1,00 \%$, $Zn_{cp} = 0,18 \%$. Ресурсы сухой рудной массы гидротермального поля «Зенит-Виктория» оцениваются в 7,9 млн тонн.

Рудное поле «Зенит-Виктория» формировалось в диапазоне 2,0–59,5 тыс. лет. В периоде его формирования можно выделить три этапа: на первом этапе гидротермальной активности сформировались серно-колчеданные (марказит-пиритовые) руды, возраст которых оценивается в $59,5 \pm 7,5$ тыс. лет. На втором этапе – 24,8–29,9 тыс. лет формировались медно-колчеданные (марказит-пирит-халькопиритовые) и серно-колчеданные сливные (марказит-пиритовые) руды. Третий этап – 2,0–14,0 тыс. лет связан с формированием медно-колчеданных (ковеллин-марказит-пиритовых) и массивно-пористых серно-колчеданных (пирит-марказитовых) руд.

New hydrothermal field «Zenit-Victoria» was discovered during the 32nd cruise of scientific research vessel «Professor Logachev». This field is situated in the east flank of the rift valley. Center of the field is located at 20°08' N, 45°38' E. Sulphide ore depth is 2,370–2,600 m. Control structure is a large fault. The fault has sublatitude extension. Ore-bearing rocks are basalts. Main type of ores is pyrite and copper-pyrite. Average concentration is $Cu_{cp} = 1,00 \%$, $Zn_{cp} = 0,18 \%$. Resources of the dry ore mass amount to 7.9 mln. tonns.

**В.В. Шилов¹, В.Ф. Марков¹, М.Л. Самоваров¹,
В.Е. Бельтенёв¹, И.И. Рождественская¹, Л.И. Лазарева¹,
А.Г. Кротов¹, В.Ю. Кузнецов²**

(¹Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ), Ломоносов, e-mail: ocean-party@peterlink.ru, ²Санкт-Петербургский государственный университет, С-Петербург, E-mail: v_kuzya@mail.ru)

**Результаты исследования гидротермального рудного поля
«Пюи де Фолль» (САХ, 20° 30' с.ш., 2008 г.)**

**V.V. Shilov¹, V.F. Markov¹, M.L. Samovarov¹, V.E. Beltenev¹,
I.I. Rozhdestvenskay¹, L.I. Lazareva¹, A.G. Krotov¹,
V.Y. Kuznetsov²**

(¹Polar Marin Geological Geosurvey Expedition (PMGRE),
²St.-Petersburg State University)

**Results of investigation hydrothermal field «Pui de Foll»
(MAR, 20° 30' N)**

В 2008 г. в 32 рейсе НИС «Профессор Логачёв», проводились геологические, геофизические (электроразведка), гидроакустические, гидрофизические исследования в районе вулкана Пюи де Фолль (20° 30' с.ш. САХ). Их целью было изучение сульфидных построек, обнаруженных в 1996 г. французскими исследователями. В результате этих работ представления о гидротермальном рудном объекте «Пюи де Фолль» значительно расширились и изменились.

Гидротермальное рудное поле «Пюи де Фолль» расположено на уплощенной вершинной поверхности одноименного вулкана на глубинах 1940–2000 м. Поле прослеживается в меридиональном направлении на расстоянии 3,5 км и тяготеет к разрывным нарушениям субмеридионального простирания. Координаты центра поля 20° 30,3' с.ш. 45° 38.25' з.д.

Рудовмещающими породами являются базальты, представленные в основном афировыми разновидностями пиллоу лав. Гидротермальные изменения отмечаются в поднятых непосредственно с вершины вулкана базальтах и характеризуются микродисперсным напылением сульфидов по трещинам, редкими агрегатами атакамита бирюзового цвета и маломощными гидротермальными корками гидроокислов Fe и Mn на поверхности.

Осадки встречаются крайне неравномерно на вершинной поверхности вулкана, чаще они отсутствуют. Мощность осадков менее 10 см (максимальная 23 см). Осадки представлены биогенными илами, металлоносными отложениями и дресвой вулканического стекла. Металлоносные отложения – бескарбонатные, глинистые коричневого, красно-коричневого цвета осадки, встречаются в пределах рудных тел.

На рудном поле при помощи TV-наблюдений и геологического опробо-

вания обнаружены: сульфидные постройки диаметром до 80 м, высотой около 10 м, увенчанные трубным комплексом; отдельные сульфидные постройки диаметром около 10 м, высотой до 7–8 м и продукты их разрушения, металлоносные осадки. Все эти объекты условно сгруппированы в 7 рудных тел. Размеры крупных тел 800x350 м. На одном из рудных тел на гидротермальной постройке обнаружена трубка белого курильщика высотой около 0,3 м, вокруг которой расположена колония раковин двустворок. Кроме того, над некоторыми постройками встречаются единичные угри, креветки и крабы.

На рудных телах обнаружены различные морфологические типы гидротермальных образований – массивные сульфидные руды, сульфидные трубы, оксигидроксидные рудные корки, интенсивно опализированные рудные образования. Массивные руды – медно-колчеданные (Cu-Fe) и цинково-колчеданные (Zn-Fe); пористо-массивные чаще представлены серноколчеданным типом (Fe-S) и его опализированными разновидностями. Трубы запечатаны, высотой около 20 см и характеризуются в обобщенном виде следующей сменой ассоциаций от центра трубы к периферии: сульфиды меди → сульфиды меди, цинка, железа → сульфиды железа. Возраст руд, установленный $^{230}\text{Th}/\text{U}$ методом, меняется от 2,2 до 18,2 тыс. лет и отражает разные этапы рудообразования. I этап гидротермальной деятельности (14,1–18,2 тыс. лет) сформировал медно-колчеданные руды; затем были сформированы (II этап) цинково-колчеданные и серно-колчеданные руды (2,2–6,6 тыс. лет). Средние содержания в рудах: $\text{Cu}_{\text{ср}} = 8,99\%$, $\text{Zn}_{\text{ср}} = 2,50\%$. Ресурсы сухой рудной массы рудного поля «Пюи де Фолль» оцениваются в 12 млн тонн.

Hydrothermal field Pui-de-Foll situated on the depth 1940–2000 m. Center of the field is located at 20°30.3' N, 45°38.25' E. The ore-bearing rocks are basalts. Seven ore bodies are discovered there. Big ore bodies are 800x350 m in size. On the bodies sulphide edifices up to 7-8 m high are situated. Hydrothermal buildups are presented by massive ores with speciality in Cu-Zn-Fe. Oxyhydroxide ores are presented by ore crusts. Age of ores is 2.2–18.2 thousand years. Recourses of the dry ore mass is 12 ml. tons.

**В.В. Шилов¹, В.Ю. Русаков², И.А. Рощина²,
Н.Н. Кононкова²**

(¹ФГУНПП Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ),
Санкт-Петербург, г. Ломоносов, e-mail: ocean-party@peterlink.ru,

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН,
Москва, e-mail: rusakov@geokhi.ru)

**Литологический и химический состав металлоносных
осадков поля “Краснов” (16°38’ с.ш. САХ)**

**V.V. Shilov¹, V.Yu. Rusakov², I.A. Roshchina²,
N.N. Kononkova²**

(¹FGUNPP Polar Marine Geological Exploration Expedition (PMGRE), St. Petersburg,
e-mail: party@peterlink.ru, ²Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical

Chemistry (GEOKHI), RAS, Moscow, e-mail: rusakov@geokhi.ru)

**Lithological and chemical composition of metalliferous
sediments of the Krasnov field (16°38’ N, MAR)**

Представленные материалы получены в ходе 28-й экспедиции на НИС “Профессор Логачев” в 2006 г. В.В. Шиловым. В рейсе проводились геологические, геофизические и гидрохимические исследования коренных пород, осадков, сульфидных руд и геохимических аномалий водной толщи в районе 16°38’ с.ш. Срединно-Атлантического хребта (САХ). Впервые в этом районе гидротермальное рудное поле было открыто в 2004 г. в ходе 24-го рейса на НИС “Профессор Логачев” и получило название “Краснов”. Оно расположено на террасе восточного борта рифтовой долины САХ на глубинах 3600–3700 м, в седловине между северным замыканием вулканотектонической гряды и подножием вулкана (рис. 1). Размеры рудного поля: длина – 950 м, ширина – 725 м, с координатами центра поля: 16°38,5’ с.ш. и 46°28,5’ з.д. В его состав входят два рудных тела, размером 580x380 м и 110x130 м, а также рудоносные и металлоносные осадки, примыкающие к рудным телам. Рудные тела представлены реликтами сульфидных построек, высотой от 1 до 7 м, их развалами (продукты разрушения) – включая крупноглыбовые оруденелые базальты. Ключевую роль в его тектонико-физическом положении, как и множества других гидротермальных полей САХ, играет пересечение “краевого” и субширотного разлома. Магматические породы, обнаруженные в районе рудного поля, представлены афировыми и порфиоровыми толеитовыми базальтами (Т-MORB). Разрез донных осадков в районе поля, вскрытый на глубину до 127 см, представлен кокколито-фораминиферовыми и фораминиферовыми карбонатными осадками позднего плейстоцена – голоцена, содержащими рудоносные (рудосодержащие) слои. По содержанию в них железа все осадки классифицируются как металлоносные, т.е. >10 % Fe_{бкв} (в пересчете на бескарбонатное вещество).

Отбор осадков проводился коробчатым пробоотборником КП-1.5, сечением 40х40 см и длиной 150 см. Для детальных исследований осадочной толщи были выбраны 6 опорных разрезов: станции 50, 122, 162, 176, 192, 194. Сразу после подъема колонок на борт судна, проводилось их первичное литолого-стратиграфическое описание. Описание колонок ст. 50, 122 и 176 проводила И.И. Рождественская (ПМГРЭ), ст. 162, 192 и 194 – В.В. Шилов. Образцы для последующих анализов отбирались через каждые 10 см. Большая часть проб подвергалась **водно-механическому разделению** на отдельные фракции методом В.П. Петелина в ГЕОХИ (аналитик Л.А. Задорина). После их разделения пробы изучались под микроскопом и бинокуляром в целях визуального контроля качества гранулометрического анализа. Отдельные образцы изучались с помощью **микронзонда** в ГЕОХИ (аналитик Н.Н. Кононкова) с целью выявления минерального и химического состава отдельных частиц песчаной и крупноалевритовой фракций. Результаты определения **элементного состава** донных осадков были получены в ГЕОХИ рентгенофлуоресцентным (XRF) методом (аналитик И.А. Рощина) отдельно для каждой гранулометрической фракции (<0.002, 0.002–0.063, 0.063–0.125 мм). Следует отметить, что фракции >0.125 мм не участвовали в геохимических анализах, т.к. были полностью представлены раковинами фораминифер. Измерения содержания **CaCO₃** в осадках проводилось газообъемным методом на кальцитометре (аналитик В.В. Шилов). В качестве опорной колонки для абсолютной геохронологии была выбрана ст. 194, в которой были изучены пять интервалов: 2–4, 20–22, 40–42, 60–62 и 70–72 см. Исследования проводились в лаборатории геохронологии и геоэкологии донных отложений факультета геоэкологии Санкт-Петербургского Государственного университета под руководством В.Ю. Кузнецова **²³⁰Th-методом**.

Слой I (≤2 тыс.л.н.) представлен кокколито-фораминиферовыми илами коричневого (серовато-коричневого) цвета полужидкой консистенции.

Пачка II (2–11 тыс.л.н.) представлена кокколито-фораминиферовыми илами бежевого, коричневого, серо-коричневого цвета (цвет меняется в зависимости от содержания рудных компонент). Осадок мягкий или среднеплотной консистенции. В пачке присутствуют пятна биотурбации округлой и вытянутой формы, серого или светло-бежевого цвета диаметром 1–2 см.

Пачка III (11–128 тыс. л.н.). В пределах рудного поля пачка III состоит из двух частей. В основании залегают рудные или рудосодержащие отложения (Cu + Zn ≥ 0.25 %), максимально вскрытая мощность которых составляет 62 см (ст. 122). Они перекрыты металлоносными осадками, представленными кокколито-фораминиферовыми илами, мощностью до 65 см (ст. 122).

Биостратиграфические исследования комплексов планктонных фораминифер и абсолютная геохронология. В строении осадочного чехла выделяется аномальный тип разреза, сложенный металлоносными осадками (≥10 % Fe_{обв}). По литологическим и биостратиграфическим признакам разрез имеет трехслойное строение (сверху вниз): слой I, пачка* II и пачка III

(рис. 2). По результатам биостратиграфического расчленения осадки верхнего слоя I и пачки II могут быть отнесены к одной биостратиграфической зоне Z. Результаты абсолютной геохронологии осадков в интервале 2–4 см показали возраст ~2 тыс. лет (± 0.2 тыс. лет), что позволяет нам определить возраст осадков слоя I (≤ 2 тыс. л.н.) и пачки II (2–11 тыс. л.н.). Отложения пачки III, по результатам изучения комплексов планктонных фораминифер и метода абсолютного датирования (^{230}Th), могут быть разделены на две биостратиграфические зоны: Y (11–75 тыс. л.н.) и X (75–128 тыс. л.н.). При этом абсолютные датировки ^{230}Th -методом в третьей пачке показали следующие возрасты: интервал 20–22 см соответствует возрастам осадков 20.6 ± 2.2 тыс. лет, интервал 40–42 см – 42.6 ± 2.6 тыс. лет, интервал 60–62 см – 64.5 ± 3.6 тыс. лет и интервал 70–72 см – 75.5 ± 5.0 тыс. лет.

Преобладание аномального разреза в строении осадочного чехла в районе рудного поля Краснов и в 4 км к северо-востоку (ст. 50), говорят об интенсивной высокотемпературной деятельности в этом районе во второй половине позднего плейстоцена (около 20–128 тыс.л.н.), когда формировались рудоносные (рудные) и рудосодержащие отложения. Период между 11 и 20 тыс. л.н. связан с сокращением высокотемпературной гидротермальной активности и началом разрушения рудных построек. В тот же период формировались кокколито-фораминиферовые металлоносные илы. В голоцене (последние 11 тыс. лет) этот процесс продолжается, но более интенсивно.

Под пачкой нами понимается относительно небольшая по мощности совокупность слоев, выделяется по литологическим и биостратиграфическим признакам (несколько шире, чем в Стратиграфическом Кодексе, 1992 г.).

Results of the lithology, bio-stratigraphy and geochemistry research of metalliferous sediments from the Krasnov hydrothermal field (16°38,5' N, MAR) is presented. Anomalous sediments at the Krasnov field may be divided on ore-rich sediments and typical metalliferous sediments. First of them consist of the sulfide products of ore body destruction (shambles) and have higher contents of Cu and Zn ($\text{Cu} + \text{Zn} \geq 0.25\%$). Three times of sedimentation were found: active hydrothermal phase (128–20 kyr BP), decreased phase (20–11 kyr BP), and non-active phase (<11 kyr).

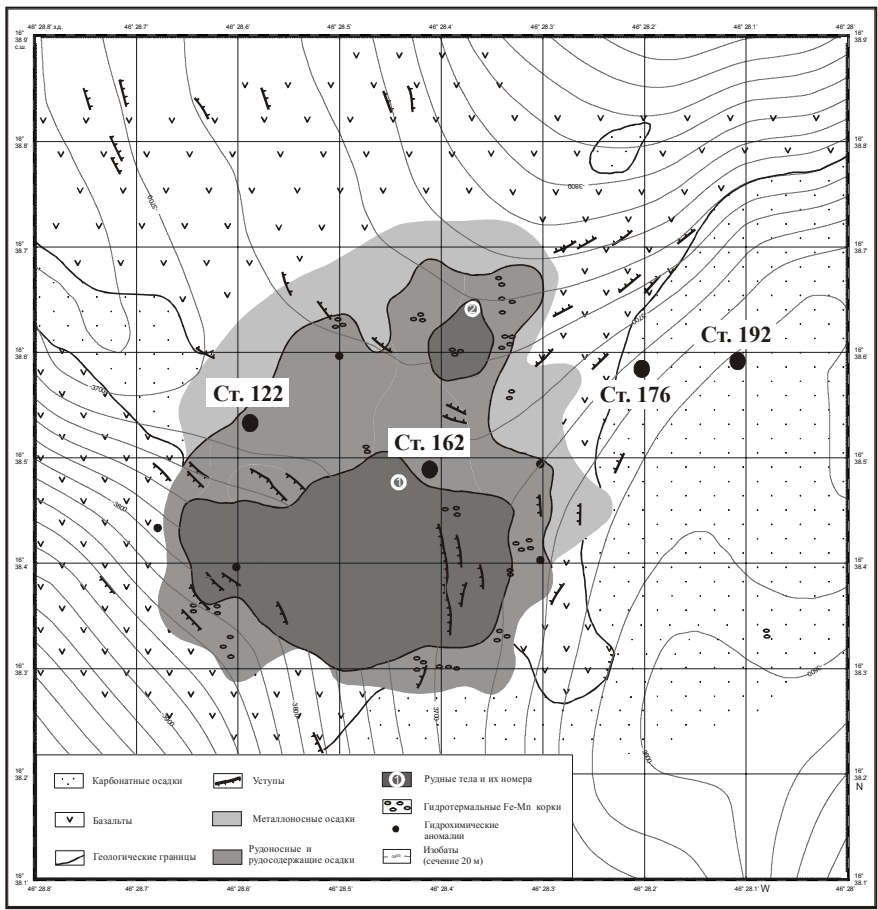
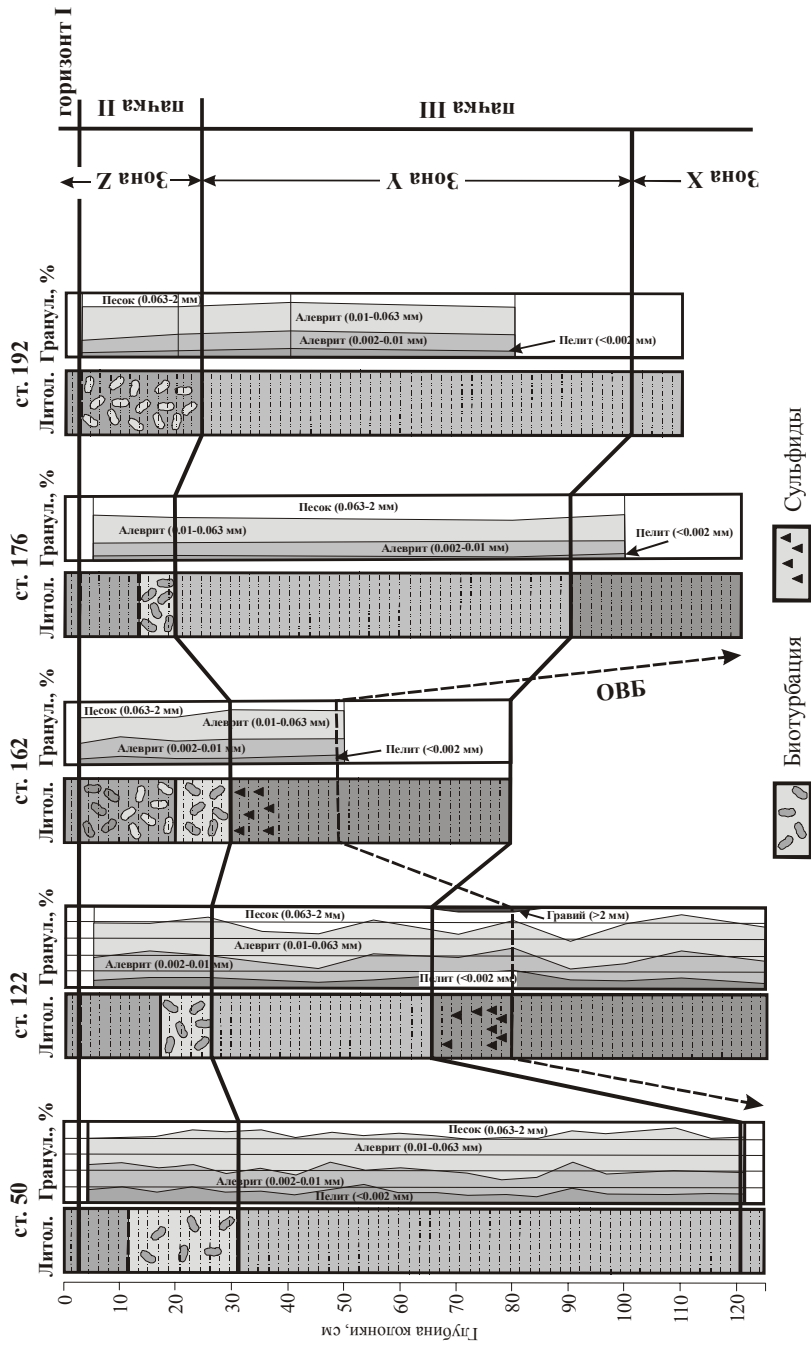


Рис. 1. Геологическая схема гидротермального рудного поля "Краснов"

Рис. 2. Литология, гранулометрический состав, а также литологическое и биостратиграфическое расчленение колонок осадков, отобранных на гидротермальном поле Краснов. Детальное литологическое описание и обозначения даны в тексте.



Н.А. Шульга, В.И. Пересыпкин

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

**Применение метода ГХ/МС к анализу парафиновых
углеводородов в гидротермальных образованиях
Срединно-Атлантического хребта**

N.A. Shulga, V.I. Peresyppkin

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

**Gas chromatography/ mass spectrometry for analyses
of n-alkanes in hydrothermal systems of Mid-Atlantic Ridge**

Метод газовой хроматографии/ масс-спектрометрии (ГХ/МС) является аналитическим методом определения биомаркеров, присутствующих в таких природных объектах, как гидротермальные образования. Для исследования были выбраны n-алканы вследствие их геохимической устойчивости и информативности. Образцы для изучения собраны в 50-ом рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» с помощью ГОА «Мир-1, 2».

В результате проведенных экспериментов был осуществлен выбор оптимальных условий хроматографического разделения модельных смесей n-алканов C₁₂-C₄₀ на хромато-масс-спектрометре GCMS – QP 5050 “Shumadzu” Японии. Проведена градуировка прибора по n-алканам C₁₂-C₄₀. Исследованы условия экстракции углеводородов для одного из образцов гидротермальных отложений, и выбраны условия пробоподготовки. Предложен способ определения n-алканов в образцах гидротермальных образований с использованием метода ГХ-МС. Предел обнаружения n-алканов составил 3×10^{-9} – 10^{-8} % в зависимости от компонента. На основе предложенной методики изучен молекулярный и групповой состав n-алканов в сульфидных и карбонатных образцах гидротермальных отложений, отобранных на различных гидротермальных полях САХ (Брокен Спур, Лост Сити, Рэйнбоу) и связанных с ультраосновными породами и базальтовым вулканизмом. Проведено сопоставление профилей парафиновых углеводородов, характерных для изученных полей, биогенного и абиогенно-термокаталитического происхождения.

Проведенный анализ показал, что в изучавшихся образцах присутствуют n-алканы C₁₅-C₃₅. Концентрации исследованных n-алканов низкие и варьируются в довольно широких пределах, от 0.002 до 0.038 мкг/г. Такие различия могут быть объяснены различными условиями образования гидротермальных отложений (температура, давление), глубиной их залегания, минералогическим составом и др.

Анализ сульфидных образцов, отобранных с гидротермального поля Брокен Спур, показал присутствие n-алканов как биогенного, так и абиогенно-термокаталитического происхождения примерно в равном отношении.

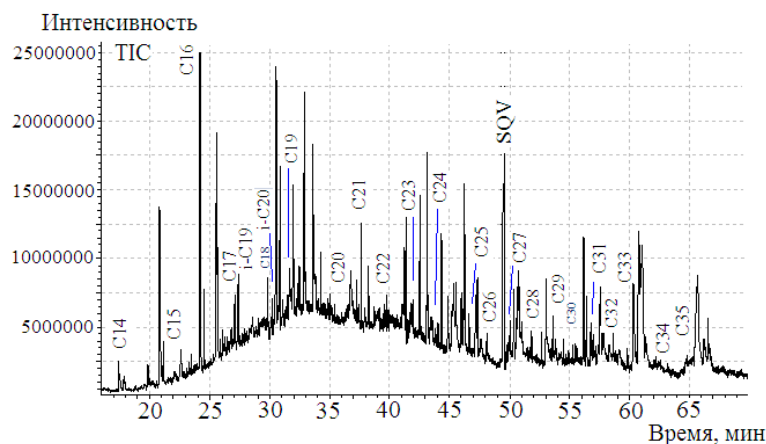


Рис. 1. Типичная хроматограмма образцов поля Лост Сити (глубина 700–900 м, температура 40–75°C)

Анализ состава н-алканов в карбонатных образцах с поля Лост Сити показал наличие влияния двух процессов преобразования органического вещества: биогенной и абиогенно-термокаталитической трансформации (рис. 1).

Подобные выводы о возможной двойной природе образования парафиновых углеводородов поля Лост Сити обсуждаются и в западных научных статьях [1–3].

В образцах сульфидных отложений гидротермального поля Рэйнбоу выявлено присутствие н-алканов преимущественно абиогенно-термокаталитического происхождения. Механизм их образования в данном гидротермальном поле также вызывает научный интерес у зарубежных ученых [4–8].

1. Kelley D.S., Delacour A., Lilley M.D. et al. A serpentinite-hosted ecosystem: the Lost City Hydrothermal field // *Science*. 2005. V. 307. P. 1428–1434.
2. Proskurowski G., Lilley M.D., Olson E.J. et al. Low temperature volatile production at the Lost City Hydrothermal Field, evidence from a hydrogen stable isotope Geothermometer // *Chem. Geol.* 2006. V. 229. P. 331–343.
3. Proskurowski G., Lilley M.D., Seewald J.S. et al. Abiogenic hydrocarbon production at Lost City Hydrothermal Field // *Science*. 2008. V. 319. P. 604–607.
4. Charlou J.L., Fouquet Y., Rona P.A. et al. Intense CH₄ plumes generated by serpentinization of ultramafic rocks at the intersection of the 15° 20'N fracture zone and the Mid-Atlantic Ridge // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1998. V. 62. P. 2323–2333.
5. Holm N. and Charlou J.-L. Initial indications of abiotic formation of hydrocarbons in the Rainbow ultramafic hydrothermal system, Mid-Atlantic Ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 191. P. 1–8.

6. Charlou J.L., Donval J.P., Holm N et al. Geochemistry of high H₂ and CH₄ vent fluids issuing from ultramafic rocks at the Rainbow hydrothermal field (36° 14'N, MAR) // *Chem. Geol.* 2001. V. 91. P. 345–359.
7. Douville E., Charlou J.L., Oelkers E.H. et al. The Rainbow vent fluids (36°14'N, MAR): the influence of ultramafic rocks and phase separation on trace metal content in Mid-Atlantic Ridge hydrothermal fluids // *Chem. Geol.* 2002. 184. P. 37–48.
8. Simoneit B.R. T., Lein A.L., Peresypkin V.I. et al. Composition and origin of hydrothermal petroleum and associated lipids in the sulfide deposits of the Rainbow field (Mid-Atlantic ridge at 36°N) // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2004. 68. P. 2275–2294.

Molecular and group compositions of n-alkanes were analyzed in sulfide and carbonate deposits of hydrothermal fields in Mid-Atlantic Ridge (Rainbow, Lost City, Broken Spur). As a result of experiments it was devised procedures of detected and research n-alkanes in hydrothermal deposits using gas chromatography-mass spectrometry (GC/MS) method. Detection limit of n-alkanes by using this procedure formed 3×10^{-9} – 10^{-8} % depending on the component.

***СИМПОЗИУМ
ИМ. П.Л. БЕЗРУКОВА "ПОЛЕЗ-
НЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
И МИНЕРАЛОГИЯ ОКЕАНОВ
И МОРЕЙ"***

В.А. Абрамов, Е.Б. Осипова

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, pasific@online.marine.su, osipov@poi.dvo.ru)

**Нефтегазоносные и рудоносные инверсионные
тектоносферные воронки окраинных морей и переходных
зон Азиатско-Тихоокеанского пояса**

V.A. Abramov, E.B. Osipova

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

**Oilbearing and orebearing inversive tectonospheric funnels
of marginal seas and transitive zone of the Asian-Pacific belt**

Комбинированное объемное геолого-геофизическое моделирование строения тектоносферы планеты, Тихого океана, Восточной Азии, переходной зоны и окраинных морей Дальневосточного региона позволяет уточнить и усовершенствовать некоторые геологические принципы и подходы в региональном и локальном плане [1, 2], а именно: взаимодействие глубинных литосферных и мантийных неоднородностей (ЛМН) с приповерхностными и внутрикоровыми структурно-вещественными комплексами (СВК); увязку главных и крупных геоструктур территории с тектоническими, сейсмическими и магматическими режимами развития литосферы и земной коры; пространственное сопоставление динамических тектонических элементов (ДТЭ) с контурами и границами рудоносных и нефтегазоносных провинций, узлов и районов; оперативную оценку потенциальных минерагенических ресурсов скрытых и глубокозалегающих рудоносных и углеводорододержащих зон и горизонтов (рис. 1, 2).

По глубинным геолого-геофизическим данным и результатам объемного моделирования [1, 2] в тектоносфере континента, переходной зоны и Тихого океана выделены необычные по форме и условиям залегания физические и структурно-вещественные неоднородности (СВН). Разноранговые тектоносферные воронки в пределах Берингоморского, Охотоморского и Япономорского геоблоков и смежных территорий имеют геометрическую форму прямых и перевернутых конусов. Воронкообразные и вихревые СВК в Азиатско-Тихоокеанском регионе (АТР) пронизаны наклонными и субвертикальными электропроводными вставками и разуплотненными зонами. Такие разрывные системы (ЛМН и СВН) являются своеобразными каналами поступления тепловой энергии из мантии и палеотрассами перемещения вещественных масс в недрах литосферы. Полагается, что в окраинных морях АТР системы из выталкивающих, инверсионных и поглощающих тектоносферных (литосферных) воронок [2] образуют связанные тектонопары, где развиваются процессы горст-грабенообразования с некоторым смещением во времени или синхронно.

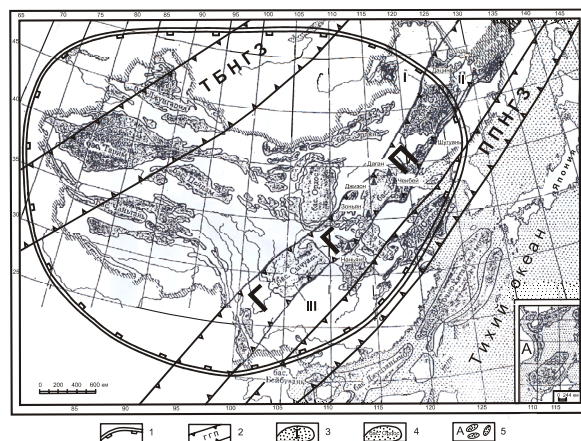


Рис. 1. Схема региональных нефтегазоносных и рудоконтролирующих структур Юго-Восточной Азии и Азиатско-Тихоокеанского региона (регион стыка Евразийского темагена и Тихоокеанского ретемагена) [2]

1 - Азиатский темаген (коромантийная нефтегазогенерирующая воронка); 2 - основные нефтегазоносные пояса и рудоносные зоны Востока Азии: ГП - Главный газонефтяной пояс Китая, ПРНГЗ - Прибрежная потенциальная нефтегазоносная зона, ТБНГЗ - Тибетско-Байкальская нефтегазоносная и рудоносная зона; 3 - локальные тектоносферные воронки и контуры главных нефтегазоносных районов Китая: I - бассейн Сунляо, II - бассейн Среднеамурской впадины, III - бассейн Сычуань; 4 - контуры локальных рудоносных тектоворонок и потенциальных нефтегазоносных бассейнов региона (бас. Ордос, Тарим, Хуабэй и др.); 5 - врезка островов и нефтегазоносных районов Южно-Китайского моря (Построено с использованием данных: Ли Гоюй, 1993; Геолкарта КНР, 1996; Буряк В.А. и др., 1998; Абрамов В.А. и др., 1984-2005)

Тектоносферные блоки, под которыми астеносферный слой отсутствует или резко выклинивается, в АТР будут некомпенсированными гравиизостатически и нестабильными с тектонофизической и геотектонической точек зрения. Эта картина прослеживается под дном Берингова, Охотского, Японского, Желтого, Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей Тихого океана, где выделяются коромантийные нефтегазогенерирующие воронки и потенциальные нефтегазоносные пояса и рудоносные зоны (рис. 1, 2).

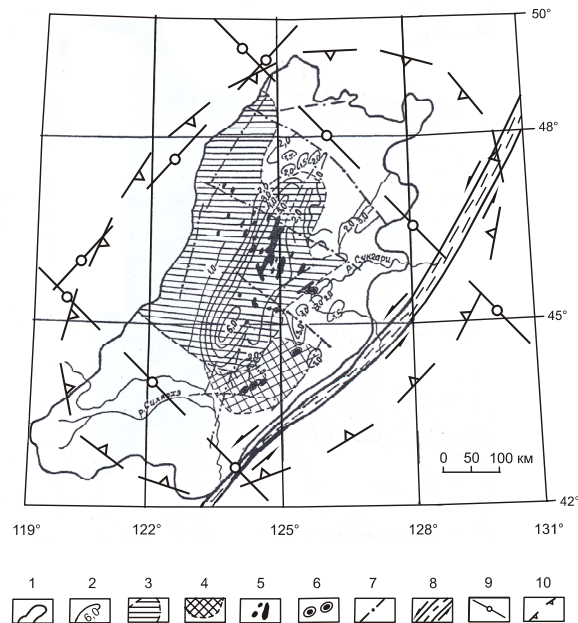


Рис. 2. Тектоносферная воронка и эталонный нефтегазоносный бассейн Сунляо в Китае (с использованием данных: Геолкарта КНР, 1996; Буряк В.А. и др., 1998; Абрамов В.А. и др., 1985-2000; Осипова Е.Б., 1999) [1, 2]
 1 - границы бассейна; 2 - изопахиты глубины (в км) залегания фундамента прогиба; 3 - площадь, перспективная на нефть; 4 - площадь, перспективная на газ; 5 - нефтяные залежи; 6 - газовые месторождения; 7 - крупные разрывы; 8 – глубинный рудо-контролирующий разлом Танлу; 9 - коромантийный разлом; 10 - тектоносферная воронка Сунляо (нефтегазогенерирующая мантийная система)

Совокупность СВН и СВК в виде инверсионных, восходящих и нисходящих тектоносферных воронок и магматогенных колонн в переходной зоне и на континенте определяет нефтегазогенерирующую, рудораспределяющую и сейсмогенерирующую роль наклонной и вертикальной расслоенности тектоносферы и литосферы (рис. 1). Для Япономорской и Охотоморской плит характерны стрессовые ориентированные поля напряжения типа стресс-нагнетания, стресс-давления, стресс-растяжения. Они обусловлены для ЛМН современной тектономагматической активизацией недр региона. Направленность стресс-давлений и формирование нефтегазоносных зон и рудоносных поясов территории определяется [2] региональными и локальными тепломассопотоками и сдвиговыми напряжениями ДТЭ (рис. 1)

В рамках исследования формирования ловушек нефтегазоносных бассейнов применено механико-математическое моделирование [3, 4]. Процесс деформирования толщ каменной соли (глин) и осадочных горных пород в геологическом масштабе времени рассматривается как следствие "ползущих" движений сильно вязкой жидкости. Все тектонические деформации происходят в поле силы тяжести. Качественное проявление гравитации Земли состоит в том, что она является движущей силой и вызывает "ползущее" движение в слоистой толще "надсолевые осадочные породы - соляной слой - осадочные породы" там, где со временем образовалась инверсия плотностей. Тектоническая неуравновешенность, возникающая под действием силы тяжести между слоями с инвертированным распределением плотностей, отождествляется с гидродинамической неустойчивостью Релея-Тэйлора. Численно-графический анализ единого механизма формирования и развития соляных диапировых структур и ДТЭ, как следствие "ползущих" движений в условиях гидродинамической неустойчивости на поверхности раздела системы "надсолевые осадочные породы - соляной слой", выполнен в геологических условиях СВК солянокупольного бассейна Прикаспийской впадины и аналогичных СВН нефтегазоносных провинций АТР [1, 3, 4].

Выявленные закономерности распространения и формирования нефтеносных структур соответствуют реальной обстановке ЛМН эталонного солянокупольного бассейна. На основании численно-графического анализа гравитационной неустойчивости Релея-Тэйлора в сложных условиях комплексной углеводородной провинции АТР установлены следующие особенности: в начале развития неустойчивости возможно пренебрежение нелинейными и инерционными слагаемыми в основном уравнении движения [3, 4]; по мере развития неустойчивости наблюдается доминирующий рост массивных куполов по нелинейному закону, особенно в центральной части бассейна, причем сначала преобладают нисходящие движения впадин, а затем интенсивные восходящие движения куполов; пространственное распространение куполов различается по форме, размерам и конфигурации; в центральной части района преобладают отдельные массивные купола с большой амплитудой; зона нефтегенерации характеризуется наиболее интенсивным развитием солянокупольных структур; в окрестности крупных куполов в межкупольных впадинах наблюдается развитие смежных куполов с меньшей амплитудой; в промежуточных областях тектогенеза наблюдается постепенный переход к структурам с небольшой амплитудой, при этом размеры нефтегазовых куполов могут быть меньше размеров межкупольных впадин; в бортовых зонах купольные структуры представлены регулярными цепочками линейно вытянутых валов с меньшей амплитудой, чем амплитуды куполов в центральной части района; интенсивность проявления ЛМН, СВН и складкообразующей тектоники бассейна на разных этапах формирования нефтегазоносных и рудоносных структур различна [1–4].

При тектонофизическом моделировании СВК выявляются скрытые региональные динамические пояса, зоны и очаговые узлы концентрации разуплотнения и проницаемости [2, 3, 4]. В пространственном распределении наклонной, вертикальной и горизонтальной расслоенности тектоносферы подвижного пояса устанавливается эффект объемной анизотропии. Коэффициент объемной анизотропии возрастает в литосферных комплексах с проявлением сильных стрессов. Повышенные стрессы сопровождают вихревые образования, пирамидальные структуры и тектоносферные воронки, в которых преобладают косоориентированные напряжения сжатия, растяжения или нагнетания. Эталонным примером для АТР может служить расслоенная тектоносферная воронка Сунляо, которая контролирует нефтегазогенерирующую мантийную систему, сформировавшую известный нефтегазоносный бассейн Сунляо в Китае (рис. 2). Тектоносферные воронки (рис. 1, 2) с активными тепломассопотоками в вертикальной или наклонной колонне стресса ЛМН являются своеобразными нефтегазогенерирующими, рудораспределяющими и рудолокализирующими структурами под дном внутренних и окраинных морей и в прибрежных районах. Темагенный подход повышает эффективность прогнозно-поисковых работ на нефть, газ, газогидраты, рудное сырье и учитывает сложные процессы минерации в АТР и в акватории Тихого океана.

1. Абрамов В.А. Прогноз рудоносности и оценка нефтегазоносности на основе тектоносферной геофизики // Очаговые структуры. Владивосток: ДВО РАН, 1995. С. 94-101.
2. Абрамов В.А. Комплексные геодинамические модели сеймотектонических, рудомагматических и нефтегазогенерирующих систем тектоносферы Азиатско-Тихоокеанской зоны «континент-океан» // Труды Профессорского клуба. N11. Владивосток: ДальНаука, 2008. С. 17-35.
3. Осипова Е.Б. Механико-математическое моделирование формирования солянокупольного бассейна Прикаспийской впадины. Новосибирск, ИДМИ, 2000. 60 с.
4. Осипова Е.Б. Исследование фундаментальной моды неустойчивости Релея-Тейлора в бассейне эллиптической формы // Вычислительные технологии СО РАН. 1999. Т. 4. N2. С. 51–58.

Tectonophysical and mechanic-mathematical modelling allows to investigate a features of the structure and dynamic evolution of the complex oilgasbearing, oremagnetic and seismogenerated geosystem of the tectonosphere of the continent, ocean and transition zone within the Pacific mobile belt.

Т.Н. Алексеева, В.Н. Свальнов

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

Характеристики гранулометрического состава четвертичных осадков Бразильской и Канарской котловин

T.N. Alekseeva, V.N. Sval'nov

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

Grain-size composition parameters of Quaternary sediments in the Brazil and Canary Basins

Соотношение размерных фракций в осадках, как правило, отражает гидродинамические условия седиментации, поэтому гранулометрический анализ является надежным источником информации о некоторых характеристиках палеосреды.

В центральной части Канарской котловины широко распространены пелитоморфные миопелагические глины (93.57–99.58 % суммы фракций менее 0.01 мм). Доля алеврита составляет 0.14–1.5 %, а псаммита – 0.18–5.43 %. При смещении к Северо-Атлантическому хребту постепенно нарастает карбонатность осадков, ухудшается их сортировка, содержание пелитовых фракций уменьшается до 64.58–73.41 %, тогда как алеврит составляет 9.19–21.87 %. Погружение осадков происходит за счет примеси фрагментов и целых раковин планктонных фораминифер.

В осевой зоне Бразильской котловины также преобладают хорошо отсортированные миопелагические глины пелитоморфной структуры. Псаммитовые и алевритовые частицы в них составляют в сумме 1–3 %. По мере увеличения карбонатности осадков возрастает доля песчано-алевритового материала за счет фрагментов раковин планктонных фораминифер.

Судя по коэффициентам фракционирования пелита (K_d , K_{d1}), их величины заметно варьируют как в широтном так и меридиональном направлениях. Наиболее однообразные повышенные значения K_d характерны для миопелагических глин, тогда как в гемипелагических глинах эти величины всегда ниже.

Accumulation speed of well-sorted miopelagic clay in action radius of Atlantic anticyclonic whirl is not more than 3mm/1000years.

Т.Н. Алексеева, В.Н. Свальнов

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

Фракционирование створок диатомей *Ethmodiscus rex*

T.N. Alekseeva, V.N. Sval'nov

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

Diatom (*Ethmodiscus rex*) valves separation

Этмодискусовые илы, основным компонентом которых являются фрагменты опаловых створок гигантских диатомей *Ethmodiscus rex*, широко распространены в экваториально-тропических зонах Индийского, Тихого и Атлантического океанов. Эти илы имеют светло-коричневую, желтовато-серую и серую окраску, характеризуются высокой пористостью, упругой («творожистой») консистенцией, горизонтальной слойчатостью, иногда образуют желеобразную растекающуюся массу. После высушивания осадки превращаются в очень легкий, слабо связанный порошок.

Этмодискусовые илы содержат более 70 % фрагментов створок *Ethmodiscus rex* (Wall.) Henty, диаметр которых колеблется от 0.2 до 1.8мм, а высота панциря равна диаметру или несколько больше его. Формирование этих илов связано с эпизодическим расцветом этмодискусов и с последующим многократным переотложением их створок. Максимум этмодискусовых илов приходится на поздний плейстоцен. В экваториальной зоне Атлантики пики встречаемости *Ethmodiscus rex* в плейстоценовых осадках ограничены гляциальными эпизодами.

Для уточнения механизма накопления уплощенных фрагментов створок этмодискусов был выполнен гранулометрический анализ диатомового ила из Бразильской котловины. Опираясь на методику В.П.Петелина, анализ проводился после диспергации осадка ультразвуком, а также после воздействия на него триполифосфата натрия. Результаты сухого рассеивания фракций более 0.05мм оказались крайне противоречивыми. Повысить качество гранулометрического анализа удалось с помощью установки влажного просеивания Analizette-3. При этом было исключено предварительное диспергирование проб ультразвуком и триполифосфатом.

To evolve sand-silt fractions of ethmodiscus ooze, usage of electromagnetic screening machine Analizette-3, for matter procession recommended.

Е.С. Базилевская

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: bazile@ocean.ru)

Океанская среда и освоение железо-марганцевых руд океанского дна

E.S. Bazilevskaya

(Geological Institute RAS, Moscow, Russia)

Ocean environment and recovery of Fe-Mn ore from the ocean floor

Рассматриваются некоторые проблемы генезиса, скоростей образования и особенностей химического состава железо-марганцевых руд океана в связи с реальными перспективами их добычи, планируемой на 2015–2020 гг. Особо подчеркивается, что образование промышленно ценных руд на океанском дне происходит непрерывно в течение всей геологической истории существования Океана на Земле со скоростями роста не превышающими нескольких мм в млн лет. Современные рудные конкреции и корки являются уникальными концентраторами металлов, поступавших в океан в течение млрд лет его существования. Помимо концентрации стратегически важных микроэлементов и Mn, эти руды являются носителями огромных количеств легко мобилизуемого кислорода, способного насыщать и пересыщать морскую воду при многочисленных эндогенных событиях, происходящих на океанском дне, и блокировать их распространение в ограниченных объемах воды.

Показано, что добыча Fe-Mn руд может производиться только экологически чистыми технологиями под контролем компетентного международного органа.

Analyzed are some problems of genesis, velocities of formation and chemical composition of Fe-Mn ore in the ocean considering possible perspective of its extraction in 2015–2020.

Output of the Fe-Mn ore may be done only by ecologically pure technologies and under control of the competent international organization.

Г.Н. Батури

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

Современные рудоносные фации в зонах прибрежного океанского апвеллинга

G.N. Baturin

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

Recent ore-bearing facies in zones of oceanic coastal upwelling

Прибрежный апвеллинг в океане генерирует высокую биологическую продуктивность в связи с активной поставкой биогенных элементов в фотический слой воды из более глубоких горизонтов водной толщи. В результате на дне формируются отложения, обогащенные биогенными компонентами – металлоносные углеродистые сланцы, фосфориты и костные брекчии. Современные аналоги этих руд выявлены на шельфах Намибии, Перу и Чили.

Углеродистые осадки шельфов, содержащие до 10–20 % $C_{орг}$, обогащены серией элементов, характерных для металлоносных черных сланцев, распространенных в осадочных толщах всех возрастов, включая докембрий. Среднее содержание некоторых элементов в углеродистых осадках шельфов Намибии, Перу и Чили приведены в табл. 1. Сопоставление современных и плейстоценовых осадков свидетельствует о близком содержании в них ряда элементов, за исключением того, что плейстоценовые отложения незначительно обогащены Sb, PЗЭ, Re и U. Майкопские глины обогащены по сравнению с осадками океанских шельфов As, Sb, PЗЭ и Mo. Рудные сланцы еще более обогащены As, Sb, а также Sr, PЗЭ, Ni, Zn, Mo, Tl и U вплоть до промышленных концентраций. По сравнению с кларками осадки шельфов и особенно майкопские сланцы обогащены Ag, As, Bi, Sr, Ni, Zn, Cd, Re и Tl в среднем в 5–10 раз. Максимальные концентрации в майкопских рудных отложениях характерны для PЗЭ (в 20 раз), Mo (100 раз) и U (400 раз). PЗЭ в современных углеродистых осадках шельфов не концентрируются, а максимальные содержания Mo и U превышают кларковые значения не более чем в 20 раз.

Фосфориты, ассоциирующие с углеродистыми осадками зон прибрежного апвеллинга, представлены зернистыми и желваковыми разностями, возраст которых находится в пределах от современного до плиоцен-плейстоценового. Содержание P_2O_5 в этом материале относительно однородно и колеблется в пределах 25–32 %. Содержание ряда других макро- и микроэлементов приведено в табл. 2. В нее же включены данные о составе фосфоритовых конкреций, присутствующих в рассмотренных выше майкопских рудных сланцев. Судя по этим данным, современные фосфориты и плейстоценовые конкреции с шельфа Намибии представлены относительно чистыми от нефосфатных примесей разностями, но фосфатные пески Намибии, а

также перуанские и майкопские конкреции содержат заметное количество терригенного материала и железа, связанного с пиритом. Современные фосфатные зерна, выделенные из диатомовых илов, содержат столько же урана, как и майкопские (олигоценовые) конкреции – 245 и 290 г/т. Кроме того, те и другие обогащены Zn и Mo, что свидетельствует о сходстве диагенетических процессов формирования их микроэлементного состава. Для майкопских конкреций характерно также минимальное содержание бария (0.008 %) при максимальном содержании РЗЭ (La 130 и Ce 170 г/т) и As (180 г/т). Современные фосфатные зерна характеризуются максимальным содержанием V (225 г/т), а сопутствующие им конкреции – минимальным содержанием РЗЭ (0.14 г/т La и 0.15 г/т Ce).

Костные брекчии, формирующиеся в зонах прибрежного апвеллинга, являются широко распространенным явлением, связанным со специфическим сочетанием климатических, океанологических и биологических факторов, приводящих к массовым заморам ихтиофауны и других организмов. В результате таких явлений на дне водоемов накапливается костный фосфатный детрит, литификация которого сопровождается концентрацией ряда металлов, что может привести к формированию месторождений, подобных металлоносным костным брекчиям в неогеновых отложениях юга России и в Казахстане. Масштабы процесса накопления костного материала на дне океана не оценивались, но судя по имеющимся данным, количество гибнувшей при массовых заморах рыбы превосходит годовой улов мирового рыболовного флота. О современных аналогах процесса формирования костных брекчий сообщалось в литературе, но детальное исследование этого костного материала не проводилось, поэтому интересно сопоставить химический состав металлоносного рудного костного детрита из промышленного месторождения с составом костей рыб и морских млекопитающих из зон современного океанского апвеллинга. Основной химический состав как современного, так и ископаемого костного детрита довольно однообразен, что относится в первую очередь к содержанию породообразующих компонентов, а также Sr и Ba. Содержание V в большинстве образцов относительно низкое (5–44 г/т) и лишь в одном образце кости кита с шельфа Намибии достигает 100 г/т, что соответствует кларку осадочных пород. Ni и Zn в современных костях не накапливаются, но в костях из рудных пластов их содержание повышается соответственно до 230–245 и 464–600 г/т. Содержание Cd во всех образцах умеренное (0.5–4.3 г/т) и лишь в кости кита с шельфа повышено до 19 г/т.

Mo в костях рыб из современных осадков накапливается слабо (4–5 г/т), но в костях млекопитающих из тех же осадков его содержание возрастает до 110–196 г/т, а в костях из месторождения достигает 257–508 г/т.

Аналогичная ситуация наблюдается в поведении РЗЭ: кости рыб из современных осадков ими бедны, в костях млекопитающих их содержание повышается до кларкового уровня, а в костном материала месторождения, несмотря на неравномерное распределение, может резко возрастать.

As, Tl, а также, вероятно, Bi и Re содержатся в костях рыб с шельфа в субкларковых количествах, но в остальных трех категориях образцов их содержание превышает кларковый уровень и достигает средних значений, установленных для черных сланцев. Содержание Th во всех образцах оказывается ниже кларка, но приближается к таковому для сланцев. Наиболее эффективно происходит концентрация U, которая начинается в слабо минерализованных костях рыб из современных осадков (до 30 раз относительно кларка), затем продолжается в крупных пористых, но также слабо минерализованных костях млекопитающих с шельфа (до 400 раз) и достигает максимума в минерализованных костях рыб и млекопитающих в майкопских рудных сланцах (до 800 раз). Среднее содержание U в черных сланцах оценивается цифрой 13 г/т, т.е. в 3–4 раза выше кларка в глинах, но в 100–200 раз ниже, чем в костях из металлоносных костных брекчий.

Согласно этим данным, зоны прибрежного апвеллинга являются рудогенерирующими очагами трех сопряженных рудных процессов, приводящих к формированию углеродистых металлоносных сланцев, фосфоритов и металлоносных костных брекчий.

Таблица 1. Среднее содержание микроэлементов в углеродистых осадках и породах (г/т)

Элемент	Осадки шельфов океана				Сланцы, олигоцен	
	1	2	3	4	5	6
Ag	0.60	0.65	0.68	1.0	0.40	0.75
As	–	17	28	22	43	72
Sb	0.6	3	3	9	11	30
Bi	0.11	0.15	1.0	0.1	0.5	0.74
Sr	140	300	690	690	100	2400
Ba	740	260	235	210	340	215
V	140	100	110	70	180	76
Ni	120	50	120	120	110	470
Zn	95	85	60	140	150	780
Cd	40	25	20	14	1.5	5.7
Mo	80	40	24	15	120	210
La	12	17	18	24	40	600
Ce	17	33	39	52	90	950
Tl	1.2	1.3	3.6	0.53	1.5	13
Re	0.15	–	0.10	1.5	–	1.5
Th	6	7	4.5	8	14	12
U	44	15	50	94	35	1500

Примечание: 1-3 – современные осадки: 1 - внутренний шельф Намибии, 2 – шельф Перу, 3 – шельф Чили; 4 – плейстоценовые осадки внешнего шельфа Намибии; 5 – глины майкопской серии, прикаспийский район, Казахстан; 6 – рудный сланец, там же.

Таблица 2. Химический состав фосфоритов

Элемент	Намибия, Q		Намибия, N ₁ -N ₂		Перу	Чили
	Зерна	Конкр.	Пески	Конк.	Q-N ₂	
					Конкреции	
CaO	46.0	43.0	40.5	48.6	34.0	36.0
Al ₂ O ₃	0.18	0.014	2.3	0.35	5.6	3.1
Fe ₂ O ₃	0.39	0.048	3.3	0.63	3.3	8.6
Sr	0.29	0.27	0.23	0.22	0.11	0.25
Ba	0.09	0.06	0.02	0.015	0.023	0.008
V	225	42	40	14	54	74
Ni	24	4	70	16	5.7	240
Zn	320	62	48	36	41	600
Cd	22	1.6	26	1.6	3.5	5.0
Mo	43	10	80	55	49	160
La	5.1	0.14	165	6.4	22	130
Ce	9.3	0.15	200	9.1	47	170
As	-	2.6	18	17	50	180
Tl	1.1	0.05	14	0.67	2.3	7.7
Th	0.46	0.05	36	1.0	5.6	4.6
U	245	83	145	57	130	290

Примечание: CaO-Ba – в %, остальные элементы в г/т

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по проекту 07-05-00329а

The sedimentological investigation of oceanic zones of Recent coastal upwelling namely off Namibian, Peru and Chile shelves shows that all three are producing deposits which might be compared with ancient metalliferous black shales, phosphorites, and uraniferous bone breccia.

**Г.Н. Батури¹, В.Т. Дубинчук², Л.З. Гранина³,
В.И. Пересыпкин¹, Е.А. Жегалло⁴, И.Г. Юшина¹,
А.Б. Исаева¹, Е.О. Золотых¹**

¹Институт океанологии им. П.п. Ширшова РАН, e-mail gbatur@ocean.ru,

²Всероссийский Институт минерального сырья, ³Лимнологический институт СО РАН, ⁴Палеонтологический институт РАН)

Минералогия и геохимия ЖМК озера Байкал

**G.N. Baturin¹, V.T. Dubinchuk², L.Z. Granina³,
V.I. Peresipkin¹, E.A. Zhegallo⁴, I.G. Yushina¹, A.B. Isayeva¹,
E.O. Zolotikh¹**

(¹Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, ²All-Russia Institute of Mineral Resources, Moscow, ³Limnological Institute, Irkutsk, ⁴Paleontological Institute, Moscow)

Mineralogy and geochemistry of Lake Baikal Fe-Mn nodules

Железомарганцевые конкреции (ЖМК) на дне Байкала распространены в пределах всей его акватории, что требует выявления полной картины их состава.

Материал нашего исследования собран при участии авторов как дночерпателями, так и при погружениях глубоководных обитаемых аппаратов ИОРАН “Пайсис” (1990 г) и “Мир” (2008 г). Исследование микроструктур и минералогии образцов выполнялось методами аналитической электронной микроскопии в лабораториях ВИМС и ПИН РАН, определение элементного состава – в лабораториях ИОРАН и ВИМС.

ЖМК на дне озера разнообразны по размеру и форме. Идентичные по составу корковидные образования отличаются от конкреций относительно уплощенной формой. Те и другие наиболее распространены в относительно мелководной зоне и встречаются на поверхности дна и реже – в колонках, где обнаружены также прослойки обогащенных железом и марганцем осадков. К категории конкреций можно отнести также трубчатые образования диаметром до 4–6 и высотой до нескольких см, состоящие из сцементированного гидроксидами железа и марганца осадка.

При исследовании трубчатых ЖМК под сканирующим микроскопом выявлены 4 типа микроструктур: коллоидная, комковатая, и неравномерно-зернистая и микроглобулярная. В первой из них отсутствуют определенные структурные элементы, но основная масса неоднородна за счет чередования относительно консолидированных и пористых участков. Преобладающим компонентом коллоидной массы являются гидроксиды железа. Второй тип представлен слабо сцементированным конгломератом бесформенных частиц размером преимущественно 5–15 мкм, состоящих, в свою очередь, из частиц микронного размера, сложенных гидроксидами железа и в меньшей степени марганца. Неравномерно-зернистая структура наименее одно-

родна и является хаотичным скоплением макро- и микрочастиц различного размера и формы, включая многочисленные остатки панцирей и циста диатомей. Микроглобулярный тип встречается редко и представлен агрегатами округлых частиц пирита размером около 1 мкм.

Первоначальное исследование минералогии ЖМК показало, что они сложены рентгеноаморфными гидроксидами марганца, гидрогетитом и псиломеланом. Позднее в одной глубоководной конкреции, обогащенной цветными металлами, были определены гетит, псиломелан, а также бузерит и вернадит.

При исследовании ряда образцов ЖМК методом аналитической электронной микроскопии с применением микродифракции нами установлен более широкий круг минералов. Наряду с вернадитом и гидрогетитом идентифицированы асболан, тодорокит, магнетит, а из нерудных минералов – апатит и гипс.

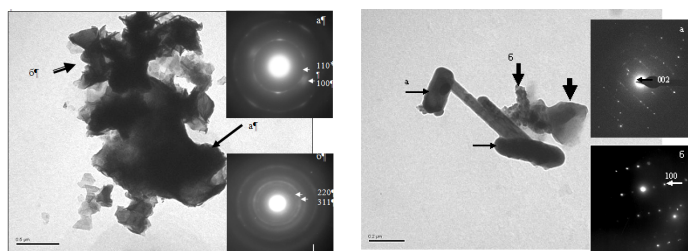


Рис. 1. Полиметаллический агрегат (асболан, магнетит)

Рис. 2. Полиметаллический агрегат (тодорокит, апатит)

На рис. 1 показан полиминеральный агрегат, в составе которого присутствуют асболан (а) и магнетит (б), а на рис.2 – агрегат, включающий кристаллы апатита (а), призматический расщепленный кристалл тодорокита (б) и угловатую частицу гидрогетита. В трубчатых ЖМК изредка встречаются шаровидные микроконкреции пирита диаметром 4–6 мкм, что свидетельствует о спорадическом возникновении микроочагов восстановительных процессов.

Распределение макро- и микроэлементов определено в нескольких образцах ЖМК (конкреции, трубчатые образования, корка) и ассоциирующих с ними донных осадках из южной и центральной частей озера (табл. 1).

Доминирующими компонентами во всех образцах, за исключением одной исключительно железистой конкреции (90 % оксида железа), являются кремнезем и алюминий, т.е. терригенный комплекс. Содержание железа возрастает (в %) в ряду: осадки (4.8–8.4) – трубчатые образования и корка (11.0–15.3) – конкреции (25–90). Содержание оксида марганца в осадках и корке составляет 0.10–0.26, в трубках 0.87–1.56 и в конкрециях 1.3–2.6. Отношении Fe/Mn в трубках составляет 6.3–10.8, а во вмещающем их осадке 31–41, т.е. марганец накапливается в трубках активнее, чем железо. Титан

распределяется во всех образцах относительно равномерно (0.44–0.61), исключая обедненную им (0.1) железистую конкрецию. Содержание фосфатов (P_2O_5) повышается в ряду: осадки (0.13–0.37) – трубки (0.22–0.43) – корка (0.98) – конкреции (2.13–3.71). При этом в осадках содержание фосфора меняется вслед за CaO, а в остальных образцах – вслед за железом, что свидетельствует о его нахождении в фосфатной и сорбированной форме.

Таблица 1. Элементный состав осадков и ЖМК

Эле- мент	Осадки			Трубки			Корка	Конкреции	
	Б-44	Б-59	Б-285*	Б-40	Б-41	Б-68/5	Б-67/4	Б-3*	Б-1*
Макроэлементы, %									
Fe ₂ O ₃	6.25	4.82	8.40	11.1	11.0	15.1	15.3	25.0	90.0
MnO	0.17	0.10	0.26	0.87	0.96	1.56	0.20	2.6	1.3
SiO ₂	58.1	63.3	52.0	50.0	51.7	48.1	47.8	40.92	5.6
Al ₂ O ₃	15.8	15.0	14.6	15.9	15.3	13.8	13.4	10.8	2.1
TiO ₂	0.57	0.52	0.61	0.45	0.45	0.51	0.44	0.54	0.10
Na ₂ O	2.34	2.62	1.80	2.11	2.46	1.67	1.47	1.60	0.12
K ₂ O	2.27	2.02	2.60	2.53	2.15	2.10	2.13	2.30	0.22
CaO	2.06	1.56	2.30	1.62	1.77	1.69	1.88	2.50	0.80
MgO	1.92	1.64	2.30	1.84	1.78	1.84	1.74	1.50	0.29
P ₂ O ₅	0.32	0.12	0.37	0.32	0.22	0.43	0.98	2.13	3.71
C _{орг}	2.24	1.89	2.38	0.92	0.67	0.28	0.51	0.79	0.37
Микроэлементы, г/т									
As	5.1	9.4	14.7	52.9	54.4	82.7	92.3	143	516
Ba	630	640	764	768	839	1086	905	1692	952
Be	2.01	2.21	2.97	2.14	2.08	2.45	2.36	3.40	2.86
Bi	0.47	0.34	0.49	0.33	0.27	0.31	0.32	0.30	0.24
Cd	0.39	0.25	0.31	0.26	0.31	0.71	0.46	1.10	1.80
Co	15.4	12.4	14.7	24.1	28.4	51.8	27.0	25.1	248
Cr	57.3	52.9	86.4	52.3	50.6	58.4	57.5	62.4	27.2
Cs	5.62	4.95	5.10	5.72	5.17	6.12	6.18	3.50	0.58
Cu	85.6	29.2	107	33.6	31.3	38.0	36.5	39.3	37.4
Ga	19.9	19.8	28.8	22.8	22.3	22.4	20.2	11.0	34.9
Hf	2.31	2.13	2.40	1.99	1.84	2.10	1.92	3.70	0.41
Li	34.2	38.3	39.7	40.6	36.6	35.8	39.1	29.1	2.7
Mo	1.6	1.2	2.4	7.7	7.6	8.2	2.1	15.6	39.6
Nb	10.4	10.7	12.5	9.7	10.1	11.0	9.6	10.1	4.4
Ni	39.8	27.1	54.8	45.0	55.7	125	53.5	160	492
Pb	22.7	22.2	24.9	19.6	18.2	21.1	19.0	18.0	30.6
Rb	89	91	119	92	88	101	97	77	10
Sb	0.65	0.59	1.80	0.77	0.68	1.14	0.89	0.88	5.50

Sc	11.7	10.9	11.8	12.9	13.5	12.4	12.3	9.5	4.2
Se	1.7	1.3	<4	1.8	1.8	2.0	1.7	<1	<1
Sn	6.36	2.30	2.40	2.03	1.82	2.12	1.89	1.70	0.32
Sr	280	289	295	262	283	270	334	331	106
Ta	0.84	0.86	1.30	0.76	0.79	0.86	0.75	0.90	0.16
Te	0.07	0.08	<0.2	0.04	0.07	0.07	0.07	-	-
Th	11.8	11.2	22.8	10.7	10.2	11.4	10.7	11.3	2.7
Tl	0.49	0.51	0.70	0.52	0.56	1.08	0.53	0.55	1.40
U	5.19	5.57	21.3	4.85	6.32	9.47	8.10	17.2	20.8
V	94	75	130	77	93	134	112	247	400
W	2.51	2.33	4.70	3.08	4.65	8.13	7.62	10.6	34.1
Y	19.7	17.5	35.8	17.7	21.8	23.7	20.9	23.6	31.3
Zn	103	92	135	106	107	123	116	133	355
Zr	87.2	83.7	86.4	71.2	72.0	78.5	69.3	71.2	26.0

Примечание. Знаком * помечены образцы из южной части озера.

Содержание органического углерода в осадках составляет 1.89–2.38 %, в трубках 0.28–0.92 %, в корке 0.51 % и в двух проанализированных конкрециях 0.37 и 0.79 %, а содержание CO₂ в тех же конкрециях 0.05 и 0.10 %. Среднее содержание органического углерода в трубках, корке и конкрециях примерно одинаково (0.5–0.6 %), а в осадках в 3.7 раза больше (2.2 %).

По сравнению с подстилающими осадками трубки незначительно обогащены As, Ba, Co, а также Cd, Mo, Ni, Sb, Se, U, V, Zn. Конкреции, особенно железистый образец, в свою очередь обогащены относительно трубок As, Co, Ga (железистая конкреция), Mo, Ni, Pb, Sb, Tl, U, V, W, Y, Zn. При этом к железистой конкреции приурочено минимальное содержание Bi, Cr, Hf, Li, Nb, Rb, Sc, Sr, Ta, Th, Zr.

Для осадков характерно также относительно повышенное содержание (по сравнению с трубками) только нескольких элементов – Bi, Cu, Sn, Zr.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, Проект № 07-05-00407а

The Lake Baikal Fe-Mn nodules along with associated sediments have been investigated by several methods helping to establish the diversity of their inner microstructures, the set of prevailing mineral species and concentrations of major and minor chemical elements.

Г.Н. Батури¹, Г.М. Колесов²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: gatur@ocean.ru,

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН)

Благородные металлы в Fe-Mn и фосфатных отложениях океана

G.N. Baturin¹, G.M. Kolesov²

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

²V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Noble metals in Fe-Mn and phosphatic deposits of the Ocean

Благородные металлы (БМ), являющиеся иногда спутниками Fe-Mn руд и фосфоритов, изучались в серии океанских Fe-Mn конкреций и фосфатов. Аналитические работы выполнялись нейтронно-активационным, пробирным и плазменным методами в лабораториях ГЕОХИ РАН, ЦНИГРИ и ВИМС.

1. Железомарганцевые корки и конкреции

Содержание БМ в Fe-Mn образцах крайне неравномерно (табл. 1). Fe-Mn корки Тихого океана вдвое богаче Ag по сравнению с корками Мирового океана. Но средние содержания Ag в корках Тихого океана, в конкрециях Тихого океана и в гидротермальных корках близки (740–770 мг/т), хотя гидротермальные корки Японского моря обеднены Ag (280 г/т).

Наши результаты по среднему содержанию Au в корках Тихого и Мирового океана совпадают с предшествующими (47–50 мг/т), но по конкрециям расходятся в 30 раз (2 и 60 мг/т). Среднее содержание Au в конкрециях Мирового океана, а также в конкрециях и корках Атлантического океана примерно одинаково (2–4.3 мг/т). В гидротермальных корках оно составляет 20 г/т, но в гидротермальной корке Японского моря – всего 1.23 г/т.

Данные по среднему содержанию Pt более однородны, составляя (г/т): в корках Мирового и Тихого океанов 450–515, в корках Атлантики 203, в конкрециях Мирового океана 120–230, в конкрециях Атлантического океана 111. В гидротермальных корках содержание Pt существенно ниже: 69 в океанских и 48.6 в корке из Японского моря.

Данные по Ir, Os и Ru фрагментарны. Содержание Ir в корках и конкрециях составляет 2–7 мг/т, повышаясь до 10 в океанских гидротермальных корках и понижаясь до 0.68 г/т в морской гидротермальной корке. Содержание Os в тех же объектах колеблется от 10 в конкрециях до 17–60 в корках, понижаясь до 1.12 в гидротермальной корке Японского моря. Содержание Ru колеблется от 10 до 15 г/т в конкрециях и корках, понижаясь до 5.18 в корке Японского моря.

Содержание Rh колеблется от 2.4 г/т в конкрециях Атлантики до 22.3 г/т в корках Тихого океана. В остальных гидротермальных Fe-Mn образованиях оно составляет от 6.8 до 14 г/т, понижаясь до 3 г/т в гидротермальных корках.

Таблица 1. Содержание БМ (мг/т) в железомарганцевых рудах

Материал	Элементы							
	Ag	Au	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd
Корки Тих. ок.	750	47	515	6	17	9	22.3	3.0
ЖМК Мир. ок.	90	2	230	7	–	8	13	6.0
Корки Атл. ок.	–	4.3	203	–	–	–	6.8	3.1
ЖМК Атл. ок.	–	2.6	111	–	–	–	2.4	3.5
Корки Мир. ок.	340	50	450	2	60	15	14	10
ЖМК Мир. ок.	740	60	120	–	10	10	10	20
Гидрот. корки	770	20	69	10	–	10	3	6
то же (Япон. море)	280	1.23	48.6	0.68	1.12	5.18	–	–

Среднее содержание Pd в гидротермальных конкрециях и корках Мирового, Тихого и Атлантического океанов оценивается нами в пределах 3–6 г/т. По другим данным, в конкрециях Мирового океана оно составляет (в г/т) 20, в гидротермальных корках 10 и в гидротермальных 6.

Относительно пониженное содержание БМ в гидротермальных железомарганцевых образованиях свидетельствует, что эндогенный источник не играет в этом процессе решающей роли. В вертикальном разрезе корок с подводных гор Тихого океана повышенное содержание Pt приурочено к нижнему и одному из промежуточных горизонтов, обогащенных железом и в определенной мере фосфором. В тех же горизонтах установлены повышенные значения цериевой и европиевой аномалий в распределении редкоземельных элементов. Вероятно, эпизоды накопления Pt приурочены к изменениям океанской среды, включая уровень карбонатной компенсации, колебания содержания кислорода, гидротермальную активность. Возможно также, что обогащение корок Pt происходит в зоне кислородного минимума на глубинах ниже 800 м.

2. Фосфориты

В океанских фосфоритах ранее были известны микроскопические включения золота, но прочие БМ не исследовались. По нашим данным (табл. 2), содержание БМ в исследованных образцах колеблется в следующих пределах (мг/т): Ag 1.98–1020, Au 0.43–97.8, Pt 0.061–3200, Ir 0.022–5.27, Os 0.033–8.31, Ru 0.7–90.6, что свидетельствует об относительной стабильности поведения Ru, Au, Ir и Os, но не Pt, содержание которой в процессе фосфатонакопления меняется в диапазоне 5 порядков. В образцах фосфоритов со дна океана эти пределы существенно сокращаются, составляя для Ru, Os и Ir 9–30, для Au и Ag 230–330 и для Pt 12000. Минимальные содержания всех БМ приурочены к молодым океанским фосфоритам, а максимальные – к относительно древним фосфоритам на континентах.

Минимальные значения Ag/Au (0.1–0.5) отмечены в современном фосфатизированном копролите с шельфа Намибии и в фосфатно-Fe-Mn корке, а

максимальное значение (92) – в N₂ копролите с шельфа Намибии, что свидетельствует об инверсии этого соотношения в ходе диагенеза и переотложения фосфатного материала. О том же свидетельствует повышенное значение этого показателя (63-352) в древних фосфоритах континентов.

Таблица 2. Содержание БМ в фосфоритах, мг/т

№№ пп	Элементы					
	Ag	Au	Pt	Ir	Os	Ru
1	5.14	0.43	0.061	0.038	0.044	1.76
2	15.9	3.11	0.25	0.11	0.089	0.7
3	1.98	15.3	0.18	0.18	0.25	3.0
4	12.6	0.51	-	0.41	0.81	5.5
5	202.7	8.90	-	0.678	0.49	5.95
6	110	1.2	145	0.3	0.41	6.38
7	250	3.4	56	0.22	0.32	4.92
8	660	97.8	740	-	0.34	5.26
9	84.9	5.12	0.41	0.022	0.033	1.1
10	31.6	8.5	0.18	0.16	0.22	3.85
11	9.22	18.1	1.43	0.11	0.26	1.36
12	256.5	1.93	0.7	0.35	0.23	4.15
13	200.5	0.57	0.18	0.15	0.097	3.4
14	1020	14.8	0.17	0.97	1.04	6.6
15	310	4.95	162	0.2	0.31	2.27
16	160	1.98	107	0.14	-	2.43
17	340	5.55	166	5.27	8.31	90.6
18	380	30.9	3200	2.48	3.68	34.5

Примечание: Обр. 1–3 – современные и 4–8 N₂ конкреции и зерна с шельфа Намибии; 9 и 10 – конкреции с шельфа Перу и из Японского моря; 11 – N₁ фосфатно-Fe-Mn корка, Тихий океан; 12, 13 – N₁ фосфориты из Перу и Флориды; 14 – K₂ фосфорит Марокко; 15 – Tt фосфорит, Арктика; 16 – P фосфорит, Фосфория; 17, 18 – майкопские U руды.

Отношение Au/Pt меняется крайне неравномерно как в океанских (0.008-85), так и в континентальных (0.01-87) образцах, при отсутствии видимых трендов. Такова же ситуация с отношением Pt/Ir, которое меняется в диапазоне 1.0-480 в океанских образцах и 0.17-1300 в континентальных.

Соотношения между остальными тремя элементами платиновой группы значительно более стабильны.

Os/Ir в океанских образцах составляет от 0.72 до 1.50 и лишь в фосфатно-железомарганцевый корке повышается до 2.36. В фосфоритах континентов это соотношение колеблется в пределах 0.65-1.58. Отношение Ru/Os меняется в девяти океанских образцах от 5.2 до 18.5 и лишь в двух (современная конкреция с шельфа Намибии и позднечетвертичная с шельфа Перу) повышается до 33-40. Та же картина наблюдается в континентальных образцах, где это отношение составляет 6.3-18 и лишь в фосфорите Флориды повышается до 35.

На основании этих и литературных данных можно предположить, что рассчитанный кларк Ag в фосфоритах составляет (в мг/т) около 100, Au около 6, Pt в океанских образцах – около 7. Для оценки кларк Pt в континентальных образцах данных недостаточно. Среднее содержание Ir в изученных фосфоритах около 0.5, Os – около 0.6, Ru – около 5 г/т. Но при этом следует иметь в виду крайнюю неравномерность распределения всех БМ в фосфоритах, что может привести в дальнейшем к переоценке предложенных величин на основании новых более представительных материалов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по проектам № 07-05-00329а и № 07-05-00407а.

The geochemistry of 8 noble metals in Fe-Mn crusts and nodules was studied by neutron-activation method along with 18 representative samples of phosphatic materials from 11 sites.

**Г.Н. Батури¹, В.А. Бобров², А.Т. Титов², М.А. Федорин³,
И.Г. Юшина¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: gatur@ocean.ru,

²Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск,

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск)

Микрозональность распределения элементов в океанской Fe-Mn конкреции

**G.N. Baturin¹, V.A. Bobrov², A.T. Titov², M.A. Fedorin³,
I.G. Yushina¹**

(¹Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow,

²Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk,

³Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk)

Microzonality of elements distribution in oceanic Fe-Mn nodule

Железомарганцевые конкреции и корки (ЖМК) Тихого океана, ресурсы которых представляют интерес как перспективное полиметаллическое сырье, изучаются с целью выявления особенностей распределения и соотношения в них химических элементов на макро-, микро- и наноуровне. В связи с этим важен вопрос о распределении химических элементов в различных их частях руд, включая отдельные образцы. Нами изучено распределение элементов по разрезу железомарганцевой конкреции, поднятой со склона гайота Ита Майтаи в пределах системы Магеллановых гор в Тихом океане. Из конкреции был вырезан центральный сектор длиной 42 мм с шагом 02 и 0.4 мм. Сканирование выполняли с использованием излучения синхротрона ВЭПП-3 (Сибирский синхротронный центр) в качестве источника флуоресценции (метод РФА-СИ-скан). Сканирование осуществлялось дважды. В первом эксперименте апертура пучка и шаг сканирования составляли 0.2 мм, а энергия монохроматизированного СИ – 26 кэВ, что позволило накопить статистически значимые флуоресцентные пики Са, Ti, V, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pb в конкреции, а также более слабые для As, Th, U. Во втором эксперименте апертура пучка и шаг сканирования составляли 0.4 мм, энергия СИ – 44 кэВ, а список элементов дополнился Cd, Sn, Sb, Te, I, Ba, La, Ce, Pr, Nd.

Расчет концентраций элементов из флуоресцентных потоков, измеренных при сканировании, проводился по методу внешнего стандарта, с калибровкой по стандартам СДО4 – СДО7. Компенсация различия поглощающих свойств «толстой» конкреции и «тонких» стандартов вводилась в этом случае не по способу фундаментальных параметров, а с использованием результатов РФА-СИ измерений «тонкого» образца аликвоты периферийной части конкреции. Участки центрального сектора конкреции были также выборочно проанализированы методом сканирующей электронной микроскопии в 28 точках в краевых и центральном слоях конкреции (прибор

LEO1430VP) с полуколичественной оценкой концентраций O, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Mn, Fe на этих участках по регистрируемым энергодисперсионным спектрам рентгеновской флуоресценции.

Выполнен также анализ валового элементного состава материала методами эмиссионной и масс-спектрометрии (ICP-MS и ICP-AES) в Аналитическом сертификационном испытательном центре ВИМС.

Профиль РФА-СИ-сканирования по 100 точкам позволил выделить 4 группы элементов. Для элементов группы 1, в которую входят Mo и P3Э, характерно понижение концентраций к ядру конкреции. Сходное, но более мультимодальное распределение наблюдается среди элементов группы 2, которую входят Mn, Ni и Ba. Для элементов группы 3 (Fe, Ca, Sr, Y, Zr, Te, Sb и I) характерен более сложный смешанный тип распределения. Элементы 4 группы (Ti, Cu, Nb, Sn, Cd) отличаются от прочих относительно равномерным типом распределения.

Между величиной цериевой аномалии (Ce^*) и отношением Mn/Fe наблюдается слабая прямая корреляция, что неоднократно отмечалось в железомарганцевых корках с подводных гор, в частности, в зоне Маршалловых островов, островов Лайн и гор Мид Пасифик.

По данным электронной спектроскопии, среднее содержание фосфора (по 28 точкам) находится на уровне 0.43 атомных процентов, или менее одного процента по весу, что слабо влияет на величину Ce^* в 0.4 мм слоях профиля сканирования.

Распределение большинства элементов по разрезу конкреции довольно стабильно. Вариабельность (относительное стандартное отклонение от среднего) для Ti, Mn, Fe, Sr, Y, Zr, Mo, Sb, Ba и легких лантаноидов составляет 11–15 %, для цветных металлов (Ni, Cu, Zn) 19, 27 и 62 %, для Cd и Sn 42–46 %.

Сопоставление средних содержаний элементов, проанализированных методом РФА-СИ, с данными анализа ИСП-МС свидетельствует о весьма близком совпадении результатов, что относится как к макро-, так и к микро-элементам. Так, содержание Fe, Mn, Ca и Ti соответственно составляет 14.0–14.7, 22.0–21.94, 3.0–3.0, 1.0–0.97 %.

Аналогичные данные по 18 микроэлементам приведены в таблице, показывающей, что существенные различия в результатах касаются только двух элементов – Te и Sn, содержание которых по данным ИСП-МС почти вдвое ниже, чем по результатам РФА-СИ.

Сопоставление содержаний элементов в изученном образце со средним для конкреций океана (Батулин, 1986) показывает относительную обогащенность нашего образца щелочноземельными элементами (кроме Ba), а также для Sn, Sb, Te и легкими P3Э при обеднении Ni, Cu, Zn, I, Ba, в то же время как концентрации Mn и Fe соответствуют их средней распространенности в ЖМК.

Таблица. Средние содержания элементов, полученные двумя методами

Элемент	Метод		Элемент	Метод		Элемент	Метод	
	ИСП	РФА		ИСП	РФА		МСП	РФА
Sr	14.0	13.6	Cu	11.0	9.0	La	27.0	27.3
Ba	13.0	12.9	Mo	49	43	Ce	81.0	71.6
Ni	38.0	38.3	Y	20.0	15.3	Pr	54	66
Pb	62.0	48.3	Te	48	84	Nd	22.0	22.4
Zn	62.0	48.3	Sb	42	66	Sn	7.1	14
V	52.0	40.9	Nd	35	34	Cd	5.5	7.0

Полученные результаты свидетельствуют о значительных вариациях микрораспределения многих рудных и сопутствующих элементов в железомарганцевых конкрециях океана, что обусловлено многократными изменениями океанологических и физико-химических условий среды их накопления. Для рассмотрения вопроса о влиянии на эти вариации предполагаемой гидротермальной активности предлагались различные критерии. Отношение Mn/Fe к таким критериям не относится, поскольку его величина в гидротермальных корках и конкрециях колеблется, по имеющимся данным, в пределах 5 порядков – от 0.1 до 2600. В данном случае это отношение стабильно и составляет в среднем 1.3.

Н.М. Страхов предлагал оценивать степень влияния гидротерм по величине отношения (Fe+Mn)/Ti, которое, по его мнению, должно превышать 50 в отложениях, в которых преобладают оксиды металлов гидротермального происхождения. В исследованной конкреции эта величина меняется в пределах от 25.6 до 55.5, составляя в среднем 36, что свидетельствует об отсутствии такого источника.

Состав редкоземельных элементов (РЗЭ) также является значимым показателем, поскольку для большей части океанских гидротерм и гидротермальных отложений характерны отрицательная цериевая и положительная европиевая аномалии. Но в исследованных образцах цериевая аномалия (Se^*), оцениваемая для осадочных пород как нормализованное по сланцам отношение $2Ce_N/(La_N + Nd_N)$, является положительной. Европиевая аномалия, также оцениваемая как частное от деления нормализованного содержания европия к полусумме нормализованных содержаний самария и гадолиния, является в исследованном образце и ряде аналогичных образцов с той же станции нейтральной или отрицательной. Следовательно, реальные геохимические основания в пользу предположения о роли гидротерм в формировании исследованной конкреции в данном случае отсутствуют.

Детальные исследования геохимии железомарганцевых корок из разных районов Тихого океана показали, что корреляция величин Se^* и Mn/Fe относится к явлениям частым, но не закономерным, чередуясь с корреляциями Ce-Mn, Ce-Fe, Ce-Ba и другими. В связи с этим данное явление обусловле-

но, видимо, многообразием флуктуаций параметров среды, контролирующей как соотношение Mn/Fe, так и интенсивность извлечения церия из морской воды осаждающимися гидроксидами железа и марганца, что приводит к широкому диапазону концентраций элементов и их соотношений в железомарганцевых корках и конкрециях океана как вблизи от зон гидротермальной активности, так и вне их пределов.

В заключение мы приводим схему множественной корреляции между изученными элементами, демонстрирующую связь Fe-Mn и их сложные соотношения с другими элементами, группирующимися в отдельные и, вероятно, нестабильные ассоциации.

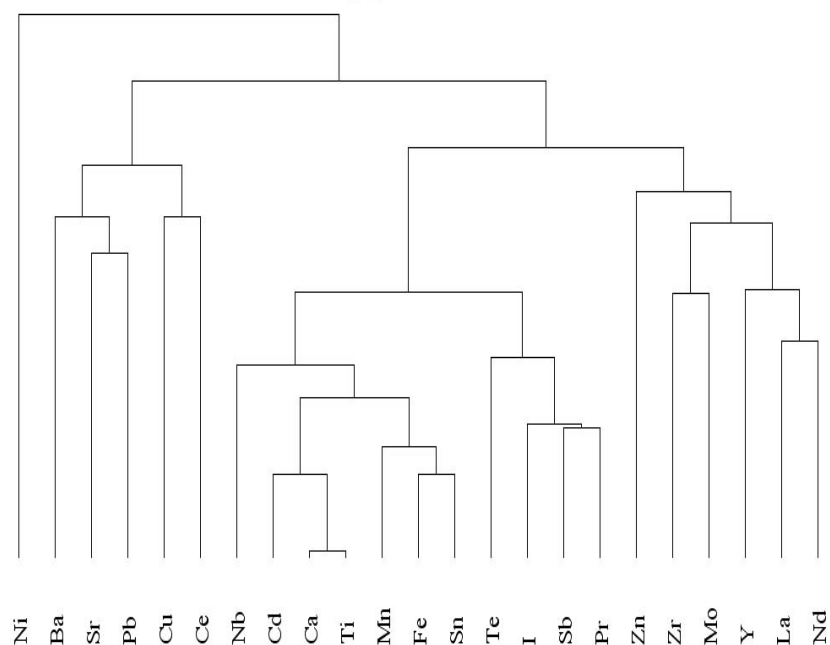


Рис. Схема множественной корреляции между элементами

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по проекту 07-05-00407a

The detailed distribution of about 30 elements along the section of Mn nodule recovered from one of the Magellan seamounts (Pacific Ocean) was studied by X-ray fluorescence, scanning electron microscopy and ICP-MS methods. Some elements tend to accumulate in outer part of the nodule, some others are evenly concentrated along the profile, but the prevailing part show more complex distribution. The value of Ce anomaly essentially exceeds 1.0 and is positively correlated with Mn/Fe ratio showing that Mn is stimulating the oxidation and deposition of Ce from the sea water.

Г.Н. Батури¹, В.Т. Дубинчук², А.Б. Исаева¹

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: gbatur@ocean.ru,

²Всероссийский институт минерального сырья, Москва)

Состав железомарганцевых конкреций Индийского океана

G.N. Baturin¹, V.T. Dubinchuk², A.B. Isaeva¹

(¹Institute of Oceanology, Russian Academy of sciences, Moscow,

²Institute of mineral resources, Moscow)

Composition of ferromanganese nodules of Indian Ocean

Железомарганцевые конкреции (ЖМК) на дне Индийского океана распространены довольно широко, преимущественно на абиссальных равнинах, и близки по составу к конкрециям Тихого океана. По данным советских и зарубежных специалистов [1–10], в их минеральном составе преобладают железистый и маложелезистый вернадит, бузерит и асболан-бузерит, но при этом их геохимия изучена недостаточно, что относится, в частности, к содержанию и распределению многих микроэлементов.

Нами исследована серия образцов из Центральной котловины Индийского океана, собранных в зоне к югу от 8° ю.ш. в рейсах НИС «Витязь» и в 11 рейсе НИС «Мстислав Келдыш». Минеральный состав образцов определяли методами аналитической электронной микроскопии с применением микродифракции (В.Т. Дубинчук). Элементный состав исследовался методами традиционного химического анализа (А.Б. Исаева) и методом ИСП-МС в Аналитическом сертификационном испытательном центре ВИМС под руководством С.В. Кордюкова.

По результатам выполненного нами электронномикроскопического исследования, в минеральном составе одной группы образцов конкреций преобладают агрегаты, сложенные тонкодисперсным сочетанием асболана и гетита. В другой группе образцов встречаются участки, сложенные главным образом четырьмя минералами: а) хорошо кристаллизованным тодорокитом (рис. 1), б) относительно слабо кристаллизованным асболаном в сочетании с гетитом и в) вернадитом, в большинстве случаев тонкодисперсным. Ранее оформленные микрокристаллы тодорокита изредка встречались в ЖМК Тихого океана [10, 11]. При этом характерно, что кристаллизация тодорокита происходит, как правило, в свободном межпоровом пространстве.

При исследовании элементного состава рассматриваемого материала были проанализированы две валовые пробы ЖМК, внешние части и ядра двух образцов ЖМК и два образца вмещающих конкреции осадков – бескарбонатного (2.7 % СаО) и карбонатного (23.6 % СаО). Часть этих результатов представлена в табл. 1, в которой приведены также средние содержания элементов в ЖМК Мирового океана по данным [12].

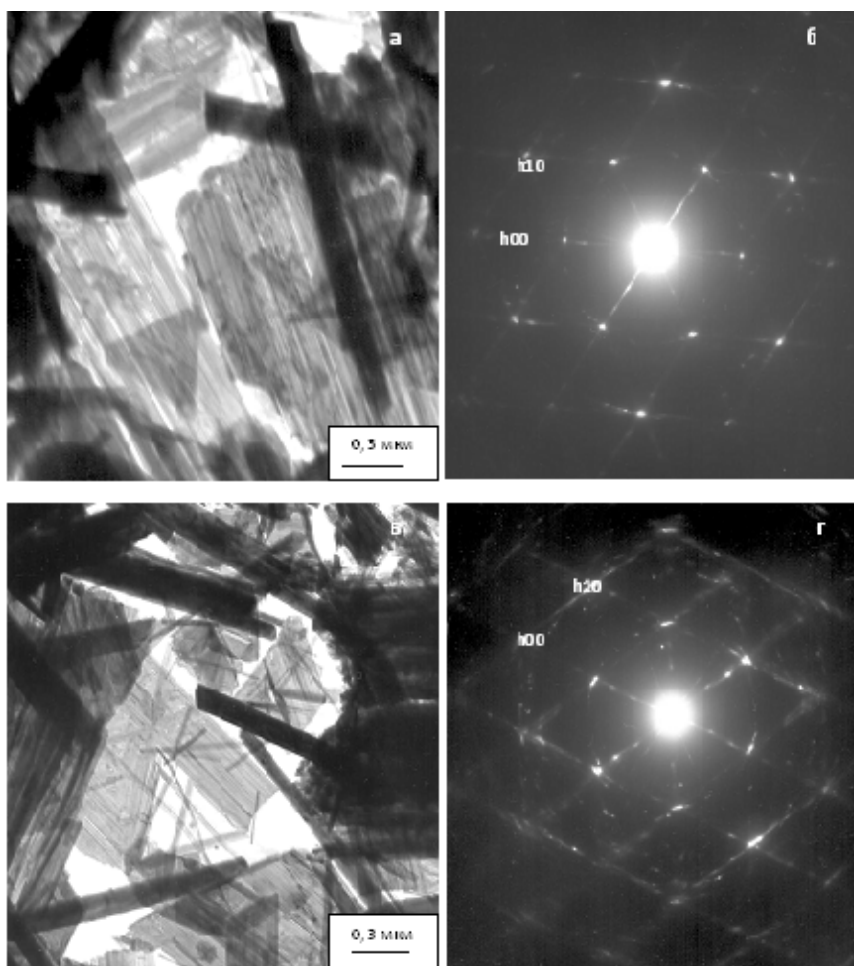


Рис. 1. Хорошо кристаллизованный тодорокит и его микродифракция

Судя по этим данным, в макрохимическом составе ЖМК содержание рассматриваемых компонентов колеблется в следующих пределах: Fe_2O_3 от 4.51 до 15.2, MnO 26.4–35.1, Al_2O_3 3.61–5.19, TiO_2 0.16–0.83, CaO 1.44–2.04, MgO 1.55–3.68, Na_2O 1.25–2.60, K_2O 0.56–0.96. По сравнению со средним содержанием элементов в ЖМК Мирового океана [12] рассматриваемые конкреции обеднены железом в 1.5–4 раза, но обогащены марганцем примерно в 1.5 раза. Прочими макроэлементами они в той или иной степени обеднены. По сравнению с осадками ЖМК обогащены железом в 1.2–4 раза и марганцем до 46 раз, алюминием, натрием и особенно кальцием обеднены, при изменчивом поведении титана, магния и калия.

Таблица. Химический состав ЖМК и вмещающего осадка

Элемент	Осадок Ст. 5200	Конкреции, №№ станций				Сред.*
		5201	5193	1351-1	1352-2	
Макрокомпоненты, %						
Fe ₂ O ₃	3.73	15.2	14.3	6.94	4.51	19.9
MnO	0.76	34.6	26.4	35.1	27.0	24.0
Al ₂ O ₃	7.68	3.61	3.66	3.82	5.19	5.1
TiO ₂	0.29	0.83	0.8	0.22	0.16	1.12
CaO	23.6	1.96	1.56	2.04	1.44	3.22
MgO	1.43	1.64	1.55	2.83	3.68	2.67
Na ₂ O	2.77	1.61	1.25	2.60	2.16	4.6
K ₂ O	1.10	0.58	0.56	0.73	0.91	0.98
Микроэлементы, г/г						
As	13	160	120	47.3	33.4	140
Ba	1100	1100	940	1165	1657	2300
Be	1.2	4.5	4.2	1.7	1.46	2.5
Bi	0.91	31	13	9.9	3.2	7
Cd	0.36	5.7	5.4	17.6	26.1	10
Ce	100	2000	950	280	155	660
Co	110	3300	2000	1074	883	2700
Cr	44	46	10	5.7	6.5	35
Cs	3.5	0.53	0.40	0.74	0.90	1.0
Cu	200	1800	2400	11650	15230	4500
Ga	14	30	28	39	64	10
Hf	3	14	13	3.8	2.8	8
La	50	200	180	83	74	180
Li	42	32	49	188	219	80
Mo	11	510	350	570	460	400
Nb	10	92	66	15	12	50
Ni	230	4700	4500	12070	11030	6600
Pb	38	1300	920	600	290	900
Rb	49	11	12	148	17	17
Sb	1.3	33	22	46	32	40
Sc	14	12	10	7.4	10.3	10
Sn	2.2	4.4	3.5	1.5	0.9	2
Sr	770	890	720	500	390	830
Ta	0.8	1.8	1.5	0.33	0.34	10
Te	0.4	26	11	2.8	2.8	50
Th	13	74	58	22	11	30
Tl	1.3	190	170	240	400	150
U	1.4	10	9	4.4	22	5

V	60	410	350	210	230	500
W	7	110	62	36	50	100
Y	73	120	120	57	54	150
Zn	95	490	500	1600	1970	1200
Zr	110	660	560	230	170	560

Примечание: * – среднее содержание элементов в ЖМК Мирового океана по данным [12].

Что касается сопутствующих и микроэлементов, то наиболее изменчивы (от 7 до 14 раз) содержания церия, висмута, меди, лития, ниобия, свинца, теллура и тория. Наиболее стабильны (при колебаниях до 3 раз) содержания бария, бериллия, цезия, галлия, лантана, молибдена, никеля, сурьмы, скандия, таллия, ванадия, вольфрама, иттрия и цинка. Прочие элементы занимают промежуточное положение.

Содержание большинства микроэлементов в исследованных образцах сопоставимо с их средним содержанием в ЖМК Мирового океана за несколькими исключениями. В ряде наших образцов установлено повышенной содержание висмута, меди, галлия, лития, никеля, рубидия и таллия при пониженном содержании бария, хрома, теллура, ванадия, вольфрама и тантала. Максимальная степень концентрации микроэлементов в ЖМК относительно осадка составляет для таллия 300, молибдена – 100, меди, кадмия и теллура 70–80, никеля – 52, висмута, церия, кобальта, свинца, сурьмы и цинка – 20–35, для мышьяка, ниобия и вольфрама 10–16, для галлия, гафния, лантана, тория, урана, ванадия и циркония 4–6. Остальные микроэлементы (барий, бериллий, хром, цезий, литий, скандий, олово, иттрий, тантал) в ЖМК не накапливаются.

Итогом этого исследования является выявление в ЖМК Центральной котловины Индийского океана новых минеральных ассоциаций и наличие разностей, значительно обогащенных цветными металлами, что расширяет перспективы этого района в плане освоения минеральных ресурсов. По всей вероятности, на дне Индийского океана имеются поля ЖМК, сопоставимые по своим условиям с теми, которые были разведаны ранее в зоне Клариян-Клиппертон в Тихом океане.

1. Безруков П.Л. Распределение железомарганцевых конкреций на дне Индийского океана // Океанология. 1962. Т. 2. № 6. С. 1014-1019.
2. Исаева А.Б. Химический состав железомарганцевых конкреций Индийского океана // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 3. С. 43-56.
3. Безруков П.Л., Андрущенко П.Ф. Железомарганцевые конкреции Индийского океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 7. С. 3-20.
4. Безруков П.Л., Андрущенко П.Ф. К геохимии железомарганцевых конкреций Индийского океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 9. С. 17-37.

5. Скорнякова Н.С., Безруков П.Л., Базилевская Е.С., Гордеев В.В. Железомарганцевые конкреции восточной части Индийского океана (зональность и локальная изменчивость) // Литологии и полез. ископаемые. 1979 № 3. С. 3-18.
6. Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н. Железомарганцевые конкреции Индийского океана // Геол. журнал. 1980. Т. 40. № 2. С. 46-70.
7. Frakes L.A., O'Brian G. Nickel-rich nodules from the southeastern Indian ocean // Geology and geochemistry of manganese. 1980. V.3. P. 185-193.
8. Скорнякова Н.С. Региональные вариации состава железомарганцевых конкреций Индийского океана // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 4. С. 117-128.
9. Железомарганцевые конкреции Центральной котловины Индийского океана. М.: Наука, 1989. 224 с.
10. Успенская Т.Ю., Скорнякова Н.С. Текстуры и структуры железомарганцевых конкреций и корок. М.: Наука, 1981. 240 с.
11. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. Микроструктуры железомарганцевых конкреций океанов. Атлас микрофотографий. М.: Наука, 1989. 200 с.
12. Батурин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 340 с.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по проекту № 07-05-00407а.

The mineralogy and geochemistry of iron-manganese nodules together with associated sediments was studied by means of a set of methods including the transmitting electron microscopy, microdiffraction, wet chemistry, and ICP-MS.

Among Fe-Mn minerals well crystallized todorokite was established in association with vernadite, and high concentrations of Cu and Ni were found in some of the nodules.

Г.Н. Батурин¹, В.Т.Дубинчук², И.О. Крылов²

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: gatur@ocean.ru,

²ВИМС, Москва)

Преобразование рудных корок под воздействием H₂S

G.N. Baturin¹, V.T. Dubinchuk², I.O. Krilov²

¹Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow,

²Institute of mineral resources, Moscow)

Transformation of ore crusts treated by H₂S

Железомарганцевые конкреции и корки, распространенные на дне глубоководных впадин и на подводных горах океана, находятся в контакте с насыщенным кислородом придонной водой в окислительной обстановке и в

соответствии с этим сложены главным образом гидроксидами железа и марганца. В то же время в составе этих рудных образований присутствуют включения сульфидных минералов, а также самородных металлов и интерметаллических соединений, формирование которых в окислительной среде считается невозможным.

Для интерпретации этого парадокса, как и генезиса конкреций и рудных корок в целом, предлагались различные гипотезы, связывающие рудный процесс с поступлением эндогенных флюидов из мантии или гидротермальных растворов из рифтовых зон и вулканических источников. Основанием для таких гипотез является наличие в рифтовых зонах современного океана высоко- и низкотемпературных гидротерм, содержащих сероводород и насыщенных растворенными металлами, что приводит к формированию массивных сульфидов и металлоносных осадков.

В связи с этим представляют интерес результаты выполненных в ВИМ-Се экспериментов по насыщению сероводородом рудных корок с целью оценки их сорбционных свойств для разработки технологий, направленных на минимизацию выбросов H_2S в атмосферу.

Материалом исследования послужила сборная технологическая проба железомарганцевых корок с подводных Магеллановых гор в северо-западной части тропической зоны Тихого океана на участке с координатами 15–18° с.ш., 150–156° в.д.

В минеральном составе рудной части корок преобладают гидроксиды марганца (вернадит, в меньшей степени асболан, реже тодорокит) и железа (гидрогетит, гетит, редко магнетит). Из нерудных минералов присутствуют гидрослюда, апатит, реже каолинит и в следовых количествах – кварц и кальцит. Среднее содержание металлов в пробе составляет (%): Fe_2O_3 19.0, MnO 21.0, Co 0.48, Ni 0.33, Cu 0.10, Zn 0.057.

Исследование выполнялось следующим образом. Измельченный материал в количестве 2 г помещали в кварцевую трубку, через которую пропускали под небольшим давлением сертифицированный баллонный сероводород при 100° С и 200° С в течение 24 ч и при 600° в течение 4 ч. В систему вводился сертифицированный инертный газ – аргон или азот. Предварительно газовая смесь пропусклась через сорбент для полной очистки от возможных примесей. Изменение фазового состава материала фиксировалось с помощью просвечивающего электронного микроскопа с микродифракционной приставкой.

При взаимодействии сероводорода с материалом железомарганцевых корок при температуре 100°С в них начиналось формирование кристаллов пирита размером до 0.6 мкм. При правильных кристаллографических формах эти кристаллы имели тонкодисперсное строение, о чем свидетельствует кольцевая микродифракционная картина со слабыми максимумами. При температуре 200°С кристаллы пирита приобретали более совершенную кристаллическую структуру, которой соответствует монокристаллическая микро-

дифракционная картина. Но после обработки материала сероводородом при 600°C пирит в нем не был обнаружен.

Магнетит разной степени кристаллизации фиксировался при всех температурах эксперимента. Пластинчатые кристаллы магнетита формировались в суспензионном препарате под воздействием сероводорода при 100°C. Частицы магнетита максимальных размеров (около 0.3 мкм), обладающие наиболее совершенной кристаллической структурой, наблюдались при 200°C, но уже при той же температуре магнетит начинал разрушаться. Его кристаллы уменьшались с одновременным разрушением кристаллической структуры. Часть кристаллов магнетита разрушалась и замещалась главным образом алабандином (MnS) в форме комковатых, морфологически не оформленных образований с несовершенной кристаллической структурой, которые развиваются также по вернадиту.

В этой системе доминирует алабандин при незначительном количестве магнетита, в то время как вернадит образует с алабандином тесные сращения. При повышении температуры до 500–600°C алабандин приобретает форму пластинчатых тонкодисперсных кристаллов с более совершенной кристаллической структурой. Практически весь марганец и часть железа входят в состав алабандина, а остальной материал представлен аморфным полиэлементным веществом с преобладанием железа.

К числу низкотемпературных новообразованных минералов (100°C) относятся мелкие (до 0.5 мкм) рассеянные пластинчатые кристаллы миллерита (NiS) и несколько меньшие по размеру агрегаты халькопирита неправильной формы. При температуре 200°C эти минералы разрушаются.

Самородные платина и золото оказались высокотемпературными минералами, сформировавшимися при 500–600°C. Пластинчатые слоистые частицы самородной платины (до 1.8x0.7 мкм) дают четкую кольцевую микродифракционную картину, свидетельствующую о совершенстве кристаллической структуры. Возможно, что при длительном эксперименте аналогичные частицы могли сформироваться и при более низких температурах. Видимо, наночастицы платины были первоначально рассеяны в корке, но под воздействием температуры произошла их собирательная кристаллизация и укрупнение.

Золото реагирует на повышение температуры в сероводородной атмосфере аналогичным образом. При низких температурах самородное золото не наблюдалось, но при 600°C сформировались его пластинчатые частицы. Пластинки толщиной в десятки нм образуют агрегаты из отдельных слоев без четкой взаимной ориентации, что приводит к текстурированности отражений на микродифракционной картине. Параметры элементарной ячейки самородного золота (4.25Å) несколько меньше стандартных размеров, что, возможно, связано с изоморфным вхождением в его кристаллическую структуру меди, никеля и кобальта, которые в данном эксперименте в виде самостоятельных фаз не наблюдались. Кристаллическая структура само-

родного золота более совершенна по сравнению с самородной платиной, хотя как золото, так и платина формировались в процессе собирательной кристаллизации.

Кардинальное изменение состава корок заключается в том, что, по мере повышения температуры эксперимента, корки трансформируются в неструктурированную массу, в порах которой отлагается самородная сера. При относительно низких температурах ее содержание составляет несколько процентов, а при высоких (порядка 600°) около 40 %.

Приведенные результаты свидетельствуют, что взаимодействие гидроксидных компонентов железомарганцевых корок с сероводородом сопровождается значительным изменением их минерального состава. Интенсивность этого изменения связана также с температурой и с длительностью процесса. При относительно низкой температуре (100° С) происходит достаточно интенсивное восстановление железа и формируется пирит. Вероятно, что при более длительном течении процесса, чем в нашем эксперименте (24 ч), при такой температуре возможно формирование и других сульфидов (халькопирита, ковеллина и т.д.), которые установлены в железомарганцевых корках со дна океана.

При температуре порядка 200° продолжается пиритизация и начинают формироваться магнетит и алабандин, а также, возникают изначальные центры агрегации и собирательной кристаллизации золота и платины. При температуре 600°С весь марганец переходит в алабандин и происходит укрупнение микрочастиц платины и золота с примесью других самородных металлов, а также формирование интерметаллических соединений.

Но в натуральных образцах железомарганцевых корок и конкреций алабандин не обнаружен, что может быть связано с отсутствием влияния гидротерм или с их относительно низкотемпературным характером.

Вопрос о том, какой из двух факторов (температура или содержание сероводорода) влияет на формирование того или иного минерала, можно рассмотреть путем сопоставления описанных результатов с теми, которые были получены ранее при собственно термической обработке железомарганцевых корок.

При 70° С происходит упорядочение кристаллической структуры вернадита, асболана и тодорокита, при 150° начинается разрушение их структуры, а при 150–300° – полная аморфизация. Параллельно происходит переход ферроксигита в гематит, завершающийся при 150–300°. При 600° минеральный состав корок полностью преобразуется: в результате дегидратации и перекристаллизации формируются слабо кристаллизованные гаусманит $Mn^{2+}Mn^{3+}_2O_4$, биксбиит $(Mn^{3+}, Fe^{3+})_2O_3$, шпинель и аморфные железомарганцевые охры. При доведении температуры до 1000 в материале пробы установлены те же, но хорошо кристаллизованные минералы, а также браунит $Mn^{2+}Mn^{4+}_6 [O_8][SiO_4]$.

Итак, преобразование минерального состава железомарганцевых корок при обработке их сероводородом значительно отличается от того, что происходит при прокаливании: в первом случае формируются, наряду с самородной серой, сульфиды марганца, железа, никеля и, вероятно, других цветных металлов, а также заметная агрегация микровключений золота и платины. Во втором случае происходит только трансформация железомарганцевых фаз. Приведенные экспериментальные данные позволяют предположить, что насыщенный сероводородом раствор действительно может инициировать формирование в корках сульфидных минералов. Вопрос о возможности существования таких растворов в зоне распространения подводных гор связывают с проявлениями вулканизма.

В качестве свидетельств гидротермальной активности приводят наличие в базальных слоях корок тодорокита и высокое отношение в них $(Mn+Fe)/Ti$, находки в пределах поднятий магматических образований эоценового и миоценового возраста, наличие в межгорных впадинах цеолитовых глин, обогащенных вулканокластикой, положительная европиевая аномалия в составе редкоземельных элементов. Наличие сульфидных включений в океанских базальтах также позволяет рассматривать их в качестве одного из источников «экзотических» минералов в железомарганцевых корках. В частности, судя по нашим наблюдениям, частицы самородных металлов в железомарганцевых корках Магеллановых гор приурочены главным образом к нижним прослоям рудного вещества, подстилаемого базальтом.

Но при этом как сульфиды, так и самородные металлы достаточно часто встречаются в окисленных металлоносных осадках океана. Известно также, что в составе железомарганцевых конкреций и корок присутствует материал космического происхождения в виде микроскопических шариков преимущественно железо-никелистого состава.

Предлагалась также гипотеза о возможности возникновения в гидроксидной массе железомарганцевых образований восстановительных микроочагов за счет осаждения органических частиц и сопутствующей сульфат-редукции. Не исключено, что таким путем могут образоваться микрочастицы пирита, но для формирования самородных металлов энергия такого процесса недостаточна; кроме того, сама возможность участия в этом процессе микроорганизмов проблематична.

Можно предположить, что наиболее реальным фактором, влиявшим на состав железомарганцевых корок подводных гор (представляющих собой, как правило, вулканические образования), явились именно подводные поствулканические гидротермы, обогащенные металлами и содержащие сероводород. В связи с этим представляет интерес состав современных гидротермальных растворов рифтовых зон океана, которые детально исследованы и могут дать хотя бы приблизительное представление том, какими могли быть поствулканические растворы подводных вулканов.

Первым таким примером являются горячие рассолы и рудные илы рифта Красного моря, на дне которого чередуются слои гидроксидов Fe и Mn с включениями сульфидов и сульфидные слои с включениями гидроксидов.

В зоне Восточно-Тихоокеанского подводного хребта (21° с.ш.) и во впадине Гуаймас (Калифорнийский залив) на дне фонтанируют гидротермы с температурой 315–350°C и концентрацией растворенного сероводорода 223–284 мг/л. Содержание рудных металлов в растворе на несколько порядков выше, чем в океанской воде, и достигает (мкг/кг): кобальта – 13.4, меди – 2790, цинка – 6930, свинца – 135, кадмия – 20, серебра – 24. Из этого следует, что наличие сероводорода не препятствует высокой миграционной способности металлов в кислом горячем растворе. В связи с этим для получения более определенного ответа на вопрос о влиянии гидротермального фактора на минеральный состав железомарганцевых корок следует, видимо, расширить диапазон экспериментального моделирования.

В целом, как нам представляется, описанные эксперименты демонстрируют, что по крайней мере некоторые сульфидные минералы и аккреция микрочастиц самородных металлов, присутствующих в железомарганцевых корках и конкрециях океана, действительно могут возникнуть под влиянием низко- и среднетемпературных сероводородных гидротерм даже без дополнительной поставки металлов за счет своих исходных ресурсов. Но значительно более весомый результат этой работы заключается в экспериментальном установлении того факта, что железомарганцевые корки и конкреции являются чрезвычайно активным поглотителем сероводорода, что намного повышает практическое значение этого вида полезных ископаемых.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по проекту 07-05-00407а.

The experimental modeling for interaction of Fe-Mn crust with H₂S was performed showing the drastic change of mineral composition in T range 100–600° C, destruction of initial and growth in new species especially sulfides.

И.А. Введенская, А.В. Дубинин

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

**Геохимия редких и рассеянных элементов в осадках
Бразильской котловины Атлантического океана**

I.A. Vvedenskaya, A.V. Dubinin

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

**Geochemistry of rare and minor elements in sediments
from Brasil Basin of Atlantic Ocean**

Рассмотрено поведение редких и рассеянных элементов в осадках станции 1537, отобранной в Бразильской котловине Атлантического океана в 18-м рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов». Разрез вскрыт на глубину 470 см. Осадки представлены окисленными миопелагическими глинами (гор. 0–305 см), которые сменяются тонкослоистой пачкой этмодискусовых (диатомовых) илов (гор. 305–470 см). Коричневая миопелагическая глина (0.09–1.25 % CaCO_3 , 0.05–0.28 % $\text{C}_{\text{орг}}$) в основном сложена глинистыми минералами (91–97 %). Примесь составляют терригенные обломочные минералы песчано-алевритового размера (1–5 %), диатомеи (до 2 %), марганцевожелезистые микроконкреции (около 1 %), единичные спикулы, радиолярии, кокколиты, фрагменты костей. Переход к нижележащим этмодискусовым илам происходит через линзочки и существенную примесь диатомей в составе глин.

Тонкослоистые этмодискусовые илы (0.05–0.54 % CaCO_3 , 0.06–0.14 % $\text{C}_{\text{орг}}$) имеют характерную творожистую консистенцию. В разрезе наблюдается чередование слоев толщиной 3–10 мм, цвет которых изменяется от зеленовато-серого до темно-серого и коричневатого-серого. Основным компонентом этих илов (71–84 %) являются обломки гигантской диатомеи *Ethmodiscus rex*. На долю глинистых минералов приходится 10–20 %, обычно встречаются марганцевожелезистые микроконкреции (1–15 %), песчано-алевритовые терригенные обломочные минералы (до 20 %), радиолярии (1–4 %), единичные спикулы.

На станции 1537 вскрыты осадки позднего плейстоцена. Наличие в разрезе тонкослоистых этмодискусовых илов косвенно свидетельствует о процессах переотложения осадочного материала в осевой зоне Бразильской котловины [Свальнов и др., 2007].

Для определения химического состава были отобраны по разрезу 37 проб осадков. В них определены содержания не только элементов макроэлемента, но и редкие и рассеянные элементы.

По содержанию редких и рассеянных элементов верхняя пачка миопелагических илов представляется достаточно однородной. Содержания марганца в ней также меняются мало (рис. 1) и в среднем составляют 0.46 %.

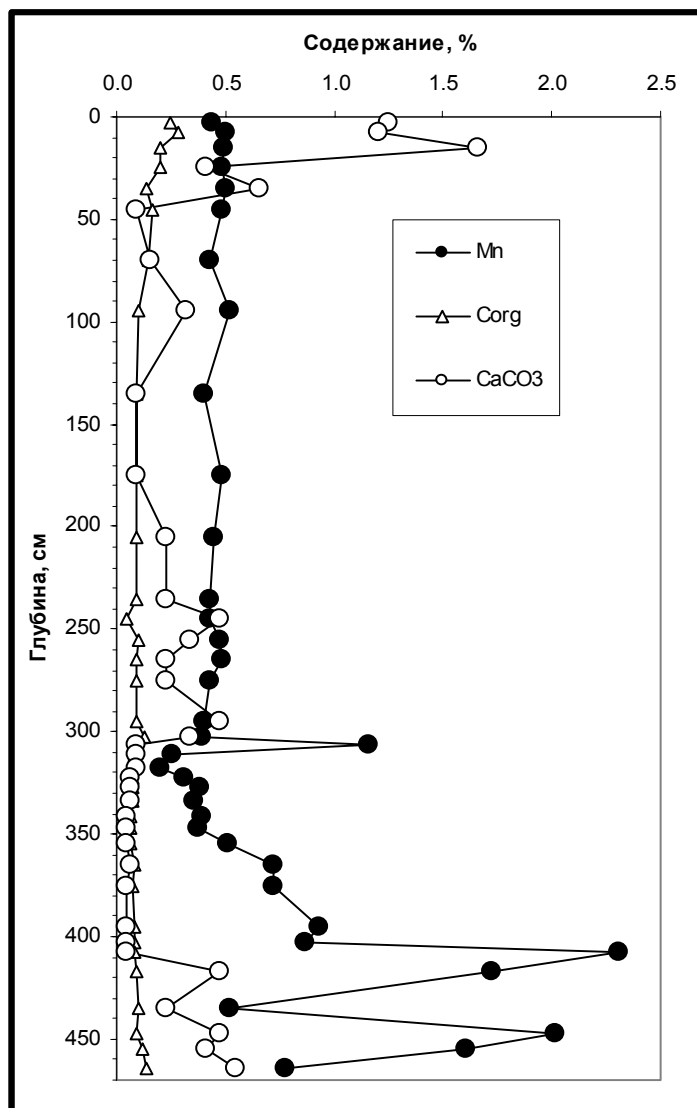


Рис. 1. Изменение содержаний органического углерода, карбоната кальция и марганца в осадках станции 1537

На горизонте 305–308 см у подошвы пелагических илов содержание марганца резко возрастает (см. рис. 1), а вместе с ним и ряда микроэлементов – Co, Cu, Ni, Mo и Tl. Ниже этого горизонта содержание марганца ста-

новится минимальным (0.20 %) и постепенно растет с глубиной, достигая максимальных значений на горизонте 405–407 см – 2.31 %. Сравнивая средние содержания элементов в глинистых и диатомовых илах, несмотря на высокие содержания марганца в последних, следует отметить, что только пять вышеназванных микроэлементов обогащают диатомовые илы. Содержания остальных микроэлементов заметно обеднены.

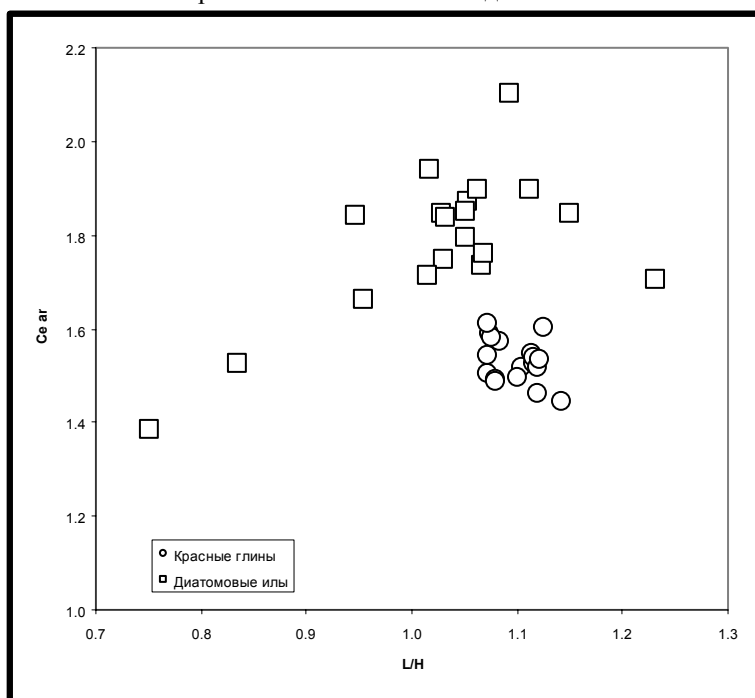


Рис. 2. Составы РЗЭ в осадках станции 1537. Величина цериевой аномалии рассчитана как $Ce\ an = Ce/Ce_{глин}/(0.5La/La_{глин} + 0.5Pr/Pr_{глин})$, а отношение легких РЗЭ к тяжелым – $L/H = (La/La_{глин} + 2Pr/Pr_{глин} + Nd/Nd_{глин})/(Er/Er_{глин} + Tm/Tm_{глин} + Yb/Yb_{глин} + Lu/Lu_{глин})$, где $Ln_{глин}$ – содержание лантаноида в глинах Русской платформы [1]

Если рассматривать отношение среднего содержания микроэлемента в миопелагической глине к содержанию в диатомовом иле, то можно получить ряд микроэлементов:

Ag	Mo	Tl	Mn	Cd	Ba	Co	Ni	Cu	Sr	Pb	Li	Ce	Zn	V
0.2	0.4	0.5	0.5	0.6	1.2	1.3	1.5	1.7	1.8	2.1	2.1	2.1	2.1	2.3

РЗЭ	Y	U	W	Th	Be	Rb	Cs	As
2.3-2.1	2.3	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	2.5	3.5

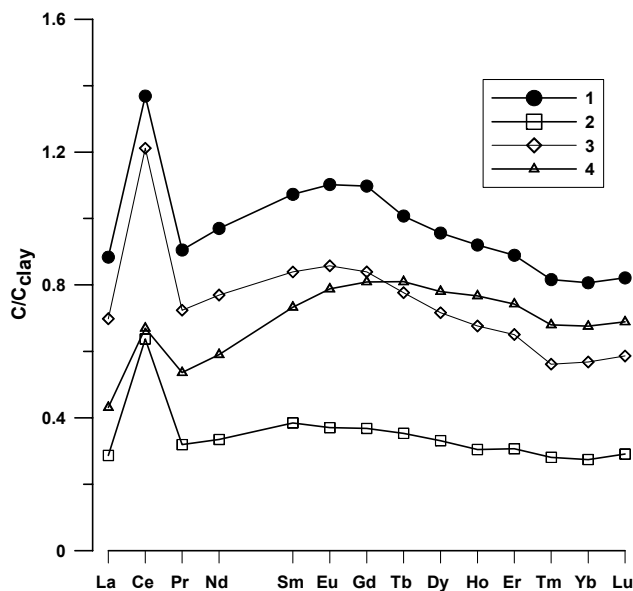


Рис. 3. Составы РЗЭ осадков станции 1537, нормализованные на глины Русской платформы. 1 – средний состав миопелагических глин, диатомовые илы; 2 – гор. 305–308 см, 3 – гор. 308–315 см, 4 – гор. 320–325 см

Максимально обогащают миопелагические глины элементы-гидролизаты, элементы, представленные в морской воде оксианионами, и элементы, связанные с глинистым веществом.

Составы и содержания редкоземельных элементов в миопелагических глинах практически не меняются с глубиной. Составы РЗЭ обогащены церием и легкими лантаноидами (рис. 2). Составы РЗЭ диатомовых илов имеют большее разнообразие. Они также обогащены церием, но иногда обеднены легкими РЗЭ. Средний состав миопелагических глин и составы РЗЭ некоторых горизонтов диатомовых илов показаны на рис. 3.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 07-05-00519.

Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В., Шерстенников О.Г., Ронов А.Б. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1994. № 6. С. 789–803.

The behavior of the rare and minor elements in sediments of the station 1537 recovered from the Brazil basin of Atlantic Ocean is considered.

Е.А. Глазырин¹, В.М. Юбко²

(ООО «Кубаньгеоразведка», Краснодар, eaglazyrin@mail.ru;
НИПИ «Океангеофизика», Геленджик, Yubko@ymg.ru)

**Феномен периодического массового переворачивания
океанских железо-марганцевых конкреций**

E.A. Glazyrin¹, Yubko V.M.²

(¹ООО “Kubangeorazvedka”, Krasnodar; ²NIPI “Okeangeofizika”, Gelendjik)

**Phenomenon of the periodic mass upheaval seagoing
iron-manganese nodules**

Проведен микростратиграфический и онтогенический анализ железо-марганцевых конкреций (ЖМК) с наиболее перспективного участка их развития – поля Кларион-Клиппертон Тихого океана. Исследования показали, что процесс роста ЖМК, – создания их стратиграфического разреза, – сопровождается различными явлениями, которые приводят к усложнению, преобразованию, а нередко и деструкции (уничтожению) разреза. Одним из экстраординарных и слабо изученных процессов формирования ЖМК служат дешифрируемые периодически повторяющиеся явления массового переворачивания совпадающие по времени с периодами остановки их роста и тотальной деструкции.

ЖМК относятся к типичным стратиграфически расслоенным геологическим телам. Они обладают концентрически-слоистым строением. В их разрезе выделяются различные типы стратиграфических несогласий, палеонтологические остатки, иерархически соподчиненные стратоны: слойки – слои – пачки – подзоны – зоны и прочие элементы стратиграфического описания.

Как известно, верхняя часть растущей ЖМК обладает гладкой поверхностью, а нижняя и, особенно, боковая – шероховатой. Более интенсивный рост отвечает образованию шероховатой поверхности. Этим высоким скоростям роста соответствует образование относительно более мощных слоев, сложенных почковидным агрегатом. При наиболее высоких скоростях роста почковидный агрегат, в силу проявления явления геометрического отбора при борьбе за питание и пространство, трансформируется в стержневую форму, образованную параллельными гипертрофированно удлиненными почками с разделяющими их ростовыми щелями. Слои почковидных агрегатов обладают относительно низким удельным весом рудного вещества из-за переполненности разреза щелями роста и захваченного при высокой скорости роста окружающего нерудного (илового) матрикса.

Гладкая поверхность ЖМК отвечает относительно более низким скоростям роста, вплоть до растворения. Низким скоростям роста соответствует образование маломощного тонкослоистого планарного агрегата с относительно высоким удельным весом рудного вещества. Стратиграфический разрез верхней части ЖМК изобилует перерывами роста, периодами раство-

рения и, соответственно, стратиграфическими несогласиями. Зачастую разрез здесь носит конденсированный характер.

Слои почковидного и планарного агрегатов фациально переходят друг в друга по простиранию, отражая тем самым различные условия и, соответственно, скорость роста поверхности ЖМК, ориентировку ЖМК на поверхности дна.

В результате неодинаковой радиальной скорости роста у большинства ЖМК образуется так называемый экваториальный пояс, фиксирующий ее положение на границе «вода-осадок». Такое ассиметричное внешнее строение ЖМК отражено и в ее внутреннем сечении в различной мощности стратонев – слоев, пачек слоев, подзон и зон. В результате ЖМК часто имеет ассиметричный разрез. Эта ассиметрия вызвана ориентировкой ЖМК относительно «питающего слоя» - питающего геохимического барьера.

Судя по ассиметрии поверхности ЖМК, питающий геохимический барьер относительно резко ограничен сверху сразу над границей раздела «вода-осадок». Нижняя граница барьера проходит в толще ила и достаточно постепенная. Максимальный градиент питающего геохимического барьера расположен в приповерхностном слое ила. Он зафиксирован формированием экваториального пояса ЖМК, т.к. именно в боковых частях ЖМК стратоневы имеют максимальную мощность, максимальную скорость роста. Именно здесь максимально проявлен геометрический отбор почковидных агрегатов, имеющиеся планарные слои фациально переходят в почковидные, а некоторые стратиграфические несогласия исчезают. Интенсивный рост ЖМК по горизонтали приводит к трансформации их первоначально субизометричной формы в дисковидную и к почкованию поверхности ее пояса на субиндивиды роста. За пределами питающего геохимического барьера выступающие над илом вершинные части ЖМК могут испытывать «голод», вплоть до локального растворения.

Таким образом, ассиметрия ЖМК позволяет судить о ее ориентировке относительно питающего геохимического барьера – раздела иловых и придонных вод. Это не что иное, как так называемый *гравитационный отвес* по А.Г. Жабину.

Изучение срезов ЖМК говорит о том, что они в различное время своего формирования, судя по гравитационному отвесу, имели различную ориентировку, т.е. выявляется периодически повторяющееся **переворачивание ЖМК** в процессе роста. Это хорошо иллюстрируется переменной положения максимумов мощностей в различных стратиграфических интервалах – *инверсией роста* ЖМК. Эти максимумы ориентированы противоположно друг относительно друга, т.е. переворачивание ЖМК происходит с «ног на голову».

Отклонение от правила переворачивания с «ног на голову» наблюдается в сложно построенных ЖМК, в которых присутствуют фрагменты древних ЖМК в виде ядер обрастания. В этом случае инверсии роста во фрагменте

древней ЖМК и оболочке новой ЖМК могут не согласовываться. В пределах же индивидуального конкреционного роста – в древней ЖМК или молодой ЖМК правило инверсии сохраняется. Иногда в ядерных фрагментах древних ЖМК в свою очередь присутствуют еще более древние ядра образования фрагментов ЖМК. Таких вложенных друг в друга ядер может быть несколько.

Вместе с ассиметричными ЖМК в которых проявлена инверсия роста, встречаются ЖМК без признаков переворачивания. Это, как правило, симметричные ЖМК. К числу таких ЖМК относится большинство мелких – шарообразных – разностей. Их симметричность не противоречит эффекту переворачивания ЖМК, т.к. размер этих ЖМК незначителен для проявления градиента питающего геохимического барьера. Другое дело крупные симметричные ЖМК. Эти ЖМК имеют эллиптическую форму, типа мяча для регби. Симметричность их разреза может быть обусловлена либо полным погружением в геохимический барьер, что маловероятно, так как их размер вряд ли бы позволил не проявиться градиенту геохимического барьера, т.к. чем больше градиент геохимического барьера (меньше его мощность), тем, как известно, интенсивнее идет рудоотложение – в нашем случае формирование крупных ЖМК. Либо, что более вероятно, их симметричность обусловлена постоянным перекачиванием, чему морфоструктура данных ЖМК не противоречит.

Конкреции с одинаковым положением градиента мощности – т.е. без признаков переворачивания – это, как правило, типичные ассиметричные ЖМК уплощенной формы с гипертрофированным экваториальным поясом. Уплощенная, дисковидная форма таких конкреций, их закоренность гипертрофированным экваториальным поясом вряд ли способствует их переворачиванию.

Периоды переворота ЖМК промаркированы регионально проявленными и коррелируемыми угловыми или структурными стратиграфическими несогласиями в разрезах ЖМК. Эти несогласия устанавливаются во всех ЖМК. Они разделяют достаточно крупные интервалы разреза – зоны и подзоны, которые формировались при относительно стабильном режиме конкрециеобразования, без длительных перерывов роста. Внутри разрезов зон и подзон выделяются только весьма слабо проявленные, теряющиеся и не поддающиеся корреляции более кратковременные приостановки роста, которые разделяют пачки слоев.

Регионально проявленные стратиграфические несогласия имеют признаки формирования в течение достаточно длительного времени. В эти периоды рост ЖМК не осуществлялся, а происходила их деструкция. На это указывают ярко выраженные признаки растворения нижележащих слоев, раскол ЖМК на фрагменты, образование наложенных текстур и преобразование ранее сформированных агрегатов и другие признаки длительного воздействия разрушающих процессов. Во многих случаях фиксируется постав-

ка в конкреционный процесс обломков базальтоидов и агломератов, которые приурочены к зонам несогласий или дающих в качестве затравок начало роста новым ЖМК.

Периоды деструкции не обязательно сопровождаются переворачиванием всех ЖМК, но, тем не менее, это весьма характерное явление. Но при этом все перевороты ЖМК отвечают именно периодам деструкции.

Таким образом, образование ЖМК носит прерывистый характер, разделяемый периодами полного прекращения роста. Эти периоды отмечаются в разрезах всех ЖМК и хорошо взаимоувязываются друг с другом, охватывая, таким образом, значительные площади океанского дна. Во всяком случае, они идентифицированы во всех изученных ЖМК с различных станций поля Клариион-Клиппертон. Онтогенетический и микростратиграфический анализ ЖМК указывает на катастрофический характер этих перерывов для железомарганцевого рудогенеза.

Происхождение и характер этих катастрофических явлений остается загадкой и о них на сегодняшний момент можно лишь предполагать. Несомненным является то, что эти явления должны уничтожить на огромной площади океанского дна питающий геохимический барьер, т.е. режим иловых и придонных вод. Поставка в эти периоды на поверхность дна свежих обломков базальтоидов и осадочных пород, фрагментация многих ранее образованных ЖМК, их тотальное переворачивание указывает на прохождение в этот период динамически весьма активных процессов. Такими процессами могут являться тектоно-магматические активизации, инверсии магнитного поля, климатические изменения, а, скорее всего, взаимосвязанный и взаимообусловленный комплекс подобных процессов.

В изученных ЖМК выделяется более десяти периодов остановки роста с их разрушением и массового переворота.

On the grounds of studies cut and internal construction iron-manganese nodules field Klarion-Klipperton is fixed the periodic mass upheaval and destructions. The Mass upheaval nodules occurs at periods of the stop of their growing and destructions.

А.Г. Григорьев, В.А. Жамойда

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

Сопоставление сорбционных свойств шельфовых (Финский залив) и океанических железомарганцевых конкреций

A.G.Grigoriev, V.A.Zhamoida

(A.P.Karpinsky Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St. Petersburg)

Comparison of the sorption properties of the shelf (Gulf of Finland) and oceanic ferromanganese concretions

Химический состав океанических железомарганцевых конкреций (ЖМК), их сорбционный потенциал и механизмы сорбции изучены в значительно лучшей степени (Батулин, 1986, Новиков, 2007, Челищев и др., 1992), чем для шельфовых ЖМК. Геохимии шельфовых ЖМК посвящен лишь узкий круг работ. В настоящей работе предпринята попытка изучить сорбционные способности ЖМК Финского залива Балтийского моря по отношению к ряду микроэлементов и определить степень накопления последних в конкрециях. Как и океанические конкреции, шельфовые железомарганцевые образования обогащены рядом химических элементов. При рассмотрении вопроса о степени накопления элементов в ЖМК, возникает проблема: с каким объектом сравнения сопоставлять концентрации элементов в конкрециях. Многие исследователи проводят сопоставление с кларковыми концентрациями. Но последние не учитывают геохимическую специализацию региона развития ЖМК. Поэтому использование кларковых содержаний в данном случае едва ли оправдано. Более справедливо в качестве фонового значения использовать содержания химических элементов в донных осадках, находящихся в тех же геолого-геоморфологических и природных условиях. Для этой цели нами использовались фоновые концентрации элементов в алевропелитовых осадках северной части Финского залива. Все изучаемые химические элементы конкреций Финского залива при сопоставлении их средних (медианных) концентраций со средними концентрациями во вмещающих осадках можно разбить на три основные группы.

К первой группе относятся элементы концентрации, которых в ЖМК статистически (при уровне значимости $Q=5\%$) значительно превышают их концентрации в осадках, то есть, достоверно накапливающиеся в конкрециях (таблица 1). Состав группы накапливающихся элементов стабилен и не меняется в зависимости от морфотипа конкреций. Однако по степени концентрирования в различных морфотипах ЖМК, эти элементы можно разделить на три подгруппы. Первая: элементы, более интенсивно накапливающиеся в сферических и дробовидных ЖМК – Mn, Ra, Co, Ni, Ba, Cd, Zn, Mo. Вторая: элементы более интенсивно накапливающиеся в дисковидных ЖМК – Fe, As, P. К третьей подгруппе относятся элементы, степень накопления кото-

рых практически не зависит от морфологии ЖМК. К ней относятся: U, Mg, Cu. Первая и вторая подгруппы представляют собой стабильные геохимические ассоциации и их появление обусловлено существованием двух главных сорбционных центров, представленных соединениями Mn и Fe.

Таблица 1. Коэффициенты концентрации (КК) химических элементов в различных морфотипах ЖМК Финского залива (накапливаемые элементы)

Элемент	Дротовидные	Сферические	Дисковидные
²²⁶ Ra	9,4	12,6	9,8
Co	8,6	10,5	7,8
Cu	2,5	2,4	2,1
Ni	7,5	8,9	6,8
Zn	4,3	4,4	3,0
Mo	236,8	314,0	231,5
Cd	5,3	7,1	5,3
U	2,3	2,7	2,8
As	38,9	39,6	45,8
MnO	319,5	590,1	224
Fe ₂ O ₃	12,2	9,1	17,8
P ₂ O ₅	29,3	19,3	28,0
MgO	2,4	2,4	2,6
Ba	4,8	7,4	5,8

Ко второй группе относятся элементы, концентрации которых в ЖМК статистически (при уровне значимости Q = 5 %) значимо меньше, чем их концентраций в осадках (таблица 2). Как и в предыдущем случае, эти результаты хорошо увязываются с данными о геохимической структуре конкреций. Практически все микро и макрокомпоненты, которыми конкреции обеднены, входят в геохимическую ассоциацию породообразующих элементов, обусловленную нерудным веществом ЖМК, механически захватываемом при росте конкреции. Естественно их концентрации в ЖМК заметно ниже, чем во вмещающих конкреции осадках, основой которых являются породообразующие элементы. ¹³⁷Cs, более интенсивно сорбирующийся глинистыми минералами, чем рудным веществом ЖМК, естественно жестко связан с породообразующими элементами. ²³²Th, как было показано многими авторами, мигрирует и отлагается в осадках также в минеральной форме, что и обуславливает его вхождение в данную группу.

К третьей группе относятся элементы концентрации, которых в конкрециях, большинстве случаев значимо не отличаются от концентраций во вмещающих поля ЖМК донных осадках. К этой группе можно отнести Ca и до некоторой степени, Pb и ⁴⁰K. Следует отметить, что в геохимической

структуре конкреций эти элементы ведут себя индифферентно по отношению ко всем выделенным ассоциациям.

Таблица 2. Коэффициенты концентрации химических элементов в различных морфотипах ЖМК Финского залива (элементы, которыми конкреции либо обеднены, либо концентрации которых значимо не отличаются от концентраций во вмещающих осадках – выделены курсивом)

Элемент	Дротовидные	Сферические	Дисковидные
²³² Th	0,75	0,49	0,68
⁴⁰ K	<i>1,11</i>	0,78	0,64
¹³⁷ Cs	0,54	0,56	0,39
Pb	<i>0,91</i>	<i>0,85</i>	0,49
Na ₂ O	0,67	0,65	0,62
Al ₂ O ₃	0,46	0,39	0,35
SiO ₂	0,28	0,25	0,23
K ₂ O	0,67	0,62	0,60
CaO	<i>0,83</i>	<i>0,83</i>	<i>0,91</i>
TiO ₂	0,06	0,02	0,01

Для сопоставления относительных концентрационной способности шельфовых (Финский залив Балтийского моря) и океанических конкреций нами были использованы их коэффициенты концентрации (КК), рассчитанные по отношению к среднему содержанию в осадочных породах по А.П. Виноградову (Виноградов, 1962).

Приведенные в таблице 3 данные показывают, что океанические конкреции более интенсивно, чем шельфовые накапливают большинство элементов: Со, Сu, Ni, W, Pb, Ti, Th, Zn, Mo, Cd, Mn, Na. В то же время, конкреции Финского залива более интенсивно, чем океанические, накапливают: Ra, U, As, Fe, P, Mg, Ba. Различия в коэффициентах концентрации по Na и Mg статистически недостоверно, то есть степень их накопления ЖМК приблизительно одинакова. Актуальным является вопрос, почему шельфовые ЖМК в значительно меньшей степени накапливают широкий круг элементов, связанных с соединениями марганца, хотя в целом коэффициенты концентрации марганца у океанических и шельфовых конкреций относительно близки, а КК для сферических ЖМК Финского залива превосходит аналогичный коэффициент для океанических конкреций.

Наиболее вероятным, в данном случае является временной фактор. Возраст океанических ЖМК миллионы лет. Возраст ЖМК Финского залива сотни, возможно первые тысячи лет. Сорбционные ионообменные процессы, и процессы минералообразования, протекающие в конкрециях крайне сложны, и растянуты во времени. Вероятно, в шельфовых конкрециях мы наблюдаем только первые стадии развития процессов сорбции и перерас-

предела химических элементов, которые не получают своего естественного продолжения в связи с относительно кратковременным сроком их “жизни”. Более интенсивное, чем для океанических ЖМК, накопление конкрециями Финского залива Ra, U, As, Fe, P, Ba возможно связано с близостью мощных источников поступления этих элементов (урановые – Ra, U, Ba и фосфоритовые- As, Fe, P, U, Ra месторождения побережья залива).

Таблица 3. Коэффициенты концентрации химических элементов в различных морфотипах ЖМК по отношению к “Кларкам” для осадочных пород

Элемент	ЖМК Финского залива				Океанические (по McKelvey et al., 1983 [1])
	Валовая выборка	Сфери- ческие	Дробо- видные	Диско- видные	
²²⁶ Ra	42,0	48,0	36,0	38,0	6-15
²³² Th	1,1	0,8	1,3	1,2	2,7
Co	3,9	4,7	3,9	3,5	135,0
Cu	0,5	0,5	0,5	0,4	78,9
Ni	1,1	1,2	1,0	0,9	69,5
Zn	3,2	3,5	3,4	2,4	15,0
W	1,6	1,6	1,7	1,7	50,0
Mo	83,0	89,5	67,5	66,0	200,0
Cd	105,0	128,0	95,0	96,0	333,3
U	3,2	3,3	2,7	3,4	1,6
Pb	1,1	1,1	1,2	0,7	45,0
As	28,3	27,0	26,5	31,2	21,2
MnO	222,5	302,5	163,5	115,0	281,0
Fe ₂ O ₃	6,3	4,8	6,5	9,5	4,3
P ₂ O ₅	42,9	36,9	38,7	50,3	3,2
Na ₂ O	2,6	2,7	2,7	2,5	3,0
MgO	1,4	1,4	1,4	1,5	1,2
Al ₂ O ₃	0,5	0,5	0,6	0,4	0,3
SiO ₂	0,8	0,7	0,9	0,7	0,3
K ₂ O	0,9	0,9	0,9	0,8	0,3
CaO	0,6	0,5	0,5	0,6	0,9
TiO ₂	0,12	0,12	0,18	0,06	1,5
Ba	3,6	4,6	3,0	3,6	2,9

Основные породообразующие элементы, за исключением Na, Mg и отчасти Ti, как в шельфовых конкрециях, так и в океанических имеют коэффициенты концентрации меньше единицы. То есть концентрации этих элементов ниже, чем кларки для осадочных пород. При этом КК для породообразующих элементов в шельфовых конкрециях, как правило, относительно

выше, чем для океанических. Исследование шлифов шельфовых ЖМК показывает, что в них наблюдаются микрослои, обогащенные терригенным и глинистыми частицами. Вероятно, это связано с тем, что рост шельфовых ЖМК в отличие от океанических, как правило, происходит в условиях периодического перекрытия их вмещающими осадками.

1. McKelvey V. E., Wright N.A., Bowen R.W. Analysis of the world distribution of metal-rich subsea manganese nodules. US Geological Survey Circular No. 886, 1983. 55 p.

The paper is devoted to the sorption properties of the ferromanganese concretions from the Gulf of Finland (Baltic Sea). It was determined that concretions of the Gulf of Finland are characterized by essential increasing of Mn, Ra, Co, Ni, Ba, Cd, Zn, Mo, Fe, As, P, U, Mg, Cu, U, Mg, Cu in comparison with surrounding sediments and enriched in Ra, U, As, Fe, P, Mg, Ba in comparison with oceanic concretions. The main reasons of the difference in the level of chemical elements accumulation by oceanic and shallow-water marine ferromanganese concretions are the youngest age (usually – hundreds years) of shallow-water concretions and their extremely high growth rates.

А.Г. Григорьев, В.А. Жамойда

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

Геохимическая структура железомарганцевых конкреций Финского залива

A.G. Grigoriev, V.A. Zhamoida

(A.P. Karpinsky Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St. Petersburg)

Geochemical structure of ferromanganese concretions of the Gulf Finland

Процессы современного аутигенного железомарганцевого конкрециообразования играют важную роль в балансе осадочного вещества многих морских и озерных бассейнов. В некоторых из них, как например в Ботническом и Финском заливах Балтийского моря, в конкреционных полях на небольших площадях морского дна концентрируются миллионы тонн рудного вещества, влияя и на качество природной среды этих бассейнов. По данным VSEGEI в сомкнутых полях Финского залива выход рудной массы конкреций естественной влажности может превышать 60 кг/м². По данным ООО «Петротранс», проводившем в 2005–2007 гг. опытно-промышленную добычу конкреций, эта величина достигает 169 кг/м². Сами процессы роста-растворения мелководных железомарганцевых конкреций (ЖМК) характеризуется высокой интенсивностью, о чем свидетельствует их возраст, определенный по Pb²¹⁰ и не превышающий 1000 лет, а также поднятые со дна моря артефакты, обросшие конкреционными корками. Крайне причудлива морфология мелководных конкреций, что обусловлено многообразием фациальных условий их формирования в пределах одного водного бассейна. Так только в восточной части Финского залива выделяется до 18 морфотипов ЖМК.

В состав аналитических работ входило проведение силикатного анализа 246 проб ЖМК на основные элементы, а также определение в 125 пробах: Co, Ni, Zn, Sn, W, Mo, Cd, Pb, Cu методом ICP OES; Au, Pt, Pd методом ICP MS; рентгеноспектральный анализ на U, As, Pb; гамма-спектрометрический анализ на изотопы ²²⁶Ra, ²³²Th, ⁴⁰K, ¹³⁷Cs, ⁶⁰Co; определение Hg методом «холодного пара».

Как видно из таблицы 1 средние содержания основных элементов, формирующих ЖМК, существенно меняются в различных их морфотипах. Фактические концентрации MnO_{вал} изменяются от 2.4 % до 50.7 %, Fe₂O₃ от 11.7 % до 70.2 %. Минимальные средние концентрации MnO_{вал} отмечены в терригенно-рудных корках. Далее по степени увеличения концентрации MnO_{вал} следуют дисковидные, дробовидные, сферические ЖМК. Максимальные значения отмечены в лепешковидных ЖМК и рудных корках. В целом, продуктивность конкреционного слоя и содержание в ЖМК MnO

растут с увеличением глубины моря. Минимальные средние содержания MnO в независимости от морфотипа приурочены к прибрежным относительно мелководным полям с глубинами 20–25 м. Максимальные – к более глубоководным полям конкреций в центральной части залива, где глубины достигают 50–70 м.

Таблица 1. Средние концентрации основных рудных и породообразующих элементов в различных морфотипах конкреций (%)

	Дробовидные	Сферические	Переходные формы	Дисковидные	Корки обрастания терригенных ядер	Лепешковидные + рудные корки	Терригенно-рудные корки
SiO ₂	20.7	18.4	19.3	14.4	20.4	15.1	34.5
Al ₂ O ₃	4.4	4.7	4.7	3.3	4.6	4.1	9.1
MnO	13.1	24.2	15.7	9.2	17.5	31.0	8.2
Fe ₂ O ₃	31.2	23.1	30.7	45.3	31.7	22.5	25.8
P ₂ O ₅	4.4	2.9	4.2	4.2	2.9	2.7	2.7
TiO ₂	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.4
MgO	1.6	2.4	2.0	1.2	1.6	2.6	2.4
CaO	2.4	1.8	1.9	1.5	1.7	2.0	1.6
Na ₂ O	1.1	1.3	1.3	0.9	1.4	1.5	1.7
K ₂ O	1.4	1.7	1.5	1.0	1.7	1.6	2.6
Кол-во проб	13	109	26	58	13	9	18

Железо характеризуется обратными по отношению к марганцу закономерностями распределения по морфотипам ЖМК и по глубине нахождения залежи. Минимальные концентрации Fe₂O₃ отмечены в лепешковидных ЖМК и рудных корках. Далее по степени увеличения средних концентраций следуют сферические ЖМК, терригенно-рудные корки, дробовидные ЖМК, корки обрастания. Максимальные средние концентрации Fe₂O₃ в независимости от морфотипа приурочены к мелководным полям, минимальные – к более глубоководным полям конкреций в центральной части залива.

Таблица 2. Статистические параметры распределения основных химических элементов и радионуклидов по морфотипам ЖМК (Ср. – среднее медианное, δ – стандартное отклонение)

Элементы	Дисковидные		Дробовидные		Сферические	
	Ср.	δ	Ср.	δ	Ср.	δ
²²⁶ Ra (Бк/кг)	490	211	469	302	629	222
²³² Th (Бк/кг)	51	31	56	25	37	24
⁴⁰ K (Бк/кг)	515	266	889	302	631	334
¹³⁷ Cs (Бк/кг)	33	27	45	61	47	25
Co (ppm)	70.1	14.3	77.8	20.0	94.4	12.3
Cu (ppm)	23	8	27.6	10.6	26.6	7.74
Ni (ppm)	89.7	43.8	98.1	84.3	116.5	55.5
Zn (ppm)	191	47	270	184	276.5	99.2
W (ppm)	3.44	1.82	3.42	1.01	3.19	0.71
Mo (ppm)	132.0	135.0	135.0	133.4	179.0	110.8
Cd (ppm)	2.88	1.28	2.85	3.06	3.84	1.94
U (ppm)	11.00	2.72	8.79	3.52	10.65	3.30
Pb (ppm)	13.1	4.7	24.3	11.2	22.5	5.7
As (ppm)	206	44	175	50	178	33

Содержание P₂O₅ в конкрециях колеблется от 1.45 % до 7.16 %, при средних значениях для сферических ЖМК 2.9 % и дисковидных 4.2 %. Перечисленные три элемента создают химический каркас ЖМК.

В таблице 2 приведены статистические параметры распределения микрокомпонентов по трём основным обобщенным морфотипам ЖМК восточной части Финского залива, имеющих наибольшее распространение. Как видно изменчивость микрокомпонентного состава ЖМК также зависит от их морфотипа.

Для выяснения геохимической структуры железомарганцевых конкреций применялся факторный анализ в R-модификации метода главных компонент. В обработку включались как исходные матрицы данных (абсолютные значения), так и матрицы данных для каждого элемента, стандартизованные путем нормировки на среднее медианное значение по выборке.

На первом этапе рассматривался исходный массив, характеризующий суммарную выборку по всем трем основным морфотипам. За основную изменчивость изучаемых признаков отвечают два главных фактора. Совместный анализ распределения факторных нагрузок позволяет выделить три основные ассоциации (рисунок). Первая ассоциация тесно связанных между собой элементов, представлена Fe₂O₃, P₂O₅ и As. Вторая ассоциация представлена жестко связанной группой MnO, Mo, Ba, ²²⁶Ra, Cd, входящих в широкую ассоциацию с Cu, Zn, Ni, Co, W, U. Третья ассоциация включает Na₂O, Al₂O₃, SiO₂, TiO₂, K₂O, MgO и ¹³⁷Cs. Эта ассоциация связана с мине-

ралами, механически захваченными при росте конкреции. В этой широкой ассоциации выделяется дополнительная подгруппа K_2O , MgO . Учитывая положение выделенных ассоциаций по отношению к главным факторам, можно констатировать, что все изученные элементы, с учетом значимости связи с факторами на уровне $Q=1\%$, разбились по первому фактору на две группы. Преимущественно терригенная составляющая ЖМК – Na_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 , K_2O , MgO , и тяготеющий к ним ^{137}Cs , и преимущественно хемогенная составляющая ЖМК – Fe_2O_3 , P_2O_5 , As , MnO , Mo , Ba , ^{226}Ra , Cu , Cd , Zn , Ni , Co , W , U (рисунок). По второму фактору хемогенная составляющая ЖМК разделяется на две геохимические ассоциации. Первая – элементы, тяготеющие к MnO . Вторая – элементы, тяготеющие к Fe_2O_3 . Выявляется также группа элементов: Pb , ^{232}Th , ^{40}K , не имеющих значимой связи ни с одним из факторов. Индифферентно по отношению к прочим элементам ведёт себя Ca .

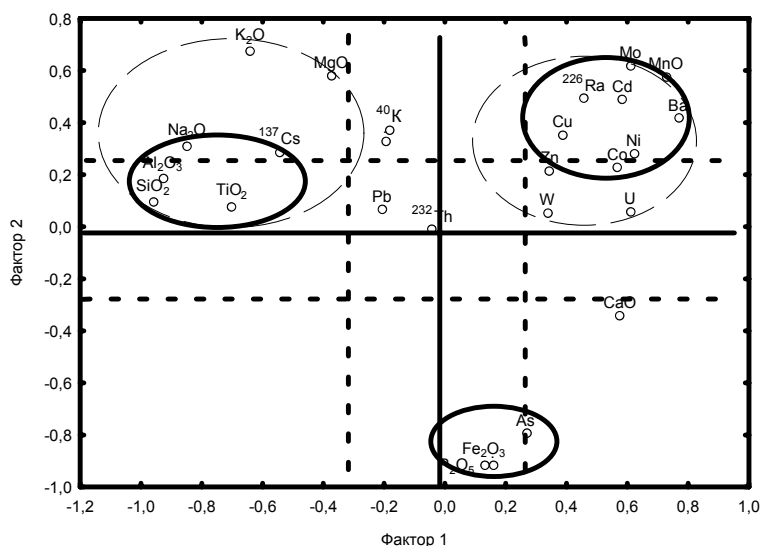


Рисунок. Распределение факторных нагрузок по первому и второму факторам. Общая выборка по всем морфотипам ЖМК

На втором этапе исследований, для более детальной оценки геохимической структуры ЖМК исходный массив был разбит на три выборки: сферические, дробовидные и дисковидные ЖМК. Для всех этих морфотипов характерно наличие трех основных ассоциаций, в целом соответствующих суммарной выборке, которые в зависимости от морфотипа могут подразделяться внутри себя на более тесные геохимические ассоциации, а в отдельных случаях часть элементов может выделяться в самостоятельную группу.

Особенно это характерно для элементов, тяготеющих к MnO, то есть группе цветных металлов. Кроме того, ассоциации химических элементов могут меняться не только в зависимости от морфотипа конкреций, но и в зависимости от географического положения поля ЖМК. Примером этого служат ассоциативные связи, полученные в результате обработки данных силикатного анализа по пяти полям ЖМК в Финском заливе. На участке Центральный, MnO и MgO входят в абсолютно различные геохимические ассоциации, имея между собой резко отрицательную корреляционную зависимость. В тоже время, на участке “Северный” как в сферических, так и в дисковидных ЖМК MnO и Mg образуют тесную самостоятельную ассоциацию, не связанную с другими элементами. Наиболее вероятно, эта закономерность связана с геолого-геохимическими условиями образования конкреций, в частности с резким различием в составе коренных пород северного и южного берегов залива, являющихся первичным источником поступления химических элементов в ЖМК.

В качестве предварительного обобщения вышеизложенного можно констатировать следующее: 1. Геохимическая структура ЖМК Финского залива определяется тремя основными ассоциациями химических элементов, подразделяемых на преимущественно хемогенные и преимущественно терригенные. К преимущественно хемогенным относятся: наиболее стабильная ассоциация Fe-P-As и ассоциация (Mn-Mo-Ba-Ra), с которой связан широкий круг химических элементов. К преимущественно терригенным относится ассоциация породообразующих элементов Na-Al-Si-Ti. 2. В геохимической структуре конкреций выделяются два сорбционных центра, представленные соединениями марганца и железа. Соединения марганца являются основной сорбционной доминантой. 3. В целом геохимическая структура различных морфотипов ЖМК близка между собой, но при этом существуют различия, обусловленные спецификой условий образования и роста ЖМК, а также химизмом протекающих в них процессов. 4. Ассоциативные связи между элементами зависят не только от морфотипа ЖМК, но и от типа рудной залежи и от её географического положения.

As a result of geochemical and statistical investigations of ferromanganese concretions from the Gulf of Finland it was defined that geochemical structure of concretions is formed by 3 main associations: mostly stable Fe-P-As and Mn-Mo-Ba-Ra (involving some minor elements) chemogenic associations and association of allothigenic elements (Na-Al-Si-Ti). Associative relations between elements are controlled by morphology of concretions, facial conditions and geographical location of concretion field.

И.Г. Добрецова

(Полярная морская геологоразведочная экспедиция ПМГРЭ, Санкт-Петербург,
e-mail: dobro54@mail.ru)

О самородной меди в базальтах и околорудных изменениях базальтов на рудопроявлении «Семёнов» САХ

I.G. Dobretsova

(Polar marine geosurvey expedition PMGE, St. Petersburg)

About native copper in basalts and hydrothermal changes of basalts around ore deposit Semenov, Atlantic Ocean

В 32-ом рейсе НИС «Профессор Логачёв» на рудном поле «Семёнов» (13°30.24' с.ш., 44°54.07' з.д.), на станциях опробования 32л353 и 32л365 телеграфом были подняты образцы гидротермально-изменённых базальтов, на примере которых удалось выявить несколько стадий околорудных изменений.

Базальты представлены некрупными (не более 25 см в диаметре) подушечными лавами, как афировыми, так и редкопорфировыми, зонального строения со скорлуповатой отдельностью. При этом удалось пронаблюдать практически все стадии изменений базальтов, от свежих до полностью преобразованных. Отличительной особенностью базальтов рудного поля «Семёнов» является содержание самородной меди нескольких генераций во вкрапленниках.

Медь первой генерации образует тонкую (менее 0,01 мм), участками довольно насыщенную пылевидную вкрапленность в стекловатой массе свежих базальтов. Чаще медь распределена неравномерно, образуя гнезда насыщенной вкрапленности, но отмечается и развитие вкрапленников по кольцу диаметром до 5–6 см с шириной кольца до 1 см. Обращает на себя внимание факт, что подобная вкрапленность характерна и для гематита (полевое определение) в базальте. Причём там, где отмечен гематит, самородная медь отсутствует.

Медь второй генерации развивается по тонким плёнкам смектита (полевое определение), проникающим по трещинкам в базальтовую породу. Она также представлена неравномерной насыщенной пылевидной вкрапленностью.

Медь третьей генерации образует наиболее крупные пластинчатые выделения по трещинам в базальте, а иногда медь развивается совместно с нон-тронитом (полевое определение). У отдельных пластин меди отмечается неравномерное распределение окраски, что возможно указывает на неоднородный состав такой меди. Из наиболее характерных примесей в самородной меди встречаются обычно цинк или серебро.

Присутствие самородной меди в базальтах способствует образованию минералов группы атакамита на поверхности образцов, в том числе на закалочных стёклах.

Образцы базальта имеют характерный цилиндрический и рулоноподобный облик, демонстрирующий крутящие моменты, возникающие при поступлении базальтового вязкого расплава на поверхность дна, что подтверждается наличием закалочных стёкол на поверхности образцов и каплевидными выделениями минералов группы атакамита совместно с оксигидроксидами железа и марганца на закалочных стёклах.

Ещё одной особенностью базальтов рудного поля «Семёнов» является то, что часть из них образовалась путём выдавливания небольших порций вязкого расплава на поверхность дна, в осадки, в результате чего на внешней поверхности образцов базальтов, представленной закалочным стеклом мощностью не более 1 см, наблюдается слой шариков фораминиферовой размерности (0,1–0,2 мм). Эти шарики также сложены стеклом, но возможно с примесью реликтов органического карбонатного вещества, т.к. в иммерсионном препарате в скрещенных николях под микроскопом они не полностью изотропны, а имеют слабое секториальное погасание, хотя основу их составляет стекло. Это своего рода память формы бывших фораминифер. К тому же далеко не все шарики образуют изолированные вкрапленники, характерные для миндалин, они чаще сгруппированы по несколько штук. При этом, отмечаются и истинные миндалины, но они имеют более крупный размер, ничем не заполнены и на их стенках также видны мелкие стеклянные шарики – бывшие фораминиферы. Для миндалин в базальтах вообще не характерно выполнение их стеклом: они либо ничем не заполнены, либо заполнены такими минералами как хлорит, карбонат и цеолиты.

Ещё одним фактом, подтверждающим внедрение базальтового расплава в осадки, служит образец станции 32л353, где на поверхности базальта в железо-кремниевом стекле сохранился реликт фауны, напоминающей пелециподу (полевое определение), замещённой этим же стеклом и минералами группы атакамита.

Кроме того, здесь же были подняты образцы уплотнённого и изменённого до кремнисто-глинистого состава осадки белого и светло-серого цвета с реликтами фораминифер и их отпечатками. При этом на стенках отпечатков хорошо сохранилась ячеистая структура поверхности фораминифер. Подобные уплотнённые осадки могли образоваться под воздействием высокой температуры вязкого базальтового расплава, проникающего в них. Контакт с фораминиферовыми илами свидетельствует о предшествующем спокойном периоде, во время которого мог накопиться осадок.

При полевом изучении базальтов от периферии рудных полей к крупным рудным телам выявлено поэтапное или постадийное изменение базальтов.

Первой стадией изменения базальтов, представленных небольшими подушечными лавами, является их хлоритизация, возможно с частичным ожелезнением, которые развиваются от наружного края образца к центру, в результате чего базальты легко раскалываются на части по скорлуповатой отдельности. Вместе с хлоритизацией и частичным ожелезнением могут раз-

виваться сульфиды первой генерации, образующие незначительную вкрапленность в базальте.

На следующей стадии по трещинам в базальте развиваются прожилки сульфидов с кварцем и халцедоном. Как частный случай, в придонном слое низкотемпературные гидротермальные прожилки пирит-марказитового состава могут развиваться по поверхности хлоритизированных и ожелезнённых базальтов и по фораминиферам, не растворяя последние. Данный процесс демонстрирует образец станции 32л353.

На третьей стадии, по мере приближения к рудному телу появляются брекчии из обломков сульфидов и базальтов, сцементированных кварц-халцедоновым материалом. Вероятнее всего, что халцедон появляется в брекчиях ближе к поверхности дна, чем кварц. С приближением к рудному телу уменьшаются размеры базальтовых обломков в брекчиях с одновременным возрастанием объемов кремнисто-сульфидного цемента вплоть до полного исчезновения базальтовых обломков и образования чистой руды. При этом в кварц-сульфидных и сульфидных рудах ещё довольно часто наблюдаются реликты хлоритизированных миндалин из базальтов. И даже в массивных сульфидных рудах можно обнаружить реликты хлоритизированных базальтов.

Некоторые образцы свидетельствуют и о гидротермальных изменениях, произошедших с базальтами у поверхности дна. Здесь образуются брекчии, в которых халцедон является цементом, а обломки представлены изменёнными кремнисто-глинистыми осадками и реликтами хлоритизированных базальтов. У поверхности дна также образуются брекчии из обломков хлоритизированных базальтов и халцедона с сульфидами, где цементом выступают оксигидроксиды железа с железо-кремниевым стеклом и атакамитом.

Краткие выводы

Во базальтах рудного узла «Семенов» обнаружена самородная медь нескольких генераций.

Гидротермальной активности на этом рудном узле явно предшествовала магматическая активность, при которой вязкие базальтовые расплавы выжимались в осадочный слой.

Описанные изменения в базальтах, протекающие в обширной зоне контакта с рудными телами, могут служить дополнительным и важным поисковым признаком на обнаружение новых рудных тел.

Native copper of several generations in basalts was discovered on the ore field «Semenov», Atlantic Ocean.

The described changes in the basalts, occurring in a zone of contact to ore bodies are a search sign on discovery of new ore bodies.

Magmatic activity at which viscous basalt melt were squeezed out in a sedimentary layer, preceded hydrothermal activity.

**А.В. Дубинин, Т.Ю. Успенская, В.Н. Свальнов,
Т.П. Демидова**

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

**Обогащенные церием слои в марганцевых
микроконкрециях Бразильской котловины**

A.V. Dubinin, T.Yu. Uspenskaya, V.N. Sval'nov, T.P. Demidova

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

Ce-rich layers in manganese micronodules of the Brasil Basin

Марганцевые микроконкреции (МК) были отобраны в миопелагических глинах Бразильской котловины с целью изучения эволюции их химического состава в зависимости от размера фракции. Был исследован состав МК во фракциях по размеру 1000–500, 500–250, 250–100 и 100–50 мкм на станции 1536 (горизонт 420–430 см).

Химическое определение состава валовых проб отдельных фракций МК показало необычное впервые полученное изменение величины Mn/Fe с ростом размера фракции. Его величина вначале росла, а затем убывала. Величина Mn/Fe в составе МК обычно меняется однонаправленно под влиянием поставки двух основных источников вещества. Первый источник – прямое осаждение из океанских вод и стяжение из осадка коллоидов оксигидроксидов железа и марганца. По мере роста МК эти процессы обычно приводят к небольшому увеличению Mn/Fe и росту содержаний микроэлементов, накопление которых происходит на взвешенных оксигидроксидах железа и марганца еще в водной толще (Ce, Th, W, Co). Второй источник – процессы раннего диагенеза в осадках. Он приводит к значительному росту содержания марганца в микроконкрециях по мере усиления его влияния с ростом размера фракции МК. В этом случае в МК уменьшается содержание железа и микроэлементов, связанных с ним (Ce, Th, Co), значительно растет величина Mn/Fe [Дубинин, 2006].

Микроконкреции Бразильской котловины на станции 1536 содержали от 23.6 до 31 % марганца, 4.0–12.2 % железа. Причем содержание железа и марганца сначала снижалось и было минимальным для фракции 250–100 мкм, а затем вновь росло с увеличением размера фракции. Отношение Mn/Fe сначала увеличивалось от 3.5 до 5.8, а затем убывало до 2.5 с ростом размера МК (рис. 1). Аналогично изменению содержаний железа менялись также содержания фосфора, кобальта, лития, бериллия, ванадия, таллия, иттрия, тория, урана и редкоземельных элементов. Величина цериевой аномалии уменьшалась с ростом размера МК от 5.1 до 4, а затем возрастала до 14.

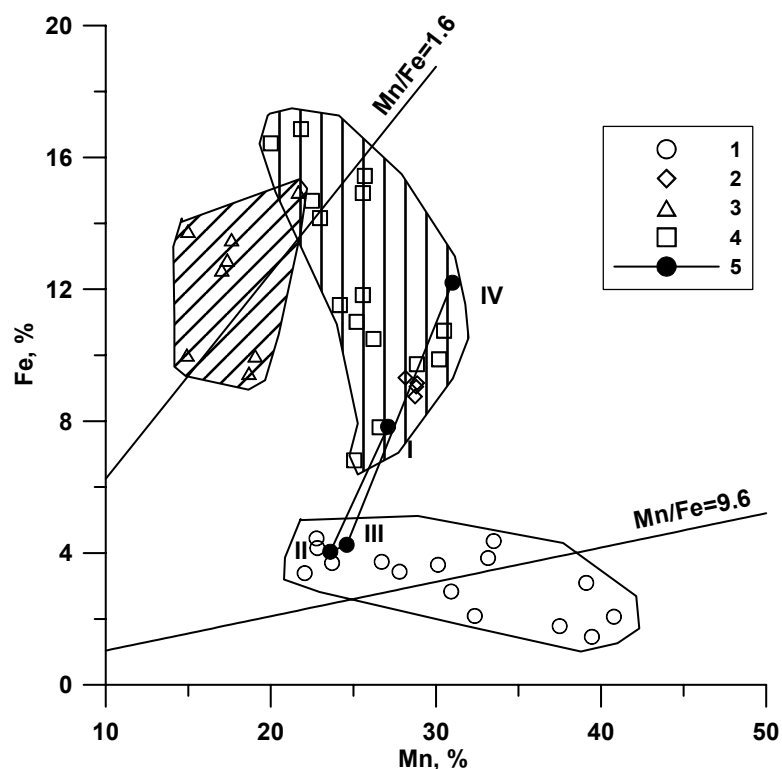


Рис. 1. Составы минеральных фаз оксигидроксида железа и марганца в МК станции 1536, горизонт 420–430 см.

I – фаза 1, 2 – фаза 2, 3 – обогащенная церием фаза, 4 – фаза 3, 5 – составы отдельных фракций, полученные методом валового анализа: I – 100–50, II – 250–100, III – 500–250, IV – 1000–500 мкм

Для решения проблемы эволюции составов МК были приготовлены полированные аншлифы отдельных фракций, которые изучались методом рентгеновского микроанализа на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV. Результаты показаны на рис. 1 в координатах содержаний Mn и Fe, а средние данные для отдельных выделенных фаз приведены в таблице.

В результате исследования выделены четыре различающиеся по морфологии и составу фазы. Наиболее широко представлена фаза 1 с высоким содержанием марганца и отношением $Mn/Fe = 9.6$, 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 встречены все остальные фазы, или же полностью слагает МК, по форме напоминающие ходы илоедов и полиядерные образо-

вания. Содержит большое количество никеля, сформирована процессами раннего диагенеза, росла с относительно высокой скоростью.

Таблица. Среднее содержание элементов (вес.%) в выделенных минеральных фазах близкого состава в МК станции 1536, гор. 420–430 см

	Mg	Al	P	Ti	Mn	Fe	Co	Ni	Ce	Mn/Fe
фаза 1	3.83	3.94	но	0.25	30.8	3.20	0.11	2.27	но	9.6
фаза 2	0.85	1.26	0.21	0.65	28.6	9.07	0.73	но	но	3.2
Ce-фаза	0.84	1.94	1.09	1.78	18.3	11.5	но	но	7.79	1.6
Фаза 3	0.96	1.70	0.25	0.78	25.4	12.2	0.88	0.19	0.27	2.1

Но – не обнаружено

Фаза 2 – тонкослоистая, часто представлена отдельными фрамбоидами со следами скола с одной стороны, содержит в три раза больше железа (таблица), перекрывается по резкой несогласной границе фазой 1. Представляет микроконкреции первой генерации.

Фаза 3 – слоистая, слои меньше различаются по составу между собой, образует полиядерные МК, меньше марганца чем в фазе 2, но весьма близка к ней по составу. Между слоями образуются прерывистые слои фазы, обогащенной церием.

Фаза, обогащенная церием, – встречена как островные цепочки вещества между слоями фазы 3, содержит в среднем около 8 % церия, обязательно имеет повышенные содержания титана и фосфора (таблица). Имеет самое низкое $Mn/Fe = 1.6$. По-видимому, исходя из состава, гидрогенно-осадочного происхождения с перераспределением церия в диагенезе. Впервые встречена в природе, данных о ней в мировой научной литературе нет.

Фазы 2 и 3 формировались в условиях более низкого потока диагенетического марганца, чем фаза 1, смешанного гидрогенного и диагенетического происхождения, слагают основную массу МК первой генерации. После небольшого перерыва поставки вещества некоторые МК успели разрушиться, а затем были перекрыты диагенетической фазой 1.

Как можно видеть из рис. 1, вариации Mn/Fe в валовых пробах отдельных фракций МК могут быть объяснены разным вкладом с одной стороны фазы 1, с другой фаз 2 и 3.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 07-05-00519.

1. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.

For the first time the Ce-rich phase of Fe-Mn oxyhydroxides is found. The content of cerium in them reached 9 weight %. Variations in micronodule compo-

sition can be explained by influence of two processes – hydrogenous-diagenetic (phases 2 and 3) and diagenetic (phase 1).

А.В. Дубинин, В.Н. Свальнов, Т.П. Демидова

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

**Марганцевые микроконкреции Бразильской котловины:
геохимия редкоземельных элементов**

A.V. Dubinin, V.N. Sval'nov, T.P. Demidova

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

**Manganese micronodules of the Brasil Basin:
Rare earth element geochemistry**

В центральной части Бразильской котловины широко распространены миопелагические глины, для которых характерны марганцевые микроконкреции (МК) и костный детрит. Комплексное изучение МК, отобранных вручную под биноклем, проводилось во фракциях по размеру >1000, 1000–500, 500–250, 250–100 и 100–50 мкм на станциях 1536 (горизонты 0–10 и 420–430 см) и 1541 (горизонты 0–5 и 86–90 см).

Цель работы – исследование процессов железомарганцевого рудообразования в пелагиали океанов на основании изучения состава и строения железомарганцевых конкреций и микроконкреций как единого результата проявления рудного процесса.

Среди микроконкреций по цвету, структуре поверхности и внутреннему строению четко различаются две разновидности: МК1 – черные блестящие искристые и МК2 – темно-серые с буроватым оттенком матовые искристые. МК1 резко преобладают только в осадках горизонта 0–10 см на станции 1536, в остальных же трех пробах абсолютно доминируют МК2. При этом после отшелушивания верхнего слоя в МК2 обнажается черное блестящее рудное вещество, сходное с МК1. По другим характеристикам (форма, состав ядер) выделенные разновидности МК идентичны.

Химический состав был определен во фракции 250–100 мкм горизонта 0–10 см и во фракциях 100–50, 250–100, 500–250 и 1000–500 мкм горизонта 420–430 см станции 1536. Несмотря на значительную навеску осадка (53.326 г) масса микроконкреций других фракций поверхностного горизонта была недостаточной для проведения химических определений. В осадках станции 1541 химический состав микроконкреций был определен во всех фракциях двух исследованных горизонтов: поверхностного 0–5 см и более глубокого 86–90 см. Выбор горизонтов в разрезе станций был обусловлен наличием железомарганцевых конкреций в поверхностном горизонте обеих станций и захороненной конкреции на горизонте 83–86 см осадков станции 1541.

Микроконкреции станции 1536 содержали от 23.6 до 31 % марганца, 4.0–12.2 % железа. Содержание алюминия варьировало в незначительных пределах: 4.1–5.7 %, причем максимум был найден во фракции минимального размера, что говорит о наибольшем вкладе литогенного вещества, которое присутствует, видимо, в виде центров для образования МК. Такое же распределение алюминия характерно и для микроконкреций станции 1541, с той лишь разницей, что его содержания здесь меньше (3.3–2.3 % в поверхностном горизонте, 3.0–2.1 % на горизонте 86–90 см). Благодаря присутствию гидротермального вещества в осадках станции 1541, микроконкреции обогащены марганцем в большей степени, чем станции 1536. Содержание марганца меняется в пределах 34.7–7.8 % в поверхностном и 39.6–1.9 % на горизонте 86–90 см. Железо варьирует от 4.3 до 13.3 % и от 3.0 до 13 % соответственно. Содержания железа с ростом размера фракции сначала уменьшаются, а затем растут при обычно однонаправленном уменьшении содержаний марганца. Это приводит к одинаковому изменению в разных станциях на разных горизонтах величины Mn/Fe (рис. 1).

Подобно железу меняются содержания Co, Li, Be, V, As, Tl, Pb, Y, U, Th и редкоземельных элементов. В составе редкоземельных элементов заметна значительная положительная аномалия церия. Она меняется с размером фракции зеркально изменению величины Mn/Fe (рис. 2).

Причины такого поведения величины цериевой аномалии в составе РЗЭ можно объяснить, если иметь в виду, что увеличение отношения Mn/Fe является результатом диагенетической поставки оксигидроксидного вещества, обогащенного марганцем. Увеличение доли диагенетического марганца приводит к уменьшению доли гидрогенных оксигидроксидов марганца и железа, микроэлементный состав которых (и в том числе церий) сформировался на взвешенном веществе в верхней толще океанских вод [2]. Однако процессы разбавления должны затронуть не только железо и церий, но и трехвалентные РЗЭ. Но исходя из формулы расчета величины цериевой аномалии (см. рис. 2), одновременное уменьшение содержаний лантана и празеодима происходит в меньшей степени.

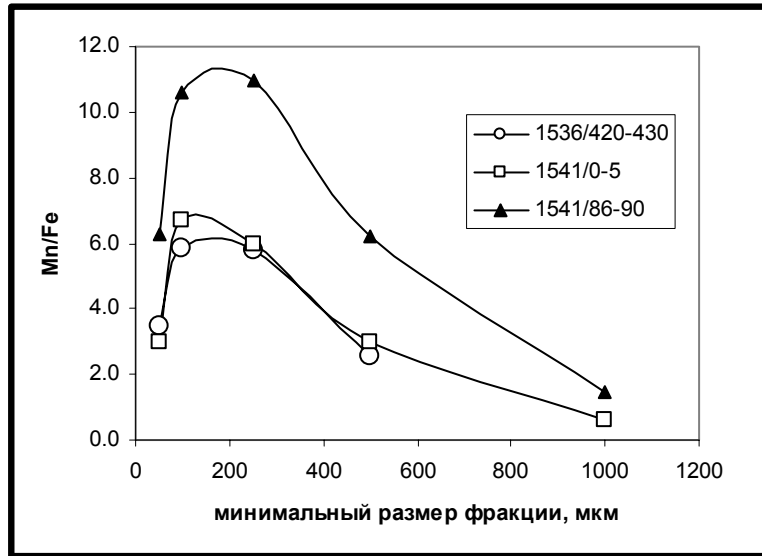


Рис. 1. Изменение величины Mn/Fe в марганцевых микроконкрециях в осадках Бразильской котловины Атлантического океана

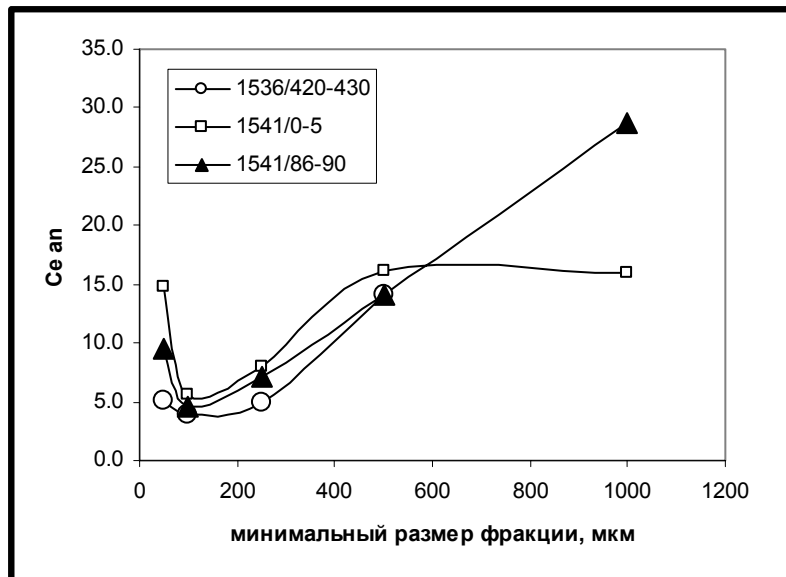


Рис. 2. Изменение величины Ce_{an} с увеличением размера фракции микроконкреций. $Ce_{an} = 2Ce/Ce_{clay} / (La/La_{clay} + Pr/Pr_{clay})$, где Ln_{clay} – содержание лантаноидов в глинах Русской платформы [1]

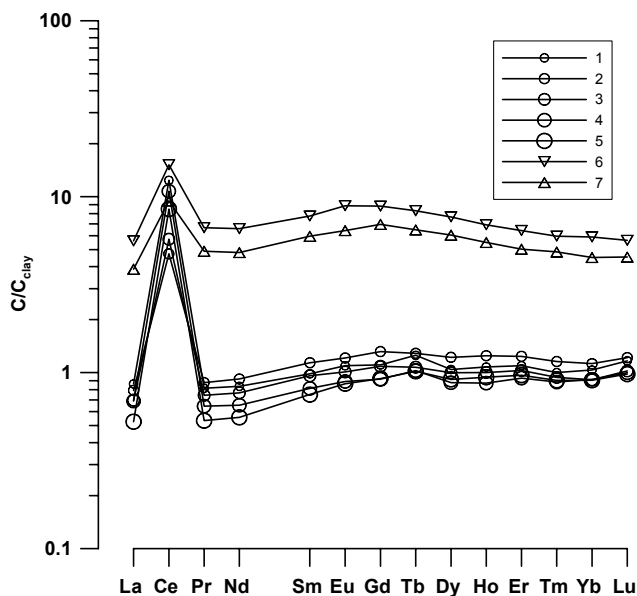


Рис. 3. Составы РЗЭ, нормализованные на составы РЗЭ глин Русской платформы, в микроконкрециях (1-5) и в нижней (6) и верхней (7) частях конкреции станции 1541 поверхностного слоя осадков. Увеличение размера символа для микроконкреций соответствует увеличению размера фракции.

Вопросы изменения микроэлементного состава оксигидроксидов очень важны, так как их решение позволяет проследить фазовые превращения вещества в раннем диагенезе. Микроконкреции осадков поверхностного слоя станции 1541 образовались в близких условиях осадконакопления с железомарганцевой конкрецией на поверхности осадка. Состав железомарганцевой конкреции был определен на её верхней и нижней поверхностях. Величина Mn/Fe составила 1.9 на верхней поверхности и 1.0 на нижней, в то время как для микроконкреций она менялась от 0.6 до 6.7. Если содержания церия коррелируют с содержаниями железа в конкреции и микроконкрециях, то для трехвалентных РЗЭ такой связи нет. Составы РЗЭ в конкреции и микроконкрециях показаны на рис. 3.

Из рис. 3 хорошо видно, что содержание церия в конкреции и микроконкрециях близки и их вариации, как было указано выше, связаны с содержанием железа. Содержание трехвалентных РЗЭ в конкреции почти в 10 раз выше, чем в микроконкрециях, что приводит к большим различиям в величине аномалии церия.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 07-05-00519.

1. Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В., Шерстенников О.Г., Ронов А.Б. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы// Геохимия.1994. №6. С. 789–803.
2. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.

REE geochemistry in processes of Fe-Mn micronodules and nodules formation in sediments from Brasil Basin are considered.

Е.М. Емельянов

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН
Калининград, e-mail: ioran@atlas.baltnet.ru)

Железо-марганцевый рудный процесс в Балтийском море

Е.М. Emelyanov

(Atlantic Branch of Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad)

Iron and manganese ore formation processes in the Baltic Sea

В донных осадках (около 1000 проб) Балтийского моря изучены содержания Fe и Mn. Составлены карты и графики. Наиболее высокие содержания Mn обнаружены в илах впадин, в которых периодически у дна возникает стагнация. Илы этих впадин содержат до 9–10 % $C_{орг}$ и до 5 % Mn (а в отдельных прослоях колонки до 17 % Mn). Морские (литориновые) илы этих впадин являются микрослоистыми.

Благодаря затоку соленых океанических вод водная толща моря стратифицируется: верхние слои вод являются кислородными, нижние (придонные) – сероводородными. Границей между ними является переходный слой O_2 - H_2S . Именно в этом слое, называемом редокс-барьером, резко меняется Eh. Ниже этого барьера скапливаются огромные количества (около 1 млн т) растворенного марганца (Mn^{2+}) и растворённого железа (Fe^{2+}). Растворенные формы этих элементов под действием градиента диффундируют из сероводородного слоя в кислородный слой и на редокс-барьере выпадают во взвесь. Во взвеси здесь содержится до 15 % Fe и до 45 % Mn. При вторжении во впадины свежих соленых вод с кислородом, сероводородная обстановка меняется на кислородную, растворенные формы элементов переходят во взвешенные в виде гидроокисей и геологически «мгновенно» осаждаются на дно. Через 5–10 лет обстановка меняется, сероводород снова поднимается со дна в водную толщу, а вслед за ним – и растворённые Mn^{2+} и Fe^{2+} , ранее выпавшие на дно в виде гелеобразного осадка. И цикл круговорота элементов повторяется. Но гелеобразный осадок при этом растворяется не полностью: некоторая часть его остаётся на дне. Как результат, на дне от-

дельных впадин накапливаются микрослоистые илы, состоящие из чёрных, светло-серых и буровато-серых слойков. В валовых пробах микрослоистых илов содержится до 12.86 % Mn (а в одной колонке – до 18.36 %) или до 26.88 % $MnCO_3$. Чёрные микрослойки состоят из родохрозита и содержат до 29 % Mn. Чёрные слойки накапливаются в стадию аэрации: в них обнаружены остатки донных фораминифер, светлые (светло-серые) – являются диатомовыми, в них родохрозит отсутствует. Буровато-серые слойки состоят из глинистого и органического веществ.

Впадины Балтийского моря – единственное место на Земном шаре, где в настоящее время происходит процесс накопления карбонатно-марганцовистых илов. Автор предполагает, что таким же образом накопились карбонатно-окисные олигоценовые марганцевые руды, описанные Н.М. Страховым с соавторами. Произведено сравнение составов марганцовистых илов Балтики и олигоценовых руд юга Русской платформы и Европы в целом. Автором намечено 5 стадий накопления Mn и превращения илов в руды.

Накопление надкларковых рудных концентраций Mn во впадинах Балтики началось с открытием Датских проливов, прорывом соленых североморских вод, расслоением водной толщи на кислородные и сероводородные, периодическим появлением редокс-барьера Eh в воде. А это произошло 7800–8000 лет назад и было обусловлено эвстатическим поднятием уровня Мирового океана. Во впадинах Балтики стали накапливаться микрослоистые илы.

Момент вторжения соленых вод в пресное Анциловое (Балтийское) озеро запечатлен в стратиграфическом разрезе илов в виде микрослоистости и резкого повышения в илах впадин концентраций $C_{орг}$ (с 0.50 до 9.77 %) и Mn (с 0.05 в отдельных слойках до 29,3 %).

Микрослоистость обусловлена периодическим усилением (или ослаблением) затоков соленых океанических вод. Мощность черных родохрозитовых слойков – 0.2–0.8 мм, светлых – 2–3 мм. В черных слойках содержится всего лишь 0.02–0.4 % Fe. Буровато-серые слойки состоят из органических остатков. Светлые слойки состоят из скелетов диатомовых водорослей (*Rhizosolenia*, *Chaetoceros* и др.) и глинистого материала. В них родохрозит практически отсутствует.

Микрослоистыми илы являются не по всему разрезу морского голоцена: они разделены пачками гомогенных терригенных илов без слоистости или со слабо выраженной микрослоистостью. Эти илы накопились в периоды слабой аэрации впадин. Они, предположительно, были биотурбированы донными организмами, главным образом, ракообразной *Mesodesma entomon*.

В процессе седиментации в конечном водоеме стока происходит окончательное разделение надкларковых концентраций марганца и железа. Железо совместно с марганцем аккумулируется в мелководной, окислительной зоне в виде железо-марганцевых корок и конкреций, марганец в виде аутигенных карбонатов – в центрах впадин в восстановительной зоне. Окисные руды

(осадки с ЖМК) по латерали всегда отделены от карбонатных марганцевых руд (илов) нерудной полосой шириной в 10–50 км. Такой же полосой они разделены и по вертикали (в 10–15 м). Одновозрастные карбонатные руды всегда образуются глубже окисных. Эти фациальные признаки следует использовать при поисках древних осадочных железо-марганцевых руд на континентах.

Марганцовистые олигоценые месторождения юга Русской платформы, а также карбоновые и юрские месторождения Западной Европы образовались по модели рудного процесса во впадинах Балтики. Древние руды также являются микрослоистыми.

Впадины Балтийского моря – единственные водные бассейны на Земле, где марганцеворудный процесс наблюдается в настоящее время.

На примере голоценовой истории Балтийского моря можно, по нашему мнению, в значительной степени уточнить и дополнить те теоретические представления об образовании осадочных марганцевых руд, которые были сформулированы Н.М. Страховым с соавторами [4, 5].

Впервые роль рудообразующего процесса в Балтийском море была осознана автором в 1979 г., что нашло отражение в публикациях 1979, 1981, 1986, 1988 и 2004 годов.

1. Емельянов Е.М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана и черты его зональности: Автореферат диссертации... д-ра геол. минерал. наук. М.: ИОАН, 1979. 37 с.
2. Емельянов Е.М. Аллюмосиликатный карбонатно-марганцовистый литолого-геохимический район Готландской и Ландсортской впадин // Осадкообразование в Балтийском море / Под ред. А.П. Лисицына, Е.М. Емельянова. М.: Наука, 1981. С. 136-180.
3. Емельянов Е.М. Впадины Балтийского моря – ловушки химических элементов // Геологический журнал. Киев. № 2. 1988. С. 70-76.
4. Страхов Н.М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах // геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 102-133.
5. Страхов Н.М., Варенцов И.М., Калинин В.В., Тихомирова Е.С., Штеренберг Л.Е. К познанию механизма марганцево-рудного процесса (на примере олигоценых руд юга СССР) // Марганцевые месторождения СССР, М.: Наука, 1967. С. 34-56.
6. Emelyanov E.M. The Baltic deeps as a model for explaining iron and manganese ore formation // Zeitschrift für angewandte geologie, spec. ISSUE. № 2. 2004. P. 161-176.

Baltic Sea deeps with periodic stagnation serve as a model for explaining iron and manganese oxic and manganese-carbonate ore formation. The suspended particulate matter in the redox-cline contains up to 45 % Mn and up to 10 % Fe. The microlaminated mud of the deeps contain up to 10 % C_{org} and up to 12.86 % Mn

(some interbeds contain up to 17 % Mn or 25.7 % $MnCO_3$). The oxic Mn-Fe ores (concretions and crusts) are forming at 20–155 m depth, the manganese-carbonate ores at 200–450 m depth. The manganese-carbonate mud of the Baltic Sea deeps was compared with ancient manganese-carbonate deposits (Nicopol and others). It was concluded that the ancient deposits were formed in similar depositional environments.

В.В. Еремеев

(Институт Геологии РАН, e-mail: rima@ginras.ru)

Эволюция минерального состава осадков Атлантического океана

V.V. Eremeev

(Institute of Geology RAN, Moscow)

Evolution of mineral composition of the Atlantic ocean' sediments

Нами изучены генетические признаки и минеральный состав юрских и нижнемеловых отложений из глубоководных скважин осадочного чехла Атлантики.

Выявлено, что соотношение терригенных и вулканогенных компонентов в минеральной составляющей мезозойского интервала разреза непостоянно и определяется характером тектонических движений и интенсивностью вулканизма. Активизация вулканизма и движения отрицательного знака в юрский период обусловили высокое содержание в составе осадков вулканогенных компонентов. Поднятия континентов в мелу и снижение вулканической активности привели к увеличению терригенной составляющей и большей пестроте минерального состава.

Установлено, что юрский и низы раннемелового (валанжин, готерив, баррем) интервалы разреза сложены заливно-лагунными алеврито-глинистыми, карбонатно-глинистыми и обломочно-карбонатными отложениями с прослоями солей, гипсов и ангидритов. Показано преобладание в минеральной составляющей вулканогенных компонентов основного типа, в составе легкой фракции – вулканических стекол бурых, пурырчатых. В меньшем количестве содержатся обломки кислой пирокластике – обломки прозрачных угловатых стекол. В ассоциации с пирокластикой присутствуют цеолиты – клиноптиллолит в виде гнездообразных выделений с неправильными, резко очерченными контурами, напоминающими реликты осколков стекол. Тяжелая фракция включает зерна магнетита и моноклиального пироксена – произвольных базальтов. В глинистой составляющей преобладают железистые смектиты – продукты преобразования основной гиало- и пирокласти-

ки, в отложениях южной Атлантики наряду с железистыми смектитами содержатся палагонит и палыгорскит.

Установлено, что терригенная составляющая в минеральном составе играет подчиненную роль. В легкой фракции это окатанные зерна кварца с гематитовыми каемками и плагиоклаза, в глинистой – хлорит, иллит и продукты разложения триоктаэдрических слюд.

Преобладание вулканогенных компонентов согласуется с общегеологическими данными в соответствии с которыми в раннеюрское время происходил раскол Гондваны, опускание и разрыв континентальной коры, трансгрессия Тетиса, сменившаяся регрессией и формированием в наиболее пониженных участках между суперконтинентами остаточных водоемов изолированных и полуизолированных осолоняющихся и засоленных озерных, озерно-морских и лагунно-морских. Опускание материков сопровождалось мощными вулканическими изменениями, причем в поздней юре происходило увеличение интенсивности глобального вулканизма и возрастание роли продуктов наземных извержений. В условиях небольших глубин происходили подводные взрывные извержения, отличавшиеся силой и частотой взрывов. Это способствовало обилию пирокластического материала, поступающего в мелководные бассейны седиментации.

Подчиненная роль терригенного материала обусловлена тем, что поздняя юрская эпоха характеризовалась относительно спокойным тектоническим режимом и удалением источников сноса терригенного материала. Размывались осадочные комплексы палеозоя и раннего мезозоя и в первую очередь комплексы красноцветов триаса с обилием гидроокислов железа, поставлявшие в водоемы кварц-полевошпатовый материал с иллитом, хлоритом и продуктами преобразования триоктаэдрических слюд.

Установлено, что верхи нижнемелового интервала разреза (апт-альб) сложены преимущественно песчано-алевроитоглинистыми отложениями дельт и мелководного моря. В минеральной составляющей преобладают терригенные компоненты – слабоокатанные зерна циркона, рутила, турмалина, лейкоксенизированного ильменита и угловато-окатанного магнетита. В составе глинистой фракции преобладают иллит, хлорит и каолинит. Значительное содержание последнего обусловлено расширением в конце раннего мела гумидных зон и усилением процессов денудации.

В отложениях зоны прилегающей к центральной части Африки присутствуют привнесенные с континента палыгорскит и сепиолит. В минеральной составляющей содержатся единичные таблитчатые зерна моноклинного пироксена производного толеитовых базальтов и диоктаэдрический смектит – продукт преобразования основной вулканопластики. Минеральный состав апт-альбских отложений обусловлен тем, что в указанное время произошло усиление опусканий бассейна седиментации вызвавших трансгрессию Тетиса с севера и расширение мелководных морей. Поднятие континентов вызвали усиление выноса обломочного материала реками. Размывались ком-

плексы осадочных пород, развитые вдоль окраин континентов, главным образом терригенные комплексы триаса. Активизация тектонических процессов на окраинах континентов привела к увеличению скоростей эрозии и седиментации. Помимо того, тектоническая активность распространилась от окраин вглубь континентов и вызвала поднятия удаленных зон. Произошло значительное расширение морского бассейна и формирование конусов выноса крупных рек с центральными и периферическими частями дельт и междельтовыми пространствами. Седиментация в условиях центральных частей дельт подтверждается галечно-гравийно-песчано-алевритовым составом, средней сортировкой и высокой степенью окатанности материала, серым и темно-серым цветом, косой одно- и разнонаправленной слоистостью, присутствием гумусового органического вещества в виде фрагментов древесных растительных тканей, значительным содержанием тяжелой фракции. Принадлежность осадков к периферическим частям дельт и междельтовыми пространствами подтверждается алеврито-глинистым составом, темным до черного цветом, мелкой, косой, выполаживающейся слоистостью, наличием прослоев обогащенных гумусовым органическим веществом и обрывками тканей высших растений, присутствием обломков моллюсков, губок, рыб, иглокожих.

Отложения верхнемелового интервала разреза (сеноман, турон, коньяк, сантон, кампан) характеризуются повышенным содержанием терригенных компонентов в зоне принадлежащей к Северо-Американскому континенту, при этом в легкой фракции присутствуют удлиненные зерна кварца метаморфических пород, слабо окатанные зерна полевых шпатов. В тяжелой фракции помимо циркона присутствуют гранат, ставролит, силлиманит; в глинистой - каолинит, хлорит, иллит. Подобное содержание минеральных компонентов связано с интенсивным поднятием Северо-Американской платформы и денудацией кристаллических выступов гранито-гнейсов и силлиманит-альмандиновых сланцев Аппалачей.

В зоне прилегающей к Северо-Американскому континенту в глинистой составляющей значительную роль играют сепиолит и палыгорскит в ассоциации с каолинитом, иллитом, хлоритом. Вынос обломочного материала происходил преимущественно из области Мавритано-Сенегальского массива, где размывались протерозойские граниты, гнейсы, хлорит-серицитовые сланцы, метаморфизованные кислые вулканиты и более молодые палеозойские и мезозойские комплексы осадочных пород.

В минеральной составляющей в легкой фракции присутствуют также вулканические стекла основного состава, пузырчато-зеленые и цеолит (клиноптиллолит). В глинистой составляющей отмечается железистый смектит. Присутствие вулканических компонентов в верхнемеловых осадках связано с продолжавшимися процессами вулканизма. В позднем мелу в начальные этапы (сеноман, начало турона) шло углубление и расширение морского бассейна, а в конце произошло усиление вертикальных дви-

жений дна и изменение ландшафтных обстановок – распространение карбонатных осадков.

Studying the mineral components of sediments from 100 sites DSDP of the Atlantic Ocean and comparison their with mineral composition possible rock source demolition allow to reveal two main principal stage of the mineral composition of the sediments Mesozoic and Cenozoic of Atlantic ocean.

Active volcanism accompanied the break up spreading and subsidence of the continents during Mesozoic was a cause to predominate the volcanic components among the composition of Mesozoic sediments contained volcanic ash zeolite, pyrexene, and iron smectites. As the Paleozoic and Early Mesozoic source rocks were far from the continental margin the terrigenous constituents took place a subjected role of the terrigenous constituents.

Reducing the volcanic activity in ocean the general uplift of the continents growth mountain range and increase middle altitude the land in Cenozoic was a reason of intensity transport of terrigenous material in ocean by turbidity current.

In results the mineral composition the cover of the Atlantic Ocean in Cenozoic show predominance of terrigenous components: quartz, feldspar, zircon, tourmaline, rutile, sphene, leucosene, granite, sillimanite, illite, chlorite, kaolinite, serpiolite, palygorskite.

Т.В. Литвинова, А.А. Аббясов

(Геологический институт РАН, e-mail: Litvinova-geo@rambler.ru, fosforia@mail.ru)

Петрогенетические типы фосфоритов Аравийско-Африканской материковой платформы и Средиземноморья (мел-палеоген)

T.V. Litvinova, A.A. Abbyasov

(Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Petrogenetic types of phosphorites of the Arabian-African Continental Platform and Mediterranean (Cretaceous-Paleogene)

В геологической истории Земли выделяется глобальная эпоха фосфатогенеза, стратиграфически приуроченная к пограничным толщам позднего мела-палеогена. По принятой в нашей стране классификации, фосфориты этого времени относятся к зернистому типу. Они возникли в условиях жаркого засушливого климата в мелководной морской обстановке и характеризуются высокой биопродуктивностью зоны фосфоритообразования и ограниченным поступлением разбавляющего терригенного материала. В качестве механизма их образования обычно привлекается действие апвеллинга [1]. Палеобассейны охватывают большие территории и включают огромные запасы P_2O_5 . В это время возникли многочисленные месторождения фосфори-

тов, большая часть которых располагается в палеобассейнах Аравийско-Африканской платформы и Средиземноморья. Это Восточно-Средиземноморский, Египетский, Алжиро-Тунисский, Марокканский бассейны, а также группа бассейнов, размещающаяся вдоль Атлантического побережья, среди которых выделяются Западно-Сахарский, Сенегальский, Того- и Мали-Нигерийские. Фосфориты приурочены преимущественно к двум стратиграфическим уровням – кампан-маастрихскому и палеогеновому (в основном эоценовому), причем во многих бассейнах могут присутствовать и те и другие возрастные категории. Однако далеко не везде одинаково стратиграфическое и пространственное размещение фосфоритов. Так, палеогеновые фосфориты характерны более для западных фосфатносных регионов Аравийско-Африканской платформы (Сенегал, Алжиро-Тунисский и Марокканский бассейны), почти пропадая на востоке. Наиболее богатыми являются бассейны, включающие оба возрастных уровня, как в Марокко, причем они имеют как много общих черт, так и индивидуальные особенности геологического строения. Общим для всех фосфатносных регионов является присутствие карбонатных пород, которые включают различные известняки и доломиты, отличающиеся по обстановкам осадконакопления (от прибрежных устричных известняков палеогена до планктонногенных фораминиферовых мела), а также наличие разнообразных глинистых и алевритовых пород, иногда – кремней.

По литературным данным [2, 3, 4 и др.] нами была создана химико-аналитическая база по ряду месторождений вышеназванных бассейнов и проведен комплексный анализ материала с помощью компьютерной программы MINLITH [5], что позволило определить минеральный состав фосфатносных отложений по их валовым химическим анализам. Использование количественных содержаний петрогенных окислов для определения минерального состава фосфоритов позволило выделить 4 петрогеохимических типа фосфоритов (табл. 1).

Таблица 1. Соотношение минеральных составляющих в фосфоритах (в % от общего количества, т.е. от 100%)

Типы фосфоритов	апатит	карбонат	кремнезем	Полевой шпат	глины
1	64–70	20–30	1–2	4–8,5	нет
2	46–76	15–40	нет	3–10	0,41–5,5
3	50–65	16–33	10–14	2–8	0,17–4,66
4	65–76	17–30	нет	5,41–6,61	нет

Из таблицы видно, что фосфориты существенно не отличаются ни по фосфатной (апатит), ни по карбонатной составляющим, относительно стабильно в них и количество полевых шпатов. Поэтому нами было решено выделять петрогенетические типы не по высокому содержанию тех или

иных составляющих, а по их отсутствию. В результате такого неординарного подхода четко определились следующие типы. В первую группу попадают фосфориты, в которых не выявлены глины, в дальнейшем мы будем их называть безглинистым типом. Ко второй группе относятся фосфориты, в которых глины имеют каолиновый состав, а кремнезем отсутствует – бескремнистый тип. Третья группа характеризуется присутствием магнезиальных глин и относительно высоким содержанием кремнезема, мы назвали ее кремнистой. В четвертую вошли фосфориты, в которых отсутствуют и кремнезем, и глины – в дальнейшем мы будем называть их чистыми фосфоритами. Во всех изученных фосфоритах отсутствует четкая корреляция между количествами кремнезема и апатита, а также глин и апатита. Выделенные нами типы фосфоритов могут присутствовать на разных месторождениях в пределах одного бассейна, то есть не являются характерными для какого-либо отдельного бассейна.

На графике (рис. 1) по оси абсцисс отложены отношения всех терригенных пород к сумме карбонатов в %, а по оси ординат – количество апатита в %. Корреляционная линия для каждого из выделенных типов фосфоритов существенно различается. Так, для кремнистого и для безглинистого типов существует прямопропорциональная зависимость этих величин, тогда как для бескремнистого типа такая зависимость не наблюдается, скорее наоборот: количество апатита существенно возрастает при незначительном уменьшении отношения терригенных пород к сумме карбонатов.

На графике (рис. 2) по оси абсцисс отложена сумма кремнезема и полевых шпатов в %, а по оси ординат – отношения доломита к сумме всех известняков в %. И здесь корреляционные линии каждого из выделенных типов фосфоритов различны. Так, для кремнистого и безглинистого типов мы видим прямопропорциональную зависимость этих величин, то есть при увеличении количества кремнезема и полевых шпатов возрастает роль доломита, тогда как для бескремнистого типа характерна обратная зависимость, то есть при уменьшении суммарного количества кремнезема и полевых шпатов доля доломитов в карбонатных породах уменьшается.

На наших графиках не показан четвертый тип. Это не имеет особого смысла потому, что для него вообще отсутствует какая-либо корреляционная связь: точки бессистемно разбросаны по всему полю каждого из графиков.

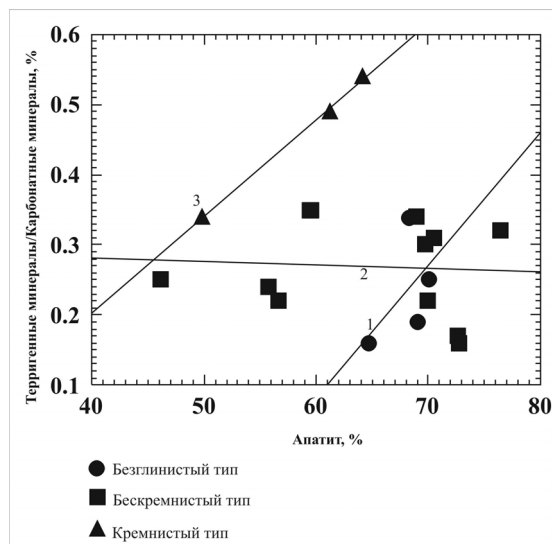


Рис. 1.

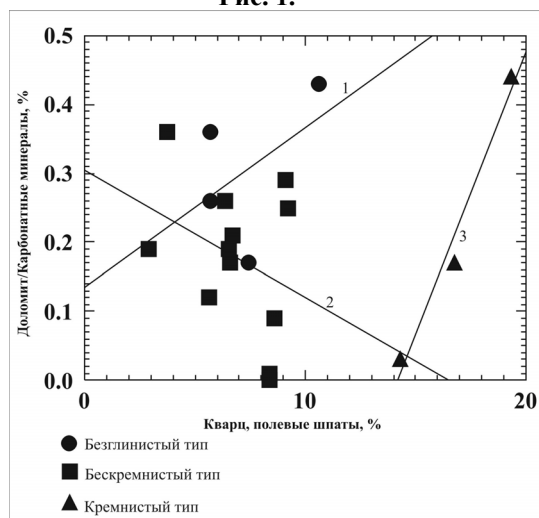


Рис. 2.

Из полученного материала вытекает следующее. Несмотря на то, что бассейны фосфатонакопления расположены на достаточно большом расстоянии друг от друга, по составу фосфоритов они существенно не различаются. Почти в каждом из бассейнов можно встретить большинство или даже все выделенные нами типы. Это указывает на то, что питающие провинции оказывали лишь косвенное влияние на процессы фосфатонакопле-

ния в этом регионе. Основным механизмом осаждения фосфора служили апвеллинги, действующие в биопродуктивных зонах, что достаточно детально описано в литературе, в том числе и для этого региона [1]. В то же время, привязанность фосфатонакопления к достаточно узким стратиграфическим интервалам и присутствие в разрезах мощных толщ биогенных известняков указывает на то, что действие апвеллинга может рассматриваться только как механизм накопления фосфора, но не его источник. На это также указывает разнообразие выделенных нами по примесям типов фосфоритов, количество апатита в каждом из которых приблизительно одинаковое, то есть не зависит от присутствия глин, кремнезема, полевых шпатов и т.д. Магнезиальный состав глин в третьем, кремневом типе указывает на то, что, по крайней мере, часть кремнезема является сингенетичной по отношению к фосфоритам, что подтверждается и другими данными [6]. Ранее предполагалось [2], что весь кремнезем в Африканских фосфатных месторождениях является вторичным,

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 07-05-00329.

1. Батулин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231с.
2. Покрышкин В.И. Закономерности размещения промышленных месторождений фосфоритов докембрия и фанерозоя мира. М.: Недра, 1981. 205 с.
3. Покрышкин В.И. Платформенные фосфоритовые месторождения верхнего мела и палеогена Средиземноморской провинции // Полезные ископаемые и закономерности их размещения в странах Африки и зарубежной Азии. М.: НИЛЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ, 1970. Вып. 21.
4. Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых // Фосфатноносные бассейны Северной части Аравийско-Африканской фосфатноносной провинции. М.: ВИЭМС. 61 с.
5. Rosen O.M., Abbyasov A.A., Tipper J.C. MINLITH – an experience-based algorithm for estimating the likely mineralogical compositions of sedimentary rocks from bulk chemical analyses // Computers and Geosciences. 2004. Vol. 30. № 6. P. 647-661.
6. Школьник Э.Л., Тан Няньфу, Еганов Э.А. и др. Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 206.

Normative mineral composition of phosphorites from different deposits of the Arabian-African continental platform and Mediterranean area (Cretaceous-Paleogene) was calculated from major oxide data using MINLITH program. This allowed us to establish the petrogenetic types of phosphorites and their relations to each other.

Т.И. Лыгина

(ГНЦ ФГУП «Южморгеология», г.Геленджик, e-mail: lyginat@ymg.ru)

Вулканические и гидротермальные проявления на одном из участков рудной провинции Клариион-Клиппертон

T.I. Lygina

(SSC «Yuzhmoregeologiya», Gelendzhik, Russia)

The volcanic rocks and hydrothermal deposits in the area of the Clarion-Clipperton ore province

В результате комплексных геолого-геофизических работ, проведенных ГНЦ «Южморгеология» в 2006–2007 гг. на площади одного из участков тихоокеанской провинции Клариион-Клиппертон, обнаружены и изучены новые вулканические и гидротермальные проявления внутриплитной эндогенной активности.

Участок расположен между 134°15' и 134°45' з.д. на вершинной поверхности регионального поднятия Восточное, представляющей собой плоскую абиссальную равнину со средней глубиной 4800 м. По результатам региональных и детальных исследований, включающих батиметрическую съемку многолучевым эхолотом, высокоразрешающее геоакустическое профилирование и локацию бокового обзора, непрерывное фототелепрофилирование и донное опробование, на этом участке выявлены многочисленные вулканические постройки центрального типа, как групповые, так и одиночные, а также депрессионные структуры воронкообразной формы. Структуры обоих типов приурочены к линейным магматическим (субвулканическим) телам, впервые обнаруженным на площади провинции.

Субвулканические тела протягиваются под поверхностью океанического дна в субмеридиональном направлении на расстояние до 50 км и более. Ширина тел варьирует от нескольких сотен метров до нескольких километров. Субвулканические тела внедрены в осадочный чехол до разного уровня, изменение глубины залегания их кровли по простиранию зарегистрировано от 130 м (максимальная глубина регистрации акустического профилографа) вплоть до выхода на донную поверхность. В этих местах магматические тела увенчиваются вулканическими сооружениями высотой в сотни метров (максимальная зафиксированная высота около 800 м). Вулканические постройки имеют коническую форму, ширина их основания в поперечнике достигает 10–12 км. Вершинные поверхности вулканов отличаются плоской или куполообразной формой, иногда в их пределах отмечаются понижения типа кратера или кальдеры. В расположении вулканических построек прослеживаются также цепочки восток-северо-восточной ориентации – по всей видимости, вулканические холмы и горы маркируют места пересечения субвулканических тел разрывными нарушениями, входящими

в систему трансформных разломов Клариян и Клиппертон, имеющих ВСВ простирание. По данным драгирования и фототелепрофилирования, вулканические постройки сложены массивными базальтами и базальтовыми каменными развалами.

Склоны пяти вулканических сооружений опробованы драгированием. Для полученных образцов магматических пород выполнено петрографическое изучение прозрачных шлифов (геол. ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, проф. В.В. Авдонин, Н.Е. Сергеева), проведены микроаналитические исследования породообразующих минералов на микроанализаторе CamScan MV 2300 (Институт экспериментальной минералогии РАН), химические (силикатные) анализы методом рентгеноспектрального анализа (ГЕОХИ РАН, аналитик И.А.Рощина) и определения химического состава пород масс-спектральным методом с индуктивно-связанной плазмой (метод ICP, ФГУП ВИМС).

Образцы магматических пород, поднятые со всех вулканических построек, практически одинаковы и представлены оливин-плагиоклазовыми базальтами повышенной щелочности, с повышенным содержанием щелочей и преобладанием натрия. Макроскопически они представляют собой мелкопорфировые, обильнопорфировые разновидности зеленовато-серого цвета и, отличаясь по составу от толеитовых базальтов коренного ложа, являются достаточными типичными представителями внутриплитного вулканизма. Эти породы уверенно относятся к трахибазальтовой ассоциации.

Для пяти образцов базальтов, полученных в результате драгирования склонов двух вулканических сооружений, выполнено определение изотопного возраста калий-аргоновым методом (ИГЕМ РАН, В.А. Лебедев). К-Аг датирование дало определение абсолютного возраста пород в интервале от $35 \pm 2,0$ млн лет до $39,5 \pm 2,5$ млн лет, что соответствует возрастному интервалу, включающему верхи позднего эоцена – ранний олигоцен.

Учитывая, что по материалам глубоководного бурения (материалы 199 рейса ODP, Ocean Drilling..., 2001), возраст коренного ложа в районе работ близок к 43 или 44 млн лет (средний эоцен), породы, слагающие изученные вулканические постройки, можно рассматривать как продукт излияний, более поздних по сравнению с этапом формирования базальтового фундамента. К еще более поздним образованиям относится базальтовая галька, обнаруженная на площади участка в ядре одной из железомарганцевых конкреций (пироксен-плагиоклазовый базальт). Для этого образца калий-аргоновым датированием установлен гораздо более молодой возраст ($15,8 \pm 1,5$ млн лет), соответствующий верхам раннего миоцена. Этот факт свидетельствует о том, что на границе раннего и среднего миоцена или в среднем миоцене район также испытал тектоническую активизацию, сопровождающуюся вулканическими излияниями.

Базальты покрыты железомарганцевыми корками мощностью до 10–12 см, имеющими двух- и трехслойное строение, в карманах на склонах зале-

гают обильные железомарганцевые конкреции. И корки и конкреции характеризуются повышенным содержанием кобальта (до 0,43 %). Возраст средней части трехслойной рудной корки со склона одной из вулканических гор датирован по планктонным фораминиферам как позднемиоценовый (определения С.П. Плетнева, ТИГ ДВО РАН).

В верхней части вулканических построек на магматическом фундаменте зачастую отмечается наличие мощной осадочной толщи мощностью до 70–80 м, сложенной карбонатными породами. По данным опробования прямой трубой, осадки, залегающие в кратере одного из подводных вулканов, представлены карбонатными породами типа писчего мела, перекрытыми слоем глины мощностью до 5 см. По материалам фораминиферного анализа, возраст этих пород относится к раннему-позднему олигоцену (определения С.П. Плетнева, ТИГ ДВО РАН, Л.Ф. Копаевич, геол. ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова).

С обнаруженными субвулканическими телами пространственно и генетически связаны депрессионные воронкообразные структуры. Размеры воронок колеблются от 150 до 1300 м в поперечнике, глубина также варьирует в широких пределах, обычно составляя несколько десятков метров (до 90 м). Прямоточной трубой и коробчатым пробоотборником опробованы осадочные и рудные железомарганцевые окисные образования в периферических и днищевых частях воронок. В одной из воронок обнаружен металлоносный осадок с высоким содержанием марганца (3,37 %), повышенными содержаниями меди (1155 мкг/г), никеля (747 мкг/г) и кобальта (337 мкг/г) (определения ЦАЛ ФГУГП «Южморгеология»), а также стронция – более 1000 мкг/г (до 1500 мкг/г) (определения выполнены в спектроскопической лаборатории геологического факультета МГУ, аналитик М.П. Юкина, а также методом ИСР в ФГУП ВИМС). В пробе отмечается также высокое содержание бария (до 5800 мкг/г) и повышенное по сравнению с фоном содержание серебра (61 мкг/г). Глинистая часть разреза представлена нонтронитом, монтмориллонитом и смешаннослойными монтмориллонит-гидрослюдистыми минералами, (определения сделаны на геол. ф-те МГУ им. Ломоносова и в ФГУП ВИМС). В некоторых пробах уверенно диагностируется дикцит. Нонтронит определен и в железомарганцевых корковых и конкреционных образованиях из некоторых воронок. Характер изученных отложений свидетельствует об их гидротермальном генезисе.

Results of study of volcanic rocks and hydrothermal deposits in the area of the Clarion-Clipperton nodules province are presented.

М.Е. Мельников

(ГНЦ «Южморгеология», Геленджик, e-mail: m_e_melnikov@mail.ru)

Тектонический контроль железомарганцевых корковых скоплений (гайот Бутакова, Тихий океан)

M.E. Melnikov

(SSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik, Russia)

Tectonic control of ferromanganese crust accumulations (Butakov Guyot, Pacific Ocean)

Среди факторов, контролирующих железомарганцевое оруденение подводных гор нередко называют и тектонический или тектономагматический. Его конструктивное влияние во многом остается гипотетическим, хотя и заслуживает дальнейшего детального изучения. А вот возможность оценить масштабы деструктивного влияния появились после проведения силами ГНЦ «Южморгеология» с борта НИС «Геленджик» в 2004–2008 годах геолого-геофизических исследований на гайоте Бутакова. На первом этапе была выполнена батиметрическая съемка многолучевым эхолотом, позволившая получить надежную основу масштаба 1 : 200 000 для дальнейших исследований. Также выполнено фототелевизионное профилирование и геологическое опробование путем драгирования и бурением неглубоких скважин.

Гайот Бутакова с юго-востока замыкает цепь Магеллановых гор. Он обладает удлинённым в меридиональном направлении основанием с поперечными размерами 160 x 55 км, выраженном на глубинах 5500–5700 м. Вершинная поверхность, осложненная многочисленными вулканическими постройками, расположена в интервале глубин 2450–2625 м. Минимальная отметка – 1185 м – зафиксирована над одним из вулканических конусов. Значительные площади в северной и южной частях вершинной поверхности перекрыты рыхлыми карбонатными осадками плиоцен-четвертичного возраста. Западный и восточный склоны характеризуются на многих участках прямолинейными очертаниями и высокой крутизной. Эти склоны на большей своей протяженности, по-видимому, характеризуются сбросовой природой. По данным фотопрофилирования, крутые поверхности сложены ненарушенными скальными породами. Опробование показало, что это преимущественно выходы базальтов, меньше вулканокластических пород, лишенных коркового покрытия. Выплаживание склонов и накопление на них грубообломочного материала фиксируется на глубинах от 3700 до 4000 м.

Участки вершины, локализованные между многочисленными вулканическими конусами и перед бровкой склона, на сонарных изображениях представлены площадями, окрашенными в серые тона различной интенсивности. Светлые участки соответствуют развитию неконсолидированных осадков, наиболее интенсивно окрашенные – обнажению коренных пород, покрытых железомарганцевыми корками. Определенная часть умеренно се-

рых участков соответствует полям развития конкреционных образований. Однако, чаще это поля остроугольных обломков горных пород, рассеянных на поверхности осадка. Существенные площади умеренно серых участков приходится и на обнажения коренных пород, иногда присыпанных неконсолированными осадками. Это в основном известковые породы невысокой степени литификации. Однако отмечены и лавовые потоки и покровы. Эти выходы слабонарушены, лишены рудных корок.

В целом по гайоту не отмечается признаков повышенной гидродинамической активности, поэтому удаление осадков на этих участках могло быть вызвано сейсмическими и гравитационными процессами.

Среди пород, слагающих пологие и субгоризонтальные поверхности гайота весьма велика доля эффузивных, вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород. Гораздо реже встречаются собственно осадочные образования. Планктоногенные и рифогенные известняки встречены не более, чем в пятой части проб. Несколько чаще отмечались эдафогенные брекчии. Гравелиты, песчаники и алевролиты подняты на единичных станциях.

Широко обнажены относительно древние породы. Высока частота встречаемости альб-сеноманских отложений – известняков и эдафогенных брекчий, несколько меньше отложений сантона – маастрихта. Породы позднего палеоцена – эоцена, встречаются реже, чем на других гайотах.

Распространение железомарганцевых корок на гайоте в определенной степени необычно и отличается от строения рудных полей других подводных гор. Оруденение на западных и восточных склонах практически отсутствует. Лишь на северном и южном отрогах установлены корковые поля, которые прослеживаются и выше бровки по периферии, примыкающих площадей вершинной поверхности. Безрудными являются и многие участки периферических поверхностей плато, свободные от осадков, которые на других гайотах являются наиболее продуктивными. Ширина таких безрудных зон на юге западной оконечности вершины достигает 4,0, а в центральной части – 7,5 км. Покровы достаточно мощных корок отмечены в южной половине вершины, ближе к ее центру, где развиты многочисленные осложняющие вулканические постройки, а также по периферии вершины, вдоль восточных склонов, где коренные породы свободны от осадков, а также западных, но на определенном удалении от бровки.

Особенности морфологии гайота, его геологического строения и распространения рудных образований позволяют сделать ряд интересных выводов. Очевидно, в геологической истории гайота существенную роль играли тектонические и вулканотектонические события. Широкое развитие вулканитов, строение краевых участков вершины, сбросовое происхождение западных и восточных склонов заставляют предположить, что в недавнем геологическом прошлом гайот подвергся мощному тектоническому или вулканотектоническому воздействию, которое и вызвало формирование нового профиля склонов, снос осадочных масс с краевых участков плато, широкое

развитие на поверхности вулканогенных пород. Нельзя исключать, что это же событие ответственно за столь глубокое современное батиметрическое положение вершинной поверхности гайота.

Комплекс полученных данных дает основание полагать, что на определенном этапе развития оруденение гайота носило обычный для Магеллановых гор характер с проявлением концентрической зональности распределения руд вокруг вершинного плато, с чередованием узких протяженных зон с различными параметрами оруденения вниз по склону (Мельников, 2005). Очевидно, на участках развития сплошных покровов корок их мощность была весьма высока, а разрез был представлен полным набором слоев. Однако, предполагаемое мощное тектоническое или вулканотектоническое событие в существенной степени разрушило эту систему оруденения. Западные и восточные склоны, вместе с развитыми на них корками, были полностью смещены и разрушены меридиональными нарушениями сбросового типа. На западных склонах процесс, вероятно, происходил более интенсивно, поскольку здесь разрушены были не только склоны, но и периферическая часть вершинного плато, что привело к обнажению на ступенях древних осадочных пород. В настоящее время эти коренные обнажения лишены не только корок, но часто даже налетов железомарганцевого вещества. Именно это состояние свежего коркового оруденения или отсутствия такового позволяет ориентировочно определить и время предполагаемого события. Столь мощное воздействие могла оказать известная активизация на рубеже раннего и среднего миоцена, проявленная по всему океану и отчетливо фиксируемая на ряде гайотов Магеллановых гор. Однако, в сходных ситуациях на других гайотах успевают отложиться рудные корки мощностью более 1 см, иногда до 4 см. На гайоте же Бутакова на этих поверхностях, в целом считающихся благоприятными, мощность корок редко превышает 0.4–0.6 см. Это дает возможность предположить, что произошедшее деструктивное событие было еще более поздним. Можно добавить, что на ближайшем, локализованном к северу, гайоте Геленджик нами была выявлена вулканотектоническая структура, наиболее вероятно связанная с плиоценовой активизацией. Было установлено, что от вулканического конуса, покрытого плиоценовыми туфами, там отходит секториальный малоамплитудный грабен, поверхности которого покрыты свежими маломощными лавовыми потоками, излившимися на поверхность слаболитифицированных эоценовых известняков (Мельников и др., 2007). Известны и более поздние тектонические активизации в тихоокеанском регионе, к примеру, 2 млн лет назад (Басов, 1989).

Таким образом, очевидно весьма разрушительное (деструктивное) воздействие на рудное поле гайота тектонических сил. Это является весьма яркой иллюстрацией проявления тектонического контроля, в его негативном воплощении. По нашим оценкам, оставшаяся часть оруденения составляет лишь 60–70 % от существовавшей перед произошедшим событием.

1. Басов И.А. Стратиграфические перерывы в осадочном чехле северо-западной Пацифики и их связь с геологическими событиями // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО ДАН СССР, 1989. С. 91–96.
2. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.
3. Мельников М.Е., Сапрыкин С.С., Хулапова Т.М. Геологическая интерпретация материалов фототелевизионного профилирования поверхности подводных гор // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. № 8. С. 86–96.

Geological-geophysical studies of the Butakov gyyot have allowed to get obvious illustration of a destructive influence of volcanotectonic agency on the ore field of cobalt-rich ferromanganese crust of guyot. As a result of relatively recent tectonically activation to take places a transgression about 30–40 % of ore area. At the same time ferromanganese slope ores are almost completely level.

Г.В. Новиков

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

Роль марганцевых и железистых минералов в сорбционном комплексе рудного вещества океанских железомарганцевых образований

G.V. Novikov

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

The role of manganese and ferrous minerals in the sorption complex of ore matter of oceanic ferromanganese deposits

Цель настоящей работы состояла в установлении и сравнении ионообменных характеристик рудных Mn- и Fe-минералов океанских железомарганцевых образований (ЖМО), определении роли этих минералов в сорбционном комплексе исследуемых образований.

Экспериментальные исследования проводились на образцах ЖМО из различных районов Мирового океана. Минеральный состав рудной компоненты каждого типа ЖМО представлен устойчивой парагенетической ассоциацией минералов марганца и железа [1]. Эксперименты проводились в одинаковых условиях при различных физико-химических параметрах ионообменных реакций.

Взаимодействие железомарганцевых образований с растворами солей металлов приводит к значительному изменению их химического состава. Ионообменные реакции тяжелых металлов на Mn- и Fe-минералах протека-

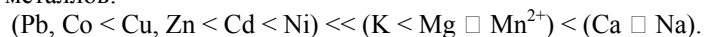
ют одинаковым образом. Вместе с тем, выявлены как общие, так и индивидуальные особенности сорбции катионов металлов рудными минералами ЖМО. Обменный комплекс минералов состоит из основных – Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} (последние в случае Mn-минералов) – и второстепенных катионов металлов – Ni^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+} . Доля основных обменных катионов металлов в емкости Mn-, Fe-минералов составляет 95–98 %. Наибольшей реакционной способностью независимо от минерального состава ЖМО и сорбируемого катиона металла обладают катионы Na^+ и Ca^{2+} – их вытеснение в растворы составляет 0.29–1.00 и 0.45–0.93 мг-экв/г соответственно. Максимальное вытеснение катионов Mg^{2+} наблюдается при сорбции катионов Mn^{2+} , Cu^{2+} , Co^{2+} и Pb^{2+} , и только для конкреций, сложенных тодорокитом, асболан-бузеритом, бернесситом, характерно минимальное их вытеснение. Реакционная способность катионов Mn^{2+} возрастает от ассоциации тодорокит, асболан-бузерит, бернессит к ассоциации бузерит-I, бёрнессит.

Среди всех катионов тяжелых металлов особым поведением выделяется *кобальт*. Результатом обменной реакции $\text{Co}^{2+}_{\text{р-р}} \square \text{Mn}^{2+}_{\text{ЖМО}}$ является часто не только полное (100 %) вытеснение в раствор содержащихся в минералах катионов Mn^{2+} , но и дополнительное их извлечение за счет твердофазной реакции окисления-восстановления между сорбированными катионами Co^{2+} и октаэдрическими катионами Mn (IV). Аналогичный эффект, но в значительно меньшей степени наблюдается и для катионов Pb^{2+} . Такое поведение катионов Mn^{2+} характерно для всех Mn-минералов за исключением тодорокита и пиролюзита.

По сравнению с основными обменными катионами суммарное извлечение катионов тяжелых металлов, как правило, не превышает 0.03–0.04 мг-экв/г. Наиболее и наименее реакционноспособными среди них являются катионы Ni^{2+} и Pb^{2+} .

Результаты взаимодействия ЖМО с различными растворами электролитов свидетельствуют, что катионы щелочных, щелочноземельных и некоторых тяжелых (Zn^{2+} , Mn^{2+} , Cu^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+}) металлов практически полностью находятся в рудных минералах в сорбированной форме. Катионы Ni^{2+} , Co^{2+} , Pb^{2+} находятся частично в сорбированной и химически связанной формах, а катионы Co^{3+} и Pb^{4+} – только в химически связанной форме.

Таким образом, для всей совокупности ассоциаций рудных минералов ЖМО установлена следующая возрастающая реакционная способность катионов металлов:



Рудные минералы и их ассоциации интенсивно сорбируют катионы тяжелых металлов: обменная емкость Mn- и Fe-минералов составляет соответственно 0.16–4.26 и 0.01–1.03 мг-экв/г. В зависимости от минерального состава рудной компоненты ЖМО составлены следующие ряды ее возрастания (мг-экв/г):

гематит < пиролюзит ≈ Si-протоферригидрит < протоферригидрит, ферригидрит <
0.01-0.28 0.16-0.46 0.10-0.51 0.12-0.74

< акаганеит, протофероксигит < гетит < тодорокит (НГМКр) <
0.02-0.90 0.44-0.98 0.54-2.31

<тодорокит, асболан-бузерит, бернессит (ЖМК_д) < бузерит-I, асболан-бузерит, бернессит <
0.54-2.45 1.42-2.43

<Fe-вернадит, Mn-фероксигит (ЖМК_с) < Fe-вернадит, Mn-фероксигит, бузерит-I (ЖМК_{с-д}) <
1.07-2.70 1.40-2.82

< Fe-вернадит, Mn-фероксигит (КМК) ≈ бузерит-I, бернессит (ЖМК_д) <
1.42.3.44.1 1.77-3.43

< бернессит, вернадит (НГМКр)
0.85-4.26

Высокие значения обменной емкости рудных минералов, прежде всего марганцевых, свидетельствуют, что сорбция растворенных, гидратированных катионов тяжелых металлов осуществляется во всем объеме минералов с различным типом кристаллической решетки, а не только их поверхностью. Из полученных данных однозначно следует, что обменная емкость возрастает от минералов с хорошо упорядоченной координационной (гематит) или туннельной (пиролюзит) структурой к минералам, в основном, с плохо упорядоченной слоистой структурой (вернадит, бузерит-I).

Для различных ассоциаций рудных минералов ЖМО составлены следующие ряды возрастания обменной емкости по катионам тяжелых металлов:

пиролюзит (НГМКр):

$Cd < Co < Ni < Zn < Pb, Cu < Mn^{2+};$

тодорокит (НГМКр):

$Cd < Ni < Zn < Co < Pb < Cu < Mn^{2+}$

тодорокит, асболан-бузерит, бернессит (ЖМК_д):

$Cd < Zn < Ni < Co < Pb < Cu < Mn^{2+};$

бузерит-I, асболан-бузерит, бернессит; бузерит-I, бернессит (ЖМК_д):

$Ni < Zn < Cd < Mn^{2+} < Co < Cu < Pb;$

Fe-вернадит, Mn-фероксигит ЖМК_с, КМК):

$Ni < Zn < Cd < Mn^{2+} < Co < Cu < Pb;$

бернессит, вернадит (НГМКр):

$Ni < Cd < Zn < Mn^{2+} < Pb < Co < Cu;$

гетит:

$Mn < Ni < Co < Zn < Cd < Pb < Cu;$

протоферригидрит, ферригидрит (НГЖО):

$Co < Mn < Ni < Cd < Zn < Pb < Cu;$

акаганеит, протоферригидрит (НГЖО):

$Mn < Co < Cd < Ni < Zn < Cu < Pb;$

Гематит (НГЖО):

$Cd < Co < Mn < Ni < Zn < Pb < Cu.$

Сравнительный анализ составленных рядов возрастания емкости минералов показывает, что в целом они близки между собой. Установлено, что пиролюзит, тодорокит и асболан-бузерит характеризуются повышенной избирательностью к катионам Mn^{2+} , остальные минералы (и их ассоциации) – к катионам Cu^{2+} и Pb^{2+} .

Рассмотрены и другие специфические зависимости, влияющие на емкость рудных минералов ЖМО. Ранее [2,3] для различных морфогенетических типов ЖМО была выявлена прямая зависимость между марганцевым модулем, Mn/Fe , и содержанием рудных металлов (и их суммой), наиболее отчетливо проявляющаяся при отношении $Mn/Fe < 4$. Проведенный нами анализ данной зависимости показал, что содержание Cu , Ni и Zn возрастает с увеличением отношения $Mn/Fe=1.5-8.5$, при последующем его возрастании до 118 содержание Cu и Ni значительно уменьшается – с 1.43 до 0.2 и с 1.5 до 0.7 мас. % соответственно. Для Co наблюдается практически прямолинейное уменьшение его содержания с увеличением Mn/Fe во всем его интервале – 1.5–118. В гидрогенных корках для Ni и Cu намечается положительная тенденция между рассматриваемыми величинами, для Co и Zn какая-либо определенная зависимость не установлена. Аналогичная зависимость после сорбции данных катионов металлов на тех же образцах ЖМО показывает, что емкость Mn -минералов диагенетических конкреций в интервале $Mn/Fe=1.5-6.5$ практически не меняется. При увеличении Mn/Fe до 118 емкость минералов, с одной стороны, имеет близкие величины по каждому из катионов металлов при значительно различающихся его значениях, с другой, имеет существенно разные значения при достаточно близких величинах Mn/Fe . Такая же неоднозначная зависимость между емкостью и Mn/Fe отношением отмечается и в гидрогенных корках. Отсутствие какой-либо однозначной закономерности между рассматриваемыми величинами свидетельствует, что Mn/Fe отношение не может рассматриваться как диагностический признак при сорбции катионов металлов рудными минералами ЖМО.

Зависимость обменной емкости от минерального состава ЖМО. Наименьшей емкостью по всем катионам металлов, кроме Mn^{2+} , характеризуются низкотемпературные гидротермальные Mn -корки, сложенные практически полностью тодорокитом либо пиролюзитом – соответственно 0.42–1.23 и 0.16–0.46 мг-экв/г. С другой стороны, образования этого же генезиса, но сложенные бернесситом либо бернесситом, безжелезистым вернадитом, характеризуются высокой емкостью по катионам Cd^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} , Ni^{2+} и Co^{2+} , Cu^{2+} , Pb^{2+} – 1.16–2.87 и 1.47–4.26 мг-экв/г соответственно. Емкость ассоциации тодорокит, асболан-бузерит, бернессит по всем катионам металлов несколько больше емкости тодорокита или пиролюзита, но существенно меньше других ассоциаций Mn -минералов конкреций и корок. Отсутствие тодорокита в конкрециях приводит к увеличению емкости ЖМО по всем катионам тяжелых металлов. Уменьшение количества асболан-бузерита в образцах также способствует возрастанию емкости других Mn -минералов.

Обменная емкость ассоциации акаганеит, протоферригидрит больше емкости ассоциаций протоферригидрит, ферригидрит; Si-протоферригидрит, нонтронит; протоферригидрит, гетит, хотя емкость самого гетита больше емкости всех ассоциаций Fe-минералов.

Зависимость между обменной емкостью и содержанием в образцах MnO_2 и $FeOOH$ (Fe_2O_3). Емкость ассоциаций Fe-вернадит, Mn-ферроксигит (ЖМК_С, КМК); Fe-вернадит, Mn-ферроксигит, бузерит-I (ЖМК_{С-Д}); бузерит-I, бёрнессит (ЖМК_Д) по всем катионам тяжелых металлов возрастает практически прямолинейно с увеличением содержания MnO_2 . Для диагенетических конкреций, сложенных другими сочетаниями и соотношениями Mn-минералов, и низкотемпературных гидротермальных марганцевых корок установлен скачкообразный характер изменения емкости по каждому катиону металла, имеющий максимумы и минимумы при разном содержании MnO_2 . Емкость гематита по всем катионам тяжелых металлов незначительно возрастает с увеличением содержания Fe_2O_3 в образцах, тогда как емкость остальных ассоциаций Fe-минералов остается практически постоянной, то есть не зависит от содержания FeOOH.

Обменная емкость рудных минералов марганца и железа с уменьшением концентрации растворов солей тяжелых металлов значительно уменьшается, при этом ее величины для Mn-минералов составляют 1.00 ± 0.20 мг-экв/г, для Fe-минералов – только сотые доли мг-экв/г.

Сорбция катионов тяжелых металлов при 5 и 75°C растворов солей приводит соответственно к уменьшению на 0.10–0.35 и увеличению на 0.02–0.17 мг-экв/г емкости Mn-минералов относительно ее значений, полученных при 20°C. Емкость Fe-минералов по катионам тяжелых металлов при сорбции их из растворов с $t = 20$ и 75° С остается практически неизменной.

Таким образом, оценивая поглотительную способность рудных минералов в целом, можно считать, что именно Mn-минералы являются основной доминантой в сорбционном комплексе океанских железомарганцевых образований различного генезиса, тогда как сорбционная активность Fe-минералов значительно меньше. Это имеет принципиальное минералого-геохимическое значение для понимания процессов и механизмов формирования исследуемых образований. Сорбционные процессы являются одними из основных океанских процессов дифференциации элементов в геохимически активных зонах «придонная вода – ЖМК – иловая вода» и «придонная вода – КМК; НГМКР; НГЖО».

1. Богданова О.Ю., Горшков А.И., Новиков Г.В., Богданов Ю.А. Минеральный состав морфогенетических типов железо-марганцевых рудных образований Мирового океана // Лит. и полез. ископаемые. 2008. Т. 50. № 6. С. 526–534.

2. Скорнякова Н.С. Морфогенетические типы Fe-Mn конкреций радиоляриевого пояса Тихого океана // Лит. и полез. ископаемые. 1984. № 5. С. 67–83.

3. Halbach P., Sherhag C., Hebisch V., Marchig V. Geochemical and mineralogical control of different genetic types of deep-sea nodules from the Pacific ocean // Miner. Deposita. 1981. V. 16. № 1. P. 59–84.

Exchange complex of the ore minerals of oceanic ferromanganese deposits consist of major – Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} – and minor metal cations – Ni^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+} . Exchange capacity of the Mn-minerals in cations of heavy metals is the 0.16–4.26 mg-eqv/g, of the Fe-minerals – is 0.01–1.03 mg-eqv/g. Exchange cations of ore minerals increase from Cd^{2+} , Ni^{2+} to Cu^{2+} and Pb^{2+} . It was detected, that Mn-minerals are the main sorbents of the ferromanganese deposits.

В.В. Петрова, С.Г. Сколотнев

Геологический институт РАН, Москва, e-mail: v.petrova.v@gmail.ru

Минеральный состав вулканитов подводной горы Картера (восточная окраина Центральной Атлантики)

V.V. Petrova, S.G. Skolotnev

(Geological Institute RAS, Moscow)

Mineral composition of the volcanic rocks of the Karter seamount (eastern Equatorial Atlantic)

Рассматриваются составы породообразующих, акцессорных и вторичных минералов из вулканитов горы Картера, входящей в группу гор Батиметристов, расположенных в северной части поднятия Сьерра-Леоне. Гора Картера представляет собой конусовидную постройку высотой около 3500 м, на вершине которой в среднем эоцене сформировался рифовый атолл. При драгировании склонов этой горы на двух станциях: S2303 (координаты $9^{\circ}13,1'$ с.ш. \times $21^{\circ}15,7'$ з.д., глубина 2300–2400 м) и S2304 ($9^{\circ}12,9'$ с.ш. \times $21^{\circ}16,8'$ з.д., 1700–2100 м) получены вулканиты, туфобрекчии, туфопесчаники и известняки [1]. Составы минералов изучались на микроанализаторе JXA-8100 фирмы JEOL, оснащенный энергодисперсионной приставкой INCA.

Описание пород. Вследствие интенсивных вторичных изменений классификация полученных вулканических пород затруднена, и предложенные ниже названия могут оказаться недостаточно верными. Несмотря на разнообразие минерального и химического составов, позволивших выделить среди них три разных типа пород, все они относятся к ультраосновным и основным щелочным вулканитам.

1. Бесплагиоклазовые оливин-пироксеновые вулканиты (обр. 2303/1-3, 31, 32) – серийно порфиновые породы. Вкрапленники (10–25 % объема породы) представлены измененными оливинами, а также пироксенами, тита-

номагнетитами и псевдоморфозами глинистых минералов брусковидной формы (мелилит? плагиоклаз?). Основная масса образована микролитами пироксена, титаномагнетита и глинистыми минералами, развитыми по микролитам и стеклу. Аксессуары состоят из шпинели, амфибола, апатита, циркона. Общее содержание минералов (в %): оливин – 8–10, пироксен – 40–60, титаномагнетит 5–10, глинистые псевдоморфозы по вкрапленникам, микролитам и стеклу около 35, акцессорные минералы около 5. Поры (10–15 %) заполнены глинистым минералом, кальцитом, цеолитом.

2. Анкарамиты (обр. 2304/1) – афировая порода с микрофенокристами пироксена и в меньшей степени оливина и титаномагнетита. В основной массе микролиты пироксена, плагиоклаза и рудного минерала погружены в глинистый матрикс. Аксессуары представлены флогопитом, амфиболом, апатитом, баритом, сфеном, цирконом, гранатом. Общее содержание минералов (в %): пироксен – 30–50, титаномагнетит и магнетит – 5–10, оливин 5–7, плагиоклаз 2–5, глинистые минералы около 35, акцессорные минералы около 5. Заполнение пор (1–2 %), в них, помимо перечисленных в предыдущей породе минералов, встречаются барит, гидроксиды железа, фосфаты группы флоренсита.

3. Тефриты (обр. 2304/2а, 2б) – серийно порфиновая порода (размер вкрапленников от 0,3 до 1,5 мм). Вкрапленники представлены керсутитом и округлыми иногда гексагональными в плане филлипситовыми псевдоморфозами (по нефелину?). Основная масса состоит из микролитов анортоклаза, пироксена, реже керсутита, гексагональных выделений анальцима, возможно, замещающего первичное стекло, титаномагнетита, погруженных в глинистый матрикс. Аксессуары – апатит, сфен, циркон. Общее содержание минералов (в %): керсутит – 10–15, нефелин (?) (замещенный филлипситом) – до 5, пироксен, плагиоклаз, магнетит, анальцим – по 10–15, глинистый минерал около 30, акцессорные минералы – 3–5.

Составы минералов

Оливин встречен только в первом типе пород в виде вкрапленников, вариации состава незначительны, он представлен высокомагнезиальными разновидностями – Fo₈₆₋₈₈.

Средние составы **пироксенов** приведены в таблице. Кристаллохимические формулы минералов показывают, что по всем параметрам они соответствуют высокоалюминиевому и высокотитанистому моноклинному пироксену – **фассаиту** [2]. Однако в каждой группе пород есть отдельные кристаллы или внешние зоны вкрапленников, в которых содержание Al₂O₃ – минимально и допустимо для авгита.

Глиноземистость пироксенов уменьшается от бесплагиоклазовой породы к анкарамиту и далее к тефриту, а внутри этих пород – от вкрапленников к микролитам. Следует отметить, что при атмосферном давлении из сплавов соответствующих оксидов фассаиты кристаллизуются при очень высоких температурах 1400–1500°C [2].

Таблица. Средний химический состав пироксена в разных породах

Порода	Бесплаггиоклазовый Ol-Px вулканит	Анкарармит	Тефрит
Среднее из (число)анализов	15	12	37
SiO ₂	42,36	45,91	45,95
TiO ₂	4,12	2,44	2,39
Al ₂ O ₃	9,41	7,38	6,25
Fe ₂ O ₃	8,35	6,89	12,02
MnO	0,00	0,13	0,33
MgO	11,81	13,24	10,51
CaO	24,12	23,30	22,53
Na ₂ O	0,34	0,45	1,19
K ₂ O	0,05	0,11	0,00

Примечание. Как правило, присутствуют десятые доли % Ni, Cr, V.

Титаномагнетит и магнетит встречаются во всех породах. Состав титаномагнетитов вулканитов первых двух типов близок: содержание Fe⁺³O₃+FeO = 70,3–72,5, TiO₂ = 12,5–12,8, MgO – 5,0–7,1, MnO = 0,4–0,7 вес.%, в качестве примеси присутствует хром. В титаномагнетитах из тефритов диапазон содержаний компонентов шире: Fe⁺³O₃+FeO = 71,5–78,0, TiO₂ = 10,8–12,5, MgO – 1,5–2,4, MnO = 1,4–1,8 вес. %, в качестве примеси здесь присутствуют Si, V, Cl, а Cr – редок. Важно отметить, что поздние титаномагнетиты в тефритах обогащены ниобием и цирконием (Nb₂O₃ = 0,2–0,3, ZrO₂ = 0,3 вес. %).

Шпинель встречается только в бесплаггиоклазовом вулканите. Содержания основных компонентов варьируют в широких пределах: MgO – 12–22, Al₂O₃ – 15–40, Cr₂O₃ – 8–37, Fe₂O₃ – 17–56 вес. %. Максимальные содержания Cr и Mg отмечены во вкрапленниках, минимальные – в микролитах пироксена. Включения в оливине по составу занимают промежуточное место.

Плаггиоклаз широко распространен в тефритах в виде микролитов. Их средний химический состав (в вес. %): SiO₂ – 59,70; TiO₂ – 0,25; Al₂O₃ – 23,23; FeO – 0,55; MnO – 0,04; MgO – 0,18; CaO – 3,87; Na₂O – 7,10; K₂O – 2,77; BaO – 1,12. Колебания содержаний значительны CaO от 0,92 до 5,46%; Na₂O от 6,11 до 9,29 %; K₂O – от 1,53 до 5,13 %. По номенклатуре полевых шпатов состав минерала отвечает высокому калиевому альбиту или иначе анортотклазу [3]. В выделенных мономинеральных фракциях очень редко наблюдаются зерна плаггиоклаза с сохранившимся первичным составом. Редкие зерна плаггиоклаза в анкарармите по составу отвечают битовниту (Ca – 0,79, Na – 0,21 ф.е.), но они замещены актинолитом и альбит-олигоклазом (Ca – 0,10, Na – 0,72 ф.е.).

Слюда встречается только в анкарармите в качестве вкрапленников и микролитов. Вкрапленники по сравнению с микролитами обогащены Ti, Al, Fe,

но обеднены Si и Mg. Пересчет анализов на кристаллохимические формулы показывает, что все слюды преимущественно магниевые и калиевые и во всех из них часть позиций в тетраэдрах занята трехвалентным железом. Однако отношение Mg/Fe во вкрапленниках чуть меньше 2/1, а в микролитах оно >5/1. Следовательно, вкрапленники имеют пограничный **флогопит-биотитовый** состав, а микролиты – типичный **флогопит**.

Амфиболы представлены главным образом **керсутитом** в виде единичных зерен в анкарамите и широко в тефритах. **Феррогастингсит** отмечен только в тефритах, где он частично замещает керсутит. Составы керсутита из анкарамита и тефрита мало отличаются. Пересчет анализов на кристаллохимические формулы показывает содержание в керсутитах Al – 2,66 и 2,57, Ti – 0,50 и 0,53 ф.е. для анкарамита и тефрита соответственно. В феррогастингситах присутствуют Al – 2,40, Ti – 0,22 и Fe⁺³+Fe⁺² – 3,13 ф.е.

Присутствие слюд и амфиболов указывают на высокое парциальное давление флюидов, имевшее место в ходе кристаллизации расплавов.

Цеолиты. Минералы этой группы присутствуют в каждом типе пород, но в бесплагиоклазовом вулканите и анкарамите встречен только поздний **филлипсит**, заполняющий газовые пустоты. В тефритах цеолиты приобретают значение породообразующих минералов (до 40 %). Они встречаются в двух позициях. Первая – в основной массе наблюдаются гексагональные кристаллы **анальцима**; вторая – полные псевдоморфозы **ромбического филлипсита** по вкрапленникам первичного фельдшпатоида (нефелина?). Наиболее сбалансированная кристаллохимическая формула анальцима следующая: Na_{0,90}Fe_{0,02}K_{0,01}Ca_{0,01}[(Si_{2,03}Al_{0,97})_{3,00}O₆] · H₂O. В ромбический филлипсит входит значительное количество K, а так же обязательно присутствуют Ca, Mg, Fe и иногда Ba. Один из реальных составов филлипсита выражается формулой: (Na_{3,05}K_{1,08})_{4,13}(Mg_{0,19}Ca_{0,07}Ba_{0,01})_{0,27}[(Si_{11,39}Al_{4,59})_{15,98}O₃₂ · 10H₂O. В других кристаллах колебания в количествах Na и K составляют 2,5–3,5 и 1,0–1,5 ф.е. соответственно. Нужно отметить также, что на рентгенограммах тысячной фракции тефрита отмечаются рефлексы **шабазита**.

Смешанослойный иллит-сметтит. Во всех трех типах изученных вулканитов этот минерал развивается по стеклу и микролитам. Пересчет анализов на кристаллохимические формулы показал, что в среднем в тетраэдрических позициях бесплагиоклазовых пород содержится 3,75 ф.е. Si и 0,25 ф.е. Al, в анкарамите – 3,53 и 0,47, и тефрите – 3,31 и 0,69. Т.к. иллит-сметтит замещает стекло, то эти цифры, по всей видимости, говорят о том, что состав первичного стекла меняется в сторону уменьшения его кислотности.

Широкое распространение иллит-сметтита во всех породах является свидетельством очень высокой активности флюидов, имевшей место сразу же после кристаллизации породы.

Акцессорные минералы. Об акцессорных минералах важно вспомнить, т.к. некоторые из них являются концентраторами редких, рассеянных и других полезных компонентов. Прежде всего, это относится к апатиту. Циркон

является концентратом Th и Ce (до 3 вес.% ThO₂ и до 0,8 вес.% Ce₂O₃). Описанный гранат в анкарамите относится к альмандин-гроссуляр-пироповому ряду: (Na_{0,02}Mn_{0,05}Mg_{0,63}Ca_{1,13}Fe_{1,21})_{3,04}Al_{1,90}Si_{3,05}O₁₂.

Концентратом редких земель, стронция и бария является **фосфат группы флоренсита**, содержащий Ce₂O₃ до 2, SrO – от 2 до 4, BaO от 6,5 до 9,5 вес.%. **Барит** содержит 54 вес.% BaO и 7 вес.% SrO.

Выводы

Впервые для подводных ультраосновных и основных щелочных пород изучен весь спектр составов минералов: породообразующих и аксессуарных в диапазоне от вкрапленников до микролитов, и вторичных минералов от псевдоморфоз до заполнения пустот.

Особенности химизма основных породообразующих минералов не оставляют сомнений в том, что вкрапленники не являются ксеноморфными включениями, а представляют собой продукты более ранней кристаллизации в магматической камере или в подводном канале.

Кристаллизация микролитов происходила на вулканической стадии в режиме высоких температур и высокой газонасыщенности лав. В последствии эти два фактора обусловили и интенсивное вторичное преобразование пород, произошедшее сразу после их кристаллизации.

Три типа вулканитов, драгированных с разных гипсометрических уровней со склонов горы Картера, несмотря на пространственную разобщенность, имеют минералогические признаки генетического единства. Предполагается следующий ряд дифференцированных разностей: бесплагиоклазовый оливин-пироксеновый вулканит (титаномагнетит + форстерит + хромшпинель + Al-Ti-фассаит + небольшое количество вулканического стекла) → анкарамит (титаномагнетит + фассаит + флогопит ± керсутит ± апатит + значительное количество вулканического стекла) → тефрит (титаномагнетит + Si-Mg-фассаит + фельдшпатоид + кертусит + апатит + K-альбит + анальцит и большое количество вулканического стекла). Верхние горизонты вулкана сложены более дифференцированными разностями. В этом же направлении изменялся тип извержений – от центрального пароксизмального до трещинного эффузивно-эксплозивного.

Лавы горы Картера, как и типичные щелочные породы, несут редкоземельную, ториевую и ниобиевую нагрузки. Кроме того, они обогащены апатитом и титаномагнетитом.

1. Сколотнев С.Г., Турко Н.Н., Соколов С.Ю. и др. Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Зеленомысского поднятия, котловины Зеленого Мыса и подводных гор Батиметристов (Центральная Атлантика). ДАН, 2007. Т. 416. № 4. С. 1037–1041.
2. Минералы. М.: Наука, 1981. Т. III, вып. 2. С. 283–342.
3. Минералы. М.: Наука, 2003. Т. V, вып. 1. С. 367–382.

The mineralogy of alkaline volcanic rocks of the Karter seamount, Sierra Leone Rise, 9°N, 21°W, was studied. The genetic relationship of different lava flows is established.

О.М. Розен

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

Расчет минерального состава палеотипных аналогов современных морских фосфоритов с помощью компьютера

O.M. Rosen

(Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow)

The computer-held calculation of mineral composition of paleo-typical analogs of modern marine phosphorites

Фундаментальную задачу представляет сопоставление минеральных составов современных фосфатов океана (рис. 1) и более древних фосфоритов, которое позволяет проводить палеолитологические реконструкции и ориентировать поисковые работы.

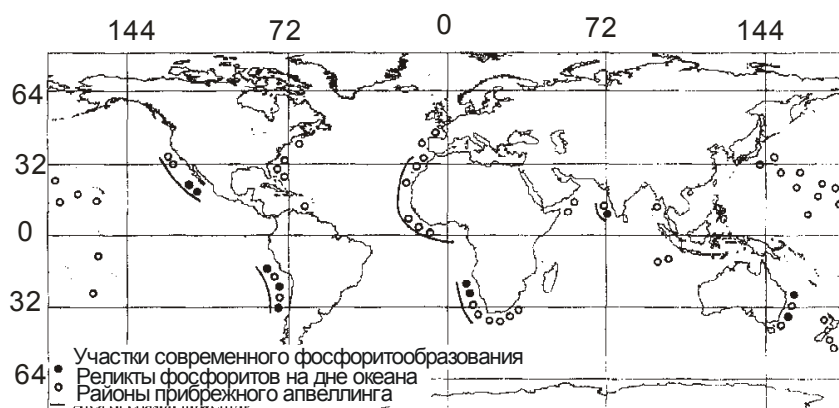
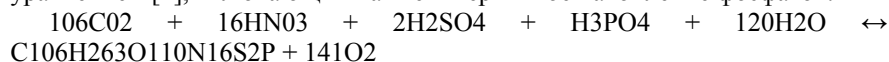


Рис. 1. Современные фосфоритовые формации, реликты фосфоритов на дне океана, зоны прибрежного апвеллинга [1; 4]

Химические реакции фотосинтеза и обратного процесса – дыхания, для морского планктона описываются следующим упрощенным обратимым уравнением [4], включающим также и первичное накопление фосфатов:



Все разнообразие фосфатных минералов фосфоритов (таблица) выражено в наиболее вероятной формуле замещений в осадочном фосфате, франколите, представленной в следующем виде: $\text{Ca}_{10-a-b} \text{Na}_a \text{Mg}_b (\text{PO}_4)_{6-x} (\text{CO}_3)_x \text{F}_y (\text{SO}_4)_z$ [3].

Для расчета палеотипных минеральных составов фосфоритов предлагается использовать программу MINLITH. Это универсальный метод, применимый для большинства типов осадочных отложений, прошедших глубокий диагенез, основанный на: вычислении содержаний ограниченного набора нормативных минералов определенного состава по данным валового химического анализа, независимо от интенсивности диагенеза или метаморфизма. Ошибка вычисления для всех расчетных минералов, включая фосфат, находится в пределах 5–15 % [7]. Для фосфоритов в этой программе использована формула фторапатита, которая для расчета содержаний в % мас., выражена как $3\text{CaO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 + 1/3(\text{CaF}_2)$. Поэтому перед использованием расчетов для фациальных построений было проведено прямое сопоставление MINLITH-нормативных минеральных составов с химическими определениями содержаний минералов [2] (рис. 2). Коэффициент корреляции между модальными и нормативными значениями содержаний минералов в фосфоритах $R = 0.937$.

Таблица. Возможные замещения в структуре апатита (А) и установленные минеральные фазы (Б)

А. Замещения [6]		Б. Минеральные фазы [5]	
1*	Замещающий ион	Фосфатный минерал	Формула
Ca^{2+}	$\text{Na}^+, \text{K}^+, \text{Ag}^+$	Фторапатит	$\text{Ca}_{10}\text{F}_2(\text{PO}_4)_6$
	$\text{Sr}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Zn}^{2+}, \text{Cd}^{2+}, \text{Ba}^{2+}$	Франколит	$\text{Ca}_{10}\text{F}_2(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_6$
	$\text{Sc}^{3+}, \text{Y}^{3+}, \text{R. E.}^{3+}$ (редкие земли), Bi^{3+}	Гидроксилapatит	$\text{Ca}_{10}(\text{OH})_2(\text{PO}_4)_6$
	U^{4+}	Хлорапатит	$\text{Ca}_{10}\text{Cl}_2(\text{PO}_4)_6$
PO_4^{3-}	$\text{CO}_3^{2-}, \text{SO}_4^{2-}, \text{Cr}_2\text{O}_4^{2-}$	Даллит	$\text{Ca}_{10}(\text{OH})_2(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_6$
	$\text{AsO}_4^{3-}, \text{VO}_4^{3-}, \text{CO}_3 \cdot \text{F}^{3-}, \text{CO}_3 \cdot \text{OH}^{3-}$	Вилькеит	$\text{Ca}_{10}(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2(\text{SiO}_4, \text{PO}_4, \text{SO}_4)_6$
	SiO_4^{4-}		
F^{1-}	$\text{OH}^{1-}, \text{Cl}^{1-}, \text{Br}^{1-}$		
	O^{2-}		

Очевидна достаточная применимость программы MINLITH для изучения минерального состава фосфоритов с целью выявления петрохимических

вариаций в пространстве и во времени и анализа седиментогенеза и фациальных реконструкций фосфоритовых бассейнов.

1. Батурин Г.Н. Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.
2. Красильникова Н.А., Пауль Р.К., Георгиевский А.Ф. Литологические типы фосфоритов СССР. Обзор. инф. Сер. "Горнохимическая промышленность". М.: НИИГЭХИМ, 1984. 41 с.
3. Jarvis I., Burnett W.C., Nathan Y. et al. Phosphorite geochemistry: state-of-the-art and environmental concerns // *Eclogae geologicae Helveticae*. 1994. V. 87. N 3. P. 643–700.
4. Föllmi K.B. The phosphorus cycle, phosphogenesis and "marine phosphate-rich deposits // *Earth-Sci. Rev.* 1996. V. 40. P. 52–124.
5. Frye K. The encyclopedia of mineralogy. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Penn., USA. 1981. 497 p.
6. Nathan Y. The Mineralogy and Geochemistry of Phosphorites (Chapter 8) / J.O. Nagu, P.B. Moore, eds. // *Phosphorite minerals*. Elsevier, Tokyo, 1984. P. 275–291.
7. Rosen O.M., Abbyasov A.A., Tipper J.C. MINLITH – an experience-based algorithm for estimating the likely mineralogical compositions of sedimentary rocks from bulk chemical analyses // *Computers and Geosciences*. 2004. V. 30. N 6. P. 647–661.

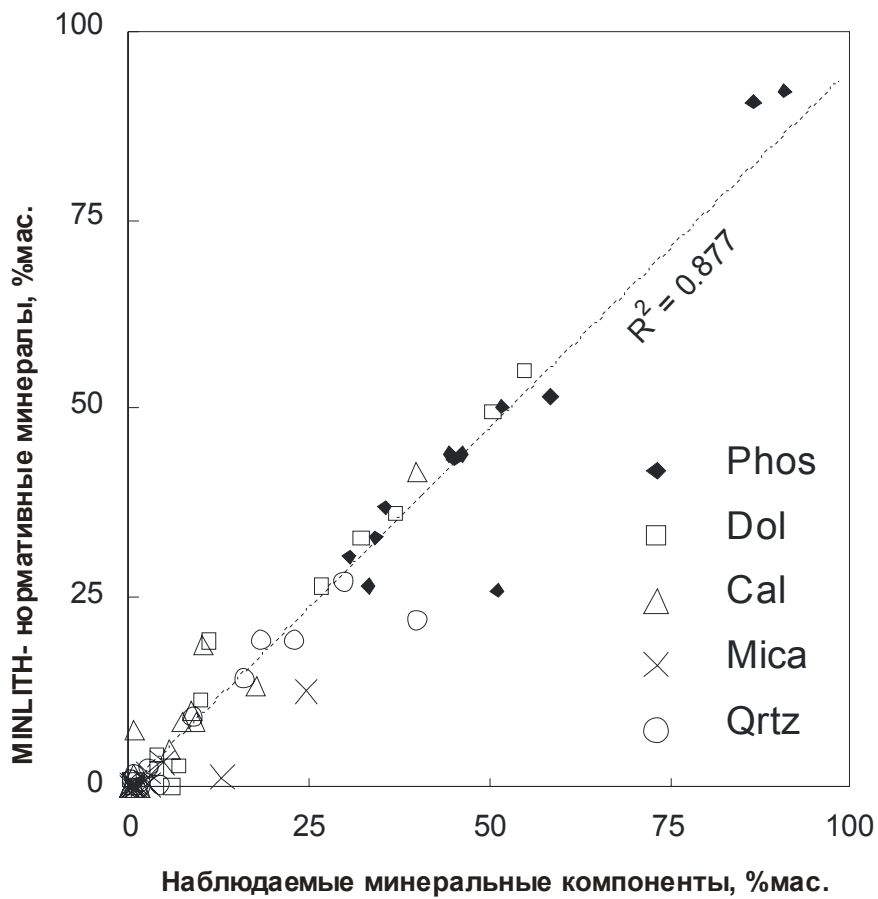


Рис. 2. Соотношение наблюдаемого и расчетного минеральных составов для афанитовых фосфоритов. Наблюдаемые составы – по данным [Красильникова и др., 1984]: Phos, Dol, Cal, Mica, Qtz, соответственно

It is important for space and facial reconstructions for phosphorite exploration to compare it with recent phosphorites generally appeared in specific mineral compositions. The recent phosphorites may be correctly compared with the paleophosphorites through utilizing of the MINLITH computer program.

Д.П. Савельев

(Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, saveljev@kscnet.ru)

**Марганцевое оруденение в палеоокеанических комплексах
Восточной Камчатки: сравнение с современными океанами**

D.P. Savelyev

(Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky)

**Manganous mineralization in the paleoceanic complexes
of the Eastern Kamchatka: comparison with modern oceans**

В современных океанах сосредоточены громадные запасы марганца и сопутствующих металлов – кобальта, никеля, меди, платиноидов. Они представлены двумя разновидностями рудных скоплений – железомарганцевыми конкрециями и кобальт-марганцевыми корками. В связи с этим существует проблема поиска таких объектов в складчатых областях, включающих палеоокеанические образования, и сопоставления этих объектов с современными океаническими аналогами.

Автором изучены марганцевые руды из нескольких рудопоявлений Восточной Камчатки. В аккреционной структуре Восточной Камчатки можно выделить комплексы, отдельные части которых являются фрагментами палеоокеанической коры: смагинский комплекс альб-сеноманского возраста, моховской комплекс кампанского возраста, доэоценовый ганальский комплекс и нижняя часть ветловского палеоцен-эоценового комплекса [1, 2]. Все эти комплексы наряду с титанистыми базальтами и кремнистыми породами включают отложения, обогащенные окислами марганца.

Смагинский комплекс альб-сеноманского возраста развит в южной части п-ова Камчатский Мыс. В геологическом строении района принимают участие карбонатно-кремнисто-вулканогенные отложения, а также гипербазиты и габбро, образующие несколько тектонических пластин. Марганцевые руды приурочены в основном к зонам дробления в яшмовых горизонтах и пакетах кремнисто-карбонатного переслаивания. Содержание окиси марганца достигает 70 %. Образования марганца представлены минералами семейства пиролюзита-псиломелана, совместно с гидроокислами железа выполняющими трещины и пропитывающими цемент в породах. Низкие содержания Ni, Co, Cu в рудах (табл.) свидетельствуют о гидротермальном происхождении вещества [3].

Другой тип проявлений в этом же комплексе – стратифицированные прослой железистых аргиллитов мощностью 1–3 м (13–16 % Fe₂O₃, 3–4 % Mn). Химический состав пород и содержание в них примесных рудных компонентов соответствует составу древних и современных металлоносных осадков Тихого океана [4], что говорит в пользу осадочного, гидрогенного происхождения исследованных руд. В смагинском комплексе автором най-

ден еще один тип марганцевой минерализации – кремнистые известняки, насыщенные микроконкрециями марганца размером 0,3–2 мм. Некоторые микроконкреции сохранили в ядре карбонатные раковины фораминифер, а окислы марганца заместили мягкие ткани. Соотношение железа и марганца в породе в целом примерно равные, но микроконкреции сложены только минералами марганца, окислы железа почти отсутствуют (по данным микронзондового анализа). Содержание микроэлементов в породе близко к содержанию их в железистых аргиллитах комплекса (табл.)

Таблица. Содержание химических элементов в железомарганцевых образованиях Восточной Камчатки

	1 (5)	2 (2)	3	4	5	6	7	8
Fe, %	5,3	14,6	6,6	1,8	0,8	1,4	0,8	12,8
Mn, %	33,9	3,1	5,9	22,0	48,9	30,7	32,7	2,7
Si, %	15,0	19,2	9,1	22,9	7,8	19,0	11,5	16,8
Al, %	0,8	6,3	2,0	1,7	0,8	0,9	0,9	4,8
Ca, %	4,1	2,9	21,7	4,3	2,1	5,7	2,4	
Ti, %	0,1	0,5	0,1	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	0,3
Ni, г/т	100	323	59	37	47	18	13	245
Cu, г/т	234	610	508	102	4300	52	47	335
Co, г/т	122	134	12	49	127	57	82	110
V, г/т	708	347	45	975	2220	182	523	228
Zn, г/т	141	302	88	121	81	53	39	371
Ba, г/т	3300	1018	415	9860	27400	696	4480	4000
Y, г/т	14	192	56	5	11	4	8	98,1
Zr, г/т	40	261	33	181	109	55	12	306

1–3 – смагинский комплекс п-ова Камчатский Мыс (1 – массивные и вкрапленные руды, в скобках – количество проб, 2 – железистые аргиллиты, 3 – известняк с микроконкрециями); 4 – моховской комплекс; 5 – ганальский комплекс; 6–7 – ветловский комплекс (4 – Валагинский хр., 5 – хр. Кумроч); 8 – металлоносные осадки северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия [4]. Анализы выполнены методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии (XRF) на приборе «S4 PIONEER» в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Моховской комплекс кампанского возраста развит в береговых обрывах бухты Моховой в р-не г. Петропавловска-Камчатского. Он представлен подушечными базальтами с прослоями кремнистых пород. Проявление марганцевых руд находится среди туфогенно-кремнистых пород сопки Никольской, по-видимому, перекрывающих базальты моховского комплекса (непосредственные контакты не обнажены). Брекчированные яшмовидные породы цементированы комплексом марганецсодержащих минералов: родонитом, пиролюзитом, псиломеланом, а также глинистыми, гидрослюдистыми и карбонатными образованиями.

Ганальский комплекс развит в пределах Ганальского хребта и представлен метаморфизованными аналогами различных частей офиолитов – амфиболитами, кварцитами, метагипербазитами [5]. Автором проанализированы марганцевые руды из проявления в р-не ручья Каменистого. Наиболее богатые руды представлены обломками преимущественно родонит-пирролюзитового состава в серпентинитовом меланже. Из всех исследованных образцов руды ганальского комплекса наиболее обогащены медью и ванадием. Ранее А.В. Рихтер отмечал, что марганцевые руды залегают на контакте эффузивов с вышележащей терригенной толщей и соответствуют *hard ground* палеобассейна [5], т.е. эти руды можно сопоставить с современными железомарганцевыми корками.

Ветловский комплекс палеоцен-эоценового возраста развит на Вахильском поднятии и на восточных склонах хребтов Валагинский и Кумроч [5]. Комплекс имеет в основном туфогенно-терригенно-кремнистый состав, отдельные чешуи и блоки нижней части комплекса сложены титанистыми базальтами, гиалокластитами, кремнистыми породами и известняками. В хребте Кумроч линзы марганцевых руд и омарганцованных кремнистых пород встречаются среди кремнистых аргиллитов, яшм и туффитов, рудные минералы представлены в основном пирролюзитом-псиломеланом. В Валагинском хребте проявление представлено телами линзовидной формы, сложенными преимущественно родонитом, залегающими среди кремнисто-туфогенных пород. По геохимическим параметрам руды комплекса похожи на марганцевые руды современных гидротермальных систем.

Судя по низкому содержанию примесных рудных компонентов (Ni, Co, Cu), большая часть рассмотренных проявлений имеет гидротермальный источник вещества. Но, учитывая высокую подвижность марганца при диагенезе, можно предположить, что в большинстве изученных рудопроявлений окислы марганца являются перемещенными, оторванными от первичных пород, поэтому по их составу невозможно судить об их первоначальном генезисе. Геохимическое сходство железистых аргиллитов смагинского комплекса с современными металлоносными осадками позволяет предположить гидрогенное накопление рудных компонентов в этих породах. О первично осадочном накоплении металлов свидетельствует также повышенное содержание марганца в кремнистых и карбонатных породах смагинского комплекса, вмещающих гидротермальные проявления. Формирование кремнисто-карбонатных пакетов смагинского комплекса происходило на подводной вулканической возвышенности [6], образование которой связано с меловой деятельностью Гавайского мантийного плюма [7]. В пределах современного Гавайского хребта на поверхности гайотов сосредоточены достаточно крупные запасы кобальтоносных марганцевых корок [8]. По геохимическому составу марганцевые рудопроявления смагинского комплекса на п-ове Камчатский Мыс не похожи на эти корки, отличаясь существенно более низкими содержаниями примесных элементов. Однако сходство палеогео-

графических обстановок, наличие среди пород комплекса марганценосных пород (аналогов металлоносных осадков и известняков с микроконкрециями марганца) позволяет надеяться на выявление новых комплексных рудопроявлений, сходных по генезису с образованиями Тихого океана.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН (проект № 09-III-A-08-429) и гранта РФФИ № 07-05-00080.

1. Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Офиолитовые комплексы в аккреционной структуре Восточной Камчатки // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 159–169.
2. Савельев Д.П., Палечек Т.Н., Портнягин М.В. Кампанские океанические кремнисто-вулканогенные отложения в фундаменте Восточно-Камчатского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 46–54.
3. Bonatti E. Metal deposits in the oceanic lithosphere / Ed. by C.Emilian // The Sea. V. 7. New York, 1981. P. 639–686.
4. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный Мир, 1998. 340 с.
5. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
6. Савельева О.Л., Савельев Д.П. Смагинский палеогайот в аккреционной структуре Восточной Камчатки / Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: Изд-во ИВиС ДВО РАН, 2007. С. 284–289.
7. Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle K. et al. Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka // Geology. 2008. V. 36. № 11. P. 903–906.
8. Кобальтбогатые руды Мирового океана / Министерство Природных ресурсов Российской Федерации, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.

Manganous mineralization was studied in the ore deposits from the paleoceanic complexes of the Eastern Kamchatka. Samples from Cretaceous oceanic complex of Kamchatsky Mys Peninsula are similar to metalliferous silt of the modern ocean by geochemical characteristics. The type of ores – manganous concretions in limestone was investigated new for this complex.

А.В. Савенко, В.С. Савенко

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

Растворимость гидроксида алюминия и физико-химическое состояние растворенного алюминия в морской воде

A.V. Savenko, V.S. Savenko

(Moscow M.V. Lomonosov State University)

The solubility of aluminum hydroxide and the physicochemical state of dissolved aluminum in seawater

Представления о физико-химическом состоянии растворенного алюминия в морской воде базируются на результатах термодинамических расчетов, согласно которым основными формами его нахождения являются гидроксокомплексы при доминировании $Al(OH)_3^0$ и $Al(OH)_4^-$ [1, 2]. Имеющиеся экспериментальные данные о растворимости гидроксида алюминия в морской воде [3, 4], на основе которых можно было бы сделать вывод о формах нахождения растворенного алюминия, недостаточно хорошо согласуются между собой, что довольно часто наблюдается для труднорастворимых фаз, синтезированных в разных условиях.

Цель настоящей работы состояла в выяснении форм нахождения растворенного алюминия в морской воде по данным экспериментального изучения растворимости фаз $Al(OH)_3$, различающихся по условиям приготовления.

В экспериментах использовалось три образца гидроксида алюминия. Первая фаза $Al(OH)_3$ была синтезирована путем осаждения при комнатной температуре непосредственно из морской воды. Для этого к 2 л искусственной морской воды с соленостью 35 ‰ и повышенной величиной карбонатной щелочности (3.2 мг-экв/л) при интенсивном перемешивании добавлялся 1 мл 0.2 М раствора $Al_2(SO_4)_3$, после чего образовавшаяся суспензия выдерживалась в течение двух мес. Перед постановкой экспериментов морская вода с осадком гидроксида алюминия интенсивно взбалтывалась, а затем отбирались аликвоты суспензии по 100 мл.

Вторая фаза была получена в результате быстрого смешения равных объемов (1 л) 0.01 М раствора $Al_2(SO_4)_3$ и 0.06 М раствора NaOH при комнатной температуре с последующим промыванием дистиллированной водой на воронке Бюхнера до отсутствия качественной реакции на сульфат-ионы с хлоридом бария. Синтез третьей фазы проводился путем смешения равных объемов растворов $Al_2(SO_4)_3$ и NaOH тех же концентраций, что и в предыдущем случае, но нагретых до кипения. Образовавшийся осадок в течение двух недель отмывался от растворимых солей декантацией дистиллированной водой до отсутствия реакции на сульфат-ионы с хлоридом бария с периодическим нагреванием до 100°C для ускорения процесса старения. По-

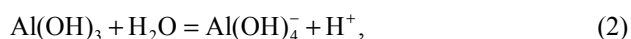
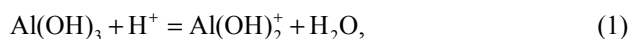
сле очистки гелевидные осадки гидроксида алюминия доводились дистиллированной водой до 50 мл. При постановке экспериментов к 100 мл нормальной морской воды пипетдозатором добавлялось по 1 мл геля $\text{Al}(\text{OH})_3$ и 1 мл искусственной морской воды с соленостью 70 ‰ для восстановления солевого фона.

Величина pH в опытах варьировалась добавлением 0–10 мл 0.2 N раствора буры (с равными аликвотами 70 ‰ морской воды для сохранения постоянства солевого состава) или 0–4 мл 35 ‰ кислой морской воды, в которой часть NaCl (0.2 M) была замещена эквивалентным количеством HCl.

Эксперименты проводились в полипропиленовых банках объемом 120 мл. В течение трех недель пробы интенсивно перемешивались на шейкере по 4–5 часов в день до достижения постоянной концентрации растворенного алюминия. Температура растворов составляла $25 \pm 1^\circ\text{C}$. Перед анализом пробы фильтровались через мембранный фильтр 0.45 мкм, после чего в фильтрате измерялась величина pH потенциометрическим методом с точностью ± 0.005 pH и определялась концентрация алюминия спектрофотометрическим методом с эриохромцианином [5] с точностью $\pm 3\%$.

Результаты экспериментов показали (рисунок), что растворимость разных фаз гидроксида алюминия имеет различия, проявляющиеся как в абсолютной величине концентрации растворенного алюминия, так и в величине минимума растворимости, приходящегося на интервал pH = 7.9–8.1.

Наименьшая и близкая по абсолютной величине растворимость свойственна фазам гидроксида алюминия, прошедшим стадию старения: осажденным из морской воды и кипящего раствора сульфата алюминия. Для этих фаз минимум растворимости наблюдается в интервале pH = 8.05–8.10. При pH < 8.05 величина производной $d \lg[\Sigma\text{Al}]/dpH \approx -1$; при pH > 8.10 происходит инверсия угла наклона: $d \lg[\Sigma\text{Al}]/dpH \approx 1$. Исходя из стехиометрии реакций



это свидетельствует о нахождении основной массы растворенного алюминия при pH < 8.05 в форме $\text{Al}(\text{OH})_2^+$, а при pH > 8.10 – в форме $\text{Al}(\text{OH})_4^-$.

Электронейтральные гидроксокомплексы $\text{Al}(\text{OH})_3^0$, концентрация которых в равновесии с чистыми фазами гидроксида алюминия не зависит от кислотности среды:



могут доминировать лишь в узком диапазоне pH = 8.05–8.10 и в целом, по видимому, играют второстепенную роль.

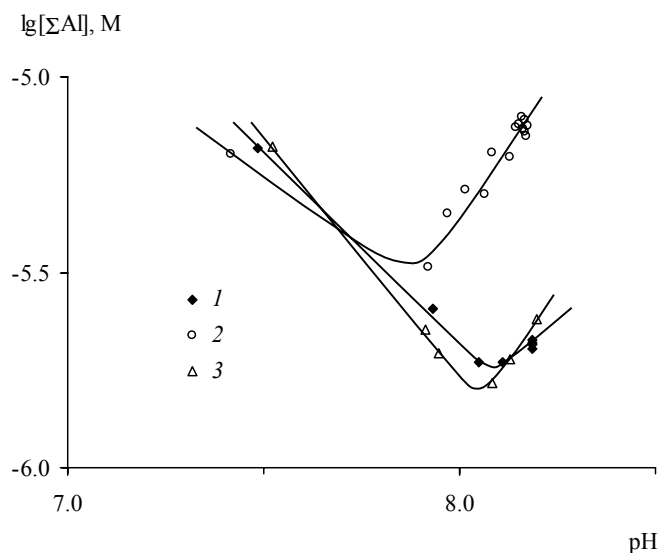


Рис. Растворимость гидроксида алюминия в морской воде с соленостью 35 ‰ при 25°C. 1 – фаза, осажденная из морской воды с добавкой $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$ при комнатной температуре; 2 – фаза, осажденная из раствора $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$ при комнатной температуре; 3 – фаза, осажденная из кипящего раствора $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$

Растворимость фазы гидроксида алюминия, осажденной из раствора сульфата алюминия при комнатной температуре и предварительно не прошедшей стадию старения, примерно в два раза выше и имеет немного смещенный минимум равновесной концентрации растворенного алюминия, зафиксированный при $\text{pH} \approx 7.9$ (см. рисунок).

Следует отметить, что производная $d \lg[\Sigma \text{Al}] / d \text{pH}$ наиболее близко соответствует стехиометрии реакций (1) и (2) в случае фазы, осажденной из морской воды и прошедшей стадию старения. Для фаз, осажденных из кипящего и, особенно, холодного раствора сульфата алюминия, производные $d \lg[\Sigma \text{Al}] / d \text{pH}$ несколько отличаются от теоретических значений, что, скорее всего, связано с присутствием в гидроксида алюминия примесей. Это предположение иллюстрируется стехиометрией реакций растворения гидроксида алюминия, содержащего примесь одновалентных катиона K^+ и аниона A^- :

$$K_x \text{Al}_{1-x}(\text{OH})_{3-2x-y} A_y + (1-y)\text{H}^+ = \\ = xK^+ + (1-x)\text{Al}(\text{OH})_2^+ + yA^- + (1-y)\text{H}_2\text{O}, \quad (4)$$

$$K_x \text{Al}_{1-x}(\text{OH})_{3-2x-y} A_y + (x-y)\text{H}^+ = \\ = xK^+ + (1-x)\text{Al}(\text{OH})_3^0 + yA^- + (x-y)\text{H}_2\text{O}, \quad (5)$$

$$K_x \text{Al}_{1-x}(\text{OH})_{3-2x-y} A_y + (1+y-2x)\text{H}_2\text{O} = \\ = xK^+ + (1-x)\text{Al}(\text{OH})_4^- + yA^- + (1+y-2x)\text{H}^+. \quad (6)$$

Согласно уравнениям (4)–(6), величины производных $d \lg[\text{Al}(\text{OH})_2^+]/d\text{pH}$, $d \lg[\text{Al}(\text{OH})_3^0]/d\text{pH}$ и $d \lg[\text{Al}(\text{OH})_4^-]/d\text{pH}$ зависят от параметров x и y , т.е. от количества примесей катионных и анионных компонентов. Для фаз гидроксида алюминия, прошедших длительную стадию старения (осажденных из морской воды и кипящего раствора $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$), близость угла наклона экспериментальной зависимости $\lg[\Sigma\text{Al}]$ от pH к теоретическим величинам производных $d \lg[\Sigma\text{Al}]/d\text{pH}$ во всем изученном диапазоне pH указывает на незначительное содержание примесей. Поэтому только данные о растворимости этих фаз могут быть использованы для выяснения форм нахождения алюминия в морской воде.

Таким образом, растворимость в морской воде гидроксида алюминия, осажденного а) из кипящего раствора сульфата алюминия и б) непосредственно из морской воды при комнатной температуре, прошедшего стадию старения, имеет минимум в интервале pH = 8.05–8.10. Растворимость гидроксида алюминия, осажденного из раствора сульфата алюминия при комнатной температуре и предварительно не прошедшего стадию старения, примерно в два раза выше и достигает минимальных значений при pH ≈ 7.9. При pH < 8.05 основной формой нахождения растворенного алюминия в морской воде является гидроксокомплекс $\text{Al}(\text{OH})_2^+$; при pH > 8.10 преобладает анион $\text{Al}(\text{OH})_4^-$. Электронеутральные гидроксокомплексы $\text{Al}(\text{OH})_3^0$ могут доминировать лишь в узком диапазоне pH = 8.05–8.10 и в целом имеют, по-видимому, второстепенное значение.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 07–05–00804).

1. Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М. Морская вода. М.: Наука, 1979. 327 с.
2. Turner D.R., Whitfield M., Dickson A.G. The equilibrium speciation of dissolved components in freshwater and seawater at 25°C and 1 atm pressure // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1981. V. 45. № 6. P. 855–881.
3. Ерофеева Е.А., Савенко В.С., Фазлуллин С.М. О растворимости гидроксида алюминия в морской воде // *Океанология*. 1989. Т. 29. № 3. С. 421–422.

4. Савенко А.В. Поведение алюминия в процессе смешения подводных гидротермальных растворов с морской водой: данные экспериментального моделирования // Океанология. 1996. Т. 36. № 5. С. 735–740.
5. Лурье Ю.Ю. Унифицированные методы анализа вод. М.: Химия, 1971. 375 с.

The solubility of three samples of $\text{Al}(\text{OH})_3$ synthesized in different conditions in seawater with 35‰ of salinity at $\text{pH} = 7.4\text{--}8.2$ and 25°C was experimentally studied. It was shown that basic speciation of aluminum in seawater at $\text{pH} < 8.05$ is the hydroxo complex $\text{Al}(\text{OH})_2^+$, whereas at $\text{pH} > 8.10$ the anion $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ prevails. Electroneutral hydroxo complexes $\text{Al}(\text{OH})_3^0$ can dominate only over a narrow range of $\text{pH} = 8.05\text{--}8.10$ and probably have a subordinated role.

А.В. Савенко, В.С. Савенко

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

Растворимость оксигидроксидов галлия и физико-химическое состояние растворенного галлия (III) в морской воде

A.V. Savenko, V.S. Savenko

(Moscow M.V. Lomonosov State University)

The solubility of gallium oxyhydroxides and the physicochemical state of dissolved gallium (III) in seawater

Из-за отсутствия экспериментальных данных все сведения о физико-химическом состоянии растворенного галлия (III) в морской воде основаны на результатах термодинамических расчетов, согласно которым гидроксокомплексы являются практически единственной формой его нахождения [1, 2], причем в диапазоне $\text{pH} = 7.0\text{--}8.5$, свойственном водам океанов и морей, должен количественно преобладать комплекс $\text{Ga}(\text{OH})_4^-$ [3, 4]. С целью выяснения форм нахождения растворенного галлия нами было проведено экспериментальное изучение растворимости синтезированных в различных условиях фаз $\text{Ga}(\text{OH})_3$ и фазы GaOOH в морской воде с соленостью 35 ‰.

В экспериментах использовалось два образца гидроксида галлия. Одна фаза $\text{Ga}(\text{OH})_3$ была синтезирована при комнатной температуре из 1 л искусственной бескарбонатной морской воды с соленостью 70 ‰ и исходным содержанием GaCl_3 , равным 0.002 М, путем добавления эквивалентного количества 0.1 М раствора NaHCO_3 при интенсивном перемешивании, после чего для достижения нормальных величин солености (35 ‰) и щелочности (2.4 мг-экв/л) осуществлялось доведение образовавшейся суспензии до объ-

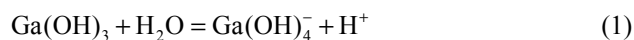
ема 2 л и добавление небольшого количества (4.4 мл) 1 М HCl. Вторая фаза Ga(OH)₃ была получена в результате смешения нагретых до кипения равных объемов (500 мл) 0.05 М раствора GaCl₃ и 0.15 М раствора NaOH с последующей многократной декантацией дистиллированной водой до отсутствия качественной реакции на хлориды с азотнокислым серебром. Конечный объем очищенной таким образом суспензии Ga(OH)₃ составлял 100 мл. Кроме того, в опытах использовалась синтезированная при 200°C кристаллическая фаза GaOОН, любезно предоставленная нам И.И. Дьяконовым.

Эксперименты по изучению растворимости гидроксида галлия проводились следующим образом. В полипропиленовые банки объемом 120 мл вносились по 100 мл морской воды с соленостью 35 ‰, содержащей осажденную при комнатной температуре суспензию Ga(OH)₃, или по 100 мл нормальной 35‰ морской воды, к которой добавлялось 2.5 мл осажденной из кипящих растворов суспензии Ga(OH)₃ в дистиллированной воде и такое же количество искусственной морской воды с соленостью 70 ‰. Величина pH морской воды в обеих сериях экспериментов варьировалась добавлением 0–10 мл 0.2 N раствора буры с равными аликвотами 70 ‰ морской воды или 0–12 мл кислой 35 ‰ морской воды, в которой часть NaCl (0.2 М) была замещена эквивалентным количеством HCl.

В опытах по изучению растворимости оксигидроксида галлия навески (400 мг) GaOОН помещались в герметично закрывающиеся стеклянные колбы с 200 мл 35 ‰ морской воды разной кислотности, создаваемой добавлением кислой 35 ‰ морской воды или 0.2 N раствора буры с компенсацией разности солевого фона равными аликвотами морской воды с соленостью 70 ‰.

Банки с суспензиями Ga(OH)₃ в течение месяца интенсивно перемешивались на шейкере по 4–5 часов в день до достижения постоянной концентрации галлия в растворе. Продолжительность опытов с GaOОН составляла около 5 лет при перемешивании 3–4 раза в месяц и 4–5-часовом ежедневном перемешивании на шейкере в течение последнего месяца. Температура растворов во время последних трех недель экспозиции составляла 25 ± 1°C. Перед анализом пробы фильтровались через мембранный фильтр 0.45 мкм, после чего в фильтрате измерялась величина pH потенциометрическим методом с точностью ±0.005 pH и определялась концентрация галлия спектрофотометрическим методом с галлином [5] с точностью ± 3 %.

Проведенные эксперименты показали (рисунок), что растворимость обеих осажденных фаз Ga(OH)₃ различается между собой крайне незначительно, имея минимум при pH = 4.5–5.0. В интервале pH от 5.0 до 7.7 растворимость Ga(OH)₃ возрастает при снижении кислотности среды с углом наклона $d \lg[\Sigma \text{Ga}^{3+}] / dpH \approx 1$. Это соответствует реакции



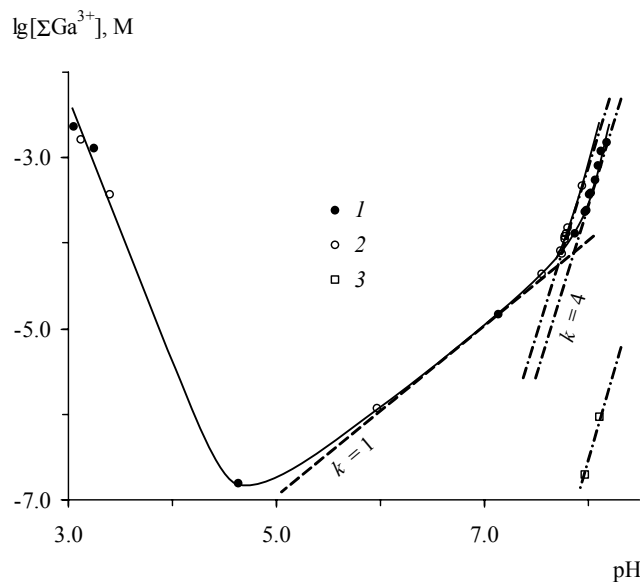
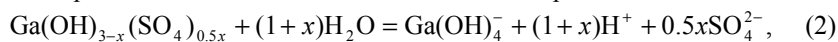


Рис. Растворимость оксигидроксидов галлия (III) в морской воде с соленостью 35‰ при 25°C. 1 – фаза $\text{Ga}(\text{OH})_3$, осажденная из морской воды с добавкой GaCl_3 при комнатной температуре; 2 – фаза $\text{Ga}(\text{OH})_3$, осажденная из кипящего раствора GaCl_3 ; 3 – фаза GaOOH . k – угол наклона зависимости $\lg[\Sigma\text{Ga}^{3+}]$ от pH

и нахождению растворенного галлия в форме гидроксокомплекса $\text{Ga}(\text{OH})_4^-$.

Свежеосажденные из хлоридных и сульфатных растворов оксигидроксиды галлия содержат примесь Cl^- и SO_4^{2-} . Старение осадков приводит к снижению растворимости и удалению хлоридов и сульфатов из состава твердой фазы. Зависимость растворимости гидроксохлоридов и гидрокосульфатов галлия от pH отличается от таковой для чистого гидроксида галлия:

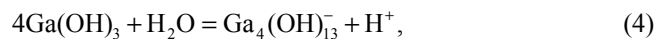


Поэтому близость к единице угла наклона $d \lg[\Sigma\text{Ga}^{3+}] / dp\text{H}$ для осажденных в разных условиях фаз $\text{Ga}(\text{OH})_3$ указывает на то, что при pH = 5.0–7.7 протекает реакция (1), согласно которой доминирующей формой растворенного галлия (III) в морской воде следует считать $\text{Ga}(\text{OH})_4^-$.

При pH > 7.7 наблюдается резкий рост концентрации растворенного галлия при увеличении pH (на четыре порядка на единицу pH) при абсолютных

значениях, близких для разных фаз $\text{Ga}(\text{OH})_3$ (см. рисунок). Это же характерно и для кристаллической фазы GaOOH , растворимость которой удалось измерить лишь в двух пробах с наибольшими в этой серии опытов значениями pH.

Величина производной $d \lg[\Sigma \text{Ga}^{3+}]/d\text{pH} \approx 4$ формально соответствует нахождению растворенного галлия преимущественно в форме гидроксокомплекса $\text{Ga}(\text{OH})_7^{4-}$. Однако это предположение вызывает сомнение, поскольку представляется маловероятным, чтобы переход от одной преобладающей формы $\text{Ga}(\text{OH})_4^-$ к другой – $\text{Ga}(\text{OH})_7^{4-}$, имеющей на 3 гидроксильона больше, происходил в столь небольшом интервале pH (менее 0.2–0.3 единиц). Кроме того, данная гипотеза не подтверждается имеющимися экспериментальными данными [4, 6, 7] о константах устойчивости моноядерных гидроксокомплексов галлия (III) в водных растворах*. Более вероятно, что при $\text{pH} > 7.7$ образуются полиядерные комплексы



существование которых можно допустить по аналогии с алюминием и другими элементами-гидролизатами [8, 9]. Образованию полиядерных комплексов $\text{Ga}_4(\text{OH})_{13}^-$ способствует относительно высокая концентрация растворенного галлия, которая в наших опытах на несколько порядков превышала естественную концентрацию галлия в морской воде [10]. Поэтому основной формой нахождения растворенного галлия в природной морской воде следует считать $\text{Ga}(\text{OH})_4^-$, что согласуется с результатами ранее выполненных термодинамических расчетов.

Таким образом, растворимость гидроксида галлия в морской воде имеет минимум при $\text{pH} = 4.5\text{--}5.0$ и возрастает в интервале $\text{pH} = 5.0\text{--}7.7$ с углом наклона $d \lg[\Sigma \text{Ga}^{3+}]/d\text{pH} \approx 1$, что свидетельствует о нахождении растворенного галлия (III) в морской воде в форме $\text{Ga}(\text{OH})_4^-$. При $\text{pH} > 7.7$ наблюдается резкое увеличение растворимости оксигидроксидов галлия с одинаковой для всех изученных фаз величиной производной $d \lg[\Sigma \text{Ga}^{3+}]/d\text{pH} \approx 4$, соответствующей нахождению растворенного галлия либо в форме гидроксокомплекса $\text{Ga}(\text{OH})_7^{4-}$, либо, что более вероятно, в форме полиядерных комплексов $\text{Ga}_4(\text{OH})_{13}^-$, которые в природной морской воде не должны играть существенной роли в силу значительно более низких

* Можно также предположить существование карбонатных комплексов галлия (III), вклад которых должен возрастать с увеличением pH, однако достоверная информация по этому вопросу отсутствует, и необходимо проведение экспериментальных исследований.

концентраций галлия, чем в экспериментах. Это позволяет считать гидро-сокомплес $\text{Ga}(\text{OH})_4^-$ основной формой нахождения растворенного галлия в водах океанов и морей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 07–05–00804).

1. Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М. Морская вода. М.: Наука, 1979. 327 с.
2. Turner D.R., Whitfield M., Dickson A.G. The equilibrium speciation of dissolved components in freshwater and seawater at 25°C and 1 atm pressure // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1981. V. 45. № 6. P. 855–881.
3. Diakonov I.I., Pokrovski G.S., Benezeth P. et al. Gallium speciation in aqueous solution. Experimental study and modeling: Part 1. Thermodynamic properties of $\text{Ga}(\text{OH})_4^-$ to 300°C // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. № 7. P. 1333–1343.
4. Назаренко В.А., Антонович В.П., Невская Е.М. Гидролиз ионов металлов в разбавленных растворах. М.: Атомиздат, 1979. 192 с.
5. Дымов А.М., Савостин А.П. Аналитическая химия элементов. Галлий. М.: Наука, 1968. 254 с.
6. Лурье Ю.Ю. Справочник по аналитической химии. М.: Химия, 1989. 447 с.
7. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 240 с.
8. Furrer G., Trusch B., Muller C. The formation of polynuclear Al_{13} under simulated natural conditions // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. № 10. P. 3831–3838.
9. Furrer G., Gfeller M., Wehrli B. On the chemistry of the Keggin Al_{13} polymer: Kinetics of proton-promoted decomposition // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. № 19/20. P. 3069–3076.
10. Orians K.J., Bruland K.W. Dissolved gallium in the open ocean // *Nature*. 1988. V. 332. № 6166. P. 717–719.

The solubility of two samples of $\text{Ga}(\text{OH})_3$ synthesized in different conditions and phase of GaOOH in seawater with 35 ‰ of salinity at $\text{pH} = 3.0\text{--}8.2$ and 25°C was experimentally studied. It was obtained that basic speciation of gallium (III) in natural seawater is the hydroxo complex $\text{Ga}(\text{OH})_4^-$.

В.Н. Свальнов, Т.Н. Алексеева

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

**Типы марганцевых микроконкреций в осадках
Бразильской котловины**

V.N. Sval'nov, T.N. Alekseeva

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

**The manganese micronodules types in sediments of the Brazil
Basins**

В осевой зоне Бразильской котловины исследованы четвертичные осадки, в основном представленные окисленными миопелагическими глинами. Местами вскрыты в разной степени восстановленные гемипелагические глины, карбонатные (кокколито-фораминиферовые) и глинисто-кремнистые (этмодискусовые) илы. Повышенные содержания микроконкреций (МК) характерны для миопелагических глин. По цвету и структуре поверхности четко различаются две разновидности МК: 1) черные блестящие искристые и 2) темно-серые с буроватым оттенком матовые искристые. В подповерхностных слоях обычно доминируют темно-серые матовые МК с буроватым оттенком. Примечательно, что после отшелушивания скорлуповидного верхнего слоя в микроконкрециях этого типа обнажается черное блестящее рудное вещество, сходное с МК первой разновидности.

Ядрами МК послужили биогенные, литогенные и кристалломорфные компоненты осадков: костный детрит, бентосные фораминиферы, радиолярии, трубки полихет, фрагменты кремневых губок, уплотненные комочки осадков, обломки пород, микродрузы филлипсита. Наиболее распространенными формами МК являются литоморфная сростковая (дендрито- и гроздевидная, ботроидальная) и округло-удлиненная (по полихетам). Гораздо реже встречаются литоморфные угловато-округлые и прочие биоморфные (по фораминиферам, радиоляриям, спикулам, зубам) микроконкреции, а кристалломорфные МК вообще единичны.

Попорционное исследование осадков двух опорных колонок показало, что они имеют пелитовую структуру – 96.21–99.95 % составляют фракции <0.05 мм. Незначительное погрубение осадков, наблюдаемое на ст. 1541, обусловлено примесью фрагментов разрушенных железо-марганцевых корок и конкреций. Содержание МК во фракциях 1.0–0.05 мм колеблется от исчезающе малых величин до 91.1 %, при этом наиболее обогащены микроконкрециями фракции 0.5–0.25 и 0.25–0.1 мм на фоне роста количества МК вниз по разрезам обеих колонок.

Костный детрит составляет максимально 16.16 % при относительном обогащении им всех фракций осадков на ст. 1541, что косвенно свидетельствует о более низких темпах седиментации на этой станции, чем в районе станции 1536.

Цеолиты встречаются в изученных осадках крайне редко. Только на ст. 1536 филлипсит составляет в нижней части разреза лишь 0.27 % фракции 0.25–0.1 мм.

Об интенсивности процессов аутигенного рудообразования в океане довольно уверенно можно судить по количеству неиспользованных потенциальных ядер – так называемого трудноопределимого остатка. Содержание такого материала в изученных образцах колеблется от 4.61 до 100 %, однако верхние горизонты в обеих колонках всегда обогащены неиспользованными ядрами разных фракций, что, возможно, свидетельствует о неустойчивости условий седиментации на разделе вода-дно, когда осаждение и растворение рудных компонентов сосуществует какое-то время.

Полученное при пофракционном изучении образцов вещество представляет значительный интерес для последующих детальных минералогических и геохимических исследований.

Studying of sediments been acquired in Brazil Basin revealed two favors of manganese micronodules strictly differentiable by color, surface pattern and internal structure. Probably these differences illustrate dynamic nature of ore concretion diagenesis process, and supply of source matter.

Г.С. Харин, А.С. Кожевников

(АО ИО РАН, г. Калининград, ioran@atlas.baltnet.ru)

Геохимия и минералогия палеогеновых фосфоритов Юго-Восточной Балтики

G.S. Kharin, A.S. Kozhevnikov

Geochemistry and mineralogy of South-Eastern Baltic Region paleogene phosphorites

Первые сведения о наличии желваковых фосфоритов в эоценовых, янтареносных отложениях прусской свиты приведены в работах немецких геологов [1]. Сейчас, по данным изучения кернов нефтепоисковых, картировочных, геологоразведочных (на янтарь) и гидрогеологических скважин в палеогеновых отложениях юго-восточной Балтики в прилегающих районах Калининградской области выявлены до 7 фосфоритоносных горизонтов [2]. В одном из них (верхнеэоценовом, подстилающим янтароносный слой "голубой земли") при разведке янтаря на площади 8,5 км² были оценены и утверждены ГКЗ запасы желваковых фосфатов по категории С₁ 3,9 млн т [1], но затем, по просьбе Янтарного комбината, их списали с баланса. Изученность палеогеновых фосфоритов очень слабая, специальных работ не проводилось. Нами были изучены на фосфор с применением полуколичественных реакций доступные разрезы эоценовых отложений на Самбийском по-

луострове образцы пород, полученных при драгировках подводных клифов Ю-В Балтики. Проведены микроскопия, силикатный химический анализ, анализ редких и редкоземельных элементов, рентгеноструктурные исследования. Результаты этих исследований дали возможность не только определить геохимические и минералогические особенности палеогеновых фосфоритов, но уточнить выделение их типов, позволили сравнить последние с фосфоритами соседних регионов и сделать прогноз в отношении источников фосфора [1]. Среди палеогеновых фосфоритов Ю-В Балтики выделены следующие типы: 1 – желваковые, 2 – галечные, 3 – желваково-плитные, 4 – зернистые, 5 – биоморфные. Внешний вид желваковых и желваково-плитных фосфоритов показан на рис. 1. Химический состав фосфоритов приведен в таблице 1, а минеральный состав по рентгено-структурным данным на рис. 2. Фосфатный минерал представлен фторапатитом, который цементирует зерна кварца, глауконита, обломки фосфоритов, копролитов, янтаря, раковин, зубы акул. Содержание P_2O_5 невысокие (от 6 до 20 %), примерно такие же как в месторождениях Беларуси, Украины и месторождений Восточно-Европейской платформы (ВЕП) России. В образце желваково-плитного фосфорита ЯК1 методом ISP-MS определены редкие и редкоземельные элементы (рис. 3). Их распределение оказалось очень сходным с образцами базит-гипербазитов архея Карелии [2], т.е. палеогеновые фосфориты унаследовали спектр распределения микроэлементов древних магматических пород мантии. Учитывая, что подобное явление наблюдается и у фосфоритов ВЕП юрского и мелового возраста [1], объяснение ему мы видим в том, что накопление шло за счет выноса наночастиц апатита из кор выветривания гипербазитов Скандинавии в осадочные бассейны ВЕП. Палеогеновые фосфориты Ю-В Балтики, как и выявленный факт унаследования микроэлементов могут иметь важное практическое значение

1. Eisenack A. Schriften der Phys.-Ökonomie. Gesell. BdLXX. Königsberg. 1938.
2. Харин Г.С. Фосфоритность меловых и палеогеновых отложений Калининградской области и Ю-В Балтики // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 4. С. 339–362.
3. Лобач-Жученко С.Б., Роллинсон Х., Чекулаев В.П. и др. Геология и петрология архейского высококалийного и высокомагнезиального Панозерского массива Центральной Карелии // Петрология. 2007. Т. 15. №5. С. 493–523.

Baltic paleogenove phosphorites are studied for the first time with application of modern methods (ISP-MS, X-ray diffraction). Similarity of spectra of distribution of area basit-ultrabasits microelements Kareliya and phosphorites of the East European craton is revealed and the explanation is to it flact.

Таблица 1. Химический состав фосфоритов

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	-	-	36.90	37.50	37.47
TiO ₂	0.12	0.30	0.24	0.12	-
Al ₂ O ₃	-	-	3.34	1.97	0.88
FeO	2.12	-	1.48	-	-
Fe ₂ O ₃	-	8.42	3.36	3.56	4.59
MnO	0.05	0.26	0.01	0.02	0.06
MgO	0.51	0.70	0.92	0.05	0.41
CaO	19.04	4.65	24.10	30.68	27.10
Na ₂ O	0.75	0.36	0.53	0.71	0.65
K ₂ O	0.60	1.83	1.44	1.06	0.88
P ₂ O ₅	12.50	6.01	15.10	17.51	19.75

Примечание. 1 – огурцевидные желваки песчанистых фосфоритов с шельфа Самбийского полуострова (среднее из 4-х анализов); 2 – фосфоритоносный верхнеэоценовый кварц-глауконитовый песок (зернистый фосфорит); 3 – желвак фосфорита из верхнеэоценовых отложений прусской свиты, карьер “Янтарный ”; 4 – верхнеэоценовый фосфоритовая плита плита, обр. ЯК-1 из карьера на Приморском месторождении янтаря; 5 – желвак верхнеэоценового фосфорита, береговой обрыв на СЗ побережье Самбийского полуострова.

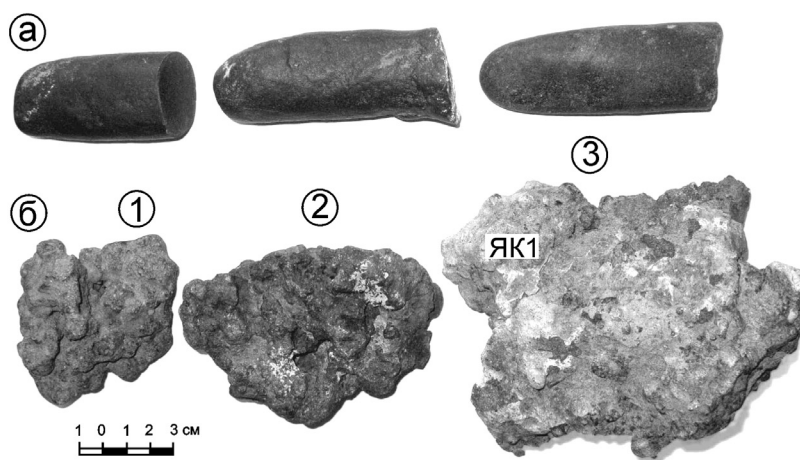


Рис. 1. Фотографии образцов фосфоритов из верхнепалеогеновых отложений Юго-Восточной Балтики.

а – фрагменты «огурцевидных» желваковых фосфоритов, драгированных в прилегающей к Самбийскому полуострову части Балтийского моря; б – фрагменты фосфатной плиты. 1–2 – образцы слабоокатанных обломков плитных фосфоритов, драгированных в прилегающей к Самбийскому полуострову части моря, зернистые фосфориты из них вымыты. 3 – обр. ЯК1 со дна Янтарного карьера Приморского ме-

сторожения. Видны обломки и желваки фосфоритов, промежутки между которыми заполнены серым зернистым фосфоритом.

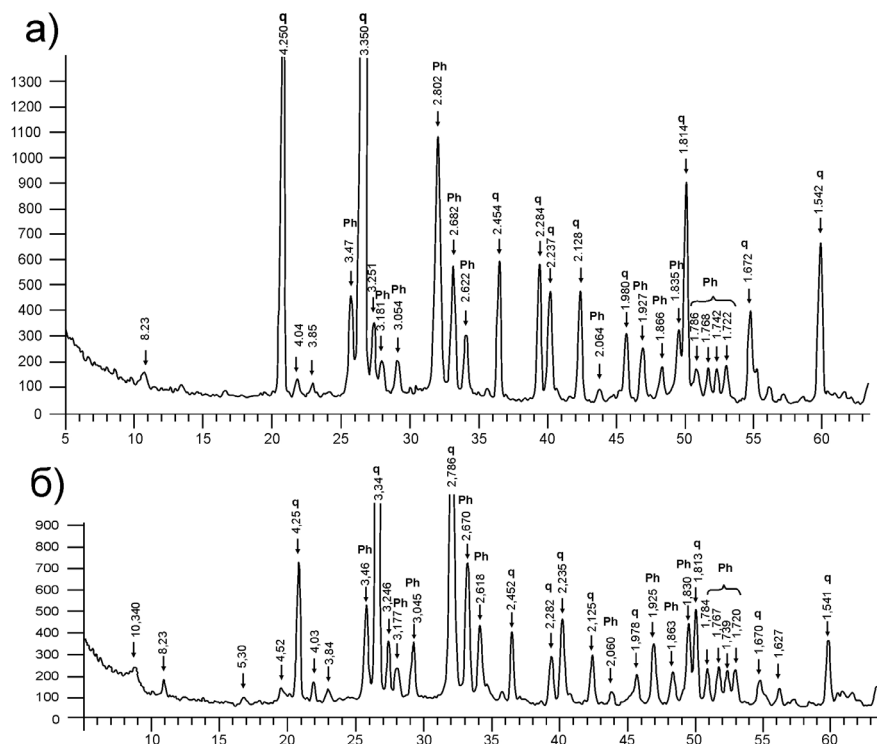


Рис. 2. Дифрактограммы: а – огурцевидного желвака фосфорита, б – желваково-плитного (обр. ЯК1). Съемка и расшифровка А.С.Кожевникова: Ph – фторапатит, q – кварц (аппарат ДРОН-3, Cu Ka – излучение)

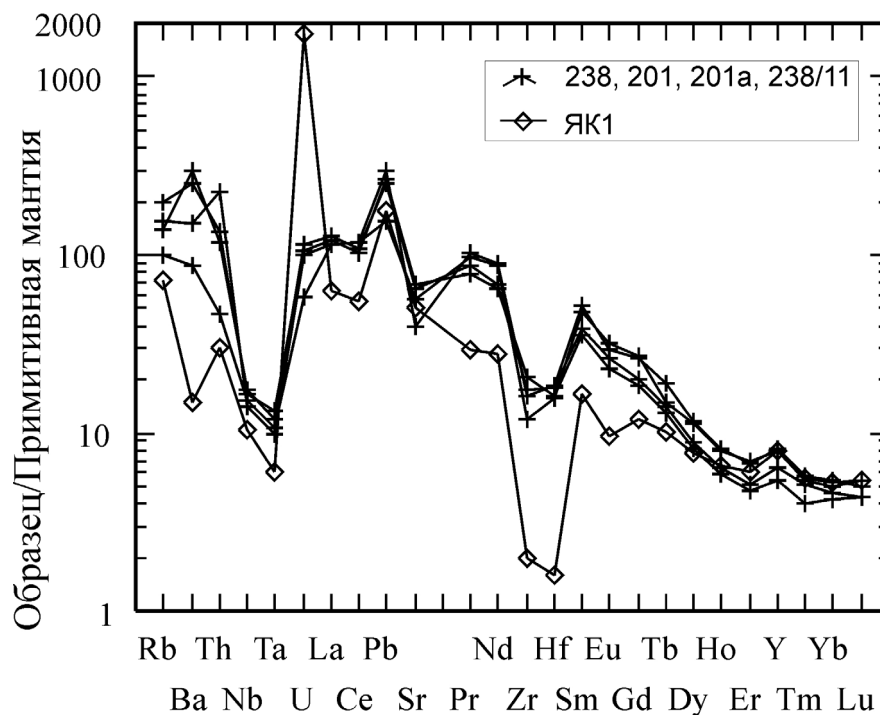


Рис. 3. Распределение микроэлементов в базит-гипербазитах архея Карелии (обр. 238, 201, 201а, 238/11), по [Лобач-Жученко и др., 2007] и в желваково-плитном фосфорите из эоценовых отложений Калининградской области (обр. ЯК1) по нашим данным

В.А. Чечко

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

Минеральный состав донных осадков Вислинского залива (Балтийское море)

V.A. Chechko

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

Mineral composition of the bottom sediments of the Vistula Lagoon (Baltic Sea)

Изучение минерального состава донных осадков Вислинского залива проводилось с целью выяснения источников поступления терригенного материала, его дифференциации и выделения вещественно-генетических ти-

пов осадков. До последнего времени минералогия донных осадков Вислинского залива совершенно не была изучена. В настоящей работе, по существу, впервые рассматриваются особенности состава и распределения отдельных минералов в этом водоеме.

Исходные данные были получены в результате обработки 40 проб донных осадков, отобранных в различных районах залива. Минералогическому анализу было подвергнута крупноалевритовая (0,1–0,05 мм) фракция, широко распространенная в донных осадках. Изучение минералов производилось в иммерсионных препаратах после разделения фракций на легкую и тяжелую подфракцию в жидкости с удельным весом 2,9 (бромформ) с помощью поляризационного микроскопа МИН-8.

Кварц – основной минерал *легкой подфракции*, его содержание в донных отложениях Вислинского залива меняется в пределах 46–74 %. Распределение кварца зависит от расположения основных источников минерала и гидродинамических условий. Максимальные (70 % и более) его содержания выявлены в донных осадках прибрежной полосы вдоль Вислинской косы, в восточной части Приморской бухты, а также в районах влияния выносов рек Преголя и Прохладная, в составе аллювия которых содержание кварца составляет 56 %.

Глауконит представлен в осадках либо овальными темно-зелеными, часто почковидными зернами, либо зернами таблитчатого габитуса желто-зеленого цвета. Он распределен по акватории крайне неравномерно, с максимальным содержанием (более 10 %) в районе напротив Балтийского пролива и в северной части Приморской бухты. Это объясняется поступлением его исключительно с берегов Самбийского п-ва, береговые обрывы и подводный склон которого сложены палеогеновыми глауконитовыми породами.

Карбонаты в осадках залива преимущественно обломочного происхождения. Они представлены кальцитом и доломитом. Источником карбонатов являются расположенные на суше ордовикско-силурийские и девонские отложения. Эти минералы поступают в основном с выносами рек и в результате береговой абразии – максимальные концентрации (более 5 %) приурочены к району влияния рек и также к активно размываемым береговым моренам. Среди других минералов легкой подфракции следует выделить полевые шпаты, содержание которых составляет 5–15 %, и слюду (мусковит) с содержанием в 1–2 %. Их распределение по площади дна пятнистое, без видимых закономерностей.

Наиболее распространенные минералы *тяжелой подфракции* – минералы комплекса амфиболов, представленные, преимущественно, обыкновенной роговой обманкой. Распределение амфиболов в донных осадках крайне неравномерно и колеблется от единичных зерен на юго-восточном мелководье до 5 и более процентов (от тяжелой подфракции) в районе Вислинской косы, напротив пролива и в восточной части Приморской бухты. Вероятно, амфиболы имеют свободный доступ с моря (содержание амфиболов в при-

брежной морской зоне составляет не менее 20 %). Определенная часть минералов группы амфиболов поступает со стоками реки Прегель, в аллювии которой содержится около 19 % амфиболов.

В тяжелой подфракции среди слюд доминирует зеленый и бурый биотит, частично встречается и мусковит. Особенно много выветрелого ожелезненного биотита содержится в осадках восточной части залива, куда поступают выносы р. Преголи. В целом, повышенные содержания слюд в тяжелой подфракции приурочены к халистатическим глубоководным участкам залива. В активных, с точки зрения гидродинамики, участках, содержание слюд редко превышает 1–2 %.

В *группе устойчивых минералов* в осадках залива выделяются гранаты (0,5–2 %), циркон (0,5–1,5 %), рутил (2–3 %), турмалин (0,5–1 %). Минералы этой группы встречаются повсеместно, без определенных закономерностей.

Из минералов, встречающихся в осадках в единичных зернах, следует отметить ильменит, пирит, дистен, ставролит, силлиманит и ряд других.

The results of studying the mineral composition of sediments Vistula Lagoon (Baltic Sea) are presented. The main minerals of sediments are quartz, glauconite, feldspars, carbonates, amphiboles, mica.

Э.Л. Школьник¹, М.Е. Мельников², Е.А. Жегалло³

(¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток;

gelik@mail.ru, ²ГКНЦ «Южморгеология», г. Геленджик,

³Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, г. Москва; ezheg@paleo.ru)

Фосфориты подводных гор – обзор изученности, условий образования и освоения

E.L. Shkolnik¹, M.E. Melnikov², E.A. Zhegallo³

(¹Far-East Geological Institute Far-East Branch of Russian Academy of Sciences,

Vladivostok, ²GKNC “Yizhmjrgelologiya”, Gelendzhik, ³Borisyak Paleontological Institute

of Russian Academy of Sciences, Moscow)

Phosphorites of underwater mountains – the review of a level of scrutiny, conditions of formation and development

В Мировом океане, в ряде морских акваторий давно известны подводные горы, как преимущественно не достигающие своими вершинами уровня океана, морей, так и возвышающиеся над ним. По некоторым оценкам общее число их достигает 30 тысяч, а в Тихом океане возможно 10 тысяч. На многих из них устанавливаются фосфориты, и если только на половине таких гор развиты фосфориты, это составит тысячи квадратных километров. На горах, вершины, которых располагаются над уровнем океана, тоже развиты фосфоритовые залежи, давно и успешно разрабатываемые – на ост-

ровах Рождества, Науру в Тихом и Индийском океанах. Исследования отечественных специалистов по изучению кобальтоносных железо-марганцевых корок на подводных горах позволили попутно получить определенную информацию и по фосфоритам, которые обычно развиты как субстрат таких корок, чаще на возвышенностях с пологой вершинной поверхностью - гайотах. Обычно такая поверхность указывает на выход подводной горы уровнем океана или моря, с абразией верхней части. В целом, можно говорить о широком региональном развитии процессов фосфатонакопления на подводных горах океана и морей, т.е. кроме соответствующих приконтинентальных шельфов, фосфатообразование на планете связано и с возвышенностями в акваториях океана и морей. Но до сих пор оно остается вне должного рассмотрения, а в недавних обобщающих работах даже утверждается, что условия образования этих фосфоритов не понятны и не раскрыты. Это заставляет рассмотреть имеющиеся данные, представить свой взгляд на проблему. Такое значительное фосфатонакопление на подводных горах требует рассмотреть и возможности практического использования этих фосфоритов.

Наиболее полные данные о фосфоритах океана получены в западной части Тихого океана рейсами судов АО «Дальморгеология», ГКНЦ «Южморгеологии» Минприроды РФ. Рассмотрим обобщенно полученную ими информацию. По этим материалам фосфориты могут занимать от половины до почти всей вершинной поверхности горы, перекрывая различные породы: карбонатные, базальтоиды цоколя гор, глины - продукты гальмиролиза базальтоидов. Они могут перекрываться рыхлыми карбонатными осадками в центральной части вершин и прорываться субинтрузивными образованиями поздних стадий завершающегося вулканизма подводной горы. Фосфориты большей частью обнажаются по периферии вершинной поверхности гайота, отчасти перекрываются железомарганцевыми корками. Эдафогенные обломки их могут распространяться значительно ниже по склонам. Обстановка подводной горы создает специфические условия для фосфатогенеза, не совсем похожие на условия приконтинентальных шельфов.

Что касается островов в океане - то большей частью фосфориты развиты на различных карбонатных породах, а перекрывающие рыхлые осадки эродированы. Преимущественно относятся к рифовой и околорифовой фациям, аналогичной известной на горах океана, что естественно, поскольку это аналогичные структуры, но с разными уровнями положения вершинных поверхностей. Когда вершинная часть достигает поверхности океана, здесь формируются различные атоллы, соответственно фосфатизируются рифовые отложения; находящиеся заметно ниже уровня океана вершины гор покрываются преимущественно планктонными осадками, наиболее часто - нано-фораминиферовыми; тоже происходит с опущенными выположенными вершинными поверхностями гайотов, где ранние рифовые фации перекрываются планктонногенными. Соответственно имеются два главных типа фосфоритов - по рифовым образованиям и по планктонногенным осадкам.

Более богат второй тип, видимо, из-за большей компактности осадка, первичной уплотненности. Рифовые отложения более пористые, менее плотные и реже богатые. Во втором типе установлены и уникальные, слабо консолидированные, почти рыхлые фосфориты высокого качества, которые представляются благоприятными для изучения и наиболее просты для эксплуатации. Пока они известны только на подводной горе Майями в центральной части подводной возвышенности Маркус-Уэйк в Тихом океане. С ее склона они подняты случайной трубкой, которой под цеолитовыми глинами, мощностью около 10 см, вскрыты 14 см (истинная мощность не установлена) слабо литифицированных, массивных, белых, с различными по окраске разводами, фосфоритов с 27,07 % P_2O_5 . Они состоят из фосфатизированных кокколитофорид предположительно позднеэоценового-раннеолигоценового возраста, а возраст перекрывающих цеолитовых глин по остаткам радиоларий скорее миоценовый. Высокие значения пластической плотности (8360 г/см^3) характерны для этих рыхлых фосфоритов. Растворимость в 2 % лимонной кислоте до 46 %, средние значения на уровне 34–38 %, вполне соответствующие фосмуке желваковых фосфоритов Восточно-Европейской платформы. Характерны низкие значения фтора, кадмия, практическое отсутствие урана. Можно предполагать, что если планктоногенные отложения перекрываются иными рыхлыми осадками, то они, фосфатизируясь, весьма слабо литифицируются и долго сохраняются в таком состоянии. Если это предположение верно, то на горах, склоны которых покрыты рыхлыми илами, под ними могут присутствовать такие, слабо консолидированные фосфориты. Хотя они установлены еще в начале 90-х годов XX века, до настоящего времени не выполнено ни одного рейса по их изучению. А ведь ясно, что если такие фосфориты широко распространены, а отрицать такую вероятность нельзя, т.к. геологическая ситуация предельно проста, то их разведка и отработка могут быть весьма благоприятными, даже с глубин до первых тысяч метров. Ничего более доступного для их извлечения в морских, океанических обстановках пока неизвестно. Может быть, настоящая публикация все-таки приведет к пониманию необходимости проверить возникающие возможности, до того, как этим вопросом займутся другие державы, скорее даже не знающие о присутствии таких фосфоритов.

На подводных горах океана, когда их вершинные поверхности сложены вулканитами, широко распространена своеобразная фосфатизация, неизвестная в шельфовых фосфоритах. Она обусловлена развитием по тем же планктонногенным отложениям, но только заполняющим поры, пустоты, трещины отрыва и т. п. в базальтоидах, туфах и других породах. Она установлена уже достаточно давно и многократно подтверждена наблюдениями при изучении подводных гор. При этом степень фосфатизации - замещения не всегда полная и соответственно видны не замещенные фосфатом нанопораминиферовые ансамбли. Глубина таких трещин, пор может достигать десятков сантиметров и становится совершенно ясным, что фосфатизация

обусловлена, главным образом, внутренними локальными причинами, характерными для таких осадков, а не привнесом в столь ограниченные ловушки каких-либо внешних растворов. При этом базальтовые, глинистые стенки пор, трещин и т.п. не фосфатизируются. Другой особенностью таких фосфоритсодержащих вулканитов является широкое развитие различных цеолитов (филлипсит, клиноптилолит, анальцит и некоторые другие), как в самих базальтоидах, так и отчасти в смеси с фосфатным веществом. Она неизвестна на континентах и их шельфах. По-видимому, следует рассчитывать на такую цеолит-фосфатную с базальтоидами породную ассоциацию, которая может представлять практический интерес с агрохимической точки зрения в качестве комплексного удобрения и почвенного мелиоранта. Эта возможность не проверена за полтора десятилетия, хотя драгами многочисленные свалы таких пород поднимались многократно. Следует иметь в виду и то, что на таких образованиях широко развиты железо-марганцевые корки (до 40% площади развития), а в нижних частях корок иногда сохраняются не замещенные рудным материалом фосфориты. Поэтому для определенной части корок следует иметь в виду необходимость попутного извлечения фосфата кальция.

Таким образом, результаты изучения подводных гор океана в последние десятилетия требуют специализированного исследования, развитых на них некоторых уникальных разновидностей фосфатной и комплексной фосфатно-силикатной минерализации. Подводные горы в океане, вершины которых сейчас находятся выше уровня океана, почти постоянно имеют фосфоритовые покрывки и уже давно интенсивно разрабатываются. В них могут быть представлены обе отмеченные выше фации с довольно богатыми фосфоритами. Были попытки связать это фосфоритообразование с отложениями птичьего гуано, однако, специализированное изучение фосфоритов с разных островов в последние годы показало отсутствие каких-либо оснований для таких представлений.

Подводные горы окраинных морей так же могут нести фосфорную минерализацию, что было впервые показано при изучении подводных гор Японского моря. Они отличаются иной планктонной седиментацией, что не мешает фосфатизации. Положение вблизи относительно холодного континента обуславливает отложение диатомовых водорослей, отчасти радиоларий, с участием бентоса кремневых губок, а также рыбных остатков. Характерна примесь терригенного материала, что совершенно не типично для гор океана, удаленных на тысячи километров от континентов. Фосфатизированы исключительно органические остатки, что вполне типично для подводных гор. Наряду со слоистыми фосфоритами отмечается и формы близкие к желваковым. Характерно и значительное развитие глауконита, что совершенно не присуще для фосфоритов гор океана. Возраст фосфоритов преимущественно верхнемиоценовый. Если такие горы располагаются вблизи континента, то они могут включаться в их структуры, когда рядом распола-

гаются мощные источники терригенного материала, например, вблизи устьев крупных рек. Вероятно, миоценовые фосфориты севера о.Сахалин пильской свиты, сложенные фосфатизированными диатомитами, которые перекрывают олигоценовую тумскую свиту, включающую туфы, туффиты и щелочные базальтоиды [с 2 % P_2O_5] дают пример таких подводных гор. Устье р.Амур находится в чуть более ста километров от участка развития фосфоритов.

Иная ситуация с подводными возвышенностями в древних морях платформенного типа, например, на Восточно-Европейской платформе. Они без вулканического основания, которое заметно погружено под перекрывающей толщей осадков, и большей частью, видимо представляют подводные отроги, отходящие от прибрежной зоны. Соответственно на них развиты низкокачественные фосфатные желваки, со значительным присутствием терригенного материала, часто глауконита. В геологической истории подводные возвышенности-поднятия, сложенные метаморфическими породами, служили центрами, около которых формировались типичные фосфориты, характерные для шельфовых зон. Например, такие поднятия установлены в Южно-Китайском фосфоритоносном бассейне, они вероятны, для Марокканского, Флоридского. Таким образом, сейчас, и в геологической истории подводные возвышенности во всех типах водных бассейнов были тем местом, где при определенных изменениях глубин почти обязательно формировались фосфориты, характер, тип которых определялся более конкретными условиями: особенностями бассейна, удаленностью от континентов, породными ассоциациями, слагающими эти возвышенности и т.д. Большое значение имела и история изменения положения вершин возвышенностей относительно уровня водной поверхности. Столь строгие зависимости явно определяются тем общим механизмом, что регулирует процессы фосфоритообразования на подводных возвышенностях. Прежде всего, они проявляются в развитии биогенных осадков, и в такой специфической форме, как в заполнении пор и каверн. Без интенсивной биогенной седиментации фосфориты не образуются. Отсюда ясно - только совмещение подводной возвышенности и серьезной биогенной седиментации является необходимой основой для фосфатогенеза. Следующий шаг для понимания – подводные возвышенности определяют появление т.н. островного апвеллинга, который и ведет к интенсивной биогенной седиментации в верхней части подводной горы, что и стимулирует фосфатогенез во всех обстановках, когда имеет место перемещение водных масс, более обогащенных биогенами, с глубин в поверхностные условия. В определенном смысле фосфориты подводных гор – это аналоги шельфовых фосфоритов, но когда вместо плоскостной наклонной поверхности подъем глубинных вод происходит по ограниченной структуре гор с глубин. Однако есть и различия – не все шельфы испытывают влияние апвеллингов, а подводные горы в сколько-нибудь крупных размерах – постоянно. Поэтому и на почти любой подводной горе развиты

фосфориты, тип, масштабы которых более зависят от климатической зоны, геологического строения и истории развития подводной горы, тектонического характера бассейна и т.д. Поэтому фосфатогенез на подводных горах более обычен и част, но и более локален. Вариация условий и обстановок позволяют формироваться некоторым типам фосфоритов, которых нет на шельфах. И, следует, надеется, что наша страна сможет их первой использовать.

Features, types of phosphorites of underwater mountains of modern oceans, the seas and in geological history are considered. Formation of phosphorites contacts island upwelling. Only different organic remains are phosphatized. Possible ways of use of some of such phosphorites are planned.

Алфавитный указатель

Аббясов А.А.	284	Густайтис А.Н.	153
Абрамов В.А.	216	Давыдов М.П.	133
Авилов В.И.	4	Дахнова М.В.	41
Авилова С.Д.	4	Демидова Т.П.	271, 274
Алексеева Т.Н.	221, 221, 321	Дёмин В.А.	199
Андреев С.И.	188	Демина И.М.	82
Анкушева Н.Н.	179	Демина Л.Л.	136
Антонова Т.А.	12	Дмитренко О.Б.	136
Артемьев Д.А.	126	Добрецова И.Г.	133, 155, 268
Астахов С.М.	9	Доля И.Н.	193
Астахова Н.В.	131	Доманов М.М.	55
Базилевская Е.С.	159, 223	Дорохов Д.В.	102
Балуховский А.Н.	12	Дубинин А.В.	250, 271, 274
Баталин О.Ю.,	15	Дубинчук В.Т.	228, 240
Батурин Г.Н.	224, 228, 232, 236, 240, 244	Дударев О.В.	58
Бельтенов В.Е.,	133, 202, 204	Егоров А.В.	73
Берлин Ю.М.	20, 55, 73	Емельянов Е.М.	278
Бобров В.А.	236	Еремеев В.В.	281
Бородаев Ю.С.	183	Ермакова Л.А.	153
Валяев Б.М.	27	Ерошенко Д.В.	110
Вафина Н.Г.	15	Жамойда В.А.	258, 263
Вахнин М.Г.	24	Жегалло Е.А.	228, 329
Введенская И.А.	250	Зайков В.В.	126
Верховская З.И.	55	Зарембо В.И.	199
Воронин Б.И.	120	Земская Т.И.	193
Габлина И.Ф.	136, 141	Золотых Е.О.	228
Гельви Т.Н.	12	Иванов В.Н.	133, 199
Глазырин Е.А.	146, 254	Исаева А.Б.	228, 240
Глазырина Н.В.	146	Казакевич Г.И.	95
Гнатовский Р.Ю.	37	Каменев А.И.	199
Головинский В.И.	31	Каминский Д.В.	153
Горькова Н.В.	141	Каулио В.М.	133
Грабская В.Е.,	31	Когарко Л.Н.	159
Гранин Н.Г.	37	Кожевников А.С.	323
Гранина Л.З.	150, 228	Колесник О.Н.	131
Грецкая Е.В.	41, 47, 51, 86	Колесов Г.М.	232
Григорьев А.Г.	258, 263	Кононкова Н.Н.	206
		Конюхов А.И.	61
		Короткина О.А.	159
		Космач Д.А.	58
		Кривицкая М.В.	196
		Кротов А.Г.	202, 204

Крылов И.О.	244	Розен О.М	305
Кубракова И.В.	159	Рощина И.А.	206
Кузнецов В.Ю.	133, 202, 204	Русаков В.Ю.	206
Кучер К.М.	37	Рыбак-Франко И.Е.	51
Лазарева Л.И.	202, 204	Савельев Д.П.	309
Лазуркин Д.В.	65	Савенко А.В.	313, 317
Лайба А.А.	133, 155	Савенко В.С.	313, 317
Лаптев Ю.В.	164	Савичев А.Т.	141
Леин А.Ю.	167, 172	Садчикова Т.А.	141
Литвинова Т.В.	284	Самоваров М.Л.	202, 204
Ломтев В.Л.,	70	Свальнов В.Н.	221, 222, 271, 274, 322
Лыгина Т.И.	289	Семилетов И.П.	58
Макаров М.М.	37	Сенин Б.В.	31
Марина М.М.	20, 73	Сколотнев С.Г.	300
Марков В.Ф.	202, 204	Степанова Т.В.	133, 183
Масленников В.В.	174	Судариков С.М.	196, 197
Масленникова С.П.	174	Сульдин И.Н.	199
Мац В.Д.	148	Сырбу Н.С.	115
Мелекесцева И.Ю.	179	Титов А.Т.	236
Мельников М.Е.	292, 329	Торгашов К.Ю.	70
Мозгова Н.Н.	183	Ульянова М.О.	102
Наркевский Е.В.	153	Успенская Т.Ю.	271
Новиков Г.В.	295	Федорин М.А.	148, 236
Новикова С.П.	164	Филатова С.С.	195, 197
Обжиров А.И.	77	Харин Г.С	105, 110, 323
Озерова Н.А.	188	Хлыстов О.М.	148, 193
Осипова Е.Б.	216	Хортов А.В.	31
Оськина Н.С.	136	Хусид Т.А.	136
Патрикеев В.Н.	70	Чаркин А.Н.	58
Пересыпкин В.И.	211, 228	Черкашев Г.А.	183
Перцев А.Н.	133	Чечко В.А.	327
Петрова А.А.	82	Шакиров Р.Б.	115
Петрова В.В.	300	Шилов В.В.	133, 136, 202, 204, 206
Петровская Н.А.	47, 86	Шкабурский М.Б.	146
Повещенко Ю.А.	95	Школьник Э.Л.	329
Погодаева Т.В.	193	Шульга Н.А.	211
Полякова И.Д.	90	Юбко В.М.	254
Попова Е.А.,	136, 141	Юркова Р.М.	120
Разницин Ю.Н.	96	Юшина И.Г.	228, 236
Резников А.Н.	9		
Рождественская И.И.	133, 202, 204		

ОГЛАВЛЕНИЕ

Нефть и газ на дне морей и океанов	
<i>Авилов В.И., Авилова С.Д.</i> Хемолитоавтотрофный источник углеводородов	4
<i>Астахов С.М., Резников А.Н.</i> Палеорекострукции, термобарические условия и прогноз фазового состояния УВ кайнозойских отложений Туапсинского прогиба	9
<i>Балуховский А.Н., Антонова Т.А., Гельви Т.Н.</i> Количественный анализ распространения ниже- и верхнеплейстоценовых глубоководных формаций Индийского океана (в пределах современной площади развития океанической коры)	12
<i>Баталин О.Ю., Вафина Н.Г.</i> Источники образования углеводородных залежей в конденсационной модели	15
<i>Берлин Ю.М., Марина М.М.</i> Нефтегазообразование в кайнозойских отложениях Болгарского сектора Черного моря	20
<i>Вахнин М.Г.</i> Особенности формирования и распределения локальных структур на шельфе Печорского моря в связи с нефтегазоносностью	24
<i>Валяев Б.М.</i> Эндогенные факторы структурно-тектонического и геодинамического контроля процессов нефтегазонакопления	27
<i>Головинский В.И., Грабская В.Е., Сенин Б.В., Хортов А.В.</i> Седиментационные ловушки УВ в разрезе кайнозойских отложений российской части Черного моря	31
<i>Гранин Н.Г., Макаров М.М., Кучер К.М., Гнатовский Р.Ю.</i> Выходы газов на Байкале	37
<i>Грецакая Е.В., Дахнова М.В.</i> Углеводородный потенциал угленосных отложений Южного Сахалина	41
<i>Грецакая Е.В., Петровская Н.А.</i> Типы нефтяных систем Хатырского осадочного бассейна	47
<i>Грецакая Е.В., Рыбак-Франко И.Е.</i> Температурные условия главной зоны нефтеобразования в кайнозойских бассейнах	51
<i>Доманов М.М., Верховская З.И., Берлин Ю.М.</i> Состав органического вещества и микроэлементов в поверхностных осадках Охотского и Японского морей	55
<i>Конюхов А.И.</i> Мировой океан и глобальные пояса нефтегазонакопления	58
<i>Космач Д.А., Дударев О.В., Чаркин А.Н., Семилетов И.П.</i>	61

Устьевая область реки Амур в зимний период: метан в воде и донных осадках	
<i>Лазуркин Д.В.</i> Разработка нового метода: «Выделение зон катагенеза в терригенных разрезах осадочного чехла по пластовым сейсмическим скоростям» (метод Лазуркина-Павлова)	65
<i>Ломтев В.Л., Торгаилов К.Ю., Патрикеев В.Н.</i> Западный борт Татарского трога (Японское море): газ в отложениях палеогена и неогена	70
<i>Марина М.М., Берлин Ю.М., Егоров А.В.</i> Генетические аспекты нефтегазоносности осадочного чехла северо-восточной части Черного моря	73
<i>Обжиров А.И.</i> Природные газы – индикаторы залежей углеводородов	77
<i>Петрова А.А., Демина И.М.</i> Строение нефтегазоносных зон Северного моря по магнитометрическим данным	82
<i>Петровская Н.А., Грецкая Е.В.</i> Новое открытие газогидратов в Беринговоморском регионе	86
<i>Полякова И.Д.</i> Горизонты углеродистых металлоносных пород – геологические метки событий океанской аноксии в фанерозойской истории Земли	90
<i>Повещенко Ю.А., Казакевич Г.И.</i> Некоторые возможности математического моделирования флюидодинамических процессов, связанных с газогидратными залежами	95
<i>Разницин Ю.Н.</i> Геодинамика офиолитов и формирование месторождений углеводородов на шельфе Восточного Сахалина	96
<i>Ульянова М.О., Дорохов Д.В.</i> Распространение газонасыщенных осадков в Гданьской впадине Балтийского моря	102
<i>Харин Г.С.</i> Прогнозные очаги нефтегазообразования в палеозойских отложениях Балтийской синеклизы	105
<i>Харин Г.С., Ерошенко Д.В.</i> Вклад НИС «Академик Курчатов» и НИС «Профессор Штокман» в изучение геологии и перспектив нефтегазоносности Баренцева моря	110
<i>Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С.</i> Особенности распределения стабильных изотопов углерода метана и CO ₂ в природных газах о. Сахалин	115
<i>Юркова Р.М., Воронин Б.И.</i> Абиогенные источники углеводородных флюидов для формирования залежей нефти и га-	120

зогидратов в Охотском море

Гидротермы и руды на дне океанов и морей

<i>Артемьев Д.А., Зайков В.В.</i> Преобразование ультрабазитов при рудогенезе кобальт-медноколчеданных залежей в палеоостроводужных структурах Южного Урала	126
<i>Астахова Н.В., Колесник О.Н.</i> Акцессорные металлы в железо-марганцевых корках хребта Галагана, Японское море	131
<i>Бельтнев В.Е., Иванов В.Н., Рождественская И.И., Степанова Т.В., Шилов В.В., Давыдов М.П., Лайба А.А., Каулио В.М., Перцев А.Н., Кузнецов В.Ю., Добрецова И.Г.</i> Новые данные о строении гидротермальных полей в районе 13°31' с.ш. САХ (рудный узел «Семенов»)	133
<i>Габлина И.Ф., Демина Л.Л., Дмитренко О.Б., Оськина Н.С., Попова Е.А., Хусид Т.А., Шилов В.В.</i> Состав, распространение и вторичные изменения микрофоссилий донных осадков гидротермального поля Ашадзе-1 (13° с.ш. САХ)	136
<i>Габлина И.Ф., Попова Е.А., Садчикова Т.А., Савичев А.Т., Горькова Н.В.</i> Гидротермальные изменения современных органогенных осадков поля Ашадзе-1 (САХ, 13°с.ш.)	141
<i>Глазырин Е.А., Глазырина Н.В., Шкабурский М.Б.</i> Признаки поступления гидротермально-осадочного материала в геохимическом составе алевропелитовых отложений	146
<i>Гранина Л.З., Мац В.Д., Федорин М.А., Хлыстов О.М.</i> Fe/Mn корки, захороненные глубоко в осадках Байкала	148
<i>Густайтис А.Н., Наркевский Е.В., Каминский Д.В., Ермакова Л.А.</i> Признаки современной гидротермальной активности на отрезке САХ 11°00'-11°30' с.ш.	153
<i>Добрецова И.Г., Лайба А.А.</i> Об образовании минерального карбоната в гидротермальных сульфидных рудах САХ	155
<i>Короткина О.А., Когарко Л.Н., Базилевская Е.С., Кубракова И.В.</i> Анализ железомарганцевых отложений Атлантического океана	159
<i>Лаптев Ю.В., Новикова С.П.</i> Эксперимент и компьютерное моделирование адсорбционного осаждения золота при образовании сульфидов в океанических гидротермах	164
<i>Лейн А.Ю.</i> Сероводород гидротермальных флюидов как источник серы полиметаллических руд (по изотопным данным)	167

<i>Лейн А.Ю.</i> Изотопный состав серы полиметаллических руд на современных глубоководных гидротермальных полях	172
<i>Масленников В.В., Масленникова С.П.</i> Мезозойские черные курильщички Понтийского островодужного бассейна	174
<i>Мелекесцева И.Ю., Анкушева Н.Н.</i> Условия образования барита из кластогенных руд Северо-Восточного поля в гидротермальном узле Семенов (13°31' с.ш. САХ)	179
<i>Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Черкашев Г.А., Степанова Т.В.</i> Морфология и минеральные ассоциации как свидетельства особенностей образования современных колчеданов на дне мирового Океана	183
<i>Озерова Н.А., Андреев С.И.</i> Ртуть в гидротермальных образованиях Океана	188
<i>Погодаева Т.В., Земская Т.И., Доля И.Н., Хлыстов О.М.</i> Узколокализированные каналы в донных отложениях – субаквальная разгрузка на дне Байкала глубинных вод	193
<i>Судариков С.М., Кривицкая М.В., Филатова С.С.</i> Геохимия флюидов и плюмов гидротермальных полей САХ (11-15° с.ш.)	196
<i>Судариков С.М., Филатова С.С.</i> Гидрогеологическая модель формирования субмаринных газовых гидратов в условиях современной гидротермальной деятельности	197
<i>Сульдин И.Н., Иванов В.Н., Дёмин В.А., Зарембо В.И., Камнев А.И.</i> Опыт применения метода инверсионной анодной вольтамперометрии при поисках глубоководных полиметаллических сульфидов	199
<i>Шилов В.В., Марков В.Ф., Самоваров М.Л., Бельтенёв В.Е., Рождественская И.И., Лазарева Л.И., Кротов А.Г., Кузнецов В.Ю.</i> Новое гидротермальное рудное поле на САХ – 20°08' с.ш. («Зенит-Виктория»): геологическое строение, сульфидные руды, металлоносные осадки	202
<i>Шилов В.В., Марков В.Ф., Самоваров М.Л., Бельтенёв В.Е., Рождественская И.И., Лазарева Л.И., Кротов А.Г., Кузнецов В.Ю.</i> Результаты исследования гидротермального рудного поля «Пюи де Фолль» (САХ, 20°30' с.ш., 2008 г.)	204
<i>Шилов В.В., Русаков В.Ю., Рощина И.А., Кононкова Н.Н.</i> Литологический и химический состав металлоносных осадков поля “Краснов” (16°38' с.ш. САХ)	206
<i>Шульга Н.А., Пересыткин В.И.</i> Применение метода ГХ/МС	211

к анализу парафиновых углеводородов в гидротермальных образованиях Срединно-Атлантического хребта

Симпозиум им. П.Л. Безрукова "Полезные ископаемые и минералогия океанов и морей"

<i>Алексеева Т.Н., Свальнов В.Н.</i> Характеристики гранулометрического состава четвертичных осадков Бразильской и Канарской котловин	216
<i>Алексеева Т.Н., Свальнов В.Н.</i> Фракционирование створок диатомей <i>Ethmodiscus rex</i>	221
<i>Абрамов В.А., Осипова Е.Б.</i> Нефтегазоносные и рудоносные инверсионные тектоносферные воронки окраинных морей и переходных зон Азиатско-Тихоокеанского пояса	221
<i>Базилевская Е.С.</i> Океанская среда и освоение железомарганцевых руд океанского дна	223
<i>Батурич Г.Н.</i> Современные рудоносные фации в зонах прибрежного океанского апвеллинга	224
<i>Батурич Г.Н., Дубинчук В.Т., Гранина Л.З., Пересыпкин В.И., Жегалло Е.А., Юшина И.Г., Исаева А.Б., Золотых Е.О.</i> Минералогия и геохимия ЖМК озера Байкал	228
<i>Батурич Г.Н., Колесов Г.М.</i> Благородные металлы в Fe-Mn и фосфатных отложениях океана	232
<i>Батурич Г.Н., Бобров В.А., Титов А.Т., Федорин М.А., Юшина И.Г.</i> Микрозальность распределения элементов в океанской Fe-Mn конкреции	236
<i>Батурич Г.Н., Дубинчук В.Т., Исаева А.Б.</i> Состав железомарганцевых конкреций Индийского океана	240
<i>Батурич Г.Н., Дубинчук В.Т., Крылов И.О.</i> Преобразование рудных корок под воздействием H ₂ S	244
<i>Введенская И.А., Дубинин А.В.</i> Геохимия редких и рассеянных элементов в осадках Бразильской котловины Атлантического океана	250
<i>Глазырин Е.А., Юбко В.М.</i> Феномен периодического массового переворачивания океанских железомарганцевых конкреций	254
<i>Григорьев А.Г., Жамойда В.А.</i> Сопоставление сорбционных свойств шельфовых (Финский залив) и океанических железомарганцевых конкреций	258
<i>Григорьев А.Г., Жамойда В.А.</i> Геохимическая структура же-	263

лезомарганцевых конкреций Финского залива	
<i>Добрецова И.Г.</i> О самородной меди в базальтах и околорудных изменениях базальтов на рудопроявлении «Семёнов» САХ	268
<i>Дубинин А.В., Успенская Т.Ю., Свальнов В.Н., Демидова Т.П.</i> Обогащенные церием слои в марганцевых микроконкрециях Бразильской котловины	271
<i>Дубинин А.В., Свальнов В.Н., Демидова Т.П.</i> Марганцевые микроконкреции Бразильской котловины: геохимия редкоземельных элементов	274
<i>Емельянов Е.М.</i> Железо-марганцевый рудный процесс в Балтийском море	278
<i>Еремеев В.В.</i> Эволюция минерального состава осадков Атлантического океана	281
<i>Литвинова Т.В., Аббясов А.А.</i> Петрогенетические типы фосфоритов Аравийско-Африканской материковой платформы и Средиземноморья (мел-палеоген)	284
<i>Лыгина Т.И.</i> Вулканические и гидротермальные проявления на одном из участков рудной провинции Кларион-Клиппертон	289
<i>Мельников М.Е.</i> Тектонический контроль железомарганцевых корковых скоплений (гайот Бутакова, Тихий океан)	292
<i>Новиков Г.В.</i> Роль марганцевых и железистых минералов в сорбционном комплексе рудного вещества океанских железомарганцевых образований	295
<i>Петрова В.В., Сколотнев С.Г.</i> Минеральный состав вулканических пород подводной горы Картера (восточная окраина Центральной Атлантики)	300
<i>Розен О.М.</i> Расчет минерального состава палеотипных аналогов современных морских фосфоритов с помощью компьютера	305
<i>Савельев Д.П.</i> Марганцевое оруденение в палеоокеанических комплексах Восточной Камчатки: сравнение с современными океанами	309
<i>Савенко А.В., Савенко В.С.</i> Растворимость гидроксида алюминия и физико-химическое состояние растворенного алюминия в морской воде	313
<i>Савенко А.В., Савенко В.С.</i> Растворимость оксигидроксидов галлия и физико-химическое состояние растворенного гал-	317

лия (III) в морской воде	
<i>Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н.</i> Типы марганцевых микроконкреций в осадках Бразильской котловины	322
<i>Харин Г.С., Кожевников А.С.</i> Геохимия и минералогия палеогеновых фосфоритов Юго-Восточной Балтики	323
<i>Чечко В.А.</i> Минеральный состав донных осадков Вислинского залива (Балтийское море)	327
<i>Школьник Э.Л., Мельников М.Е., Жегалло Е.А.</i> Фосфориты подводных гор – обзор изученности, условий образования и освоения	329
Алфавитный указатель	335

CONTENTS

Oil and gas in the seas and oceans

<i>Avilov V.I., Avilova S.D.</i> Chemolytoautotrophy Source of Hydrocarbons	4
<i>Astakhov S., Reznikov A.</i> Paleoreconstructions, thermobaric conditions and the forecast of the phase state of hydrocarbons of the Cenozoic deposits in the Tuapsinsky basin	9
<i>Balukhovskiy A.N., Antonova T.A., Gelvi T.N.</i> Quantitative analysis of distribution of the Indian Ocean lower- and upper Pleistocene deep-sea sediment formations (within recent area of the oceanic crust distribution)	12
<i>Batalin O.Yu., Vafina N.G.</i> Sources of Hydrocarbon Field Formation in Condensational Model	15
<i>Berlin Y.M., Marina M.M.</i> Oil and gas generation in Cenozoic sediments of the Bulgarian sector of the Black Sea	20
<i>Vakhnin M.G.</i> Features of formation and distribution of local structures on the shelf of the Pechora Sea in connection with oil-and-gas content	24
<i>B.M. Valyaev</i> Endogenic factors of the structural tectonic and geodynamic control of the processes of the oil and gas accumulation	27
<i>Golovinsky V.I., Grabskaya V.E., Senin B.V., Khortov A.V.</i> Sedimentary traps of the hydrocarbons in Cenozoic deposits on the Russian part of the Black Sea	31
<i>Granin N.G., Makarov M.M., Kucher K.M., Gnatovsky R.Yu.</i> Gas seeps in Lake Baikal	37
<i>Gretskaya E.V., Dakhnova M.V.</i> Hydrocarbon potential of coal-bearing deposits of South Sakhalin	41
<i>Gretskaya E.V., Petrovskaya N.A.</i> Types of petroleum systems in Khatyrsky basin	47
<i>Gretskaya E.V., Rybak-Franko I.E.</i> Temperature conditions of the oil window in the Cenozoic basins	51
<i>Domanov M.M., Verhovskaya Z.I., Berlin U.M.</i> Composition of the organic matter and microelements in the surface bottom sediments of the Okhotsk and Japan Seas	55
<i>Kosmach D.A., Dudarev O.V., Charkin A.N., Semiletov I.P.</i> Estuary of the Amur River in winter period: methane in water layers and bottom sediments	58

<i>Konyukhov A.I.</i> The World Ocean and global belts of oil and gas accumulation	61
<i>Lazurkin D.V.</i> Development of a new method: “Defining the catagenesis zones in terrigenous successions of a sedimentary cover by application of the stratal seismic velocities” (Lazurkin-Pavlov method)	65
<i>Lomtev V.L., Torgashov K.Y., Patrikeev V.N.</i> Western side of the Tatarsky trough (Sea of Japan): gas in Paleogene and Neogene deposits	70
<i>Marina M.M., Berlin Y.M., Egorov A.V.</i> Genetic aspects of oil and gas potential of the sedimentary cover in the north-eastern part of the Black Sea	73
<i>Obzhairov A.</i> Natural Gas is indicator of oil-gas deposit	77
<i>Petrova A.A., Demina I.M.</i> The structure of the oil-gas zones of North Sea on the base of magnetic data	82
<i>Petrovskaya N.A., Gretskeya E.V.</i> Gas hydrates are newly discovered in the Bering Sea Region	86
<i>Polyakova I.D.</i> Carbonaceous metalliferous rocks – signature of oceanic anoxia events in the Phanerozoic	90
<i>Poveschenko Yu.A., Kazakevich G.I.</i> Some possibilities of mathematical modeling fluid-dynamic processes connected with gas hydrates pools	95
<i>Raznitsin Yu.N.</i> Ophiolites geodynamics and hydrocarbons formation on the Eastern Sakhalin shelf	96
<i>Ulyanova M., Dorokhov D.</i> Distribution of gas-bearing sediments in the Gdansk Basin of the Baltic Sea	102
<i>Kharin G.S.</i> Possible hydrocarbon sites in paleozoic rock of Baltic Syncline (Baltic Sea)	105
<i>Kharin G.S., Eroshenko D.V.</i> The role of the r/v “Academic Kurchatov” and r/v “Professor Shtokman” in the study of the geology and oil-gas content prospect of the Barents Sea	110
<i>Shakirov R.B., Surby N.S.</i> The peculiarities of distribution of stable carbon isotops of methan and CO ₂ in the natural gases of Sakhalin Island	115
<i>Yurkova R.M., Voronin B.I.</i> Abiogenic hydrocarbon fluids sources for oil-and gashydrate deposits formation in the Okhotsk Sea	120

Hydrotherms and ores on the bottoms of the seas and oceans

<i>Artemyev D.A., Zaykov V.V.</i> Transformation of ultramafites in ore genesis of cobalt-bearing sulfide deposits in paleoisland arc structures of South Urals	126
<i>Astakhova N.V., Kolesnik O.N.</i> Accessory metals in ferromanganese crusts from the Galagan Ridge, Sea of Japan	131
<i>Bel'tenev V.Ye., Ivanov V.N., Rozhdestvenskaya I.I., Stepanova T.V., Shilov V.V., Davydov M.P., Laiba A.A., Kaulio V.M., Pertsev A.N., Kuznetsov V., Dobretzova I.G.</i> New data about hydrothermal fields at 13°31' N, MAR (sulfide district "Semenov")	133
<i>Gablina I.F., Demina L.L., Dmitrenko O.B., Oskina N.S., Popova E.A., Khusid T.A., Shilov V.V.</i> Composition, Distribution and Features of the Postdeposition Alteration of the Bottom Sediment' Microfossils at the Ashadze-1 Hydrothermal Field (13° N MAR)	136
<i>Gablina I.F., Popova E.A., Sadchikova T.A., Savichev A.T., Gor'kova N.V.</i> Hydrothermal alteration of recent organic sediments at the Ashadze-1 hydrothermal field (13°N MAR)	141
<i>Glazyrin E.A., Glazyrina N.V., Shkaburski M.B.</i> Signs of the arrival hydrothermal-sedimentary material in geochemical composition aleuropelitic deposits	146
<i>Granina L.Z., Phedorin M.A., Mats V.D., Khlystov O.M.</i> Fe/Mn crusts buried deeply in bottom sediments of Lake Baikal	148
<i>Gustaytis A.N., Narkevski E.V., Kaminski D.V., Ermakova L.A.</i> The evidence of the modern hydrothermal activity in the region of 11°00'-11°30' N of the Mid Atlantic Ridge	153
<i>Dobretsova I.G., Layba A.A.</i> About formation of a mineral carbonate in hydrothermal sulphidic ores of Atlantic Ocean	155
<i>Korotkina O.A., Kogarko L.N., Bazilevskaya E.S., Kubrakova I.V.</i> Analysis of Fe-Mn sediments of the Atlantic Ocean	159
<i>Laptev Yu.V., Novikova S.P.</i> Experiment and computed data of Au adsorption precipitation at sulphides formation in ocean thermal springs	164
<i>Lein A.Yu.</i> The sulphur H ₂ S in modern hot hydrothermal fluids as sulphur source of sulphide ores (after isotopic dates)	167
<i>Lein A.Yu.</i> Isotopic composition of the sulphur from sulphide ores at the modern deepsea hydrothermal fields	172
<i>Maslennikov V.V., Maslennikova S.P.</i> Mesozoic black smokers in Pontid's island arc basin	174

<i>Melekestseva I.Yu., Ankusheva N.N.</i> Forming conditions of barite from clastic ores of the North-Eastern site from the Semenov hydrothermal field (13°31'N, MAR)	179
<i>Mozgova N.N., Borodaev Yu.S., Cherkashov G.A., Stepanova T.V.</i> Morphology and mineral associations as the evidences of features of formation modern massive sulfides at the bottom of World Ocean	183
<i>Ozerova N.A., Andreev S.I.</i> Mercury in new hydrothermal formations of the Ocean	188
<i>Pogodaeva T.V., Zemskaya T.I., Dolya I.N., Khlystov O.M.</i> Narrow-localized canals in bottom sediments – underwater discharge of deep waters at Lake Baikal bottom	193
<i>Sudarikov S.M., Krivitskaya M.V., Filatova S.S.</i> Geochemistry of fluids and plumes of MAR hydrothermal fields (11-15°)	196
<i>Sydarikov S.M., Filatova S.S.</i> Hydrogeological model of gas hydrates generating under hydrothermal activity conditions	197
<i>Suldin I.N., Ivanov V.N., Demin V.A., Zarembo V.I., Kamenev A.I.</i> The experience of application stripping anodic voltammetry for survey of abyssal polymetallic sulfides	199
<i>Shilov V.V., Markov V.F., Samovarov M.L., Beltenev V.E., Rozhdestvenskay I.I., Lazareva L.I., Krotov A.G., Kyznetcov V.Y.</i> New hydrothermal field on the MAR – 20°08' N «Zenit-Victoria»: geology, sulfide ores, metalliferous sediments	202
<i>Shilov V.V., Markov V.F., Samovarov M.L., Beltenev V.E., Rozhdestvenskay I.I., Lazareva L.I., Krotov A.G., Kyznetcov V.Y.</i> Results of investigation hydrothermal field «Pui de Foll» (MAR, 20°30' N)	204
<i>Shilov V.V., Rusakov V.Yu., Roshchina I.A., Kononkova N.N.</i> Lithological and chemical composition of metalliferous sediments of the Krasnov field (16°38' N, MAR)	206
<i>Shulga N.A., Peresykin V.I.</i> Gas chromatography/ mass spectrometry for analyses of n-alkanes in hydrothermal systems of Mid-Atlantic Ridge	211
P.L. Bezrukov Memorial Symposium "Mineral resources and mineralogy of the seas and oceans"	
<i>Abramov V.A., Osipova E.B.</i> Oilgasbearing and orebearing in-	216

versive tectonospheric funnels of marginal seas and transitive zone of the Asian-Pacific belt	
<i>Alekseeva T.N., Sval'nov V.N.</i> Grain-size composition parameters of Quaternary sediments in the Brazil and Canary Basins	221
<i>Alekseeva T.N., Sval'nov V.N.</i> Diatom (<i>Ethmodiscus rex</i>) valves separation	221
<i>Bazilevskaya E.S.</i> Ocean environment and recovery of Fe-Mn ore from the ocean floor	223
<i>Baturin G.N.</i> Recent ore-bearing facies in zones of oceanic coastal upwelling	224
<i>Baturin G.N., Dubinchuk V.T., Granina L.Z., Peresipkin V.I., Zhegallo E.A., Yushina I.G., Isayeva A.B., Zolotikh E.O.</i> Mineralogy and geochemistry of Lake Baikal Fe-Mn nodules	228
<i>Baturin G.N., Kolesov G.M.</i> Noble metals in Fe-Mn and phosphatic deposits of the Ocean	232
<i>Baturin G.N., Bobrov V.A., Titov A.T., Fedorin M.A., Yushina I.G.</i> Microzonality of elements distribution in oceanic Fe-Mn nodule	236
<i>Baturin G.N., Dubinchuk V.T., Isaeva A.B.</i> Composition of ferromanganese nodules of Indian Ocean	240
<i>Baturin G.N., Dubinchuk V.T., Krilov I.O.</i> Transformation of ore crusts treated by H ₂ S	244
<i>Vvedenskaya I.A., Dubinin A.V.</i> Geochemistry of rare and minor elements in sediments from Brasil Basin of Atlantic Ocean	250
<i>Glazyrin E.A., Yubko V.M.</i> Phenomenon of the periodic mass upheaval seagoing iron-manganese nodules	254
<i>Grigoriev A.G., Zhamoida V.A.</i> Comparison of the sorption properties of the shelf (Gulf of Finland) and oceanic ferromanganese concretions	258
<i>Grigoriev A.G., Zhamoida V.A.</i> Geochemical structure of ferromanganese concretions of the Gulf Finland	263
<i>Dobretsova I.G.</i> About native copper in basalts and hydrothermal changes of basalts around ore deposit Semenov, Atlantic Ocean	268
<i>Dubinin A.V., Uspenskaya T.Yu., Sval'nov V.N., Demidova T.P.</i> Ce-rich layers in manganese micronodules of the Brasil Basin	271
<i>Dubinin A.V., Sval'nov V.N., Demidova T.P.</i> Manganese micronodules of the Brasil Basin: Rare earth element geochemistry	274
<i>Emelyanov E.M.</i> Iron and manganese ore formation processes in	278

the Baltic Sea	
<i>Eremeev V.V.</i> Evolution of mineral composition of the Atlantic ocean' sediments	281
<i>Litvinova T.V., Abbyasov A.A.</i> Petrogenetic types of phosphorites of the Arabian-African Continental Platform and Mediterranean (Cretaceous-Paleogene)	284
<i>Lygina T.I.</i> The volcanic rocks and hydrothermal deposits in the area of the Clarion-Clipperton ore province	289
<i>Melnikov M.E.</i> Tectonic control of ferromanganese crust accumulations (Butakov Guyot, Pacific Ocean)	292
<i>Novikov G.V.</i> The role of manganese and ferrous minerals in the sorption complex of ore matter of oceanic ferromanganese deposits	295
<i>Petrova V.V., Skolotnev S.G.</i> Mineral composition of the volcanic rocks of the Karter seamount (eastern Equatorial Atlantic)	300
<i>Rosen O.M.</i> The computer-held calculation of mineral composition of paleotypical analogs of modern marine phosphorites	305
<i>Savelyev D.P.</i> Manganous mineralization in the paleoceanic complexes of the Eastern Kamchatka: comparison with modern oceans	309
<i>Savenko A.V., Savenko V.S.</i> The solubility of aluminum hydroxide and the physicochemical state of dissolved aluminum in seawater	313
<i>Savenko A.V., Savenko V.S.</i> The solubility of gallium oxyhydroxides and the physicochemical state of dissolved gallium (III) in seawater	317
<i>Sval'nov V.N., Alekseeva T.N.</i> The manganese micronodules types in sediments of the Brazil Basins	322
<i>Kharin G.S., Kozhevnikov A.S.</i> Geochemistry and mineralogy of South-Eastern Baltic Region paleogene phosphorites	323
<i>Chechko V.A.</i> Mineral composition of the bottom sediments of the Vistula Lagoon (Baltic Sea)	327
<i>Shkolnik E.L., Melnikov M.E., Zhegallo E.A.</i> Phosphorites of underwater mountains - the review of a level of scrutiny, conditions of formation and development	329

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Материалы XVIII Международной научной конференции
(Школы) по морской геологии

Москва, 16–20 ноября 2009 г.

Том II

Ответственный редактор
Академик *А.П. Лисицын*

Налоговая льгота – общероссийский классификатор
продукции ОК-005-93, том 3; 95 300 – книги, брошюры

Подписано к печати 18.10.2009
Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1, 80 г/м²
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 22,0. Тираж 400 экз.

Издательство ГЕОС:
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14; 8-926-222-30-91.
E-mail: geos@ginras.ru, www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ОАО «ВТИИ», г. Москва