Г.Ю.Бутузова

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В РИФТОВОЙ ЗОНЕ КРАСНОГО МОРЯ

ГЕОС

G. Yu. Butuzova

HYDROTHERMAL-SEDIMENTARY ORE-FORMING PROCESSES IN THE RED SEA RIFT ZONE

Transactions, vol. 508
Founded in 1932

Responsible editor
V.N.Cholodov

Moscow
GEOS
1998

Г. Ю. Бутузова

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В РИФТОВОЙ ЗОНЕ КРАСНОГО МОРЯ

Труды, вып. 508
Основаны в 1932 году

Ответственный редактор
В.Н.Холодов

Москва
ГЕОС
1998

ББК 26.301
Б 83
УДК 553.216.5: 553.061.13(267.5)

Бутузова Г.Ю.
Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. – М.: ГЕОС, 1998. – 312 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 508).
ISBN 5-89118-034-0

В книге представлены результаты комплексного исследования гидротермально-осадочного рудообразующего процесса в рифтовой зоне Красного моря. На базе детального изучения вещественного состава рудного вещества обоснованы физико-химические механизмы минералообразования. Рассмотрены общие проблемы современного гидротермального океанского рудогенеза (источники вещества, происхождение и роль рассолов, формы и масштабы проявления гидротермальной деятельности). Установлены индикаторные характеристики гидротермального процесса и совокупность основных рудогенерирующих факторов – тектономагматических, геоморфологических и физико-химических.

Табл. 52. Ил. 55. Фототабл. 5. Библ. 413 назв.

Редакционная коллегия:
Ю.Г.Леонов (главный редактор), *М.А.Ахметьев, Ю.О.Гаврилов, Ю.В.Карякин, С.А.Куренков, М.А.Семихатов*

Рецензенты:
И.С.Грамберг, В.И.Старостин

Butuzova G.Yu.
Hydrothermal-sedimentary ore-forming processes in the Red Sea rift zone. – Moscow: GEOS, 1998. – 312 p.

The book contains results of the integrated research of hydrothermal ore-forming processes in the Red Sea rift zone. The mineral-forming mechanisms are depicted on the basis of the detailed study of ore composition. The book discusses general problems of the modern ore-generating processes in oceans: sources of metals, origin of brines, styles and scales of hydrothermal activity, etc. Indicative features of hydrothermal processes and basic ore-forming factors, such as tectonic, magmatic, geomorphologic, and physical-chemical ones are determined.

Tabl. 52. Il. 55. Plates 5. Bibl. 413 titles.

Editorial Board:
Yu.G.Leonov (Editor-in-Chief), *M.A.Akhmetiev, Yu.O.Gavrilov, Yu.V.Kariakin, S.A.Kurenkov, M.A.Semikhatov*

Reviewers:
I.S.Gramberg, V.I.Starostin

ББК 26.301
Б 83
ISBN 5–89118–034–0

© Г.Ю.Бутузова, 1998
© Геологический институт РАН, 1998
© ГЕОС, 1998

Введение

Последние десятилетия ознаменовались развитием широкого фронта разносторонних исследований в океанском секторе Земли, важнейшим научным достижением которых явилось открытие многочисленных полиметаллических рудопроявлений на дне Мирового океана, приуроченных, как правило, к глобальной системе рифтовых зон и связанных с высокотемпературной гидротермальной деятельностью.

В результате этих работ был получен большой фактический материал, анализ которого позволил не только расширить, но и во многом изменить существовавшие ранее представления о подводном гидротермальном процессе – о масштабах его развития, закономерностях локализации и условиях формирования рудопроявлений, о современной океанской металлогении в целом.

Успехи в разработке учения об океанском гидротермально-осадочном рудогенезе – неотъемлемой составной части общей теории рудообразования – в значительной степени связаны с научно-техническим прогрессом, обеспечившим применение принципиально новых технических средств для проведения геологических работ в морях и океанах и прежде всего – использование подводных, в том числе, обитаемых аппаратов.

Обилие новой информации по гидротермально-осадочным минеральным образованиям Мирового океана потребовало создания единой эмпирической и теоретической основы для разработки общей модели подводного гидротермального рудообразования в мобильных областях океанической коры, что, в свою очередь, предполагает детальный анализ вещественного состава рудопроявлений, выявление основных рудоконтролирующих факторов, а также изучение и логическую увязку всех этапов формирования рудного вещества – от его источников, через формы переноса до условий формирования и локализации на дне.

Рифтовая зона Красного моря является чрезвычайно перспективным объектом для разработки общей модели гидротермально-осадочного рудогенеза в областях развития океанической коры прежде всего потому, что в этом уникальном регионе, находящемся на ранней стадии океанизации, активная гидротермальная деятельность протекает на фоне разнообразных структурно-тектонических, геоморфологических и физико-химических обстановок минерало- и рудообразования. Более того, в пределах современной глобальной рифтовой системы Мирового океана только в Красном море гидротермально-осадочные отложения представляют собой известную на сегодняшний день

экономически ценную рудную залежь, по запасам и стоимости сопоставимую с полиметаллическими промышленными месторождениями континентального блока Земли.

Естественно, что Красное море привлекает к себе повышенное внимание исследователей разного профиля, что связано как с гидротермальной активностью и рудообразующим процессом, так и с геодинамической историей и тектоническим развитием региона в свете мобилистских представлений о становлении и эволюции океанических структур.

В результате Красноморский регион отличается высокой степенью разносторонней изученности, что позволяет осуществить системный подход к исследованию гидротермально-осадочного рудогенеза и на базе собственного и литературного материала проанализировать разные его аспекты – общегеологические, тектоно-магматические, минералого-геохимические и физико-химические.

История изучения гидротермального процесса в Красном море насчитывает более 30 лет. Правда, первые признаки подводной гидротермальной разгрузки в виде аномально высоких температур придонных вод на отдельных участках моря были обнаружены еще в 1948 г. шведской экспедицией на исследовательском судне "Альбатрос" [Bruneau et al., 1953], а в 1959 г. в ходе работ на научном судне "Атлантис" была отмечена повышенная соленость этих вод.

Сделанные открытия послужили поводом для организации планомерных научно-исследовательских работ в Красном море, проводимых американскими учеными в 1963–1966 гг. на экспедиционных морских судах "Атлантис-II", "Дискавери", "Чейн", "Метеор" и "Океанограф".

Необходимо отметить, что очаги разгрузки гидротерм в Красном море приурочены, как правило, к морфологически выраженным депрессиям морского дна, расположенным в центральной, осевой зоне рифтовой структуры и в большинстве своем заполненным высокоминерализованными рассолами разной температуры и мощности.

Среди многочисленных глубоководных впадин особое место занимает впадина Атлантис-II, где гидротермальный процесс протекает с максимальной активностью, а заполняющие ее отложения представляют собой промышленное месторождение, находящееся на стадии формирования.

Именно поэтому не только в ходе экспедиций шестидесятых годов, но и впоследствии основное внимание ученых было обращено к впадине Атлантис-II, которая изучена максимально полно по сравнению с другими районами гидротермальной разгрузки.

Наиболее важные результаты были получены в 1966 г. экспедицией на исследовательском судне "Чейн", во время которой были проведены детальные батиметрические и геофизические работы и впервые собран представительный фактический материал по гидротермальным осадкам и рассолам впадин Атлантис-II и Дискавери.

Результаты разностороннего анализа полученных данных освещены в коллективной монографии [Hot brines ..., 1969], наиболее важные статьи из этой монографии переведены на русский язык [Современное ..., 1974].

Примерно в это же время (1967 г.) в Красном море работали советские ученые. В ходе экспедиционных работ на исследовательском судне "Академик С.Вавилов" был получен материал по осадкам и рассолам впадины Дискавери, анализ которого позволил высказать самые общие предположения о генезисе рассолов и гидротермальных отложений в Красном море [Батурин и др., 1969].

Дальнейшее, более детальное, изучение впадины Атлантис-II и развитых там осадочных разрезов проводилось немецкими исследователями в 1969–1972 гг. Материал был собран в ходе экспедиций на научных судах "Вандо-Ривер" и "Вальдивия", а результаты опубликованы в работе [Bäcker, Richter, 1973]. С помощью новейшей навигационной системы и узколучевого эхолота были составлены детальные батиметрические карты впадины Атлантис-II, рассмотрены особенности ее морфометрии и характер распределения мощностей осадочной толщи, намечена общая схема ее строения. Установлены места современной гидротермальной разгрузки.

Исследование центральной осевой части Красного моря на судне "Вальдивия" в 1971–1972 гг. привело к открытию еще 13 впадин с металлоносными илами. В работе [Bäcker, Schoell, 1972] приведены физические и химические параметры заполняющих впадины рассолов, а в статье [Bignell et al., 1976] дано общее описание осадков из 9 впадин красноморского рифта.

В ходе экспедиции на судне "Вальдивия" (1972 г.) были впервые получены пробы взвеси из рассольной толщи впадины Атлантис-II, результаты изучения которых опубликованы в работе [Hartmann, 1973].

И в последующие годы интерес к разным проблемам красноморского рудогенеза не угасал. В 1976 г. Х.Бёккером были выделены основные группы гидротермальных минералов, названные автором "фациями" [Bäcker, 1976]. Отдельные аспекты минералогии гидротермальных осадков впадины Атлантис-II рассмотрены в работах [Bischoff, 1969; Brockamp et al., 1978; Zierenberg, Shanks, 1983; Singer, Stoffers, 1981,1987; Missack et al., 1989; Badaut et al., 1990; и др.].

В работе [Shanks, Bischoff, 1980] рассматривается проблема генезиса красноморских сульфидов и источников серы с учетом данных по изотопному составу серы, а также обсуждается общая история развития гидротермальной активности во впадине Атлантис-II.

Наши работы в Красном море начались в 1976 г. по инициативе академика Н.М.Страхова как логическое продолжение исследования современного гидротермально-осадочного рудогенеза в Мировом океане и, в частности, в кальдере о-ва Санторин [Бутузова, 1969].

В ходе экспедиции на исследовательском судне "Академик Курчатов", в которой принимал участие большой коллектив ученых разных институтов и прежде всего Института океанологии РАН, проводились работы в районах

впадин Атлантис-II и Дискавери, где были отобраны представительные пробы осадков.

В 1980 г. в комплексной экспедиции Института океанологии РАН с участием трех исследовательских судов – "Академик Курчатов", "Профессор Штокман" и "Акванавт" был получен материал по 14 впадинам красноморского рифта, расположение которых показано на фиг. 1 (Суакин, Судан, Эрба, Шагара, Альбатрос, Вальдивия, Дискавери, Атлантис-II, Хадарба, Тетис, Нереус, Вима, Гипсум, Кебрит). В работе обеих экспедиций автор принимал непосредственное участие. Разностороннее изучение собранного фактического материала в сочетании с анализом доступной нам богатой литературной информации легло в основу работы.

Промежуточные результаты исследования отдельных сторон красноморского рудообразующего процесса опубликованы в серии статей [Бутузова, 1986а,б; Бутузова и др., 1987; Бутузова, Холодов, 1989; Бутузова и др., 1990; Butuzova et al., 1990; Бутузова, 1993 и др.]; представляемая монография является обобщением и развитием этих исследований.

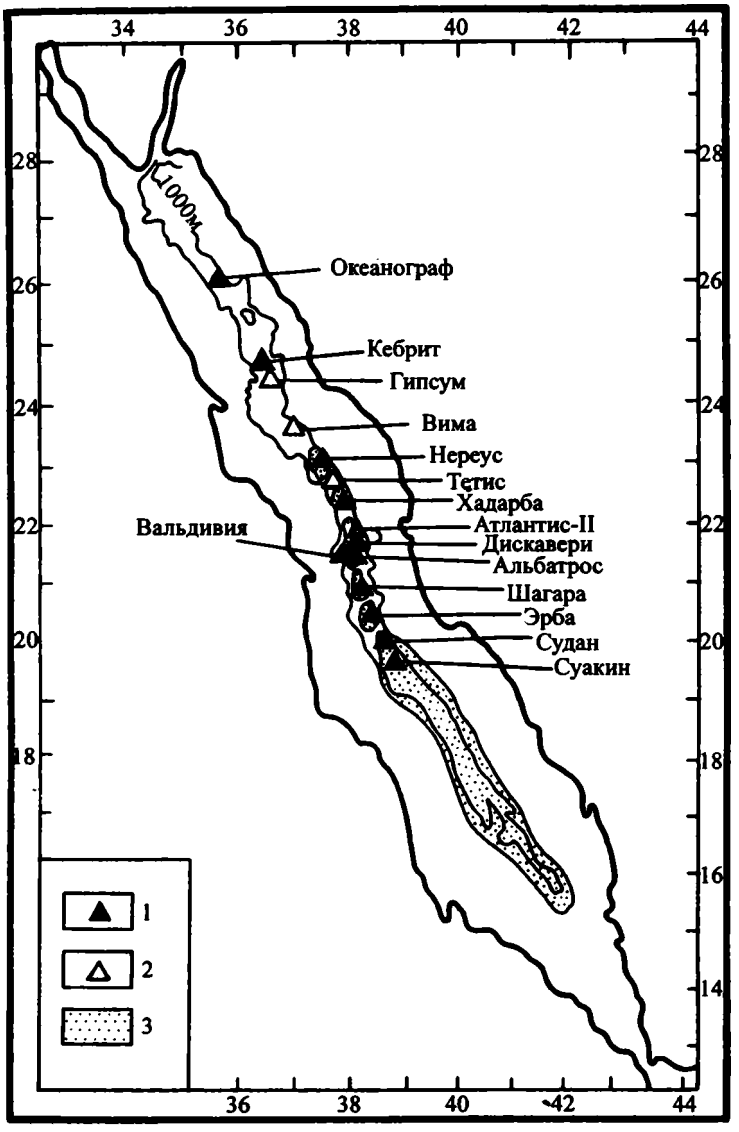
Следует отметить, что, несмотря на огромный интерес к проблеме гидротермально-осадочного рудогенеза в Красном море и обилие публикаций на эту тему, многие аспекты этой проблемы еще весьма далеки от однозначного решения, имеются также существенные пробелы в изучении фактической, эмпирической основы, необходимой для понимания и расшифровки механизмов минерало- и рудообразования.

Так, изучение состава рудного вещества проводится часто традиционными методами минералогического анализа без определения кристаллохимических особенностей индивидуальных минеральных фаз, что затрудняет как их надежную диагностику, так и понимание процессов формирования. Недостаточно разработаны физико-химические аспекты механизмов минералообразования и не всегда четко выделяется роль отдельных природных рудогенерирующих факторов. Вызывают острые дискуссии вопросы, связанные с установлением источников рудного вещества и определением роли рассолов в гидротермально-осадочном процессе.

Понимая, что гидротермально-осадочный рудообразующий процесс нельзя рассматривать в отрыве от особенностей тектонического строения, морфометрии дна и физико-химических условий природной среды и что его изучение должно базироваться на надежной минералого-геохимической основе, главные свои задачи мы видели:

1) в установлении и характеристике основных типов минеральных ассоциаций рудного вещества, выделении в них ключевых минеральных видов и сопровождающих их акцессориев, в исследовании кристаллохимических особенностей ведущих минеральных фаз;

2) в расшифровке механизмов формирования главных минеральных фаз рудного вещества с учетом реальных физико-химических параметров природной среды;



Фиг. 1. Расположение в осевой части Красного моря рифтовых впадин и участков дна с океанической корой [Guennoc et al., 1988]

1 – впадины с рассолами; 2 – впадины без рассолов; 3 – области развития океанической коры

Fig. 1. Map of the Red Sea and location of deeps and segments with oceanic crust [after Guennoc et al, 1988]

1 – deeps with brines; 2 – deeps with normal seawater; 3 – regions of oceanic crust

3) в выявлении геохимической специфики гидротермально-осадочных рудопроявлений Красного моря и сравнении их с другими типами современных отложений Мирового океана;

4) в установлении связи гидротермальной активности с тектономагматической ситуацией и историей развития красноморского рифта, в определении роли разных рудогенерирующих факторов в гидротермально-осадочном процессе.

В работе дана оценка масштабов влияния гидротермальной поставки вещества на геохимию осадочного процесса в Красном море, а также обсуждаются такие общие проблемы, как источники вещества и роль рассолов в гидротермально-осадочном рудообразующем процессе.

Глава I
Морфотектонические черты и история развития рифтовой зоны Красного моря

The Chapter describes evolutionary history of the Red Sea and related peculiarities of floor morphology and tectonic magmatic regime in the light of the published data.

Spreading in the Red Sea initiated at the Miocene to Pliocene boundary (about 5 Ma) in its southern part to the North from the Bab el Mandeb. Later, the spreading gradually propagated from the South-East to the North-West.

In accordance with spreading evolution in the South of the rift (between 16° to about 21° N), the continental crust is broken and oceanic basalts continuously outcrop along the floor of the trough segment of the rift. Northward, in a transitional segment up to about 23° to 24° N outcrops of oceanic basalts occur discontinuously and tend to occupy isolated depressions which are considered as individual spreading centers. This part of the rift is characterized by the most intensive tectonic-magmatic activity. It demonstrates maximum and highly variable heat flow (up to 3306 mW/m^2). Most active faults and dominant portion of earthquake epicenters are concentrated in this area.

At present, the northern segment of the rift which stretches up to the Suez Canal is the area of the continuous continental crust. The crust is significantly thinned but is not broken yet.

It is important to underlay that most modern centers of hydrothermal discharge are localized in the transitional segment of the rift, i.e. in the most tectonic-magmatically active area.

Согласно современным представлениям, Красное море – типичный пример межконтинентальных рифтовых зон, в осевых частях которых формируется молодая океаническая кора, а по периферии развита кора континентального типа, мощность которой возрастает по направлению от оси рифта. Морфологически это узкая и глубокая щель протяженностью около 2000 км, ориентированная в направлении ЮВ-СЗ, которая возникла в результате раздвижения Аравийской и Африканской литосферных плит и представляет собой участок земной коры, находящийся на ранних стадиях раскрытия океанического бассейна.

Красное море дает возможность изучать геодинамические процессы в их временной последовательности – от внутриконтинентального рифтогенеза до образования типичного осевого океанического трога, т.е. дает ключ к пониманию эволюции и деталей развития спрединга и процессов океанизации земной коры.

Современная структура Красного моря не совпадает со структурным планом докембрийского и палеозойского оснований, что свидетельствует о ее молодости и отсутствии унаследованности [Picard, 1970; Brown, Coleman, 1972; и др.].

Анализ материалов по изучению тектонической истории Красного моря позволяет выделить по крайней мере два крупных этапа его развития – домиоценовое прогибание с утонением земной коры и послемиоценовый этап рифтообразования [Coleman, 1974].

Согласно многочисленным геолого-геофизическим данным, начало рифтогенеза в районе Красного моря датируется временем 24–25 млн лет (граница олигоцена и миоцена). В результате образовался замкнутый эвапоритовый бассейн, где в среднем и позднем миоцене накопилась мощная (до 5–7 км) толща соленосных отложений – миоценовые эвапориты. В это время были сформированы террасы, обрамляющие современный осевой трог. Ранний этап рифтогенеза в магнитном поле не выражен, океаническая кора не образовывалась, происходило лишь растягивание и утонение континентальной коры [Girdler, 1985; Roeser, 1975; и др.]. С этим этапом связывают формирование миоценовых свинцово-цинковых рудопроявлений, развитых на западном побережье Красного моря [Rasmy, Yonan, 1982].

Раскол континентальной коры произошел в плиоцен-четвертичную стадию активизации спрединга, развитие которого протекало неравномерно по простиранию красноморского рифта. Спрединг начался в южной части моря (севернее Баб-эль-Мандебского пролива) на границе миоцена и плиоцена около 5 млн лет тому назад и постепенно распространялся в северо-западном направлении. В это же время океанические воды прорвались через Баб-эль-Мандебский пролив и эвапоритизация прекратилась.

Последовательный ход развития рифтогенеза в плиоцен-четвертичное время рассмотрен в работах [Cochran, Martinez, 1988; Guennoc et al., 1988]. Согласно предложенной модели, начальный этап характеризуется формированием осевой внутриэвапоритовой депрессии в центральной части моря, что сопровождается магматизмом и образованием отдельных впадин, дно которых сложено, как правило, эвапоритами, т.е. разрыва континентальной коры на этом этапе еще не происходит.

В ходе дальнейшего развития рифтогенеза формируются наиболее глубокие и сложно построенные впадины с центральной экструзивной зоной, активным вулканизмом и гидротермальной деятельностью. Эвапоритовый покров на этих участках отсутствует (континентальная кора разорвана), на дне развиты океанические базальты. Локализация впадин и связанных с ними базальтовых интрузий контролируется тектоническим строением фундамента и, прежде всего, положением трансформных разломов. Впадины и связанные с ними интрузивные тела расположены, как правило, в пределах осевой депрессии в средней части блоков между трансформными разломами [Cochran, Martinez, 1988]. П.Рона также отмечает, что глубоководные впадины на ран-

них стадиях раскрытия океанических бассейнов располагаются обычно не на самих разломах, а недалеко от них вдоль линейных отрезков рифта [Рона, 1986]. Подобный характер локализации впадин подчеркивается и их формой – длинная ось впадин, как правило, ориентирована вдоль оси спрединга.

Предполагается, что вариации морфометрии и структуры тектонических депрессий контролируются глубиной залегания и объемом магматических камер [Cochran, Martinez, 1988]. Глубоководные впадины осевой зоны рассматриваются как дискретные отрезки спрединга, при разрастании и объединении которых в ходе развития рифтогенеза образуются единые протяженные области нормальной океанической коры [Cochran, Martinez, 1988; Зоненшайн и др., 1981].

История развития рифтогенеза и эволюция спрединга четко отражаются в современном структурном плане красноморского рифта.

В результате комплексных геолого-геофизических исследований установлена отчетливая неоднородность строения рифтовой зоны Красного моря. Эта неоднородность проявляется в морфологических, геофизических и структурных особенностях различных участков морского дна, а также в характере магматизма и гидротермальной деятельности, что позволяет наметить вполне определенную структурную зональность рифтовой зоны по ее простиранию с юго-востока на северо-запад.

Южная часть рифта между ~ 16 и 21° с.ш. характеризуется развитием четко выраженной рифтовой долины шириной до 60 км [Martinez, Cochran, 1989], которая в южном направлении постепенно выклинивается и переходит в цепочку вулканических островов. Рельеф этой зоны сильно расчленен, перепад глубин достигает 500 м, склоны крутые. Океаническая кора в южном сегменте рифта развита непрерывной полосой, самый древний ее возраст по линейным магнитным аномалиям – 5 млн лет [Roeser, 1975], к северу кора омолаживается. В южной части моря замерено 17 значений теплового потока в пределах различных геоморфологических зон, в том числе и в рифтовой долине. Среднее их значение составляет 134 мВт/м^2 [Girdler, 1970].

В пределах рифтовой долины выделяется осевая зона или внутренний рифт шириной 4–5 км с центральным вулканическим поднятием (экструзивная зона шириной 0,5–1,5 км) и обрамляющими его впадинами. Возраст вулканических пород, слагающих экструзивную зону, от единиц до нескольких тысяч лет.

В результате детальных исследований красноморского рифта на 18° с.ш., проведенных в ходе экспедиции Института океанологии РАН, были выявлены все детали его структуры и геоморфологии, вскрыты основные особенности строения. Было показано, что сложная морфометрия осевой зоны обусловлена многочисленными вертикальными разломами–раздвигами, максимальное количество которых приурочено к краям осевой зоны. Наряду с продольными разломами развиты и поперечные, разбивающие дно на многочисленные прямоугольные блоки и представляющие собой зарождающиеся трансформные разломы [Зоненшайн и др., 1981; Подводные ..., 1985].

Все структурные элементы и формы рельефа осевой зоны имеют четкую линейную ориентировку, параллельную оси рифта. В поперечном сечении рифтовая долина имеет ступенчатое строение. В периферической ее части выделяется верхняя тектоническая ступень с глубинами 500–600 м, постепенно переходящая в уступ, углы которого составляют 20–35°; в стенках обычно обнажаются миоценовые эвапориты. Нижние тектонические ступени, разделенные системой крутых сбросов (до 60°), переходят в осевой трог. Поверхность ступеней покрыта осадками, мощность которых уменьшается по направлению к оси рифта. В осевой, наиболее расчлененной зоне осадки развиты локально, преимущественно в депрессиях, на возвышенных участках они залегают на базальтах в виде отдельных пятен небольшой мощности, местами осадочный чехол полностью отсутствует [Ельников и др., 1985].

В северо-западном направлении рифтовая долина становится более узкой, экструзивная зона – прерывистой. Севернее 21° с.ш. океаническая кора развита не единой сплошной полосой, а локально, дискретно. Выходы на дне океанических базальтов, возраст которых ~ 2 млн лет [Bonatti et al., 1984], приурочены к отдельным изолированным впадинам, находящимся среди более приподнятых и обычно более сглаженных участков развития миоценовых эвапоритов. Впадины переходной зоны характеризуются крупными магнитными аномалиями, расположенными линейно вдоль длинной оси депрессий [Cochran, 1983; Bonatti et al., 1984]. Предполагается, что места выходов на дне базальтов соответствуют отдельным рассеянным центрам спрединга, служат "ячейками океанизации", которые, разрастаясь и сращиваясь между собой, образуют единые протяженные спрединговые зоны, такие, как в южной части Красного моря [Bonatti, 1985; Cochran, Martinez, 1988].

В большинстве работ, посвященных анализу тектонического строения Красного моря, отрезок рифта от ~ 21° до ~ 23,5° с.ш. рассматривается как область современного становления океанической коры, как зона, переходная от континентальной коры к океанической [Cochran, 1983; Bonatti et al., 1984; Bonatti, 1985; Cochran, Martinez, 1988]. Этот вывод базируется на подробном анализе геофизического материала по характеру магнитных аномалий, скоростям распространения сейсмических волн и геотермическим параметрам.

Распространение выходов на дне Красного моря океанических базальтов показано на фиг. 1. Если в южном сегменте это сплошная линейно вытянутая полоса, то севернее базальты образуют изолированные участки, количество которых в северном направлении заметно сокращается. Важно подчеркнуть, что во впадинах, где обнажаются базальты, обычно происходит разгрузка термальных рудообразующих растворов и накапливаются осадки, обогащенные рудным веществом.

В поперечном сечении строение наиболее крупных впадин переходной зоны в общих чертах сходно с типовым профилем через осевую зону южной части рифта. Примером такого рода структур могут служить впадины Атлантис-II и Нереус, в пределах которых были проведены детальные геолого-

геофизические исследования. Обе впадины имеют четко выраженную рифтовую долину, дно которой сложено толеитовыми базальтами типа MORB. Возраст океанической коры во впадине Нереус по магнитным аномалиям ~ 2 млн лет [Bonatti et al., 1984], в районе впадины Атлантис-II (ст. 227 глубоководного бурения) ~ 1,2 млн лет [Girdler, Whitmarch, 1974], возраст зарождения впадины Атлантис-II составляет ~ 0,8–0,9 млн лет [Guennoc et al., 1988].

В глубоководных впадинах переходной зоны фиксируются экстремально высокие для Красного моря значения кондуктивного теплового потока. Так, во впадине Нереус, в точке с координатами 23° 07,75' с.ш., 37° 18,57' в.д., это значение составляет 2233 мВт/м^2 [Bonatti et al., 1984], во впадине Атлантис-II, в точке с координатами 21°37' с.ш., 38°08' в.д., зафиксирована максимально высокая для Красного моря величина теплопотока – 3306 мВт/м^2 [Girdler, 1970].

В пределах глубоководных впадин наблюдаются не только высокий тепловой поток, но и широкие дисперсии его значений на небольших площадях, что, как известно, предполагает присутствие локализованного источника тепла (магматические камеры) и интенсивный вынос тепла благодаря конвективной циркуляции термальных растворов. Во впадине Нереус величины теплового потока колеблются от 2233 до 25 мВт/м^2, во впадине Атлантис-II от 3306 до 100 мВт/м^2. За пределами участков развития океанической коры тепловой поток распределен более равномерно и составляет ~ 150 мВт/м^2 [Bonatti et al., 1984].

В осевом троге промежуточной зоны, частично захватывая северное окончание южного сегмента, между ~ 19 и ~ 23° с.ш. расположены самые активные трансформные разломы [Allan, 1970], а также зарегистрирована большая часть эпицентров землетрясений с магнитудой, превышающей 4–5 [Вержбицкий, Шнейдер, 1994], там же сосредоточено максимальное число очагов гидротермальной разгрузки.

Северный отрезок Красного моря от ~ 23–24° с.ш. до Суэцкого канала, по мнению большинства исследователей, является областью с корой континентального типа, которая значительно утонена, но пока еще не разорвана. Миоценовые эвапориты практически сплошным чехлом покрывают здесь всю площадь дна, включая и ее центральную часть. На этом участке, протяженностью 500 км, развита осевая депрессия шириной 10–25 км со средними глубинами 1100–1200 м, где локализованы отдельные впадины внутри эвапоритовой толщи.

Типичным примером такого рода структур является впадина Вима, длинная ось которой вытянута вдоль простирания рифта. Во впадине длиной 40 км, глубиной 1611 м, экструзивная зона отсутствует, дно выстлано эвапоритами, значение теплового потока составляет ~ 200 мВт/м^2 и повышено относительно фона.

Средняя величина теплового потока в северном сегменте рифта закономерно возрастает от 125 мВт/м^2 в его краевых частях до 250 мВт/м^2 в осевой

зоне [Martinez, Cochran, 1989]. Линейные магнитные аномалии здесь не обнаружены, фиксируются лишь единичные изолированные изометричные аномалии над местами внедрения в континентальную кору океанических базальтов [Girdler, 1985]. Северная часть красноморского рифта характеризуется весьма слабой сейсмической активностью [Fairhead, Girdler, 1970].

Скорости спрединга по простиранию рифта также неодичаковы. В южном сегменте на 17° с.ш. они составляют 1,49 см/год [Girdler, 1985], в районе впадины Нереус (23° с.ш.) – 1,06 см/год, на 25° с.ш. – 1 см/год [Cochran, Martinez, 1988], а еще севернее, в районе 26–28° с.ш., – 0,5 см/год [Wong, Degens, 1984].

Детальные магнитные исследования, проведенные И.И.Беляевым и Г.М.Валяшко в южном сегменте в районе 18° с.ш., позволили выявить существенные изменения скоростей спрединга во времени, т.е. неравномерный, пульсационный характер раздвижения. Было показано, что максимальная скорость спрединга на этом участке (до 3 см/год) отвечает возрасту 0,89–0,69 млн лет, к настоящему времени она снизилась до 1,04 см/год [Зоненшайн и др., 1981]. Можно предположить, что приведенное Р.Гирдлером значение (1,49 см/год) отвечает не современному этапу, а усреднено для более длительного периода времени.

По простиранию красноморского рифта происходит также последовательное изменение его глубин. В районе 15° с.ш. средняя глубина центральной экструзивной зоны составляет 1100 м, на 18° с.ш. – 1300 м, на границе южного и среднего (переходного) сегментов экструзивная зона находится на глубине 2200–2300 м, здесь же, в районе впадины Суакин, зафиксирована максимальная глубина Красного моря – 2850 м. Далее на север в переходной зоне глубины центрального трога сохраняются на уровне 2000 м, а глубины отдельных впадин достигают 2500 м. В северном сегменте, где экструзивная зона отсутствует, глубины моря падают в среднем до 1100–1200 м, даже в осевых впадинах они не превышают 1600 м.

Рассмотренные особенности строения красноморского рифта отражают историю его развития, стадийность рифтогенеза и эволюцию спрединга в ее временной последовательности. Так, северный его сегмент находится в настоящий момент на самой поздней стадии континентального рифтогенеза, в переходной зоне происходит формирование молодой океанической коры, которая развита локально, в виде отдельных изолированных участков, а на южном отрезке рифта процесс формирования коры океанического типа уже завершен, самый древний ее возраст составляет ~ 5 млн лет.

Глава II
Типизация гидротермально-осадочных образований активных зон Мирового океана

The Chapter presents a classification of the entire complex of modern hydrothermal-sedimentary deposits of the World Ocean. The classification is based on the indication as follows:

1 – correlation of hydrothermal (endogenous) and biogenic-terrigenous (exogenous) matter, 2 – dominant mineral composition of the ore matter, and 3 – forms and scales of ore localization.

Quantitative correlation between endogenous (ore) and exogenous components is estimated on the basis of geochemical modules. These are: (Fe+Mn)/Ti - titanium, or N.M. Strakhov's modul, and Al/(Al+Fe+Mn) - aluminium, or K. Boström's module.

Values of geochemical modules (concentration of the ore matter) permit to subdivide all oceanic hydrothermal-sedimentary deposits into two types. The first type includes "ore-bearing" deposits with (Fe+Mn)/Ti > 100, Al/(Al+Fe+Mn) < 0.1, and Fe+Mn > 30% (for the carbonate-free matter). The second type includes "metalliferous" deposits with (Fe+Mn)/Ti - 25 to 100, Al/(Al+Fe+Mn) - 0.4 to 0.1, and Fe+Mn - 10% to 30%.

On the basis of predominant mineral composition of the ore matter the ore-bearing deposits could be subdivided into sulfide, oxide, and silicate ones.

Sulfide deposits are represented by massive sulfide bodies, by lense to layered deposits, or by vein to impregnated mineralization in the rocks of the oceanic crust. Iron-manganese oxide deposits are represented by lense to layered bodies and iron-manganese crusts on the surface of bottom and mineralization within rocks. Silicate deposits are represented by lense to layered bodies and mineralization within hydrothermally altered rocks.

As a rule, ore-bearing deposits tend to localize in the nearest vicinity to the centers of hydrothermal discharge.

Metalliferous sediments demonstrate wider areal of their distribution. The Chapter characterizes mineral and chemical composition of each determined variety of hydrothermal sediments. It also contains general considerations on depositional environments.

Как известно, Красное море – лишь одно из звеньев глобальной рифтовой системы Мирового океана, где развиты богатые металлами отложения, формирование которых связано с гидротермальной деятельностью. К настоящему времени открыты многочисленные участки гидротермальной разгрузки в рифтовых зонах Тихого, Атлантического и Индийского океанов и связанные с ними разнообразные гидротермальные и гидротермально-осадочные рудопроявления.

зоне [Martinez, Cochran, 1989]. Линейные магнитные аномалии здесь не обнаружены, фиксируются лишь единичные изолированные изометричные аномалии над местами внедрения в континентальную кору океанических базальтов [Girdler, 1985]. Северная часть красноморского рифта характеризуется весьма слабой сейсмической активностью [Fairhead, Girdler, 1970].

Скорости спрединга по простиранию рифта также неодичаковы. В южном сегменте на 17° с.ш. они составляют 1,49 см/год [Girdler, 1985], в районе впадины Нереус (23° с.ш.) – 1,06 см/год, на 25° с.ш. – 1 см/год [Cochran, Martinez, 1988], а еще севернее, в районе 26–28° с.ш., – 0,5 см/год [Wong, Degens, 1984].

Детальные магнитные исследования, проведенные И.И.Беляевым и Г.М.Валяшко в южном сегменте в районе 18° с.ш., позволили выявить существенные изменения скоростей спрединга во времени, т.е. неравномерный, пульсационный характер раздвижения. Было показано, что максимальная скорость спрединга на этом участке (до 3 см/год) отвечает возрасту 0,89–0,69 млн лет, к настоящему времени она снизилась до 1,04 см/год [Зоненшайн и др., 1981]. Можно предположить, что приведенное Р.Гирдлером значение (1,49 см/год) отвечает не современному этапу, а усреднено для более длительного периода времени.

По простиранию красноморского рифта происходит также последовательное изменение его глубин. В районе 15° с.ш. средняя глубина центральной экструзивной зоны составляет 1100 м, на 18° с.ш. – 1300 м, на границе южного и среднего (переходного) сегментов экструзивная зона находится на глубине 2200–2300 м, здесь же, в районе впадины Суакин, зафиксирована максимальная глубина Красного моря – 2850 м. Далее на север в переходной зоне глубины центрального трога сохраняются на уровне 2000 м, а глубины отдельных впадин достигают 2500 м. В северном сегменте, где экструзивная зона отсутствует, глубины моря падают в среднем до 1100–1200 м, даже в осевых впадинах они не превышают 1600 м.

Рассмотренные особенности строения красноморского рифта отражают историю его развития, стадийность рифтогенеза и эволюцию спрединга в ее временной последовательности. Так, северный его сегмент находится в настоящий момент на самой поздней стадии континентального рифтогенеза, в переходной зоне происходит формирование молодой океанической коры, которая развита локально, в виде отдельных изолированных участков, а на южном отрезке рифта процесс формирования коры океанического типа уже завершен, самый древний ее возраст составляет ~ 5 млн лет.

Глава II
Типизация гидротермально-осадочных образований активных зон Мирового океана

The Chapter presents a classification of the entire complex of modern hydrothermal-sedimentary deposits of the World Ocean. The classification is based on the indication as follows:

1 – correlation of hydrothermal (endogenous) and biogenic-terrigenous (exogenous) matter, 2 – dominant mineral composition of the ore matter, and 3 – forms and scales of ore localization.

Quantitative correlation between endogenous (ore) and exogenous components is estimated on the basis of geochemical modules. These are: (Fe+Mn)/Ti - titanium, or N.M. Strakhov's modul, and Al/(Al+Fe+Mn) - aluminium, or K. Boström's module.

Values of geochemical modules (concentration of the ore matter) permit to subdivide all oceanic hydrothermal-sedimentary deposits into two types. The first type includes "ore-bearing" deposits with (Fe+Mn)/Ti > 100, Al/(Al+Fe+Mn) < 0.1, and Fe+Mn > 30% (for the carbonate-free matter). The second type includes "metalliferous" deposits with (Fe+Mn)/Ti - 25 to 100, Al/(Al+Fe+Mn) - 0.4 to 0.1, and Fe+Mn - 10% to 30%.

On the basis of predominant mineral composition of the ore matter the ore-bearing deposits could be subdivided into sulfide, oxide, and silicate ones.

Sulfide deposits are represented by massive sulfide bodies, by lense to layered deposits, or by vein to impregnated mineralization in the rocks of the oceanic crust. Iron-manganese oxide deposits are represented by lense to layered bodies and iron-manganese crusts on the surface of bottom and mineralization within rocks. Silicate deposits are represented by lense to layered bodies and mineralization within hydrothermally altered rocks.

As a rule, ore-bearing deposits tend to localize in the nearest vicinity to the centers of hydrothermal discharge.

Metalliferous sediments demonstrate wider areal of their distribution. The Chapter characterizes mineral and chemical composition of each determined variety of hydrothermal sediments. It also contains general considerations on depositional environments.

Как известно, Красное море – лишь одно из звеньев глобальной рифтовой системы Мирового океана, где развиты богатые металлами отложения, формирование которых связано с гидротермальной деятельностью. К настоящему времени открыты многочисленные участки гидротермальной разгрузки в рифтовых зонах Тихого, Атлантического и Индийского океанов и связанные с ними разнообразные гидротермальные и гидротермально-осадочные рудопроявления.

Гидротермально-осадочные образования в общем виде характеризуются эндогенным источником рудного вещества и нормально-осадочным способом их отложения, т.е. выпадение гидротермальных частиц в осадок, его захоронение и распределение по площади контролируются морфометрией донной поверхности, гидрологическим режимом и физико-химическими условиями осадконакопления. Формирование гидротермально-осадочных отложений происходит в результате двух основных, параллельно идущих конкурирующих процессов – нормальной биогенно-терригенной седиментации и выпадения из гидротермальных растворов эндогенных, в том числе рудных, компонентов, при этом происходит смешение фонового, осадочного материала с гидротермальным веществом. Осадочная матрица, в свою очередь, может быть полигенной и состоять из генетически разнородного материала – терригенного, биогенного, аутигенного, вулканогенного (пирокластического, вулканокластического, эдафогенного).

Широкий диапазон соотношений гидротермального и нормально-осадочного вещества, а также вариации условий выпадения, захоронения и распределения рудных компонентов определяют изменчивость и большое разнообразие типов и разновидностей гидротермально-осадочных накоплений дна Мирового океана, что, в свою очередь, вызывает необходимость их систематизации и разработки классификационных основ, в рамках которых должны найти свое место и рассматриваемые красноморские осадки.

Было предпринято несколько попыток типизации гидротермально-осадочных образований активных зон Мирового океана. Так, Дж.Эдмонд с соавторами в условиях срединно-океанических хребтов выделил три характерных типа металлоносных осадков: 1) отложения, богатые Fe и Mn; 2) практически чистые гидроксиды; 3) богатые Fe, бедные Mn сульфидные отложения. Предполагается, что все они образуются в результате гидротермальной деятельности, а вариации состава контролируются степенью разбавления высокотемпературных гидротерм обычной морской водой. Формирование сульфидов, по мнению указанных авторов, происходит при минимальном разбавлении первичных растворов, изливающихся непосредственно на дно океана; гидроксиды Mn, образующие корки, выпадают из охлажденных кислородсодержащих растворов, включающих лишь несколько процентов первичного флюида, а железомарганцевые осадки отражают промежуточные стадии процесса [Edmond et al., 1979].

В 1978 г. на конференции по металлогении океанских спрединговых зон Д.Кронан предложил подразделить все металлоносные отложения активных центров спрединга на три типа: 1) отложения сульфидов, ассоциирующихся с силикатами и оксидами, примером которых могут служить рудные илы Красного моря; 2) обособленные, локальные отложения силикатов и оксидов, развитые главным образом на срединно-океанических хребтах; 3) широко распространенные, преимущественно оксидные отложения железа и марганца, составляющие главную массу металлоносных осадков срединно-океанических хребтов [Cronan, 1979]. Возникновение разных типов металло-

носных осадков рассматривается как результат последовательного фракционирования и осаждения минеральных фаз из гидротермальных растворов, при этом предполагается, что на самых ранних стадиях выпадают сульфиды, затем силикаты и последними – оксиды металлов.

В основу классификации гидротермальных отложений рифтовых зон Мирового океана, предложенной Э.Бонатти, положены условия их локализации, по которым выделены четыре группы рудных накоплений: 1) штокверково-вкрапленные и массивные сульфидные рудопроявления, развитые внутри магматических (преимущественно офиолитовых) комплексов; 2) массивные сульфидные руды типа "черных курильщиков", оксигидроксидные отложения железа и марганца и силикатные железные руды, приуроченные к устьевым зонам разгрузки гидротерм на дне океана; 3) отложения, формирующиеся на некотором удалении от источников гидротерм и подразделяющиеся на две группы: а – оксиды и гидроксиды металлов, силикаты и стратифицированные сульфиды типа красноморских, формирующиеся вблизи выходов гидротерм, и б – оксиды, гидроксиды и силикаты, перемещенные на значительные расстояния от участков разгрузки; 4) пластовые залежи гидроксидов, силикатов и сульфидов различных металлов, образующихся синхронно с выпадением терригенного материала на участках рифтов, расположенных недалеко от суши [Bonatti, 1983].

В этом варианте, как и в предыдущих, отсутствуют такие важные показатели, как геохимические характеристики и конкретные минеральные парагенезы, а главное – не учитывается соотношение в осадках генетически разных компонентов, т.е. степень их металлоносности, именно поэтому некоторые разновидности отложений совершенно произвольно называются рудами.

В целом, рассмотренные выше примеры формальной типизации мало пригодны для их практического использования при исследовании океанской металлогении. Главная причина заключается в отсутствии четких объективных критериев, на основе которых проводится расчленение исключительно пестрых по составу и распространенности гидротермально-осадочных образований активных зон Мирового океана.

Более подробная и аргументированная типизация такого рода отложений была предложена Е.Г.Гурвичем, Ю.А.Богдановым и А.П.Лисицыным. В пределах развития океанской коры в открытом океане ими выделены и в общем виде охарактеризованы следующие группы гидротермальных и гидротермально-осадочных накоплений: 1) сульфидные образования в толще океанской коры; 2) сульфидные массивные тела на поверхности океанского дна; 3) железомарганцевые гидротермальные корки; 4) гидротермально-осадочные металлоносные образования (металлоносные осадки) морей и открытого океана. Отдельно выделены отложения глубоководных впадин Красного моря, как водоема, отчлененного от океана, и древние металлоносные осадки дна спрединговых хребтов, которые разделяются на металлоносные осадки дна океанов и металлоносные образования древних спрединговых хребтов [Гурвич и др., 1984].

В отличие от предыдущих классификаций в этой схеме учитывается комплекс таких признаков, как условия локализации, состав отложений и особенности их геохимии, однако единые классификационные принципы попрежнему отсутствуют, в основу выделения отдельных групп положены разные критерии, нет количественной оценки степени металлоносности отложений.

Отсутствие общей типизации широкого спектра гидротермально-осадочных накоплений современных морей и океанов, созданной на основе четких классификационных критериев, чрезвычайно затрудняет сравнительное их исследование, создает большую терминологическую неопределенность при описании и характеристике этой важной группы минеральных образований. Так, например, одни и те же отложения глубоководных впадин Красного моря фигурируют в литературе как рудоносные, рудные или металлоносные осадки без пояснения геохимического и металлогенического смысла этих терминов. В то же время, металлоносными принято называть осадки, содержащие не менее 10% Fe+Mn в пересчете на бескарбонатное вещество [Лисицын, 1978]. В соответствии с этим определением, в одну категорию попадают нормальные осадки, содержащие гидротермальный материал в виде примеси, и накопления, практически целиком сложенные рудными компонентами.

Учитывая, что гидротермальная и гидротермально-осадочная металлогения Мирового океана – одна из самых молодых отраслей геологической науки, разработка обоснованной и полной классификации минеральных образований этого генетического типа, по-видимому, – дело будущего. Однако и сейчас на базе имеющегося фактического материала можно выделить и охарактеризовать целый ряд разновидностей, создав тем самым схематическую основу для будущей, возможно, более полной классификации.

Нам представляется наиболее целесообразным все гидротермально-осадочные отложения активных зон Мирового океана разделить прежде всего по степени их металлоносности, т.е. по соотношению эндогенного (гидротермального, эксгалятивного) рудного вещества и экзогенной, фоновой составляющей, независимо от конкретных особенностей слагающих ее компонентов. Более дробное подразделение предлагается проводить по таким признакам, как основной тип химических соединений рудного вещества и характер локализации осадков.

Самым объективным критерием, позволяющим на количественной основе оценить степень обогащения осадков эндогенным материалом, являются геохимические модули, среди которых широко применяются титановый (Fe+Mn)/Ti [Страхов, 1974] и алюминиевый Al/(Al+Fe+Mn) [Boström, Peterson, 1969].

В основе модульного метода геохимического анализа лежат фундаментальные свойства химических элементов, отражающиеся в их миграционной способности и в образовании тех или иных минеральных фаз. Малая подвижность таких элементов-гидролизатов, как Al и Ti, в гипергенных низкотемпературных процессах давно установлена в работах Б.Б.Полынова, Н.М.Страхова,

А.И.Перельмана, Н.А.Лисицыной и др. Так, при исследовании процессов выветривания в природных и лабораторных условиях показано, что в ряду подвижности химических элементов Al и Ti всегда занимают крайнее положение, относясь к числу наименее миграционноспособных [Лисицына, 1973].

Н.М.Страховым была подчеркнута общая геохимическая закономерность, характерная для глин, песчано-алевритовых пород и бокситов разного возраста, которая заключается в постоянстве соотношений Al и Ti [Страхов, 1962].

Анализ большого фактического материала (собственного и литературного) позволяет утверждать, что та же закономерность в полной мере присуща современным металлоносным и рудным образованиям активных зон Мирового океана, древним гидротермально-осадочным рудам, а также океанским пелагическим осадкам. Этот вывод сделан на основании представительных данных по распределению Al, Ti, Fe и Mn в различных типах современных отложений морей и океанов, а также в древних гидротермально-осадочных рудах, приведенных в табл. 1, и наглядно демонстрируется на фиг. 2.

Как следует из фиг. 2, во всех типах рассматриваемых осадочных и гидротермально-осадочных образований между Al и Ti имеется сильная прямая корреляционная связь (коэффициент корреляции для более чем 700 образцов равен +0,977 при 95%-ном доверительном интервале). В то же время, между Al и главными рудными компонентами Fe+Mn корреляционная зависимость обратная (коэффициент корреляции -0,864 при 95%-ном доверительном интервале).

В целом, низкие содержания Al и Ti представляют собой характерную геохимическую особенность металлоносных и особенно рудных гидротермально-осадочных накоплений дна океана, что и обусловило первоначальное их название как "бедные алюминием железомарганцевые отложения" [Boström, Peterson, 1969].

Установленная для гидротермально-осадочных отложений парагенетическая связь алюминия с титаном и закономерное уменьшение концентрации этих элементов с ростом содержания гидротермальных рудных компонентов – железа и марганца – достаточно определенно свидетельствует о присутствии подавляющей части Al и Ti в составе литогенных (терригенных, вулканогенных) частиц.

Приведенные в табл. 1 данные показывают, что в глинах океанов и континентов отношение титана к алюминию в среднем составляет 0,054, в базальтах срединно-океанических хребтов – 0,103. На фиг. 2 точки, соответствующие континентальным и океаническим глинам, занимают крайнее левое положение, точки, соответствующие базальтам срединно-океанических хребтов, – крайнее правое.

В подавляющем большинстве случаев различные типы металлоносных и рудных образований по значениям Ti/Al занимают промежуточное положение между глинами и океаническими базальтами (см. табл. 1, фиг. 2), что свидетельствует о смешанном составе их литогенной матрицы, главными компонентами которой являются терригенные глины и продукты базальтового вулканизма.

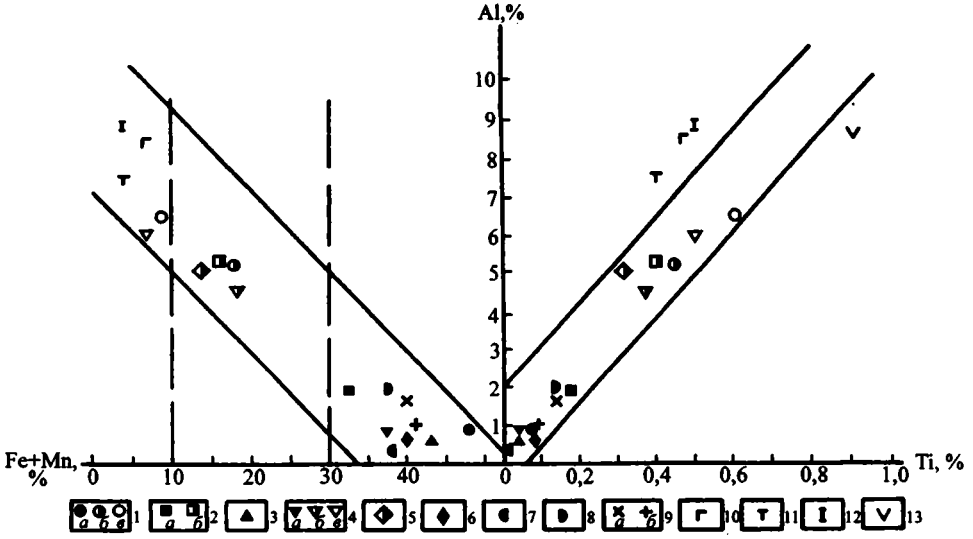
Таблица 1. Средние содержания Al, Ti, Fe и Mn в бескарбонатном веществе (в %) и средние значения геохимических модулей в разных типах осадков и пород

Местоположение и тип осадка *	Al	Ti	Fe	Mn	Ti/Al	Fe+Mn / Ti	Al / Al+Fe+Mn	Литературный источник
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Рифтовая зона Красного моря:								Металлоносные осадки Красного ..., 1986; данные автора
Рудоносные осадки, впадины: Атлантис-II (135)	0,97	0,07	35,7	1,41	0,07	530	0,02	
Тетис (35)	1,19	0,12	34,9	13,0	0,1	400	0,02	
Гипсум (25)	1,65	0,09	38,8	0,36	0,05	435	0,04	
Дискавери (8)	0,87	0,08	55,8	0,41	0,09	700	0,015	
Альбатрос (9)	0,34	0,04	50,1	0,23	0,10	1300	0,016	
Эрба (5)	0,5	0,05	50,0	0,2	0,10	1000	0,01	
Шагара (5)	0,5	0,03	35,4	18,6	0,06	1800	0,009	
Среднее (222)	0,86	0,07	42,9	4,9	0,08	683	0,015	
Металлоносные осадки, впадины: Дискавери (14)	5,36	0,5	20,3	2,4	0,09	45	0,19	
Альбатрос (10)	5,8	0,47	15,0	0,9	0,08	34	0,27	
Эрба (17)	4,1	0,35	17,7	0,9	0,09	53	0,18	
Шагара (6)	6,2	0,56	11,6	4,4	0,09	29	0,27	
Нереус (19)	5,0	0,38	14,6	3,27	0,08	47	0,22	
Суакин (13)	5,3	0,43	16,5	3,5	0,08	46	0,21	
Среднее (79)	5,29	0,45	15,9	2,5	0,08	41	0,22	
Нормальные осадки (55)	6,5	0,6	7,8	0,7	0,09	14	0,43	
Восточно-Тихоокеанское поднятие								Мигдисов и др., 1979; Boström, Peterson, 1969
Ось хребта и зоны разломов (17)	1,98	0,18	24,0	8,25	0,09	180	0,06	
Фланги хребта (111)	5,42	0,4	9,69	5,89	0,07	39	0,26	
Среднее (128)	4,35	0,32	18,1	6,20	0,07	72	0,16	
Галапагосская рифтовая зона								Мигдисов и др., 1979; Hoffert et al., 1980
Fe-Mn-отложения (13)	0,76	0,04	5,64	37,2	0,05	1070	0,01	
Силикатные отложения – смектиты (39)	0,95	0,06	20,5	0,5	0,06	350	0,04	

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Срединно-Атлантический хребет:								
Площадь FAMOUS:								Hoffert et al., 1980
Fe-Mn-отложения (2)	0,62	0,04	10,5	27,0	0,06	940	0,01	
Силикатные отложения – смектиты (7)	0,76	0,04	22,9	2,87	0,05	645	0,03	
Гидротермальное поле TAG								Shearme et al.,1983
Поверхностные металлоносные осадки	4,5	0,37	17,9	0,6	0,08	50	0,19	
Нормальные осадки	5,9	0,49	5,7	0,5	0,08	14	0,49	
Район тройственного сочленения хребтов Индийского океана (219)	5,42	0,31	11,85	2,47	0,06	45	0,25	Металлоносные осадки Индийского... 1987
Fe-Mn-осадки Аденского залива (6)	0,78	0,08	2,67	37,92	0,102	508	0,02	Cann et al., 1977
Кальдера о-ва Санторин, Эгейское море (10)	0,40	0,02	37,4	0,09	0,05	1875	0,01	Бутузова, 1969
Район Бану-Вуху (Индонезия)	2,1	0,15	32	5,5	0,07	250	0,05	Зеленов, 1964
Эксгалятивно-осадочные руды Mn								Гаврилов, 1972
Северный Казахстан, ордовик (7)	1,52	0,13	5,2	35,4	0,085	312	0,03	
Восточная Башкирия, девон (11)	0,93	0,06	3,1	38,5	0,065	693	0,02	
Глубоководные красные глины	8,5	0,46	6,5	0,67	0,054	16	0,54	Turekian, Wedepohl, 1961
Пелагические глины Тихого океана	7,59	0,40	4,32	0,28	0,053	11	0,62	Мигдисов и др,, 1979
Глины платформ и геосинклиналей	8,96	0,49	4,73	0,05	0,054	10	0,65	Ронов, Ярошевский, 1967
Базальты срединных океанических хребтов								Золотарев, 1979
Восточно-Тихоокеанское поднятие	8,63	0,96	7,1	0,12	0,111	8	0,54	
Срединно-Атлантический хребет	8,68	0,84	7,4	0,12	0,097	9	0,53	
Хребты Индийского океана	8,74	0,90	6,8	0,13	0,103	8	0,55	
Среднее	8,68	0,90	7,1	0,12	0,103	8	0,54	

* Здесь и далее в скобках – число проб.



Фиг. 2. Соотношения между Al, Ti и суммой рудных компонентов (Fe + Mn) в различных типах осадков и пород

1 – отложения рифтовой зоны Красного моря (а – рудоносные, б – металлоносные, в – нормальные); 2 – отложения Восточно-Тихоокеанского поднятия (а – рудоносные, б – металлоносные); 3 – рудоносные отложения Галапагосской рифтовой зоны; 4 – отложения Срединно-Атлантического хребта (а – рудоносные осадки площади FAMOUS, б – металлоносные осадки геотермального поля TAG, в – нормальные осадки геотермального поля TAG); 5 – металлоносные осадки Индийского океана; 6 – рудоносные отложения Аденского залива; 7 – рудоносные отложения кальдеры о-ва Санторин; 8 – рудоносные отложения района Бану-Вуху (Индонезия); 9 – древние гидротермально-осадочные марганцевые руды (а – Северный Казахстан – ордовик, б – Восточная Башкирия – девон); 10 – глубоководные красные глины; 11 – пелагические глины Тихого океана; 12 – глины платформ и геосинклиналей; 13 – базальты срединно-океанических хребтов

Fig. 2. Ratio between Al, Ti and ore components (Fe + Mn) in various types of sediments and rocks

1 – deposits of the Red Sea rift zone: (a – ore-bearing, б – metalliferous, в – background); 2 – deposits of EPR (a – ore-bearing, б – metalliferous); 3 – ore-bearing deposits of the Galapagos rift zone; 4 – deposits of the Mid-Atlantic Ridge (a – ore-bearing sediments of the FAMOUS area; б – metalliferous sediments of the TAG geothermal field; в – background sediments of the TAG geothermal field); 5 – metalliferous sediments of the Indian Ocean; 6 – ore-bearing deposits of the Gulf of Aden; 7 – ore-bearing deposits of the caldera on Santorini Island; 8 – ore-bearing deposits of the Banu-Wuhu region (Indonesia); 9 – ancient hydrothermal sedimentary manganese ore (a – Nothern Kazakhstan, Ordovician, б – Eastern Bashkiria, Devonian); 10 – deep-sea red clays; 11 – pelagic muds of the Pacific Ocean; 12 – muds of platforms and geosynclines; 13 – basalts of mid-oceanic ridges

Положение о весьма малой миграционной способности Al и Ti в гидротермальном процессе подтверждается результатами прямых анализов термальных растворов рифтовых зон. Если в морской воде содержание Al примерно

в 15 раз, а в океанических базальтах по крайней мере в 1,5 раза превышает содержание Fe, то в океанских гидротермах соотношение этих элементов резко меняется и количество Al на 2–3 порядка ниже, чем Fe. Содержание Al в термальных растворах находится на уровне микроконцентраций и измеряется микрограммами на килограмм. Данные по содержанию Ti в гидротермах в литературе пока отсутствуют, что, вероятнее всего, связано с крайне низким, аналитически не определимым количеством его в растворах.

Доказательство преимущественно литогенной природы алюминия и титана делает вполне обоснованным использование геохимических модулей этих элементов для выявления присутствия в осадках эндогенного рудного вещества и ориентировочной оценки степени его концентрирования в составе металлоносных образований дна океана.

Следует иметь в виду, что рудный материал может содержать и чисто экзогенные компоненты, сорбированные из морской воды, однако общее их количество несопоставимо мало по сравнению с эндогенными железом и марганцем, что позволяет пренебречь сорбированным из воды веществом при оценке гидротермального вклада в общую массу осадка.

Н.М.Страхов, рассмотрев распределение элементов в широком спектре осадочных и гидротермально-осадочных образований, пришел к выводу, что величина титанового модуля для осадков и пород, лишенных гидротермального (эксгалятивного) влияния, как правило, не превышает 25. В общем виде, исключая конкретные экзогенные аномалии, по мнению Н.М.Страхова, "значения модуля, заметно превышающие 25, ... следует рассматривать как достоверное доказательство участия в осадке эксгалятивного компонента" [Страхов, 1976, с. 25].

Величины алюминиевого модуля для нормальных осадков, лишенных примеси рудного вещества, как показали наши расчеты, обычно выше 0,4.

В табл. 1 приведены значения геохимических модулей для широкого спектра современных гидротермально-осадочных образований в сравнении с нормальными осадками и породами, лишенными влияния гидротерм, а также с отдельными типами руд. Таблица демонстрирует широкие пределы изменения модульных величин – от незначительно превышающих терригенный фон до чрезвычайно высоких (>1000) значений для титанового модуля и низких (<0,01) для алюминиевого, что отражает большую вариабельность соотношений в металлоносных накоплениях нормального осадочного материала и эндогенного рудного вещества.

Анализ имеющегося фактического материала показывает, что при значениях титанового модуля >100, алюминиевого <0,1 в бескарбонатном веществе содержится, как правило, более 30% рудных компонентов (в основном Fe + Mn), а гидротермальный материал составляет не менее половины массы осадка.

Учитывая это обстоятельство, предлагается все гидротермально-осадочные отложения по значениям геохимических модулей и содержанию рудного вещества подразделить на два крупных класса: 1) р у д о н о с н ы е – титано-

вый модуль >100, алюминиевый < 0,1, Fe+Mn > 30% (на бескарбонатное вещество), 2) металлоносные – пределы величин титанового модуля 25–100, алюминиевого 0,4–0,1, содержание Fe+Mn – 10–30%.

Важно иметь в виду, что термин "рудоносные" не подразумевает оценки экономической значимости отложений, поскольку при выделении этого класса принимается во внимание лишь соотношение рудных и нерудных компонентов осадка, а не общая масса или запасы минерального сырья; не учитываются также современные его кондиции, технология и стоимость добычи. Поэтому к классу рудоносных отложений могут быть отнесены как потенциальные рудные залежи, так и незначительные рудопроявления, а также рудная минерализация.

Отметим, что Д.Кронен на чисто качественной основе все металлоносные осадки также подразделил на две группы: 1) нормальные и 2) аномальные, т.е. локальные отложения, резко обогащенные металлами, которые нами названы рудоносными [Кронен, 1982].

Более дробное расчленение выделенных классов предлагается проводить по таким признакам, как преобладающий тип химических соединений и характер локализации рудного вещества.

Общая схема типизации рассматриваемых отложений представлена в табл. 2.

Ниже приводится краткая характеристика основных особенностей вещественного состава, морфологии рудных тел и условий локализации каждой из выделенных разновидностей.

Рудоносные отложения

По преобладающему типу химических соединений рудоносные отложения подразделяются на сульфидные, силикатные и оксидные.

Сульфидные отложения. Пространственно и генетически наиболее тесно связаны с высокотемпературной гидротермальной деятельностью и пользуются широким развитием в разных геодинамических обстановках дна Мирового океана – на срединно-океанических хребтах, в островодужных системах и задуговых спрединговых зонах. Минералогически и геохимически они чрезвычайно разнообразны, содержат максимальные количества таких экономически важных металлов, как Cu, Zn, Pb, Ag; некоторые их разновидности промышленно перспективны.

По условиям локализации, морфологии рудных тел и масштабам распространения среди сульфидных отложений выделяются три подтипа.

Массивные сульфидные тела на дне океана. Широко употребляемый в литературе термин "массивные сульфиды" достаточно условен, поскольку не имеет четких морфологических, физических и структурно-текстурных ограничений, а обозначает прежде всего конусовидные холмообразные постройки, расположенные на базальтовом основании дна океана или на поверхности

осадочной толщи. Обычно подобные сооружения увенчаны трубами или каналами, по которым поступали или изливаются в настоящий момент гидротермальные растворы. Диаметр холмов меняется от 1–2 до 20–30 м, высота достигает 50 м (обычно 5–6 м) [Haymon, Kastner, 1981; Hekinian, Fouquet, 1985; и др.].

Одно из наиболее крупных скоплений сульфидных руд обнаружено в пределах Галапагосского рифта, пластовая залежь которых имеет мощность 35 м, ширину – 20–200 м и протяженность порядка 1 км. Предполагается, что сульфидное тело образовалось в результате срастания отдельных, близко расположенных холмов при их отмирании и разрушении [Рона, 1986; Malahoff, 1982; и др.].

Гидротермальные постройки, находящиеся в активной стадии процесса, принято называть "курильщиками", которые в зависимости от температурного режима и дебита источника подразделяются на "черные" и "белые". Для черных курильщиков характерны максимально высокие температуры термальных растворов (>300° С), большие (до 24 м/с) скорости их движения и выделение черного тонкодисперсного взвешенного материала, состоящего главным образом из сульфидов (пирротин, железистый сфалерит). Температуры и дебит белых курильщиков ниже, образующаяся взвесь состоит преимущественно из опалесцирующих масс аморфного кремнезема с небольшой примесью барита и пирита [Haymon, 1983].

Текстурные особенности, минеральный состав и пространственные взаимоотношения материала, слагающего трубы и базальные холмы, свидетельствуют об образовании последних за счет разрушения рудоподводящих каналов и лишь частично при осаждении взвешенных частиц. "Дым" над курильщиками поднимается вверх на несколько сотен метров, основная масса тонкого взвешенного материала рассеивается в ходе водной циркуляции и окисляется [Edmond et al., 1979; Haymon, Kastner, 1981].

Образцы, отобранные из разных участков холмообразных сооружений, крайне неоднородны. Наряду с трубчатыми, ноздреватыми, пористыми агрегатами, встречаются прослои и плитки массивных крупнокристаллических сульфидов, а также образцы с четкой концентрической зональностью. Состав их чрезвычайно сложный. Преобладающими по массе минералами являются сульфиды железа, меди и цинка, присутствуют также галенит, Pb-As-Sb-Ag-сульфосоли и тетраэдрит-теннантит.

Кроме сульфидов, в составе гидротермальных холмов развиты сульфаты (ангидрит, гипс, барит, сульфаты Mg, Cu, Zn и др.), силикаты (преимущественно аморфный кремнезем, тальк, железистые смектиты, реже цеолиты), карбонаты (кальцит), хлориды (атакамит). Наиболее сложным минеральным составом характеризуются отмершие постройки, где широко проявлены продукты окисления первичных гидротермальных образований – гидроксиды Fe, ярозит, элементная сера и др.

Таблица 2. Схема типизации современных гидротермальных и гидротермально-осадочных образований активных зон Мирового океана

Группы отложений			Минералы		Химические элементы		Формы и масштабы распространения	Типичные примеры локализации	Литературный источник
по содержанию рудного вещества	по преобладающему типу химических соединений	по условиям залегания	основные	сопутствующие	основные	сопутствующие			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Рудоносные (Fe+Mn)/Ti> >100; Al/(Al+Fe+Mn)< <0,1; Fe+Mn (в бескарбонатном веществе)>30%	Сульфидные	Массивные	Пирит, халькопирит, марказит, сфалерит, вюртцит, пирротин, кубанит	Ангидрит, гипс, барит, $SiO_{2(аморф.)}$, Fe-смектиты, тальк, сапонит, гидроксиды Fe, сульфаты Mg, Cu, Zn, оксихлориды Cu и др.	Fe, Cu, Zn, S	Si, Mg, Ba, Pb, Cd, Ag, As, Sb, Au, Pt, Co, Ge, Se	Холмообразные постройки, высотой до 50 м, диаметром до 30 м, в местах разгрузки гидротерм	21° и 13° с.ш. ВТП, хребет Хуан-де-Фука, Галапагосский рифт, Калифорнийский залив (впадина Гуаймас), Срединно-Атлантический хребет (26° и 23° с.ш.)	Мигдисов и др., 1979; Рона, 1986; Гидротермальные ..., 1992; Alt et al., 1987; Boström, Peterson, 1969; Edmond et al., 1979; Haymon, Kastner, 1981; Hekinian et al., 1980; Hekinian, Fouquet, 1985; Hoffert et al., 1980; Oudin, 1983; Koski et al., 1984, 1985; Rona, 1985; Thompson et al., 1988 и др.
		Линзовидно-пластовые	Рентгеноаморфные сульфиды Zn, Fe, Cu, сфалерит, халькопирит, пирротин, сульфосоли Cu	Гидроксиды Fe (аморфные, гетит, гематит), Fe-смектиты, $SiO_{2(аморф.)}$ ангидрит, гипс, манганосидериты	Fe, Cu, Zn, S	Si, Pb, Cd, Ag, Sb, Co	Прослои и линзы внутри осадочной толщи, ограниченные размерами впадины-ловушки	Красное море, Солтон-Си (?)	Бутузова, 1984; Металлоносные осадки Красного ..., 1986; McKibben, Elders, 1985
		Прожилково-вкрапленные в базальтах	Халькопирит, пирит, пирротин	Fe-смектиты, кварц, хлорит, карбонаты, цеолиты, гидроксиды Fe, титаномагнетит (?)	Fe, Cu, S	Zn, Si, Ti	Прожилки от долей миллиметра до 10 см в диаметре и микровкрапленность внутри коренных пород	Срединно-Атлантический и Аравийско-Индийский хребты, Коста-Риканский рифт, отдельные участки ВТП	Розанова, Батурин, 1971; Рона, 1986; Bonatti et al., 1976; Hekinian, Fouquet, 1985; и др.
	Силикатные	Линзовидно-пластовые	Нонтронит, смешанослойные Fe-смектиты, селадонит	Сульфиды, гидроксиды Fe, $SiO_{2(аморф.)}$, тальк, сапонит	Fe, Si	K, Mg, Al	Прослои и линзы, уплотненные сгустки и корки в осадочной толще	Красное море, Галапагосский рифт, Калифорнийский и Аденский заливы	Бутузова, 1984; Бутузова и др., 1979; Cann et al., 1977; Hoffert et al., 1980; Londsdale et al., 1980; Varentsov et al., 1983

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		Участки внутри гидротермально-измененных пород	Fe-смектиты	Тодорокит, бернессит, вторичные карбонаты	Fe, Si	K, Mg, Al	Неправильной формы участки и гнезда	Малоантильская островная дуга, Галапагосский рифт	Бутузова и др., 1990; Varentsov et al., 1983
	Оксидные железо-марганцевые	Линзовидно-пластовые	Рентгено-аморфные гидроксиды Fe и Mn, гетит, гематит, лепидокрокит, тодорокит, бернессит, манганит	Fe-смектиты, магнетит, $SiO_{2(аморф.)}$, ферригидрит, Mn-гетит, бузерит, вернадит, асболаны	Fe, Mn	Si, Zn, Cu, Pb	Прослои разной мощности и протяженности в осадочной толще	Красное море, Галапагосский рифт, Срединно-Атлантический хребет (поля TAG, FAMOUS), Калифорнийский и Аденский заливы, активные подводные вулканы (Санторин, Бану-Вуху)	Бутузова, 1969, 1984; Зеленов, 1964; Кронен, 1982; Металлоносные осадки Красного ..., 1986; Cann et al., 1977; Dymond et al., 1973; Haymon, Kastner, 1981; Hoffert et al., 1978; Londsdale et al., 1980; Scott et al., 1974; Shearme et al., 1983; Toth, 1980; Varentsov et al., 1983
		Корки на поверхности осадков и пород	Тодорокит, бернессит, гетит, гидрогетит	Аморфные гидроксиды Fe и Mn, Fe-смектиты, $SiO_{2(аморф.)}$	Mn, Fe	Si, Ca, Mg	Твердые корки толщиной до нескольких десятков сантиметров	Галапагосский рифт, Аденский залив, Срединно-Атлантический хребет, ВТП и др.	Волков, Дубинин, 1987; Кронен, 1982; Рона, 1986; Штеренберг, 1984; Bonatti, 1978; Cann et al., 1977
		Участки внутри гидротермально измененных пород	Тодорокит, гетит	Fe-смектиты, бернессит, гидроксиды Fe	Mn	Fe, Si, Ca, Mg	Неправильной формы участки, гнезда, замещение биогенных и вулканогенных частиц	Малоантильская островная дуга, Галапагосский рифт	Бутузова и др., 1990; Varentsov et al., 1983
Металлоносные (Fe+Mn)/Ti = = 25–100; Al/(Al+Fe+Mn) = = 0,4–0,1; Fe+Mn (в бескарбонатном веществе) = = 10–30%	Оксидные железо-марганцевые	Покровные, "базальные" в подошве осадочной толщи	Рентгено-аморфные гидроксиды Fe и Mn	Fe-смектиты, $SiO_{2(аморф.)}$, гетит, тодорокит, бернессит, вернадит, магнетит, гипс, ангидрит, барит, манганосидериты, оксихлориды Cu и др.	Fe, Mn	Cu, Zn, Pb, V, Ni, Co, Mo, Sb, U, Zr, P, Ba, РЗЭ	Широкие площади (до нескольких миллионов квадратных километров) срединно-океанических хребтов, отдельные впадины рифтовых долин	Юго-восточная часть Тихого океана, Срединно-Атлантический и Срединно-Индийский хребты, впадины Красного моря и др.	Волков, Дубинин, 1987; Кронен, 1982; Гурвич и др., 1984; Лисицын, 1978; Лисицын и др., 1976; Металлоносные осадки Красного..., 1986; Металлоносные осадки Индийского..., 1987; Мигдисов и др., 1979; Страхов, 1974; Штеренберг, 1984; Boström, Peterson, 1969; Dymond et al., 1973; Heath, Dymond, 1977; Edmond et al., 1979; Scott et al., 1974; Shearme et al., 1983; и др.

Стенки труб активных каналов, как правило, имеют в целом темно-серую окраску и характеризуются вполне определенной минералогической, химической и текстурной зональностью. Во внутренних, центральных, частях каналов развиты сульфиды Fe и Cu, представленные в основном халькопиритом и кубанитом, внешняя часть состоит обычно из тонкозернистых кристаллов сфалерита, пирита, марказита и пирротина в ассоциации с ангидритом или баритом. В ряде случаев внешняя зона отделена от внутренней прослоем борнит-халькопиритового состава. На активных участках трубы полые, каналы отмерших курильщиков обычно закупорены сульфидными минералами.

Подробная характеристика минерального состава массивных сульфидов приведена в работах [Alt et al., 1987; Haymon, Kastner, 1981; Hannington, Scott, 1988; Hekinian et al., 1980; Hekinian, Fouquet, 1985; Oudin, 1983; Koski et al, 1984,1985; Styrt et al., 1981; Zierenberg et al., 1984; Гидротермальные ..., 1992; и др.]. Многочисленные химические анализы массивных сульфидов из разных районов свидетельствуют о практическом отсутствии в их составе экзогенного терригенного вещества. Главные слагающие их соединения Fe, Zn, Cu, Si, Mg и S в сумме, как правило, составляют 100%.

В настоящее время массивные сульфиды известны во многих точках срединно-океанических хребтов – ВТП (21°, 13°, 10° с.ш., 20–22° ю.ш.), хребет Хуан-де-Фука, впадина Гуаймас в Калифорнийском заливе, Галапагосский рифт, Срединно-Атлантический хребет (26°, 23° с.ш.).

Линзовидно-пластовые отложения сульфидов. Слоистые сульфидные отложения, развитые внутри осадочной толщи или на ее поверхности и образованные в результате разгрузки гидротерм на дне геоморфологически выраженных глубоководных впадин, согласно имеющимся на сегодняшний день данным, известны лишь в рифтовой зоне Красного моря.

Это связано со специфической обстановкой рудообразования, а именно – с наличием бескислородных, высокоминерализованных вод (рассолов) в местах разгрузки гидротерм. Плотные рассолы, заполняющие геоморфологически выраженные депрессии морского дна, препятствуют проникновению поверхностных кислородсодержащих вод ко дну и создают тем самым условия, благоприятные для сохранения в осадках гидротермальных сульфидов, предохраняя их от окисления. Подробный анализ характера сульфидной минерализации в Красном море приведен в главе IV.

Не исключено, что сульфиды, развитые в плиоцен-плейстоценовых отложениях геотермальной системы Солтон-Си, близки к красноморским по составу, характеру залегания и генезису. Однако имеющихся в литературе данных [McKibben, Elders, 1985] пока недостаточно для подтверждения (или опровержения) этого предположения.

Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация[1]. Этот тип рудной минерализации, так же, как и массивные сульфиды дна Мирового океана,

[1] В отдельных работах образования такого рода называются минерализацией "штокверкового" типа [Рона, 1986]).

ограничен областью существования гидротермальных систем, непосредственно с ними связан и развит в толще океанической коры преимущественно в пределах второго (базальтового) слоя, реже в верхах третьего. Прожилково-вкрапленные сульфиды являются собственно гидротермальными, а не гидротермально-осадочными образованиями, поскольку формируются при разгрузке металлоносных гидротерм в толще коренных пород. Признаки вторичной, прожилково-вкрапленной минерализации в океанических базальтах, обнаруженные как по материалам глубоководного бурения, так и при драгировании пород, зафиксированы в целом ряде участков рифтовых зон, преимущественно в районах со средними и малыми скоростями спрединга (Срединно-Атлантический и Аравийско-Индийский хребты, отдельные участки ВТП, Коста-Риканский рифт и др.

Сульфиды в океанических базальтах обычно образуют прожилки причудливой формы и разной протяженности, по мощности не превышающие 5–10 см, обычно значительно меньше (несколько миллиметров). Помимо жильной минерализации, выполняющей трещины в породах, сульфиды встречаются и в виде тонкорассеянной локальной микровкрапленности, обычно в промежутках между прожилками. В целом масштабы развития вторичных гидротермальных сульфидов в океанской коре незначительны. По составу и минеральным парагенезам они существенно отличаются как от массивных сульфидов дна океана, так и от собственно магматогенных сульфидов коренных магматических пород. Вкрапленные и жильные рудные минералы представлены в основном пиритом, халькопиритом и пирротином, т.е. сульфидами железа и меди, которые находятся в ассоциации с вторичными силикатами (смектиты, хлорит, кварц), реже цеолитами, карбонатами, магнетитом [Bonatti et al., 1976; Hekinian, Fouquet, 1985; и др.].

Характер рудной минерализации в коренных породах на склонах Аравийско-Индийского хребта подробно описан Т.В.Розановой и Г.Н.Батуриным [1971]. Показано, что основные минералы – халькопирит и пирит – образуют прожилковую вкрапленность в кварцево-хлоритовой жильной массе, при этом структурные особенности халькопирита свойственны его высокотемпературным разностям. В базальтах из экваториальной части Срединно-Атлантического хребта в зоне его пересечения с разломом Романш вторичные сульфидные минералы в виде прожилков и обособленных агрегатов также представлены халькопиритом, пиритом и пирротином [Розанова, Батурин, 1971].

Общая геохимическая специфика гидротермальных прожилково-вкрапленных сульфидов заключается в широком развитии железомедной минерализации и редком присутствии сульфидов цинка, что отличает их от массивных залежей и стратифицированных сульфидных отложений.

Силикатные отложения. Одна из характерных минеральных разновидностей рудоносных осадков представлена аутигенными слоистыми силикатами, среди которых господствует группа железистых смектитов. Их присутствие зафиксировано в большинстве гидротермально активных районов Мирового

океана (ВТП, Красное море, Срединно-Атлантический хребет, Аденский залив, Малоантильская островная дуга и др.); наиболее широко железистые смектиты развиты в отложениях Галапагосского рифта.

По характеру локализации и условиям образования силикатные отложения можно разделить на два подтипа: гидротермально-осадочные стратиформные, образующие линзовидные прослои, и собственно гидротермальные, выполняющие участки причудливой формы внутри гидротермально измененных пород разного состава. Первые формируются в результате выпадения из придонных вод аморфных или слабоокристаллизованных кремнево-железистых фаз с дальнейшей диагенетической их трансформацией, вторые – при разгрузке гидротерм до выхода их на дно, т.е. внутри осадков и пород.

Линзовидно-пластовые силикатные отложения. Гидротермально-осадочные железистые смектиты развиты в толще осадков обычно в виде линз и линзовидных прослоев, выделяющихся в разрезе зеленой окраской разнообразных оттенков, часто они уплотнены и образуют слаболитифицированные комки, сгустки и корки. Наиболее распространенной минеральной фазой смектитов являются тетракремниевые нонтрониты, т.е. высокожелезистые слоистые силикаты со слабым замещением Si на Al в тетраэдрических слоях.

Детальное исследование силикатной составляющей гидротермально-осадочного генезиса было проведено в рудоносных осадках впадины Атлантис-II (Красное море), результаты которого будут рассмотрены ниже.

На участках, расположенных в непосредственной близости от гидротермальных источников, отмечается более разнообразный комплекс силикатов и прежде всего широкое развитие Mg-содержащих минеральных фаз (тальк, серпентин, хризотил, керолит, стивенсит, вермикулит). Магниевые силикаты широко развиты в осадках впадины Гуаймас [Lonsdale et al., 1980], во впадине Хесса отмечено присутствие гидротермальных серпентина [Schmitz et al., 1982] и талька [Мурдмаа, Розанова, 1976]. Тальк представляет собой типичную минеральную примесь в массе сульфидных тел на дне океана. В отдельных районах Калифорнийского залива близ гидротермальных источников обнаружены крупные залежи гидротермально-осадочного талька [Lonsdale et al., 1980].

Присутствие во впадине Атлантис-II талька и вермикулита было отмечено в работах [Bäcker, Richter, 1973; Singer, Stoffers, 1981]. Нами в юго-западной части впадины Атлантис-II в местах гидротермальной разгрузки, наряду с обычными слоистыми силикатами нонтронит-селадонитового ряда, был также обнаружен комплекс магнийсодержащих силикатов – тальк, хлорит, сапонит [Бутузова, 1984].

Если для богатых магнием силикатных минералов характерна узкая пространственная и генетическая связь с сульфидными соединениями, то железистые смектиты встречаются в ассоциации с более широким спектром гидротермально-осадочных образований как оксидной, так и сульфидной специализации.

С химической точки зрения рудоносные отложения силикатного состава достаточно гомогенны и характеризуются высокими содержаниями железа, кремния, локально магния при малых концентрациях алюминия, титана, марганца и микроэлементов, в том числе и таких типично гидротермальных, как медь, цинк и свинец.

Значения титанового модуля в силикатных (смектитовых) прослоях и линзах, как правило, значительно выше 100 (350 для Галапагосского района, 645 – на площади FAMOUS), что позволяет уверенно отнести их к типу рудоносных осадков.

Силикаты в гидротермально измененных породах. Эта разновидность гидротермальных образований еще очень слабо изучена. Нами в районе Малоантильской островной дуги (разломная зона Зомби, близ о-ва Гваделупа) драгированием были подняты коренные вулканогенно-осадочные породы, локально интенсивно переработанные термальными растворами. Одним из главных гидротермальных новообразований внутри породы являются слоистые силикаты, образующие участки и гнезда причудливых очертаний зеленого цвета. Они практически мономинеральны и состоят из микроглобулярных выделений и сплошных масс тетракремниевого нонтронита [Бутузова и др., 1990].

В разрезе осадочной толщи Галапагосского рифта также отмечено присутствие новообразованных смектитов, при этом показано, что при разгрузке растворов в поровых пространствах образуются феррисмектиты и селадонит, при взаимодействии гидротерм с кремнисто-карбонатной матрицей – Fe-Al-смектиты [Varentsov et al., 1983].

Гидротермальные смектиты так же, как гидротермально-осадочные, характеризуются крайне низкими содержаниями элементов-примесей (Al, Ti, микроэлементы, в том числе РЗЭ).

Учитывая близость минерального состава и геохимических черт обеих разновидностей смектитовых новообразований, а также возможное их сонахождение в одном и том же осадочном разрезе, не всегда четко можно отбить границы между ними. Наиболее характерная особенность смектитов, образованных при разгрузке гидротерм на дне, заключается в ярко выраженной тенденции изменения их состава, структуры и степени окристаллизованности в ходе диагенеза сверху вниз по разрезу осадочной толщи (селадонитизация). Гидротермальные смектиты в измененных осадках и породах распределены беспорядочно и находятся в сложных соотношениях с другими минеральными новообразованиями. Дальнейшие исследования, возможно, позволят выявить минералого-геохимические и морфологические различия между рассматриваемыми группами смектитов.

Оксидные железомарганцевые отложения. Гидротермально-осадочные образования, состоящие преимущественно из оксидных и гидроксидных соединений железа и марганца, – наиболее распространенный тип рудоносных осадков – и развиты практически во всех гидротермально-активных областях Мирового океана.

По целому ряду признаков (форма залегания, минералого-геохимические особенности, масштабы распространения и условия локализации) они могут быть подразделены на три типа: 1) линзовидно-пластовые рыхлые отложения в толще осадков и на их поверхности; 2) твердые поверхностные корки, развитые на различном субстрате океанского дна; 3) образования, развитые внутри гидротермально измененных пород.

Линзовидно-пластовые отложения. Рудоносные отложения, состоящие в основном из оксигидроксидов железа и марганца, развиты преимущественно в троговых участках рифтовых долин (Красное море, Калифорнийский и Аденский заливы), в осевых частях срединно-океанических хребтов, а также в районах подводной вулканической деятельности некоторых островодужных систем (кальдера о-ва Санторин в Эгейском море; подводный вулкан Бану-Вуху в Индонезии и др.).

Наиболее благоприятной обстановкой для накопления железомарганцевых отложений являются геоморфологически выраженные депрессии дна, представляющие собой естественные ловушки рудного вещества. Эти ловушки могут быть расположены на разных расстояниях от мест гидротермальной разгрузки. Рудные накопления обычно содержат в своем составе примесь биогенных и терригенных компонентов, в зависимости от количества которой значения геохимических модулей варьируют в широких пределах. Так, например, для осадков осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия среднее значение титанового модуля равно 180, для оксидных отложений впадины Атлантис-II (Красное море) >700, для рудных накоплений в бухтах кальдеры о-ва Санторин >1000.

В разрезе осадочной толщи рудоносные отложения в виде прослоев и линз разной мощности неравномерно переслаиваются с нормальными илами, включающими некоторое количество гидротермального материала либо полностью его лишенными.

Минеральный состав железомарганцевых накоплений разнообразен – наряду с широко развитыми рентгеноаморфными фазами, там среди железистых минералов наиболее обычны: гетит, гидрогетит, лепидокрокит, гематит, реже встречаются магнетит, ферригидрит; среди марганцевых фаз обычно преобладает тодорокит, обнаружены также бернессит, бузерит, вернадит, манганит, более редкие минералы, такие, как асболаны и смешанные железомарганцевые фазы (Mn-гетит).

Соотношение Fe и Mn в этом типе отложений также широко варьирует от практически чистых накоплений железа или марганца до смешанных в разных пропорциях Fe-Mn-осадков. Соотношение главных рудных компонентов железа и марганца определяется степенью их фракционирования, что, в свою очередь, зависит от целого ряда факторов (дебит источника и режим гидротермального рудного процесса, физико-химические, геоморфологические и гидрологические условия отложения материала).

Известно, что разделение Fe и Mn в геохимических процессах – явление широко распространенное в природе и ярко проявляющееся в ходе гидротер-

мально-осадочного рудогенеза, что связано с различной миграционной способностью элементов, обусловленной разностью величин их окислительных потенциалов. Железо, как правило, окисляется и выпадает в осадок в непосредственной близости от мест разгрузки гидротерм, обеспечивая достаточно узкую локализацию чисто железорудных отложений. В особых случаях марганцеворудные прослои могут также отлагаться недалеко от устьев источника (Красное море), причины этого явления объяснены в главе VI.

Более подвижный марганец, способный дольше мигрировать в растворе, отлагается обычно на значительных расстояниях от источников. Формирование смешанных железомарганцевых отложений обусловлено прежде всего механическим смешиванием частиц, а также процессами соосаждения и сорбции. В общем виде, при прочих равных условиях, значения Fe/Mn в осадках закономерно уменьшаются по мере удаления от мест разгрузки гидротерм.

Общая геохимическая особенность железомарганцевых рудоносных отложений заключается в их обогащении той же группой элементов, которые образуют сульфидные залежи, т.е. элементами, поступающими в составе термальных растворов, – главным образом медью, цинком и свинцом, и в относительно низких содержаниях других микроэлементов.

Железомарганцевые корки. Известно, что твердые корки и инкрустации, состоящие из оксидных и гидроксидных форм железа и марганца, широко развиты на поверхности дна океана. Среди них выделяются две генетические разновидности – гидротермальные, образующиеся в основном из материала, поступающего на дно в составе эксгаляций и гидротерм, и гидрогенные, т.е. растущие за счет осаждения компонентов из морской воды. Проблема генезиса этих природных образований тесно связана с общей проблемой источников элементов, а также баланса форм железа и марганца в океане и пока еще далека от окончательного решения.

Тем не менее, установлены существенные различия между корками разного происхождения по целому ряду показателей (табл. 3). Эти различия определяются прежде всего интенсивностью поставки рудных компонентов и скоростью их аккумуляции. Из приведенных в таблице данных следует, что скорости роста гидротермальных корок на два порядка выше, чем гидрогенных. Железомарганцевые корки с наиболее высокими скоростями роста приурочены, как правило, к гидротермально активным участкам океанского дна (ВТП, Срединно-Атлантический хребет, Галапагосский рифт, Аденский залив и др.).

В отличие от гидрогенных корок и пленок, развитых на более широких площадях океанского дна, гидротермальные образования в целом характеризуются более низкими содержаниями большинства микроэлементов, в том числе суммы РЗЭ [Toth, 1980; Bonatti, 1978; Cann et al., 1977; Scott et al., 1974; и др.]. Такая общая геохимическая специфика – естественное следствие высоких скоростей аккумуляции рудного вещества, ограничивающих время контакта сорбционно активных частиц гидроксидов Fe и Mn с морской водой и экстракцию из нее микроэлементов.

Таблица 3. Основные различия между гидротермальными и гидрогенными корками

Параметры	Типы корок		Литературный источник
	Гидротермальные	Гидрогенные	
Скорости роста, мм в 10^6 лет	100–1000	1–10	Рона, 1986; Cann et al., 1977; Scott et al., 1974
Содержания микроэлементов	Низкие	Высокие	Bonatti, 1978; Rona, 1978; Toth, 1980
Mn/Fe	>5 (до 50 и выше)	~1	Bonatti, 1978
Fe/Mn	12–237 в железистых 0,002–0,14 в марганцевых	~1	Rona, 1978
Co/Zn	<0,15	~2,5	Toth, 1980
U/Th	>1	<1	Rona, 1978
Ce/La	<2	>2	Волков, Дубинин, 1987
SiO_2 (абиоген.)	Много	Мало	
Основные минералы рудного вещества	Тодорокит, бернессит, гетит, гидрогетит	Широкий комплекс минералов Fe и Mn (вернадит, бернессит, тодорокит, аморфные гидроксиды Fe и Mn, фероксигит, гетит, гидрогетит)	Варенцов и др.,1989; Кронен, 1982; Штеренберг, 1984; Cann et al., 1977; и др.

Гидротермальные корки по сравнению с гидрогенными обеднены микроэлементами в 200-300 раз [Bonatti, 1978], а суммой РЗЭ – на один-два порядка [Toth, 1980]. Однако, как справедливо отмечают И.И.Волков и А.В.Дубинин, такой показатель, как уровень концентрации микроэлементов,так же, как и количество РЗЭ, зависящее от соотношения в корках оксидных форм железа и марганца, не всегда служит надежным критерием генезиса. По их мнению, более информативным для генетической интерпретации является состав РЗЭ, который в гидротермальных образованиях в той или иной степени отражает состав глубинных придонных вод и характеризуется низкими значениями Ce/La и La/Sm [Волков, Дубинин, 1987].

Важным геохимическим индикатором генезиса оксидных корок и инкрустаций служит соотношение в них железа и марганца (см. табл. 3). Если для гидрогенных корок характерен смешанный железомарганцевый состав, то в гидротермальных обычно резко преобладает тот или другой элемент, что определяется фракционированием железа и марганца в гидротермальном рудообразующем процессе.

Минералогия железомарганцевых корок и инкрустаций океанского дна изучена еще недостаточно полно. Однако имеющиеся данные позволяют наметить вполне определенные различия и в минеральном составе генетически разных образований.

В гидротермальных корках среди марганцевых минералов обычно преобладают тодорокит и бернессит, среди железистых – гетит и гидрогетит; гидрогенные корки характеризуются более сложным минеральным составом, там идентифицирован широкий комплекс железомарганцевых минеральных фаз – Fe-Mn-вернадиты, бернессит, гидрогетит, Mn-фероксигит и др.

Учитывая, что формирование корок и инкрустаций происходит в результате осаждения рудных компонентов из морской воды, по-видимому, в одном и том же образовании могут присутствовать элементы, поступившие из разных источников, тем не менее, весь комплекс отмеченных выше признаков позволяет выделять гидротермальные корки в самостоятельную генетическую разновидность.

Оксидные образования внутри гидротермально измененных пород. Подобно гидротермальным силикатам, оксидные фазы, развитые в толще коренных пород за счет разгрузки термальных растворов, изучены крайне недостаточно. Мы располагаем лишь материалом по гидротермально измененным породам вулканически активных участков Малоантильской островной дуги [Бутузова и др., 1990].

Главный рудный компонент внутри вулканогенно-осадочной матрицы представлен гидроксидами Mn в виде колломорфных, почко- и дендритовидных выделений, а также участков замещения биогенных и вулканогенных частиц. Минералы марганца находятся в сложных, незакономерных соотношениях со смектитовым материалом. Рудная масса состоит преимущественно из хорошо окристаллизованного тодорокита и практически не содержит примеси химических элементов, за исключением Mg, Ca и K. На фоне рудного

вещества, состоящего из гидроксидных форм Mn, встречаются редкие участки, обогащенные железом (Fe до 20%). К сожалению, минеральные формы оксидных фаз железа пока не идентифицированы.

Металлоносные отложения

В отличие от рудоносных отложений металлоносные осадки более однообразны как по составу, так и по характеру локализации, кроме того, они менее детально изучены, поэтому в настоящее время нет оснований для более дробного их деления.

Металлоносные осадки включают в себя широкий спектр нормальных илов, состоящих из терригенных, биогенных, аутигенных и вулканогенных компонентов, которые содержат в своем составе эндогенное (рудное) вещество. Вариации соотношений гидротермальных компонентов и экзогенной "матрицы" отражаются в величинах геохимических модулей (титанового – 25–100; алюминиевого – 0,4–0,1).

Общая закономерность локализации металлоносных осадков заключается в их приуроченности к тектонически активным районам океанского дна – главным образом к осевым и склоновым участкам срединно-океанических хребтов и прилегающим к ним районам. Эти осадки наиболее широко распространены в юго-восточной части Тихого океана, занимая площадь порядка 10 млн км^2 [Лисицын и др., 1976]. Металлоносные осадки развиты также в Индийском океане в районе тройственного сочленения Аравийско-Индийского, Центрально-Индийского и Западно-Индийского хребтов на площади около 2 млн км^2 [Металлоносные осадки Индийского ..., 1987], а также на отдельных участках Срединно-Атлантического хребта (геотермальное поле TAG, площадь FAMOUS), в некоторых впадинах Красного моря и др.

Большие площади развития металлоносных осадков обусловлены рассеиванием гидротермальных компонентов по поверхности дна придонными течениями, с этим же связано максимальное накопление рудных компонентов в пониженных участках морского дна – в отдельных впадинах-ловушках и в рифтовых долинах. В работе Л.Е.Штеренберга [1984] подчеркивается аллохтонность рудного вещества металлоносных осадков и отмечается возможность их распространения на достаточно далекие расстояния от мест разгрузки гидротерм.

Гидротермальная составляющая металлоносных осадков представлена в основном мельчайшими (десятые – тысячные доли миллиметров) частицами рентгеноаморфных и плохо окристаллизованных оксигидроксидов Fe(III) и Mn(IV) [Багин и др., 1975; Лисицын и др., 1976; Dymond et al, 1973; Heath, Dymond, 1977]. Помимо рентгеноаморфных гидроксидов, в металлоносных осадках обнаружены тонкодисперсные частицы (<90 Å) суперпарамагнитного гетита и Mn-фероксигита с различным содержанием марганца [Багин и др.,

1993]. Среди окристализованных фаз отмечено также присутствие железистых смектитов, бернессита, вернадита, тодорокита, гетита и гидрогетита. В небольших количествах там обнаружены такие минералы, как магнетит, кристобалит, гипс, ангидрит, манганосидериты, барит, самородные металлы и др. [Лисицын и др., 1976; Штеренберг, 1984; Dymond et al., 1973; и др.]. В металлоносных осадках геотермального поля TAG (Атлантический океан) нами обнаружены значительные количества оксихлорида меди (атакамита) [Бутузова и др., 1989].

По сравнению с нормальными пелагическими глинами океана металлоносные осадки, помимо Fe и Mn, обогащены целым рядом микроэлементов (Cu, Zn, Pb, Ni, Co, V, Mo, Ga, РЗЭ и др.) и обеднены такими литофильными элементами, как Al, Ti и Cr. Им присущ значительно более широкий спектр микроэлементов по сравнению с гидротермально-осадочными рудоносными отложениями. Такая геохимическая специфика металлоносных осадков обусловлена длительным контактом свежеобразованных гидротермальных частиц гидроксидов Fe и Mn с морской водой в ходе их транспортировки от устьев источника до мест захоронения и процессами соосаждения и сорбции микроэлементов из придонных вод. Иными словами, основная часть микроэлементов в металлоносных осадках имеет экзогенный (гидрогенный) источник, о чем свидетельствуют как уровень концентраций элементов и их геохимический спектр, так и модульные расчеты [Мигдисов и др., 1979]. Не исключено, что дальнейшие исследования рудного вещества на первый взгляд гомогенных металлоносных осадков позволят обнаружить определенные вариации их минерального и химического состава, подразделить их на ряд разновидностей и истолковать генетическую природу этих вариаций. По-видимому, генетически родственны и близки по составу современным металлоносным осадкам так называемые базальные железомарганцевые отложения, развитые в основании осадочного чехла океанов, преимущественно на флангах срединно-океанических хребтов.

В заключение следует подчеркнуть, что предложенная схема типизации современных гидротермальных и гидротермально-осадочных океанских образований, вероятно, не охватывает всего их разнообразия; кроме того, границы между некоторыми подразделениями, как было показано, проводятся пока достаточно условно.

Тем не менее, нельзя не учитывать, что каждая минеральная разновидность отражает важнейшие генетические черты единого рудообразующего процесса – его интенсивность и температурный режим, состав и условия разгрузки термальных растворов, физико-химическую, геоморфологическую и гидродинамическую обстановки осаждения и накопления рудного вещества. Поэтому нам представляется, что систематизация пестрых по составу отложений этого генетического типа будет способствовать познанию океанского рудогенеза в целом, а также может быть использована для сравнения их с рудными накоплениями геологического прошлого.

Глава III
Общая характеристика осадков глубоководных впадин Красного моря

The Chapter contains detailed description of sediments from 14 deeps in the axial part of the Red Sea rift zone. Also, the Chapter includes description of background biogenic-terrigenous muds which never suffered hydrothermal influence.

The description of sediments is accompanied by general information on rift deeps (sizes, morphology, and filling solutions).

Hydrothermal-sedimentary deposits are extremely diverse in colors and vary in consistence, physical properties, and chemical composition. This variability is determined previously by the correlation of the background biogenic-terrigenous and hydrothermal matter, mineral composition, and environments of localization.

The regime of the ore-forming process is reconstructed for the each area of hydrothermal discharge on the basis of the structure of sedimentary sections, distribution of ore components in sediments, and both mineral and chemical composition of the ore matter. Also, absolute dating of sediments and physical-chemical conditions in the mineral-forming medium are taken into consideration.

Одна из характерных особенностей гидротермального рудообразующего процесса в Красном море заключается в его приуроченности к глубоководным впадинам, локализованным в осевой части рифтовой структуры. Впадины крайне разнообразны по размерам, морфометрии дна, физико-химическим параметрам придонных вод, а также по строению осадочных разрезов, составу и степени металлоносности заполняющих их осадков.

Большая часть впадин заполнена рассолами, широко варьирующими по мощности, объему, температуре, степени минерализации и концентрации рудных компонентов. В отдельных депрессиях рассолы отсутствуют и осадки контактируют с водой, параметры которой практически не отличаются от обычной морской воды. Самые общие сведения о рифтовых впадинах и заполняющих их рассолах приведены в табл. 4, а схематическое строение развитых там осадков в сочетании с данными по распределению основных рудообразующих металлов демонстрируются на соответствующих фигурах.

При первом знакомстве с отложениями Красного моря, испытывающими влияние гидротермальной разгрузки, обращает на себя внимание чрезвычайная пестрота и разнообразие их окраски, консистенции, физических свойств и вещественного состава. Одна из причин такого разнообразия заключается в

Таблица 4. Характеристика впадин, заполняющих их рассолов [Bäcker, Schoell, 1972; Bäcker, Richter, 1973; Bignell et al., 1976; Schoell, Faber, 1978] и содержание в осадках Fe и Mn

Впадины	Максимальная глубина, м	Площадь, км^2	Рассолы						Содержание в осадках, %			
			мощность, м	площадь поверхности, км^2	T°C	Cl,г/кг	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰	средневзвешенное		максимальное	
									Fe	Mn	Fe	Mn
Суакин		290										
западный бассейн	2850	–	74	2,5	23,9	84,68	+3,35	+33,6	6,20	2,02	13,7	5,10
восточный бассейн	2830	–	54	10,0	24,6	84,81	+3,35	+33,6	10,40	1,30	25,2	5,08
Судан	2800	–	286	5,0	36,2	125,00	+2,57	+16,2	5,70	0,39	9,3	2,10
Эрба	2395	–	19	7,0	27,9	86,50	+2,09	+14,9	13,40	0,47	50,0	4,0
Шагара	2496	–	8	1,0	–	113,00	–	–	7,80	2,80	49,0	39,0
Альбатрос	2133	–	72	1,5	24,4	143,30	+1,10	+7,2	15,30	0,34	58,0	0,77
Дискавери	2224	12	209	11,5	44,8	155,30	+1,13	+7,3	13,80	2,90	59,3	34,00
Атлантис-II	2170	70	170	55,0	65,0	156,03	+1,19	+7,3	35,20	1,17	61,0	38,50
Вальдивия	1673	–	123	4,0	29,5	144,70	+1,83	+11,5	4,90	0,30	15,9	0,54
Тетис	1970	144	–	–	22,6	22,90	–	–	30,80	16,00	60,0	30,50
Нереус		480	–	–	30,2	129,50	+2,86	+18,9	–	–	54,6	21,80
северо-западный бассейн	2432	–	11	1,0	–	–	–	–	5,83	1,53	–	–
юго-восточный бассейн	2458	–	39	3,0	–	–	–	–	7,20	1,70	–	–
Вима	1611	140	–	–	–	22,70	–	–	7,00	0,20	75,0	1,17
Гипсум	1196	–	–	–	–	23,70	–	–	33,30	0,20	48,0	0,50
Кебрит	1573	12	92	2,5	23,3	153,30	+1,00	+10,3	3,50	0,12	7,89	–
Океанограф	1528	15	80	–	–	160,00	–	–	1,68	0,20	–	–
Нормальные морская вода и осадки	2850	–	–	–	21,8	22,50	+1,89	+11,5	3,90	0,54	–	–

Примечание. Здесь и далее в таблицах прочерки – нет данных.

Таблица 5. Средние содержания элементов (в бескарбонатном веществе) и значения геохимических модулей в нормальных осадках Красного моря [Металлоносные осадки Красного ..., 1986; Bäcker, 1976; Baumann et al., 1973; наши данные]

Элемент	Fe	Mn	Al	Ti	Mg	S	Zn	Cu	Pb	Ba
Содержание	7,0	0,7	6,5	0,6	3,1	0,45	500	100	60	310
Элемент	Sb	Ni	Co	Cr	Sc	La	Ce	Sm	Eu	Th
Содержание	1,5	110	20	85	13	18	43	5	0,98	3,2
Геохимический модуль	(Fe+Mn)/Ti			Al/(Al+Fe+Mn)			Ti/Al		Mn/Fe	
Значение	14			0,44			0,1		0,1	

Примечание. Fe, Mn, Al, Ti, Mg, S – в %, остальные элементы – в 10^{-4}%

различных соотношениях генетически разнородных компонентов и прежде всего собственно гидротермальных частиц и экзогенной фоновой матрицы.

Анализ геохимических модулей в осадочных разрезах большинства глубоководных впадин показывает, что там в разных соотношениях развиты все три типа отложений – рудоносные, металлоносные и нормальные, фоновые; значения титанового модуля в осадках колеблются от 10 до >1000. Важно подчеркнуть, что рудные горизонты отдельных разрезов несинхронны по времени образования и несопоставимы по мощности.

Фоновые позднечетвертичные глубоководные отложения Красного моря, развитые как во впадинах, так и за их пределами, представлены алеврито-пелитовыми илами, состоящими из скелетов фораминифер, кокколитофорид, птеропод и терригенных компонентов (глинистые минералы, кварц, полевые шпаты, акцессории); локально присутствует примесь пирокластического и эдафогенного материала (обломки базальтов, вулканическое стекло). Соотношения компонентов в осадках обычно варьируют, однако их средний химический состав меняется незначительно, что особенно важно для оценки влияния гидротермальной деятельности на геохимию нормального осадочного процесса в Красном море.

В табл. 5 приведены средние содержания ряда химических элементов в бескарбонатном веществе фоновых позднечетвертичных глубоководных осадков моря, а также средние значения геохимических модулей.

В отличие от монотонных фоновых илов гидротермально-осадочные отложения глубоководных впадин характеризуются отчетливо выраженной слоистостью и яркой пестрой окраской. Слоистость обусловлена неравномерным чередованием осадков бурого, красного, коричневого, желтого, оранжевого, серого и черного цветов разных оттенков и интенсивности, тол-

щина прослоев меняется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Изменение окраски осадков связано как с вариациями их вещественного состава, так и со степенью окисленности. Так, значения измеренного окислительно-восстановительного потенциала в рудоносных илах впадины Атлантис-II колеблются от -10 до +600 мВ, наиболее обычные величины Ept составляют +150 – +160 мВ.

Карбонатность отложений глубоководных впадин также широко варьирует, при этом максимальными концентрациями $CaCO_3$ (до 60%) характеризуются нормальные, фоновые отложения. Заметное уменьшение содержания карбоната кальция в гидротермальных осадках, вплоть до полного его отсутствия в рудных горизонтах, обусловлено, с одной стороны, относительно малой поставкой на дно биогенных частиц при интенсивной садке гидротермального материала, а с другой – растворением карбонатов в результате излияния на дно кислых рудообразующих растворов. Влажность осадков составляет 60–95%, при этом наибольшей влажностью обладают высокодисперсные рудные илы с характерной гелеподобной консистенцией.

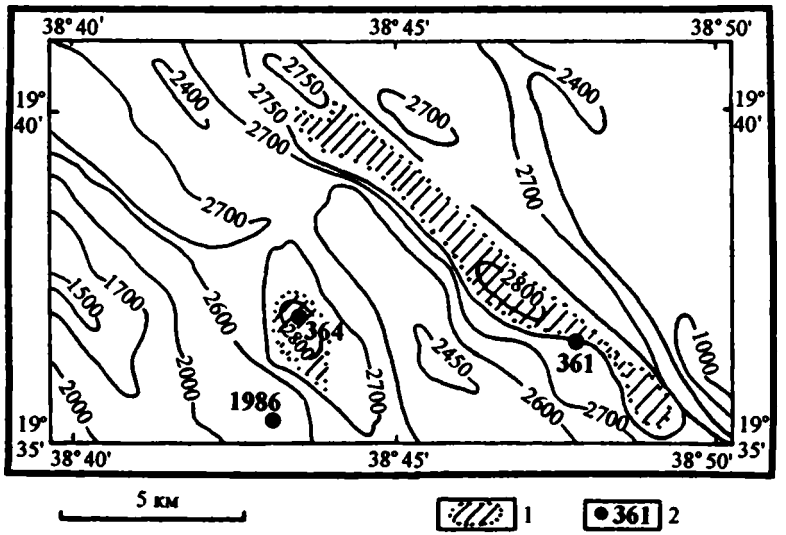
Ниже приводится краткая характеристика впадин и заполняющих их осадков.

Впадина Суакин – самая южная из исследованных впадин – расположена в осевой части рифта в районе с координатами 19°30'–19°40' с.ш. и 38°40'–38°50' в.д., площадь ее 290 км^2, глубина – 2250–2850 м . Впадина Суакин была открыта и оконтурена в 1969 г. в ходе экспедиции на исследовательском судне "Вандо-Ривер"; бассейны с рассолами обнаружены в 1971 г., а детальная батиметрическая карта составлена в 1972 г. в результате работ на и/с "Вальдивия" [Baumann et al., 1973].

Суакинская депрессия имеет сложное морфологическое строение, в целом отражающее строение красноморского рифта. Стенки впадины представляют собой систему тектонических уступов, а центральная, глубоководная часть разделена на два бассейна – восточный и западный, между которыми расположено центральное поднятие, представляющее собой экструзивную зону. В верхней части склонов местами обнажаются верхнемиоценовые эвапориты, а дно впадины сложено базальтами, частично перекрытыми маломощным осадочным чехлом [Baumann et al., 1973].

Впадина Суакин – наиболее глубоководный участок Красного моря, в западном бассейне зафиксирована максимальная его глубина – 2852 м. Батиметрическая схема впадины Суакин, заимствованная из работы [Bäcker, Schoell, 1972], и местоположение станций, где были отобраны осадки, показаны на фиг. 3. Отложения восточного бассейна были изучены на примере ст. 361, западного – на примере двух станций – 364 и 1986.

Основная масса осадков впадины Суакин во всех изученных разрезах сложена обычными для Красного моря глинисто-карбонатными илами, содержащими практически повсеместно неравномерно распределенную примесь гидротермального рудного вещества. Характер распределения в колонках типов осадков и главных слагающих рудное вещество элементов (Fe, Mn, Zn,



Фиг. 3. Батиметрическая схема впадины Суакин [Bäcker, Schoell, 1972]
1 – площадь распространения рассолов; 2 – станции и их номера

Fig. 3. Bathymetric chart of the Suakin Deep and site location (after Bäcker, Shoell, 1972)
1 – brine occurence area; 2 – site location and site number

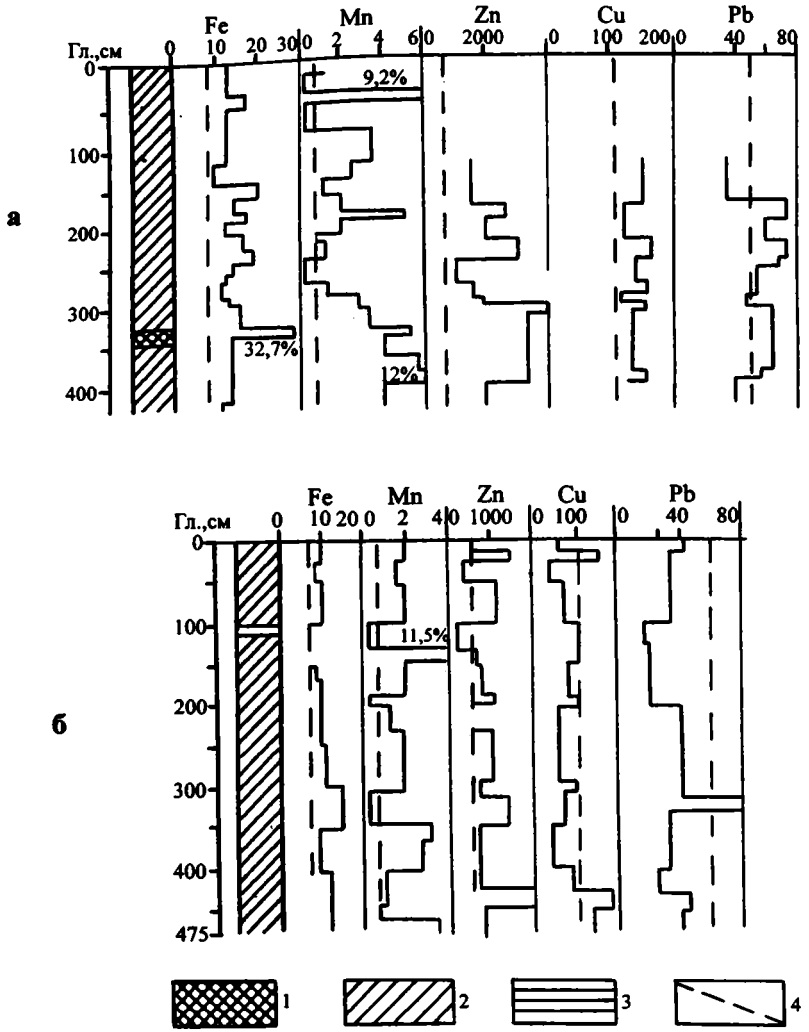
Cu, Pb) показан на фиг. 4а,б; а в табл. 6 приведены некоторые геохимические характеристики осадков.

Как следует из приведенных данных, отложения впадины Суакин, согласно предложенной выше классификации, в подавляющей своей массе относятся к типу металлоносных, маломощный рудный горизонт отмечен лишь в осадочном разрезе восточного бассейна на ст. 361 (интервал 330–340 см).

Рудное вещество в осадках впадины представлено как железом, так и марганцем, корреляция между которыми, как правило, отсутствует (см. фиг. 4а,б). Следует отметить, что содержание рудного вещества в осадках восточной депрессии в целом заметно выше, чем западной (см. табл. 6). Это находит отражение как в значениях геохимических модулей, так и в абсолютных содержаниях элементов, при этом уровень накопления главных рудообразующих металлов (Fe, Mn, Zn, Cu) относительно повышен, а таких литогенных элементов, как Al и Ti, и биогенного $CaCO_3$ соответственно понижен.

Минеральный состав рудного вещества достаточно разнообразен, при этом преимущественным развитием пользуются оксигидроксиды Fe и Mn, кремнево-железистый гель и сульфиды железа, в подчиненном количестве присутствуют железистые смектиты и манганосидериты с переменным соотношением Fe и Mn.

Имеющаяся информация по составу и распределению рудных компонентов в осадочной толще, а также некоторые данные, характеризующие физико-химическую обстановку осадконакопления, позволяют в общих чертах реконструировать основные особенности рудообразующего процесса во впадине Суакин.



Фиг. 4. Строение осадочных разрезов впадины Суакин и распределение в них рудообразующих металлов

а – разрез восточного бассейна (ст. 361), б – разрез западного бассейна (ст. 364)

1–3 – типы осадков: 1 – рудоносные, 2 – металлоносные, 3 – нормальные; 4 – линия, соответствующая средним содержаниям элементов в нормальных осадках Красного моря

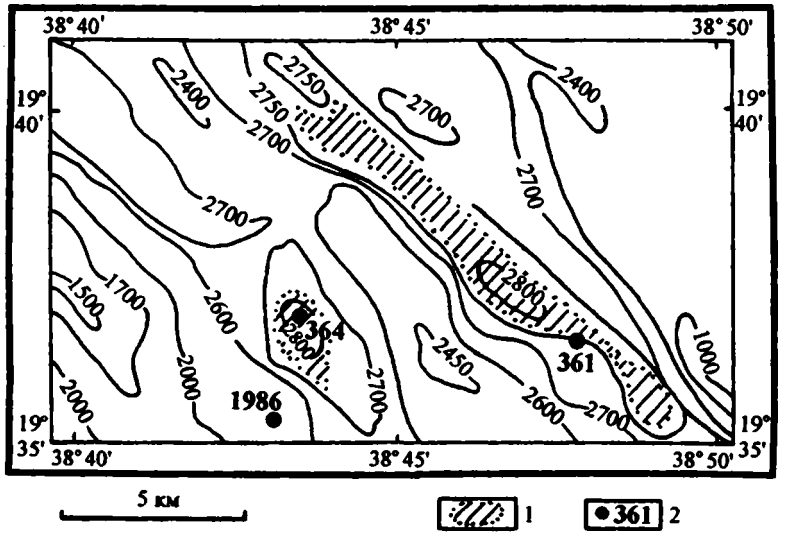
Примечание. Содержания металлов даны в пересчете на бескарбонатное вещество, Fe, Mn – в %; Zn, Cu, Pb – в 10^{-4}%

Fig. 4. Lithology and chemistry of sediments in the Suakin Deep

a – site 361 (East-basin); б – site 364 (West-basin)

1–3 – types of sediments: 1 – ore-bearing, 2 – metalliferous, 3 – background Red Sea sediments; 4 – line of mean concentrations of elements in the background Red Sea sediments

Note. Concentrations of metals are recalculated to the non-carbonate matter: Fe, Mn – %; Zn, Cu, Pb – 10^{-4} %



Фиг. 3. Батиметрическая схема впадины Суакин [Bäcker, Schoell, 1972]
1 – площадь распространения рассолов; 2 – станции и их номера

Fig. 3. Bathymetric chart of the Suakin Deep and site location (after Bäcker, Shoell, 1972)
1 – brine occurence area; 2 – site location and site number

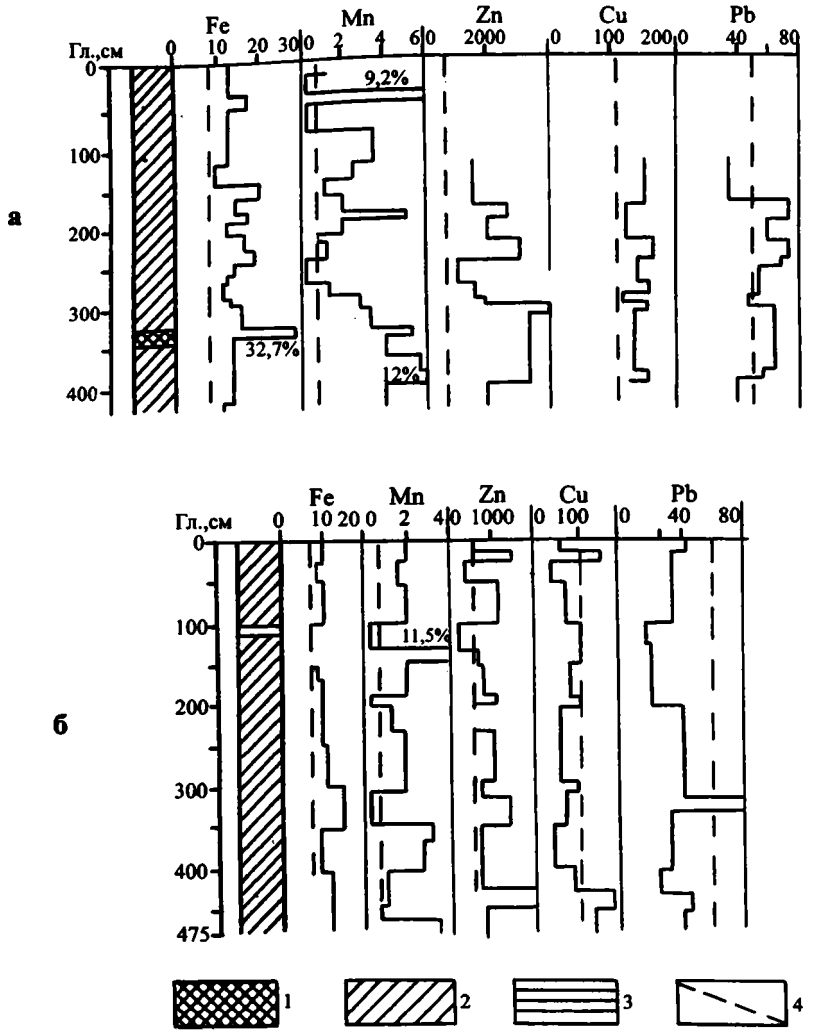
Cu, Pb) показан на фиг. 4а,б; а в табл. 6 приведены некоторые геохимические характеристики осадков.

Как следует из приведенных данных, отложения впадины Суакин, согласно предложенной выше классификации, в подавляющей своей массе относятся к типу металлоносных, маломощный рудный горизонт отмечен лишь в осадочном разрезе восточного бассейна на ст. 361 (интервал 330–340 см).

Рудное вещество в осадках впадины представлено как железом, так и марганцем, корреляция между которыми, как правило, отсутствует (см. фиг. 4а,б). Следует отметить, что содержание рудного вещества в осадках восточной депрессии в целом заметно выше, чем западной (см. табл. 6). Это находит отражение как в значениях геохимических модулей, так и в абсолютных содержаниях элементов, при этом уровень накопления главных рудообразующих металлов (Fe, Mn, Zn, Cu) относительно повышен, а таких литогенных элементов, как Al и Ti, и биогенного $CaCO_3$ соответственно понижен.

Минеральный состав рудного вещества достаточно разнообразен, при этом преимущественным развитием пользуются оксигидроксиды Fe и Mn, кремнево-железистый гель и сульфиды железа, в подчиненном количестве присутствуют железистые смектиты и манганосидериты с переменным соотношением Fe и Mn.

Имеющаяся информация по составу и распределению рудных компонентов в осадочной толще, а также некоторые данные, характеризующие физико-химическую обстановку осадконакопления, позволяют в общих чертах реконструировать основные особенности рудообразующего процесса во впадине Суакин.



Фиг. 4. Строение осадочных разрезов впадины Суакин и распределение в них рудообразующих металлов

а – разрез восточного бассейна (ст. 361), б – разрез западного бассейна (ст. 364)

1–3 – типы осадков: 1 – рудоносные, 2 – металлоносные, 3 – нормальные; 4 – линия, соответствующая средним содержаниям элементов в нормальных осадках Красного моря

Примечание. Содержания металлов даны в пересчете на бескарбонатное вещество, Fe, Mn – в %; Zn, Cu, Pb – в 10^{-4}%

Fig. 4. Lithology and chemistry of sediments in the Suakin Deep

a – site 361 (East-basin); б – site 364 (West-basin)

1–3 – types of sediments: 1 – ore-bearing, 2 – metalliferous, 3 – background Red Sea sediments; 4 – line of mean concentrations of elements in the background Red Sea sediments

Note. Concentrations of metals are recalculated to the non-carbonate matter: Fe, Mn – %; Zn, Cu, Pb – 10^{-4} %

Таблица 6. Содержания рудных элементов и значения геохимических модулей в осадках впадины Суакин (ст. 361, 364, 1986)

Тип осадка	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	$\frac{Fe+Mn}{Ti}$	$\frac{Al}{Al+Fe+Mn}$	Mn/Fe
Металлоносные восточный бассейн (24)	10,1–29,2 16,0	0,53–12,0 3,2	1100–4000 2400	119–171 142	34–76 60	25–100 45	0,13–0,33 0,29	0,03–0,80 0,20
западный бассейн (61)	7,5–19,6 11,0	0,6–11,4 2,5	400–2200 1000	60–198 106	20–84 39	15–49 24	0,20–0,50 0,35	0,06–1,45 0,26
Рудоносные (1)	32,7	5,5	–	–	–	163	0,09	0,17
Среднее (86)	13,9	2,7	1500	120	47	32	0,32	0,22
Нормальные осадки Красного моря	7,0	0,7	500	100	60	14	0,44	0,09

Примечание. Здесь и в табл. 7–20 содержания химических элементов приведены в пересчете на бескарбонатное вещество: Fe, Mn – в %, Zn, Cu, Pb – в 10^{-4}%; в числителе – пределы колебаний, в знаменателе – среднее значение.

Как уже отмечалось, все изученные разрезы практически по всей их мощности содержат примесь рудных компонентов в массе нормальных биогенно-терригенных илов, что является свидетельством непрерывности действия гидротермального источника в районе впадины. В то же время, осадки характеризуются в целом низкими содержаниями рудных компонентов, которые, как правило, не превышают половины массы осадка и относятся к типу металлоносных, что находит свое отражение как в абсолютных содержаниях железа и марганца, так и в значениях геохимических модулей.

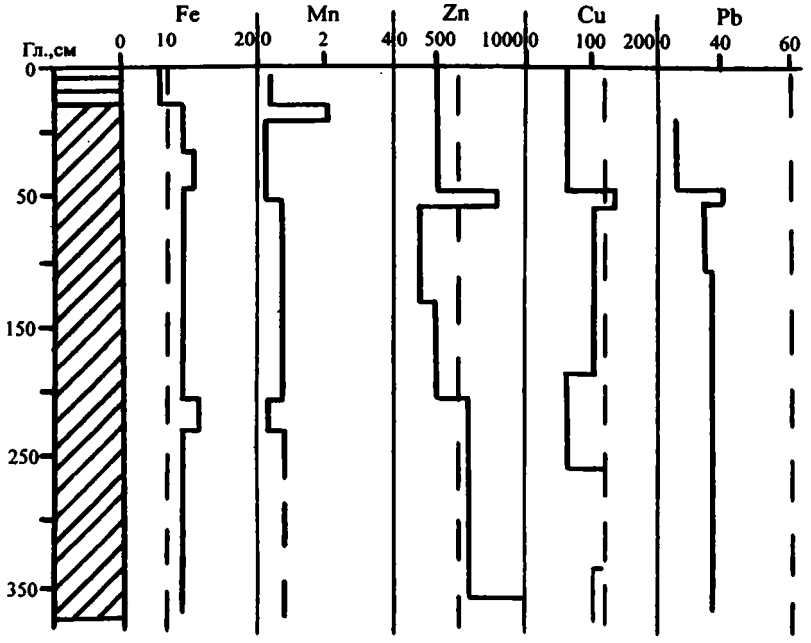
Наблюдаемые в разрезах соотношения фоновой, осадочной матрицы и эндогенной, рудной составляющей являются результатом сравнительно низкого дебита гидротермального источника, а отмеченные выше вариации состава и концентрации рудных компонентов свидетельствуют о колебаниях интенсивности их поставки.

Медленное высачивание на дно термальных растворов определяет сравнительно низкий градиент температур между придонными рассолами и нормальной морской водой (красноморская вода – 22°С, придонные воды восточной депрессии – 24,6°С). Этот же процесс обеспечивает слабое подкисление иловых вод осадочной толщи, pH которых в колонке 1986 меняется от 7,0 до 7,3 при 7,4–7,5 в иловых водах нормальных илов.

Для интерпретации особенностей гидротермальной деятельности во впадине Суакин можно использовать также данные по изотопии кислорода и водорода в заполняющих ее рассолах. Значение $\delta^{18}O$ в рассолах составляет +3,35‰, δD – +33,6‰, что значительно превышает соответствующие величины, характерные для современных вод Красного моря ($\delta^{18}O$ = +1,89‰, δD = +11,5‰) [Schoell, Faber, 1978]. В то же время, по изотопному составу рассолы сходны с иловыми водами, что может служить дополнительным признаком крайне малой скорости разгрузки гидротерм, при которой в придонный слой поступают растворы с изотопными характеристиками поровых вод. Другой возможной причиной утяжеления кислорода и водорода рассолов могут быть обменные реакции между красноморской водой и минералами осадочного разреза.

Продолжительность гидротермальной деятельности можно приблизительно оценить по максимальному возрасту осадков, определенному радиоуглеродным методом. По данным А.Бауманна с соавторами, время накопления металлоносных осадков охватывает голоцен и значительную часть плейстоцена, нижние горизонты одной из колонок датируются возрастом в 63 тыс. лет [Baumann, et al., 1973]. Следовательно, в районе впадины Суакин гидротермальный источник действует по крайней мере в течение 50–60 тыс. лет и продолжает действовать в настоящее время.

Существование современной гидротермальной активности подтверждается как составом поверхностного слоя осадочной толщи, обогащенного относительно фона и железом и марганцем, так и распределением температур в рассолах и в осадочном чехле. В рассолах наблюдается четкая тенденция воз-



Фиг. 5. Строение осадочного разреза впадины Судан (ст. 366) и распределение в нем рудообразующих металлов

Условные обозначения см. на фиг. 4

Fig. 5. Lithology and chemistry of sediments in the Sudan Deep (site 366).
For explanation see Fig. 4

растания температуры от поверхности толщи к придонным водам [Baumann, et al., 1973], а в осадках она несколько выше, чем в придонных водах (в забое колонки 1986 температура осадков 25°С, в придонных водах – 24,6°С).

Таким образом, особенности состава и распределения рудного вещества в осадочной толще в сочетании с характеристиками придонных вод достаточно определенно свидетельствуют о практически непрерывном действии долгоживущего гидротермального источника и весьма слабой интенсивности рудообразующего процесса в районе впадины Суакин.

Впадина Судан расположена севернее впадины Суакин, координаты ее центральной части – 20°03,8' с.ш., 38°30,8' в.д.

Общие черты геологического строения впадины сходны с Суакинской депрессией – в осевой зоне также выделяется центральное поднятие, дно сложено базальтами, локально перекрытыми маломощными молодыми осадками, в бортовых участках обнажаются верхнемиоценовые эвапориты, которые с удалением от осевого трога покрываются плиоцен-плейстоценовыми отложениями.

Впадина Судан заполнена рассолами, мощность которых максимальна для всех рифтовых впадин и составляет 286 м (см. табл. 4). Относительно небольшая площадь поверхности рассолов в сочетании с большой их мощностью обусловлена воронкообразной формой депрессии и значительной крутизной ее склонов, глубина впадины составляет 2800 м.

Осадки впадины Судан были изучены на примере колонки 366, расположенной в области распространения рассолов. Судя по содержанию рудных компонентов и геохимическим модулям (фиг. 5, табл. 7), гидротермально-осадочные отложения во впадине Судан так же, как и в Суакинской депрессии, принадлежат в основном к группе металлоносных осадков, в составе которых примесь рудного вещества распределена сравнительно равномерно. Главным рудным компонентом в изученном разрезе является железо, содержания которого повсеместно превышают фоновые, тогда как количество марганца превышает фон лишь в одном маломощном прослое (45–50 см). Среди малых рудных элементов лишь для цинка отмечается обогащение отдельных горизонтов по сравнению с нормальными осадками Красного моря максимально в 1,5–2 раза, содержание меди и свинца обычно ниже фоновых.

Минералогически рудное вещество представлено гидроксидами железа (рентгеноаморфные, гетит), кремнево-железистым гелем, Fe-смектитами и сульфидами, в составе которых помимо пирита диагностирован грейгит. Минералы четырехвалентного марганца в осадках полностью отсутствуют, а в прослое, обогащенном марганцем (2,6%), наблюдаются рассеянные кристаллы манганосидеритов.

Ограниченность данных по химическому составу рассолов впадины Судан позволяют лишь в самом общем виде реконструировать условия выпадения в осадок рудных компонентов. Тем не менее, можно предположить, что при столь большой мощности и высокой степени минерализации рассолов осаждение рудного вещества в изученном разрезе происходило в анаэробной обстановке, чем и объясняется полное отсутствие в разрезе минеральных форм Mn(IV) и в целом низкие содержания элемента. По данным Р.Бигнелла и др. [Bignell et al., 1976], металлоносные осадки, содержащие до 3% Mn, развиты в краевых, прибортовых участках впадины за пределами распространения рассолов, где кислородом морской воды обеспечивается окисление как железа, так и марганца.

Радиоуглеродным методом был определен абсолютный возраст нижнего горизонта изученного разреза, который составляет ~21 тыс. лет. Гидротермальная деятельность в районе впадины Судан, по-видимому, началась значительно раньше, для установления точного времени ее начала пока данных нет. Можно лишь утверждать, что по крайней мере в течение 20 тыс. лет на этом участке происходила разгрузка термальных вод. Судя по составу осадков, термальная активность была относительно слабой и более-менее равномерной.

Таблица 7. Содержания рудных элементов и значения геохимических модулей в осадках впадины Судан (ст. 366)

Тип осадка	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	$\frac{Fe+Mn}{Ti}$	$\frac{Al}{Al+Fe+Mn}$	Mn/Fe
Металлоносные (10)	8,3–12,2 9,4	0,28–2,6 0,86	250–1100 510	66–145 104	18–64 38	16–46 25	0,42–0,25 0,32	0,03-0,27 0,09
Нормальные осадки Красного моря	7,0	0,7	500	100	60	14	0,44	0,09

Впадина Эрба была открыта в 1972 г. в ходе экспедиции на исследовательском судне "Вальдивия", координаты центра впадины 20°43,8' с.ш., 38°11', в.д., максимальная глубина – 2395 м. Впадина заполнена толщей рассолов небольшой мощности (19 м), площадь зеркала которой 7 км^2 (см. табл. 4).

Осадки изучались на примере колонки, отобранной в северной части впадины за пределами современного распространения рассолов (ст. 399). Во впадине Эрба, в отличие от рассмотренных выше осадков более южных впадин (Суакин, Судан), осадочная толща характеризуется отчетливо выраженной слоистостью и пестрой, яркой окраской, что обусловлено в первую очередь неравномерным чередованием прослоев с резко различным соотношением биогенно-терригенного и рудного материалов. По значениям геохимических модулей во впадине Эрба развиты нормальные илы, практически лишенные гидротермальных компонентов, металлоносные с небольшой их примесью и рудоносные отложения, преимущественно железорудные, где содержание Fe составляет 30–60% (табл. 8).

Общее строение разреза на ст. 399 и распределение в нем рудообразующих металлов показано на фиг. 6. Обращает на себя внимание отсутствие корреляционных связей между элементами и большая изменчивость их содержаний в осадках. Железо присутствует в составе разнообразных минеральных видов, среди которых преобладают рентгеноаморфные гидроксиды как в виде самостоятельных фаз, так и в ассоциации с кремнеземом ("кремнево-железистый гель"), широким развитием пользуются также гетит, магнетит и сульфиды (преимущественно пирит), в подчиненном количестве присутствуют железистые смектиты и сидерит. В отдельных рудных горизонтах, максимально обогащенных цинком и медью, идентифицированы сфалерит и халькопирит.

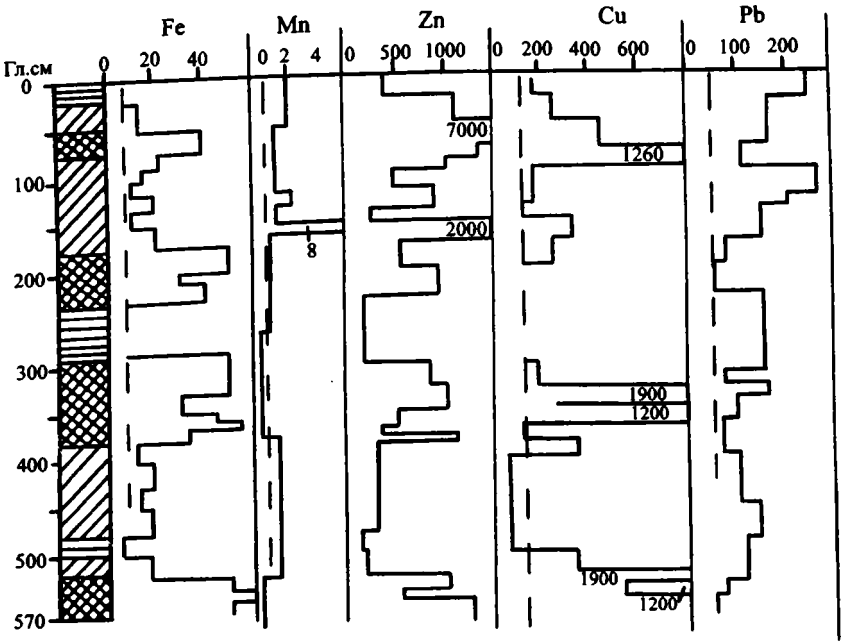
В целом строение разреза осадочной толщи впадины Эрба отражает пульсационный характер рудообразующего процесса, начало которого датируется временем порядка 50 тыс. лет [Bignell et al., 1976]. В течение этого периода выделяются по крайней мере 4 этапа резкой активизации гидротермальной деятельности, что находит отражение в накоплении рудных горизонтов (см. фиг. 6). Судя по составу поверхностных осадков, гидротермальный приток во впадине Эрба в настоящее время чрезвычайно слаб, либо вовсе отсутствует.

Впадина Шагара расположена севернее впадины Эрба на расстоянии 40 км, координаты ее центральной части 21°07,8' с.ш., 38°05,3' в.д., максимальная глубина 2496 м. В наиболее глубокой части имеется рассольная линза (фиг. 7) мощностью всего в 8 м, площадь зеркала которой около 1 км^2. В пределах впадины вне области распространения современных рассолов на глубине 2430 м была получена колонка (ст. 400) длиной 530 см. Толща осадков слоистая, пестро окрашенная, что, как обычно, определяется соотношением фонового материала и гидротермального вещества, а также его составом.

Нижняя часть разреза – от забоя колонки до глубины 375 см – представлена типичными для Красного моря глинисто-карбонатными илами и аналогичны осадкам, расположенным за пределами областей гидротермальной

Таблица 8. Содержания рудных элементов и значения геохимических модулей в осадках впадины Эрба (ст. 399)

Тип осадка	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Fe+Mn / Ti	Al / Al+Fe+Mn	Mn/Fe
Рудоносные (13)	32–60 44,8	0,08–1,05 0,83	370–7000 1240	130–2000 890	50–170 80	110–2000 800	0,09–0,005 0,03	0,02
Металлоносные (15)	8,5–26,2 12,8	0,9–8,0 1,8	145–2000 637	90–1200 300	70–280 145	23–72 48	0,11–0,4 0,25	0,14
Нормальные (6)	6,5–7,9 7,3	0,5–1,7 0,9	174–450 290	80–175 130	120–275 175	14–17 15	0,42–0,53 0,5	0,12
Среднее по колонке (34)	22,8	1,13	865	485	140	200	0,2	0,05
Нормальные осадки Красного моря	7,0	0,7	500	100	60	14	0,44	0,09



Фиг. 6. Строение осадочного разреза впадины Эрба (ст. 399) и распределение в нем рудообразующих металлов

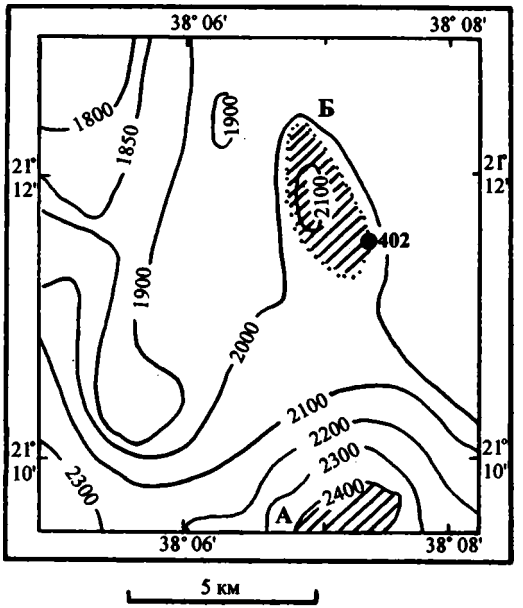
Условные обозначения см. на фиг. 4

Fig. 6. Lithology and chemistry of sediments in the Erba Deep (site 399)

For explanation see Fig. 4

разгрузки. В этой части колонки выделяется лишь один маломощный прослой (419–422 см), резко обогащенный сульфидами и отличающийся максимально высокими для всего разреза содержаниями цинка ($1230 \cdot 10^{-4}$%), меди ($570 \cdot 10^{-4}$%) и свинца ($182 \cdot 10^{-4}$%) (фиг. 8). Средняя часть колонки в интервале 250–375 см представлена металлоносными осадками, на фоне которых выделяются два десятисантиметровых рудных горизонта (315–325 см и 365–375 см), где резко падает карбонатность илов, а значения титанового модуля возрастают до 1000–4000. Основным рудным элементом этой части разреза является железо, концентрация которого в рудных горизонтах составляет 45–53%, а содержания марганца, как правило, ниже фоновых (табл. 9; фиг. 8). Минералогически железорудная фаза представлена рентгеноаморфными гидроксидами, гетитом, пиритом, феррисмектитами.

Верхняя часть осадочной толщи (0–250 см) существенно отличается от нижележащих отложений прежде всего по составу рудного вещества, где главную роль играют гидроксидные соединения марганца, представленные преимущественно рентгеноаморфным материалом, в массе которого диагностированы тодорокит, вернадит, Mn-гетит. В отдельных горизонтах (78–132 см)



Фиг. 7. Батиметрическая схема впадины Шагара (А) и Альбатрос (Б) [Bäcker, Schoell, 1972]

Условные обозначения см. на фиг. 3

Fig. 7. Bathymetric chars of the Shagara (A) and Albatros (Б) deeps [after Bäcker, Schoell, 1972]

For explanation see Fig. 3

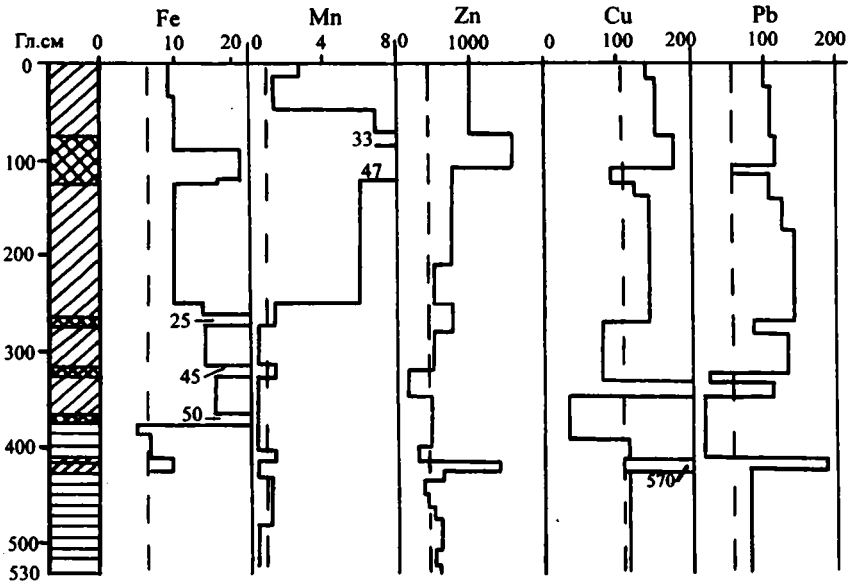
концентрация марганца составляет 23–47% (см. фиг. 8), а среднее его содержание в верхней части разреза 16%.

Время функционирования гидротермального источника в районе впадины Шагара по результатам определения абсолютного возраста осадков оценивается по крайней мере в 40 тыс. лет [Bignell et al., 1976; Металлоносные осадки Красного ..., 1986].

Строение осадочного разреза и наличие в нем рудных горизонтов с достаточно четкими литологическими и геохимическими границами свидетельствует о периодической резкой активизации гидротермальной деятельности. Достаточно надежно можно говорить по крайней мере о трех таких этапах, что привело к формированию железорудных горизонтов. Время образования железорудных пачек оценивается возрастом 20–25 тыс. лет [Металлоносные осадки Красного ..., 1986]. Полное отсутствие в составе рудного вещества минеральных форм окисленного марганца и в целом низкие его содержания в нижней половине разреза позволяют предположить развитие в это время во впадине бескислородных рассолов, а незначительная мощность рудных горизонтов свидетельствует о кратковременности периодов активизации гидротермального источника.

Таблица 9. Содержания рудных элементов и значения геохимических модулей в осадках впадины Шагара (ст. 400)

Тип осадка	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Fe+Mn / Ti	Al / Al+Fe+Mn	Mn/Fe
Рудоносные Fe-рудные (3)	45–53 49	0,7–0,9 0,8	470–580 526	20–220 90	20–33 26	400–4000 1000	0,001–0,01 0,006	0,01
Mn-рудные (3)	11–20 16	23–47 38	1000–1600 1300	90–180 130	80–130 100	2000	0,009–0,08 0,03	2–2,8 2,4
Металлоносные (14)	10–24 13.7	0,9–7,1 2,5	550–1230 810	75–570 190	90–180 122	20–40 30	0,22–0,39 0,30	0,05–0,7 0,3
Нормальные (8)	6–9,5 8,0	0,1–1,3 0,7	350–750 560	90–140 120	60–130 100	11–14 12	0,38–0,48 0,44	0,02–0,19 0,1
Среднее по колонке (28)	16	6,0	750	150	97	100	0,25	0,47
Нормальные осадки Красного моря	7,0	0,7	500	100	60	14	0,44	0,09



Фиг. 8. Строение осадочного разреза впадины Шагара (ст. 400) и распределение в нем рудообразующих металлов

Условные обозначения см. на фиг. 4

Fig. 8. Lithology and chemistry of sediments in the Shagara Deep (site 400)

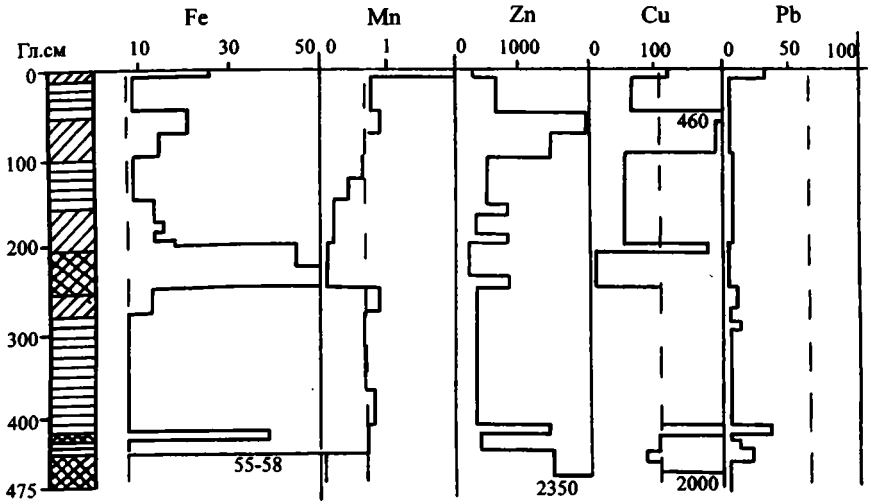
For explanation see Fig. 4

Образование верхней рудной пачки, обогащенной гидроксидами марганца, могло происходить лишь в кислородсодержащей среде. Создание таких условий может быть связано с резким снижением интенсивности гидротермального процесса и, как следствие, с уменьшением размеров и мощности линзы рассолов.

Впадина Альбатрос – небольшая по размерам депрессия с максимальной глубиной 2133 м; координаты ее центральной части 21°11,9' с.ш., 38° 07' в.д. Впадина заполнена толщей рассолов, мощностью 72 м при площади зеркала 1,5 км^2.

По типу строения осадочной толщи впадина Альбатрос близка впадинам Шагара и Эрба. В изученной колонке 402 неравномерно чередуются нормальные, металлоносные и рудоносные отложения (фиг. 9). Существование двух рудных горизонтов с содержаниями железа до 58% (см. фиг. 9, табл. 10) и практически лишенных примеси экзогенного материала фиксируют этапы резкой активизации гидротермальной деятельности, которая в районе впадины Альбатрос, согласно данным радиоуглеродного датирования, проявляется по крайней мере в течение 32–34 тысяч лет [Металлоносные осадки Красного ..., 1986].

Минералогически рудное вещество представлено сложным комплексом железистых фаз – оксидных, сульфидных, силикатных и карбонатных. В нижнем рудном горизонте присутствуют также сульфиды меди и цинка. Об-



Фиг. 9. Строение осадочного разреза впадины Альбатрос (ст. 402) и распределение в нем рудообразующих металлов

Условные обозначения см. на фиг. 4

Fig. 9. Lithology and chemistry of sediments in the Albatros Deep (site 402)

For explanation see Fig. 4

щие низкие содержания марганца и полное отсутствие в осадках изученной колонки минеральных форм Mn(IV) позволяют предполагать существование в этой впадине рассолов на протяжении всей истории формирования гидротермальных отложений.

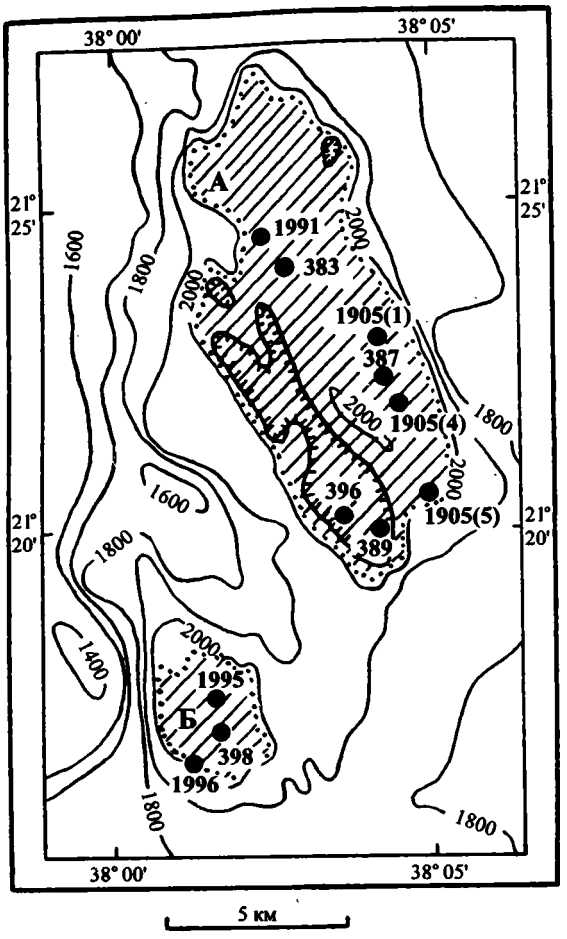
Вопрос о существовании современной гидротермальной разгрузки в районе впадины Альбатрос остается открытым. С одной стороны, сравнительно высокие содержания железа и марганца в поверхностном горизонте осадков (см. фиг. 9) свидетельствуют о достаточно активном поступлении в наддонную воду гидротермальных компонентов, а с другой – имеются данные о понижении температуры рассолов от их поверхности к придонным водам [Bäcker, Schoell,1972]. Существующее противоречие можно объяснить, предполагая, что разгружающиеся в настоящее время гидротермы имеют более низкую температуру по сравнению с растворами, формирующими более древние рудные горизонты.

Впадина Дискавери относится к числу наиболее детально изученных участков развития гидротермальных образований Красного моря, не считая впадины Атлантис-II. Она расположена между впадинами Альбатрос и Атлантис-II, координаты центра – 21°17' с.ш., 38°02' в.д., максимальная глубина – 2224 м.

Впадина Дискавери – одна из немногих глубоководных депрессий осевого трога, структура и морфология которой не совпадают с основным структурно-тектоническим планом красноморского рифта. Морфологически – это

Таблица 10. Содержания рудных элементов и значения геохимических модулей в осадках впадины Альбатрос (ст. 402)

Тип осадка	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	$\frac{Fe+Mn}{Ti}$	$\frac{Al}{Al+Fe+Mn}$	Mn/Fe
Рудоносные (9)	38,3–58,7 50,9	0,1–0,56 0,26	240–2350 988	15–2200 453	10–40 19	138–1700 1025	0,003–0,05 0,008	0,005
Металлоносные (11)	10–26,5 14,7	0,3–2,2 0,84	330–2000 850	33–460 155	15–60 28	15–82 36	0,14–0,4 0,25	0,05
Нормальные (8)	7,0–9,6 7,9	0,28–1,0 0,66	300–540 450	90–180 110	20–65 30	11–17 14	0,43–0,5 0,45	0,08
Среднее по колонке (28)	24,6	0,66	780	240	25	300	0,2	0,02
Нормальные осадки Красного моря	7,0	0,7	500	100	60	14	0,44	0,09



Фиг. 10. Батиметрическая схема впадин Атлантис-II (А) и Дискавери (Б) [Bäcker, Schoell, 1972]
Условные обозначения см. на фиг. 3

Fig. 10. Bathymetric charts of the Atlantis-II (A) and Discovery (Б) deeps [after Bäcker, Schoell, 1972]
For explanation see Fig. 3

воронкообразное углубление с изометричными очертаниями и относительно плоским дном [Ross et al., 1969] (фиг. 10). По контуру изобаты 2000 м длина впадины составляет 4,5 км, ширина – 2,5 км, наклоны бортов крутые (до 40° в западной и южной частях).

Депрессия заполнена толщей рассолов, максимальная мощность которой составляет 209 м, площадь рассолов сравнительно небольшая (11,5 км^2). Температура нижней части рассолов мощностью 175 м – 44,8°С, верхней – 36° С [Bäcker, Schoell, 1972]. По физическим и химическим параметрам четкая граница между слоями рассольной толщи отсутствует, постепенен также переход рассолов к нормальной морской воде.

В отличие от большинства впадин, на дне которых происходит активная гидротермальная разгрузка, температура рассолов впадины Дискавери с течением времени не повышается, а в придонных слоях отмечается отрицательный термический градиент, наиболее четко выраженный в интервале 20–40 м от поверхности дна; температура воды придонного слоя на 0,4°С ниже

вышележащего [Brewer et al., 1969], а температура осадков на 0,5°С ниже покрывающих их вод [Pugh, 1967].

Таблица 11. Химический состав рассолов впадин Дискавери, Атлантис-II и нормальной морской воды Красного моря [Brewer, Spencer, 1969; Craig, 1969; Faure, Jones, 1969; Schoell, Faber, 1978]

Компоненты	Рассолы нижних слоев впадин		Морская вода
	Дискавери	Атлантис-II	
Cl	155,30	156,03	21,13
Br	0,12	0,13	0,073
SO_4	0,70	0,84	2,96
HCO_3	0,03	0,14	0,125
Na	93,05	92,60	11,75
K	2,14	2,63	0,42
Ca	5,12	5,15	0,45
Mg	0,81	0,77	1,41
Sr	$4,6\cdot10^{-2}$	$4,8\cdot10^{-2}$	$9\cdot10^{-3}$
Si	$3\cdot10^{-3}$	$2,7\cdot10^{-2}$	$2,4\cdot10^{-3}$
Fe	$3\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-5}$
Mn	$5\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$4,2\cdot10^{-6}$
Zn	$8\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-6}$
Cu	$7\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-4}$	$5,5\cdot10^{-6}$
Pb	$2\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-8}$
Co	$1,3\cdot10^{-4}$	$1,6\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-6}$
O_2	0,08	нет	2–3
$\delta^{34}S$ (сульфат)	+19,0 – +20,5	+18,2–+21,8	+20,3
$\delta^{18}O$	1,13	1,19	1,89
δD	7,3	7,3	11,5
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,708	0,708	0,7097

Примечание. Содержание O_2 приведено в мл/л, $\delta^{34}S$, $\delta^{18}O$ и δD – в ‰, остальных компонентов – в г/кг.

Состав рассолов впадины Дискавери в сравнении их с нормальной красноморской водой и рассолами впадины Атлантис-II приведен в табл. 11. По основному солевому составу нижние слои рассолов обеих впадин чрезвычайно близки. Практически идентичны в них также изотопные характеристики кислорода, водорода, сульфатной серы и стронция. В то же время концентрации рудных элементов в рассолах впадины Дискавери в целом ниже, чем во впадине Атлантис-II и выше, чем в нормальной морской воде, причем степень этих различий для разных элементов существенно неодинакова. Осо-

бенно резко рассолы различаются по содержанию железа,которого во впадине Дискавери примерно в 300 раз меньше, чем во впадине Атлантис-II, и всего в 10 раз больше, чем в воде Красного моря. Иные соотношения характерны для марганца. Его концентрация в рассолах обеих впадин примерно на 4 порядка выше, чем в обычной красноморской воде. В рассолах впадины Дискавери в небольших количествах (0,08 мл/л) обнаружен кислород [Brewer et al., 1969].

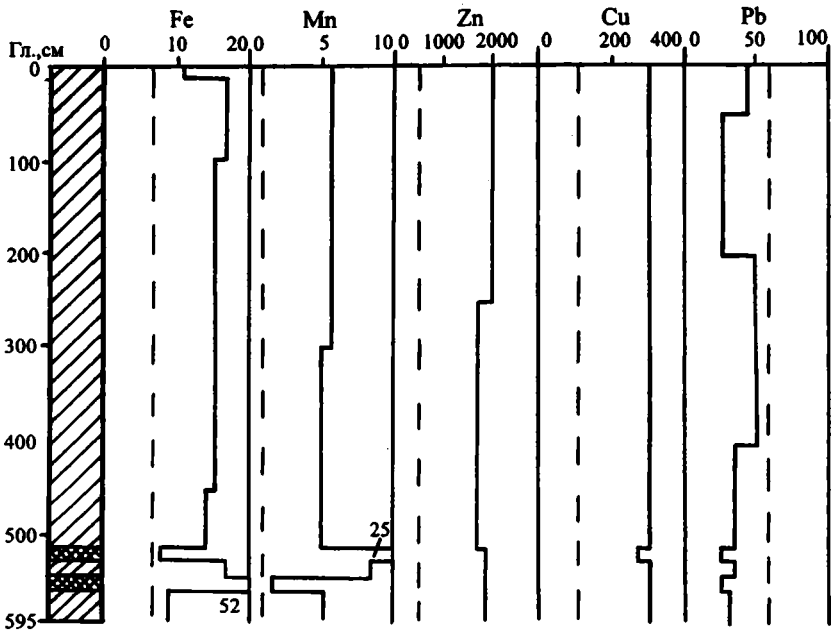
Во впадине Дискавери нами изучены три колонки, расположение которых показано на фиг. 10, а общий характер строения осадочных разрезов – на фиг. 11.

Рассматриваемые отложения характеризуются значительными вариациями степени их металлоносности и химического состава (табл. 12). Вместе с тем, можно выделить некоторые общие особенности строения разрезов и характера распределения в них рудных компонентов. Одна из таких особенностей заключается в сравнительной литолого-геохимической однородности большей, верхней части всех изученных осадочных разрезов. По значениям геохимических модулей осадки относятся к типу металлоносных и характеризуются смешанным железомарганцевым составом рудного вещества. По данным радиоуглеродного датирования, проведенного для одной из колонок (398), эта достаточно монотонная толща осадков практически одновозрастна, время ее образования составляет 10–11 тыс. лет [Металлоносные осадки Красного ..., 1986].

Вторая примечательная черта строения гидротермальных отложений впадины Дискавери заключается в наличии железорудных горизонтов, приуроченных, как правило, к основанию самых длинных колонок (1995 и 1996). (см. фиг. 11). Рудные горизонты отличаются высокими содержаниями железа (55–59%) и практически полным отсутствием примеси биогенных и литогенных компонентов, их видимые мощности составляют более 1 м. Под верхней пачкой монотонных металлоносных осадков в 2-х их изученных разрезов (398 и 1995) развиты рудные горизонты с высокими содержаниями марганца (до 34%) (см. фиг. 11).

Для понимания основных особенностей рудообразующего процесса и его специфики во впадине Дискавери необходимо подчеркнуть некоторые характерные черты строения впадины и гидрохимии заполняющих ее растворов. Как уже отмечалось, морфометрия впадины Дискавери не совпадает с общим структурно-тектоническим планом осевой части рифтовой долины, депрессия имеет изометричную форму, крутые склоны, плоское дно, экструзивная зона отсутствует. Впадины Атлантис-II и Дискавери разделены узкой перемычкой с незначительным перепадом глубин (см. фиг. 10). Заполняющие эти впадины рассолы по основному солевому составу и изотопным характеристикам практически идентичны (см. табл. 11), вместе с тем, в глубинных водах впадины Дискавери фиксируется отрицательный термический градиент, а температура поверхностных осадков ниже придонных вод.

а



Фиг. 11. Строение осадочных разрезов впадины Дискавери и распределение в них рудообразующих металлов

а – ст. 398; б – ст. 1995; в – ст. 1996

Условные обозначения см. на фиг. 4

Fig. 11. Lithology and chemistry of sediments in the Discovery Deep

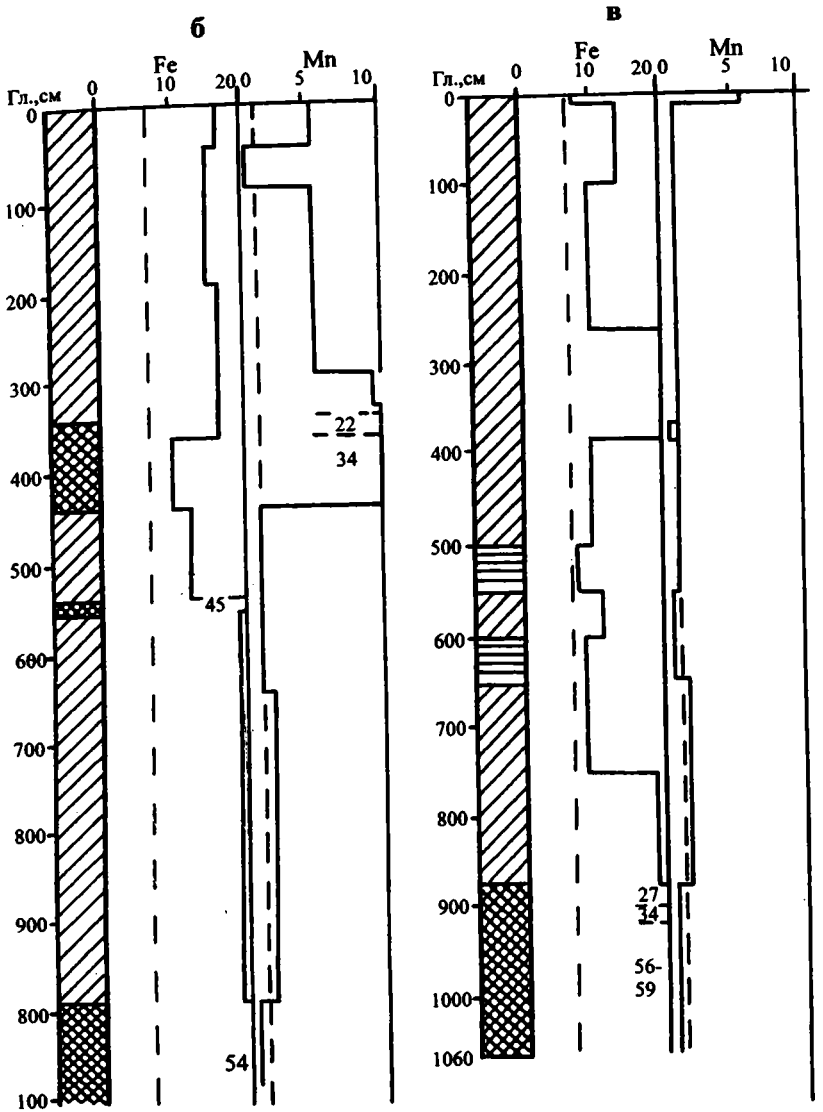
а – site 398; б – site 1995; в – site 1996

For explanation see Fig. 4

Совокупность перечисленных признаков ставит под сомнение существование в районе впадины Дискавери собственного гидротермального источника, во всяком случае для последнего отрезка ее геологической истории. Более вероятным представляется предположение об образовании как металлоносных растворов, так и связанных с ними отложений в результате переливания минерализованных термальных вод из впадины Атлантис-II в периоды максимальной активизации гидротермального притока, когда уровень рассолов превышал высоту разделяющего впадины порога.

Вместе с тем, нельзя полностью исключить возможность действия гидротермального источника во впадине Дискавери на ранних стадиях ее развития, в период формирования нижних, мощных железорудных пачек, развитых в основании осадочных разрезов. Для достоверной реконструкции режима гидротермального процесса на рассматриваемом участке красноморского рифта необходимы дополнительные данные, прежде всего по абсолютному возрасту рудных горизонтов обеих впадин.

Непонятным, на первый взгляд, представляется развитие марганцеворудных горизонтов в толще восстановленных осадков наиболее глубоких частей



депрессии (ст. 398 и 1995) в условиях существования мощной рассольной линзы. Учитывая морфометрические черты впадины Дискавери, можно предположить, что локализация марганцеворудных слоев в значительной степени контролируется процессами гравитационного оползания осадков с крутых склонов, где происходит выпадение основной массы гидроксидных форм марганца. Подобный путь формирования горизонтов с высоким содержанием Mn подтверждается и текстурными особенностями отложений, для которых характерны многочисленные следы смятия, перемешивания, нарушения слоистости и пятнистость окраски. В массе рудного вещества часто заключены светлые линзовидные включения нормального биогенно-терригенного материала и крупнозернистого раковинного песка. Оползневым

Таблица 12. Содержания рудных элементов и значения геохимических модулей в осадках впадины Дискавери (ст. 398, 1995, 1996)

Тип осадка	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Fe+Mn / Ti	Al / Al+Fe+Mn	Mn/Fe
Рудоносные железистые (10)*	49–54 52	0,5–1,5 0,95	1700	250	28	320–580 460	0,03–0,05 0,04	0,01–0,03 0,02
марганцевые (3)	8,9–16,7 12,1	22,2–38,0 29,7	1780	275	27	190–460 325	0,02–0,05 0,04	1,3–36 2,7
Металлоносные (36)	13,4–24,3 16,9	0,9–12,0 4.7	1500–2370 1745	282–337 308	30–59 46	37–82 60	0,11–0,24 0,18	0,06–6,6 0,37
Нормальные (9)	7–9 7,5	0,3–1,0 0,7	–	–	–	10–15 13	0,3–0,5 0,45	0,03–0,2 0,07
Среднее по впадине (58)	20	4,5	1750	300	40	120	0,18	0,3
Нормальные осадки Красного моря	7,0	0,7	500	100	60	14	0,44	0,09

* Содержания Zn, Cu, и Pb определялись в двух образцах рудоносных осадков.

процессам, помимо крутизны склонов, способствует и характерная для марганцеворудных осадков консистенция. Как правило, это обводненные, очень мягкие, пластичные, высокодисперсные, "маслянистые" илы с характерной темной вишнево-бурой окраской. Отдельные неправильные линзы марганцеворудного материала фиксируются в светлоокрашенных приконтактовых участках нормальных краноморских илов.

Дополнительным аргументом, подтверждающим отсутствие активной гидротермальной разгрузки во впадине Дискавери на протяжении большей части времени ее существования является, на наш взгляд, и характер сульфидной минерализации. Как известно, высокотемпературные гидротермальные сульфиды характеризуются обычно полиминеральным составом и субнулевыми значениями $\delta^{34}S$. В осадках впадины Дискавери преимущественным развитием пользуются сульфиды железа (моносульфид, пирит, грейгит) с облегченной серой, значения $\delta^{34}S$ сульфидов составляют, как правило, -20 – -30‰, что служит показателем низкотемпературных условий их образования в результате процессов бактериальной сульфатредукции.

Таким образом, отложения впадины Дискавери стоят особняком в ряду гидротермально-осадочных образований Красного моря, иллюстрируя возможность накопления рудного материала при отсутствии гидротермального источника на площади развития металлоносных осадков. На этом примере отчетливо выявляются конкретные связи между химическим обликом осадков и физико-химическими условиями среды, а также между морфометрией дна моря и характером локализации рудного материала.

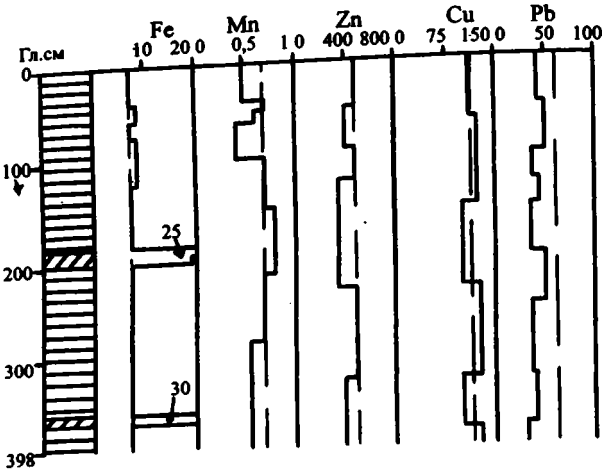
Впадина Вальдивия расположена западнее впадины Атлантис-II (координаты 21°20,8' с.ш., 37°57' в.д.) и по своему положению существенно отличается от большинства гидротермально активных рифтовых депрессий. Впадина находится не в центральной части рифтовой долины, а на западном ее борту, имеет воронкообразную форму, максимальная глубина ее 1673 м, уровень дна примерно на 500 м выше, чем в соседней впадине Атлантис-II. Впадина заполнена рассолами мощностью 123 м с площадью поверхности 4 км^2, соленосные отложения обнажаются не только в бортовых участках депрессии, но и слагают ее дно.

Осадки, изученные на примере одной колонки (ст. 408), в основной своей массе состоят из обычного для Красного моря глинисто-карбонатного материала и практически лишены примеси гидротермального рудного вещества. В разрезе осадков выделяются лишь два маломощных прослоя в интервалах 185–200 см и 360–370 см, где концентрация железа в бескарбонатном материале повышается до 25–30%. Содержания других гидротермальных компонентов (Mn, Cu, Zn, Pb) по всей колонке находятся на уровне их фоновых содержаний, характерных для нормальных красноморских илов (табл. 13; фиг. 12).

Очевидно, что в районе впадины Вальдивия гидротермальный процесс проявлен крайне слабо. На фоне обычной для Красного моря биогенно-терригенной седиментации выделяются кратковременные этапы незначитель-

Таблица 13. Содержания рудных элементов и значения геохимических модулей в осадках впадины Вальдивия (ст. 408)

Тип осадка	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	$\frac{Fe+Mn}{Ti}$	$\frac{Al}{Al+Fe+Mn}$	Mn/Fe
Металлоносные (3)	18,8–30,0 24,5	0,60–0,84 0,72	312–520 420	125–180 150	28–30 29	57–75 65	0,19–0,23 0,21	0,02–0,04 0,03
Нормальные (15)	7,2–9,4 8,2	0,43–0,85 0,64	340–580 470	110–155 130	31–55 42	13–24 17	0,47–0,54 0,5	0,05–0,09 0,08
Среднее по колонке (18)	11,3	0,65	460	135	37	28	0,44	0,06
Нормальные осадки Красного моря	7,0	0,7	500	100	60	14	0,44	0,09



Фиг. 12. Строение осадочного разреза впадины Вальдивия (ст. 408) и распределение в нем рудообразующих металлов

Условные обозначения см. на фиг. 4

Fig. 12. Lithology and chemistry of sediments in the Valdivia Deep (site 408)

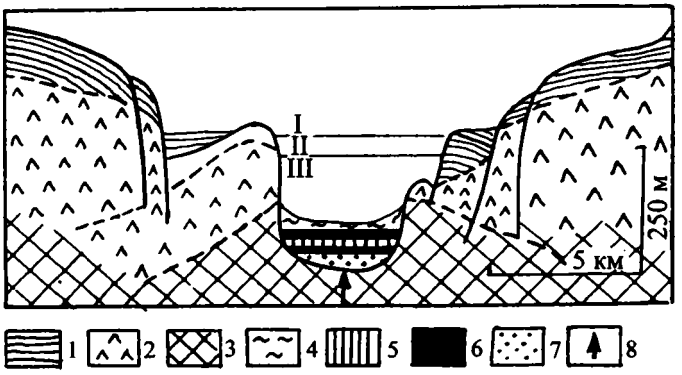
For explanation see Fig. 4

тельной подачи гидротермальных растворов, из которых в условиях рассольной толщи в осадок выпадало только железо, что и нашло отражение в составе рудного вещества.

Впадина Атлантис-II среди многочисленных гидротермально активных участков красноморского рифта занимает особое место. Рудообразующий процесс там проявлен с максимальной интенсивностью, а отложения представляют собой единственную в Красном море экономически ценную рудную залежь или месторождение. Естественно, что осадки впадины Атлантис-II изучены наиболее полно, а различные аспекты их формирования обсуждаются в многочисленных научных публикациях [Hot brines ..., 1969; Bäcker, Richter, 1973; Hartmann, 1973, 1980, 1985; Manheim, 1973; Thisse et al., 1983; Thisse, 1982; Shanks, Bischoff, 1977, 1980; Shoell, Hartmann, 1978; Zierenberg, Shanks, 1983,1986,1988; Missack et al., 1989; Ramboz et al., 1988; Pottorf, Barnes, 1983; и др.].

Изучение процессов осадко- и рудообразования во впадине Атлантис-II легло в основу и наших генетических построений, анализ которых будет проведен в соответствующих разделах книги, поэтому в данной главе мы ограничимся самой общей характеристикой впадины, заполняющих ее вод и осадков, а также основных особенностей рудообразующего процесса.

Впадина Атлантис-II представляет собой удлиненную депрессию, протягивающуюся вдоль простирания оси спрединга в направлении ЮВ-СЗ, размеры ее по изобате 2000 м составляют 14x5 км (см. фиг. 10). Рельеф дна впадины сложный; в центральной части выделяются возвышенности, представляющие собой экструзивную зону, а на юго-западе расположена котловина с максимальными глубинами (до 2170 м), которая также вытянута вдоль оси спрединга и является наиболее тектонически активным участком дна (так называемый "рифт в рифте"). В центральной части юго-западной котловины площадью в несколько квадратных километров локализованы гидротермальные источники, действующие по крайней мере в течение последних 11000 лет [Bäcker, Richter, 1973; Hartmann, 1980; Thisse et al., 1983; Ramboz et al., 1988].



Фиг. 13. Схематический разрез через южную часть впадины Атлантис-II [Thisse et al., 1983]

I – морская вода; II, III – соответственно, верхний и нижний слои рассольной толщи

1 – плиоцен-четвертичные глинисто-карбонатные породы; 2 – миоценовые эвапориты; 3 – базальты океанической коры; 4–7 – литолого-минералогические зоны рудоносных отложений [Bäcker, Richter, 1973]: 4 – аморфно-силикатная (AM), 5 – оксидная (CO), 6 – верхняя и нижняя сульфидные (SU_1 и SU_2), 7 – детритно-оксидно-пиритная (DOP); 8 – разгрузка гидротерм

Fig. 13. Schematic section through the southern part of the Atlantis-II Deep (after Thisse et al, 1983)

I – sea water; II – upper layers of brines; III – lower layers of brines

1 – pliocen to quaternary marls; 2 – miocene evaporites; 3 – oceanic basement; 4–7 – zones of ore-bearing sediments: 4 – amorphous-silicate zone (AM), 5 – oxide zone (CO), 6 – upper and lower sulfide zones (SU_1 and SU_2), 7 – detrital-oxide-pyrite zone (DOP); 8 – hydrothermal discharge

Рудная толща во впадине Атлантис-II залегает непосредственно на базальтах молодой океанической коры, а в бортовых ее частях обнажаются верхнемиоценовые эвапориты и плиоцен-четвертичные глинисто-карбонатные породы. Схематический разрез через южную часть впадины, составленный по данным, опубликованным в работах [Thisse et al., 1983; Металлоносные осадки Красного ..., 1986], представлен на фиг. 13.

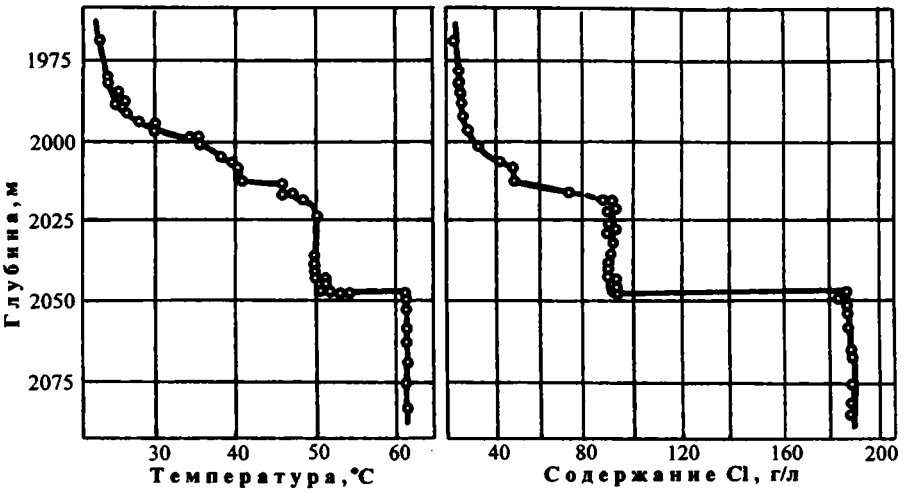
Впадина Атлантис-II заполнена высокоминерализованными термальными рассолами максимальной мощностью ~ 170 м, характерная особенность которых заключается в четко выраженной вертикальной неоднородности. При сравнительно сложной стратификации толщи рассолов в ее пределах выделяются два основных слоя, резко различающиеся по плотности, температуре, солености, кислотно-щелочным свойствам и химическому составу. Общая характеристика состава рассолов приведена в табл.14, а распределение в них температуры и хлорности, по данным М.Хартманна [Hartmann, 1980], на фиг. 14.

Нижний, самый мощный слой рассольной толщи характеризуется максимальными температурами (до 65°С), наиболее высокой соленостью (до 320‰), низкими значениями pH (5,5–5,6) и полным отсутствием кислорода.

Таблица 14. Характеристика рассолов впадины Атлантис-II [Brooks et al., 1969; Brewer, Spenser, 1969; Craig, 1969; Монин и др., 1980; Hartmann, 1980; Shanks, Bischoff, 1980]

Параметры и содержания элементов, г/кг	Толща рассолов, слои		Морская вода	Степень обогащения элементами рассолов относительно морской воды
	нижний	верхний		
Интервал глубин, м	2048–2170	2015–2048	<2000	
T,°C	62–65	45–51	22–26	
Соленость, ‰	316–320	130–153	38–45	
Плотность, г/см^3	1,2	1,1	–	
pH	5,5–5,6	5,9	7,9	
O_2	нет	0,05–0,06	2–3	
Cl	156,03	80,04	21,13	7,38
Br	0,13	0,10	0,073	1,78
SO_4	0,84	2,26	2,96	0,28
Na	92,6	46,9	11,75	7,88
K	2,63	1,24	0,42	6,2
Ca	5,15	2,47	0,45	11,4
Mg	0,77	1,18	1,41	0,55
Ba	$9\cdot10^{-4}$	–	$16,7\cdot10^{-6}$	53,8
Sr	$4,8\cdot10^{-2}$	$2,7\cdot10^{-2}$	$9\cdot10^{-3}$	5,3
Si	$2,7\cdot10^{-2}$	–	$2,4\cdot10^{-3}$	11,5
Fe	$8\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-5}$	4000
Mn	$8\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$4,2\cdot10^{-6}$	20000
Zn	$6\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-6}$	~1000
Cu	$2\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$5,5\cdot10^{-6}$	~40
Pb	$6\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-8}$	~10000
Co	$1,6\cdot10^{-4}$	$1,2\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-6}$	~50

Примечание. Содержание O_2 приведено в мл/л, остальных компонентов – в г/кг.



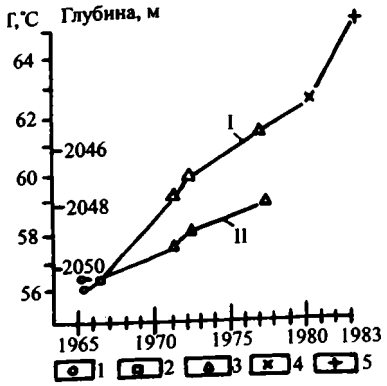
Фиг. 14. Распределение температуры и хлора в толще рассолов впадины Атлантис-II [Hartmann, 1980]

Fig. 14. Distribution of temperature and chlorine in the layer of brines in the Atlantis-II Deep [after Hartmann, 1980]

Важная особенность структуры рассольной толщи заключается в существовании резкой границы между слоями, на которой происходит скачкообразное изменение всех параметров водной массы – температура падает до 51°С, соленость до 153‰, уменьшается плотность, возрастают значения pH, появляется растворенный кислород (см. табл. 14).

Верхний слой мощностью 30 м постепенно переходит в нормальную морскую воду, однако слабое влияние термальных растворов в виде небольших температурных аномалий прослеживается на расстоянии до 70 м над рассолами. Отличительной особенностью химического состава рассолов по сравнению с нормальной морской водой являются высокие содержания в них таких элементов, как Cl, Na, Ca, Si, Ba, Br, Sr, резко повышенные концентрации рудных компонентов Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, а также низкие содержания Mg и SO_4 (см. табл. 14).

Для понимания характера рудообразующего процесса важными представляются данные по динамике изменения температуры и объема (мощности) рассолов, полученные в результате стационарных наблюдений, начиная с 1965г. По данным М.Хартмана, объем рассольной линзы за 12 лет увеличился на 10^7 м^3 – так, в 1965г. он составлял $3{,}0 \cdot 10^9$ м^3, в 1971 – 3,04, в 1972 – 3,06 и в 1977 – $3{,}1 \cdot 10^9$ м^3 [Hartmann, 1980]. Параллельно с увеличением объема рассолов возрастает их температура (фиг. 15), что однозначно свидетельствует о продолжающейся в настоящее время активизации гидротермальной деятельности во впадине Атлантис-II. Изменения объема нижнего слоя рассолов во времени позволили оценить масштабы поступления во впадину термаль-



Фиг. 15. Динамика изменения температуры нижнего слоя рассольной толщи (I) и глубины верхней его поверхности (II) с 1965 по 1983 гг. по данным:

1 – Miller et al., 1966; 2 – Brewer et al., 1969; 3 – Schoell, Hartman, 1978; 4 – Монин и др., 1980; 5 – Thisse et al., 1983

Fig. 15. Dynamic of changes in temperature throughout the lower layer of brines (I) and depth of its upper surface (II) since 1965 through 1983 after:

1 – Miller et al., 1966; 2 – Brewer et al., 1969; 3 – Schoell and Hartmann, 1973; 4 – Monin et al., 1980; 5 – Thisse et al., 1983

ных вод. Оказалось, что средний объем гидротерм, разгружающихся в придонных водах, составляет $9 \cdot 10^6$ м^3 в год или ~ 1000 м^3 в час [Hartmann, 1980]. Температура рассолов во времени возрастает неравномерно и изменяется от 0,27 до 0,9°С в год, что может быть как следствием пульсационного характера поступления термальных вод, так и отражением сложных вариаций их температурного режима. Максимальная интенсивность роста температуры рассолов отмечалась в 1971–1972 гг., затем она несколько снизилась и вновь увеличилась в начале 80-х годов (см. фиг. 15).

Приведенные данные характеризуют распределение средних температур в водной толще всей впадины Атлантис-II; естественно, что в одновозрастных горизонтах толщи рассолов на площади впадины имеются существенные температурные вариации, при этом максимальные температуры отмечены в юго-западной части бассейна, а самые низкие – на его северном участке.

Необходимо подчеркнуть важность детальных стационарных наблюдений над ходом гидротермального процесса, проведенных во впадине Атлантис-II, которые позволяют проследить и понять основные его особенности. Эти особенности заключаются прежде всего в разномасштабном пульсационном характере функционирования гидротермальных источников. Установлено, что общая интенсификация гидротермальной активности протекает неравномерно, на ее фоне выделяются кратковременные этапы усиления или ослабления притока термальных вод. С полной определенностью можно утверждать, что в настоящий момент гидротермальный процесс во впадине Атлантис-II находится в активной стадии.

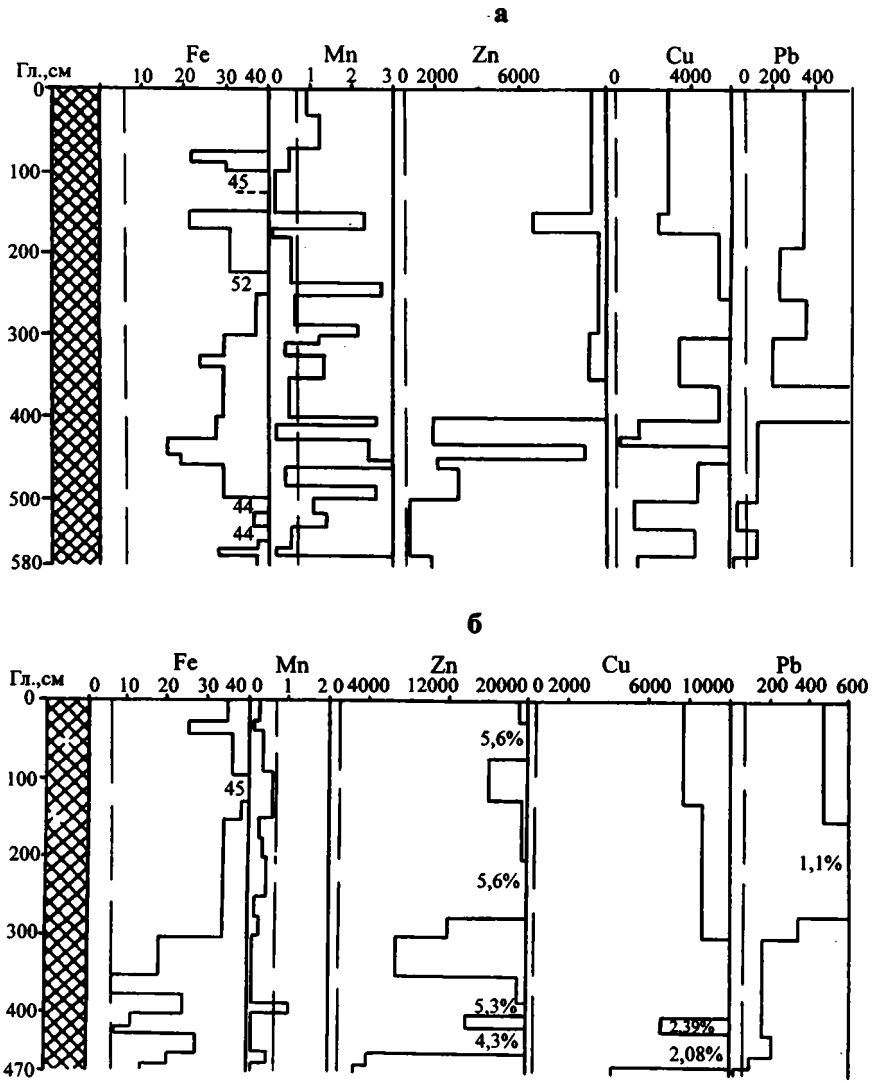
Гидротермально-осадочные отложения впадины Атлантис-II характеризуются большой пестротой и изменчивостью минерального и химического состава как по разрезу, так и по площади впадины, также широко варьируют их мощности, контролируемые сложным рельефом морского дна. Максимальная мощность осадочной толщи по сейсмическим данным составляет 20–30 м.

При всей сложности и изменчивости строения осадков намечается вполне определенная их вертикальная зональность, что позволило немецким ученым Х.Бекеру и Х.Рихтеру создать обобщенную схему строения рудной толщи,

подразделив ее на 5 литолого-минералогических зон – детритно-оксидно-пиритную (DOP), которая залегает непосредственно на океанических базальтах, нижнюю сульфидную (SU_1), центральную оксидную (CO), верхнюю сульфидную (SU_2) и венчающую разрез аморфно-силикатную зону (AM) [Bäcker, Richter, 1973].

Нами были проведены детальные исследования восьми осадочных разрезов, расположение которых показано на фиг. 10. Содержания главных рудообразующих металлов в изученных отложениях впадины Атлантис-II приведены в табл. 15, а их распределение в осадочных разрезах на фиг. 16 (а–г).

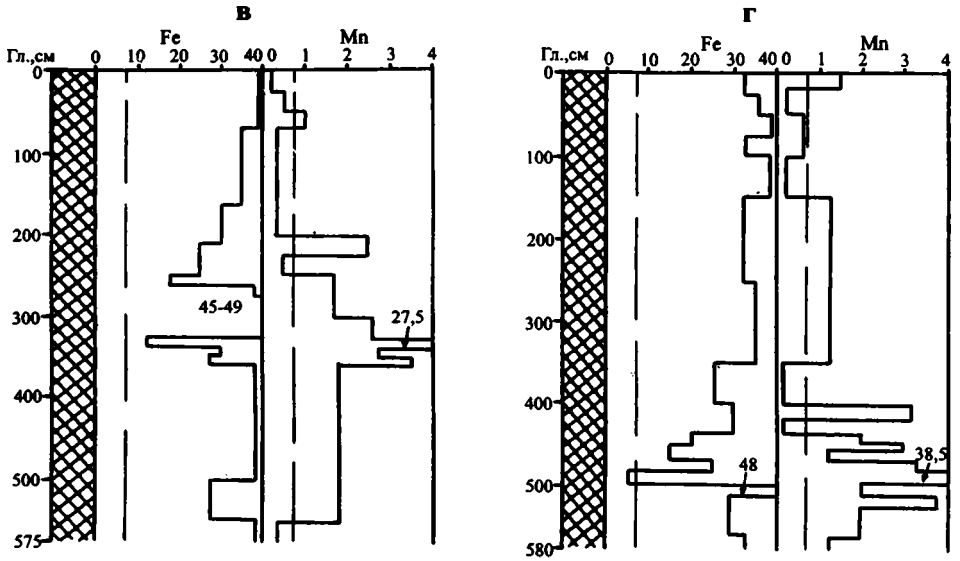
По данным радиоуглеродного датирования осадконакопление во впадине Атлантис-II началось в позднем плейстоцене ~ 20–30 тыс. лет назад с образо-



вания детритно-оксидно-пиритной зоны, состоящей в основном из нормального биогенно-терригенного материала с небольшими прослоями, обогащенными рудным веществом. Ее верхняя возрастная граница оценивается возрастом 9,5–13,5 тыс. лет (в среднем 11,7 тыс. лет) [Ku et al., 1969; Geyh, Hohndorf, 1976; Металлоносные осадки Красного ..., 1986]. Большинством изученных нами колонок осадки этой зоны не вскрыты, лишь в одной, самой длинной колонке (1991) встречены верхние горизонты отложений зоны DOP.

Гидротермальная активность во впадине Атлантис-II на начальных ее этапах была слабая, очаги разгрузки гидротерм по мнению одних исследователей предположительно находились на севере впадины [Bäcker, Richter, 1973], по мнению других – сначала на западе, а затем в северных и восточных ее частях [Shanks, Bischoff, 1980].

Активизация гидротермальной деятельности началась ~12 тыс. лет назад, что привело к формированию осадков нижней сульфидной зоны. К этому времени во впадине Атлантис-II появились рассолы и создались условия, благоприятные для образования и сохранения в осадках гидротермальных полиметаллических сульфидных фаз. На основании распределения мощностей осадков зоны SU_1 , которые варьируют от 1 до 4 м, предполагается, что область гидротермальной разгрузки располагалась в западной части впадины



Фиг. 16. Строение осадочных разрезов впадины Атлантис-II и распределение в них рудообразующих металлов (расположение станций см. фиг. 10)

а – ст. 383; б – ст. 384; в – ст. 1905(4); г – ст. 1905(5)

Условные обозначения см. на фиг. 4

Fig. 16. Lithology and chemistry of sediments in the Atlantis-II Deep. For location of sites see Fig. 10

а – site 383; б – site 384; в – site 1905(4); г – site 1905(5)

For explanation see Fig. 4

Таблица 15. Содержания рудных элементов и значения геохимических модулей в осадках впадины Атлантис-II

Тип осадка	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	$\frac{Fe+Mn}{Ti}$	$\frac{Al}{Al+Fe+Mn}$	Mn/Fe
Рудоносные	18,0–60,8	0,1–4,8	600–171400	100–25000	10–2150	106–1955	0,009–0,04	0,003–0,16
железистые (130)*	34,5	1,65	8900	3100	445	700	0,03	0,05
железомарганцевые (3)	5,8–11,9	27,5–38,5	–	–	–	245–865	0,04–0,09	2,3–6,65
	8,0	33				550	0,06	5,5
Среднее	34,0	1,85	8800	3100	445	690	0,03	0,07
Нормальные осадки Красного моря	7,0	0,7	500	100	60	14	0,44	0,09

* Для Zn, Cu, и Pb – число исследованных проб – 60.

[Bäcker, Richter, 1973]. Средний возраст верхней границы нижней сульфидной зоны составляет 8,6 тыс. лет [Ku et al., 1969; Металлоносные осадки Красного ..., 1986].

Характерными особенностями вышележащих отложений центральной оксидной зоны являются крайне низкие содержания сульфидов в составе рудного вещества, которое представлено в основном оксигидроксидами железа, появление в отдельных колонках прослоев, резко обогащенных оксидными соединениями марганца (см. фиг. 16в,г), а также заметное увеличение в осадках биогенно-терригенной примеси. Все эти признаки позволяют предполагать снижение активности гидротермальной разгрузки в период формирования центральной оксидной зоны, дополнительным подтверждением чему служат данные по изотопному составу сульфидной серы. Именно в зоне СО появляются сульфиды с отрицательными значениями $\delta^{34}S$, что резко отличает их от сульфидов зон SU_1 и SU_2 [Kaplan et al., 1969]. Предположение о снижении гидротермальной активности в период образования центральной оксидной зоны высказано и в работе [Shanks, Bischoff, 1980]. Время образования зоны СО оценивается интервалом 8,6–5,9 тыс. лет [Металлоносные осадки Красного ..., 1986].

Осадки верхней сульфидной зоны характеризуются сложным минеральным составом рудного вещества, типичной особенностью которого является присутствие разнообразных сульфидных фаз, включая рентгеноаморфные сульфиды. Формирование верхней сульфидной зоны оценивается временным интервалом от 5,9 до 3,6 тыс. лет [Металлоносные осадки Красного ..., 1986].

Венчает разрез рудной толщи наиболее однородная по строению, окраске и консистенции осадков верхняя аморфно-силикатная зона, в составе которой преобладает рентгеноаморфный материал (кремнево-железистый гель, гидроксиды Fe, сульфиды). Главные особенности рудного вещества осадков заключаются в высокой дисперсности и низкой степени окристаллизованности минеральных фаз, широком развитии метастабильных образований. Процессы раскристаллизации гидротермального аморфного материала в самых молодых отложениях находятся на начальных стадиях.

Для юго-западной котловины, где локализованы очаги современной гидротермальной разгрузки и заметно меняется вещественный состав осадков, выделены следующие литолого-минералогические зоны: сульфидно-оксидно-ангидритовая (SOAN), оксидно-ангидритовая (OAN) и сульфидно-аморфная, являющаяся аналогом верхней аморфной зоны (AM) [Bäcker, Richter, 1973]. Предполагается, что гидротермальные источники в юго-западной части впадины действуют по крайней мере в течение 11 тыс. лет, вследствие чего осадочная толща на этом участке обладает целым рядом специфических текстурных и минералогических особенностей. Осадки интенсивно брекчированы, наблюдаются следы локального их переотложения, наряду с неконсолидированными осадками широко развиты уплотненные включения и прожилки, маркирующие пути движения гидротерм сквозь толщу рыхлых отложений [Bäcker, Richter, 1973; Zierenberg, Shanks, 1983; Ramboz et al., 1988].

Специфика минерального состава гидротермальных образований юго-западной котловины заключается прежде всего в широком развитии крупнокристаллического ангидрита и разнообразных сульфидных минералов высокой степени окристаллизованности, в наличии скоплений кристаллов гематита и магнетита, а также в присутствии в осадках комплекса аутигенных Mg-содержащих минеральных фаз [Bäcker, Richter, 1973; Zierenberg, Shanks, 1983,1988; Ramboz et al., 1988].

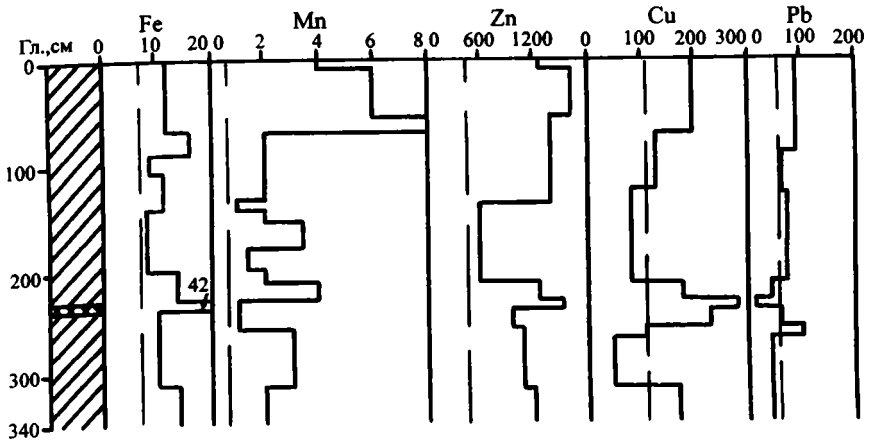
Итак, на протяжении плейстоцен-четвертичного времени во впадине Атлантис-II происходили как миграция источников гидротермальных растворов на площади, так и изменение интенсивности рудообразующего процесса во времени. Судя по вещественному составу осадков, время образования сульфидных и верхней аморфной зон отвечает периодам наибольшей активизации гидротермального рудообразующего процесса, тогда как отложения центральной оксидной зоны и особенно нижней обломочно-пиритной формировались в условиях сравнительно низкой гидротермальной активности. В целом же строение рудной толщи впадины Атлантис-II служит наглядным подтверждением сложного, разномасштабного пульсационного характера гидротермального рудообразующего процесса, протекающего в тектонически активных областях Мирового океана.

Впадина Хадарба морфологически в общих чертах сходна с другими впадинами осевой зоны рифта; в центральной ее части выделяется экструзивная зона, дно сложено океаническими базальтами. Максимальная глубина впадины 2200 м, рассолы не обнаружены, однако в иловых водах осадочного разреза отмечается незначительное повышение их солености [Bäcker et al., 1975].

Осадки впадины Хадарба в изученной нами колонке 410 (координаты 22°27,5' с.ш., 37°46,2' в.д.) в целом слабо обогащены рудным веществом, представленным как железом, так и марганцем (фиг. 17). Обычные содержания железа в бескарбонатном материале колеблются от 7,7 до 16,4% (средневзвешенное 11,5%), марганца – от 1,3 до 9,3% (средневзвешенное 3,2%) (табл. 16); карбонатность осадков высокая (обычные содержания $CaCO_3$ >50%). Корреляция в распределении Fe и Mn отсутствует.

В разрезе обнаружен лишь один маломощный рудный горизонт (в интервале 230–235 см) с содержанием железа 41,6%, входящего в основном в состав кремнево-железистого геля и аморфных гидроксидов железа, в подчиненном количестве присутствуют манганосидериты. Основная часть сульфидов представлена пиритом и грейгитом, при этом сульфидсодержащие прослои, как правило, обогащены $C_{орг}$, что свидетельствует в пользу их диагенетической природы.

Таким образом, судя по минеральному составу осадков впадины Хадарба, гидротермальная активность на протяжении всей истории ее существования была достаточно слабой. Кратковременная резкая активизация гидротермальной разгрузки фиксируется в период формирования железорудного горизонта, возраст которого, согласно данным радиоуглеродного датирования, 18–17 тыс. лет [Металлоносные осадки Красного ..., 1986].



Фиг. 17. Строение осадочного разреза впадины Хадарба (ст. 410) и распределение в нем рудообразующих металлов

Условные обозначения см. на фиг. 4

Fig. 17. Lithology and chemistry of sediments in the Hadarba Deep (site 410)

For explanation see Fig. 4

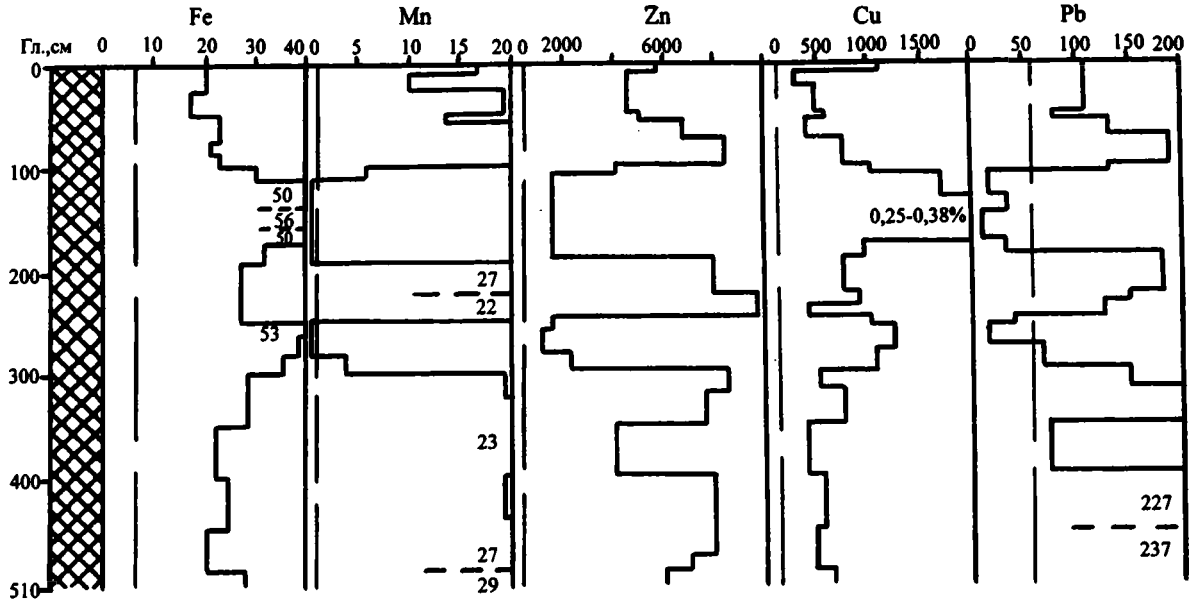
Впадина Тетис в ряду глубоководных впадин с гидротермальной разгрузкой представляет особый интерес для понимания рудообразующего процесса и прежде всего для расшифровки физико-химических механизмов минералообразования в силу следующих ее особенностей. Осадки впадины Тетис отличаются высокой степенью рудоносности, сопоставимой с отложениями впадины Атлантис-II. В то же время, они существенно различаются как по минеральному и химическому составу, так и по особенностям вертикальной стратификации рудной толщи. И что самое существенное, впадина Тетис относится к числу немногих депрессий красноморского рифта, где отсутствуют рассолы и разгрузка гидротерм происходит в воду, параметры которой очень мало отличаются от параметров обычной морской воды (хлорность придонных вод впадины Тетис – 22,9‰, температура – 22,6°С, морской воды – соответственно, 22,5‰ и 22,5° С). Координаты средней части впадины Тетис – 22°43' с.ш., 36°36' в.д., длина 30 км, максимальная глубина 1970 м.

Во впадине Тетис изучен один осадочный разрез (ст. 224), мощностью 510 см, на глубине 1775 м. Предположительно колонка прошла всю мощность осадочного слоя, поскольку трубка при ударе достигла твердых пород дна и наконечник ее оказался погнутым.

Толща осадков имеет четкое ритмичное строение; в ней чередуются пачки, резко различные как по степени обогащения рудным веществом, так и по минеральному и химическому составу (фиг. 18). В интервалах 0–120, 190–249 и 298–510 см развиты отложения, в составе которых наряду с гидротермальными компонентами присутствует существенное количество осадочного

Таблица 16. Содержания рудных элементов и значения геохимических модулей в осадках впадины Хадарба (ст.410)

Тип осадка	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	$\frac{Fe+Mn}{Ti}$	$\frac{Al}{Al+Fe+Mn}$	Mn/Fe
Рудоносные (1)	41,6	0,82	1450	1870	50	200	0,04	0,02
Металлоносные (23)	7,7–16,4 11,5	1,3–9,3 3,2	550–1710 1200	80–1270 230	48–110 78	14–58 27	0,22–0,42 0,32	0,12–0,93 0,29
Среднее по колонке (24)	12,8	3,1	1210	330	76	35	0,30	0,27
Нормальные осадки Красного моря	7,0	0,7	500	100	60	14	0,44	0,09



Фиг. 18. Строение осадочного разреза впадины Тетис (ст. 224) и распределение в нем рудообразующих металлов
Условные обозначения см. на фиг. 4

Fig. 18. Lithology and chemistry of sediments in the Thetis Deep (site 224)
For exploration see Fig. 4

биогенно-терригенного материала, содержания $CaCO_3$ в них составляют 20–40%, значения титанового модуля варьируют в пределах 100–450 (табл. 17).

Рудное вещество имеет смешанный железомарганцевый состав, при этом железо и марганец находятся примерно в равных соотношениях (средние содержания каждого компонента ~20%). В составе рудного материала постоянно присутствуют минералы, содержащие Mn(IV). Корреляция между железом и марганцем, как правило, отсутствует.

Отложения горизонтов 120–190 см и 249–298 см практически целиком сложены рудным веществом, состоящим из сложного комплекса железистых минералов, включая минералы, содержащие Fe(II). Количество марганца в осадках незначительно и обычно ниже фоновых его содержаний (см. фиг. 18). Значения титанового модуля, как правило, ~1000, примесь биогенно-терригенных компонентов минимальна ($CaCO_3$ ~ 1%).

Колонка осадков VA-03-620 из впадины Тетис, изученная Р.Бигнеллом с соавторами, в общих чертах повторяет ритмичность разреза ст. 224. В железорудных горизонтах там установлено присутствие гидротермальных сульфидов – халькопирита и сфалерита [Bignell et al., 1976]. Слабое развитие сульфидной минерализации в изученных нами осадках при сравнительно высоких содержаниях в них халькофильных металлов и особенно меди (до 0,38%) связано скорее всего с частичным окислением сульфидов в условиях кислородсодержащей морской воды.

Логично предположить, что четко выраженная ритмичность строения и состава гидротермальных отложений впадины Тетис отражает пульсационный характер подачи на дно рудного вещества, периодическое изменение интенсивности рудообразующего процесса или дебита источника. Образование чистых железорудных горизонтов отвечает периодам наибольшей активизации гидротермальной разгрузки, когда скорости накопления рудного материала были максимально высокими, а экзогенное биогенно-терригенное осадконакопление практически полностью подавлено. Время вспышек гидротермальной активности во впадине Тетис датируется возрастом ~3,7–3,4 тыс. лет (образование горизонта 120–190 см) [Металлоносные осадки Красного ..., 1986]. В промежуточные периоды ослабленной подачи термальных вод формировались осадки с высоким содержанием биогенно-терригенной примеси, значительно обогащенные гидроксидами марганца.

Таким образом, строение и состав осадочной толщи впадины Тетис могут служить наглядным примером вещественной реализации пульсационного рудообразующего процесса в условиях поступления гидротермальных растворов в обычную морскую воду и накопления осадков в морфологически выраженной депрессии морского дна.

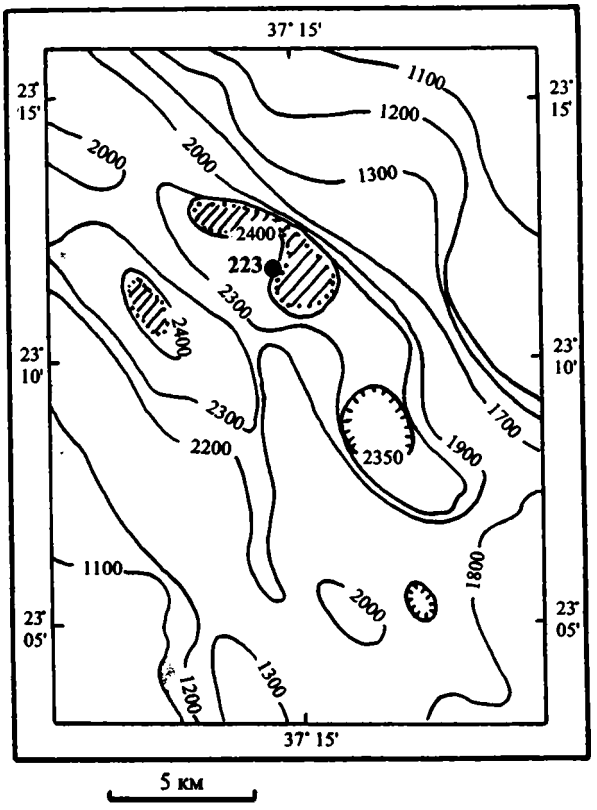
Впадина Нереус является одной из самых крупных и морфологически сложных депрессий красноморского рифта. По изобате 2000 м длина ее – 40 км, ширина – 12 км. Дно впадины разделено седловиной (экструзивная зона) на два параллельных бассейна, которые, в свою очередь, имеют ряд более мелких углуб-

Таблица 17. Содержания рудообразующих металлов и значения геохимических модулей в осадках впадины Тетис (ст. 224)

Тип осадка	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Fe+Mn / Ti	Al / Al+Fe+Mn	Mn/Fe
Рудоносные железистые (13)	31,5–56,2 45,8	0,13–0,90 0,46	1100–1690 1346	550–3800 1586	10–43 24	950–1710 800	0,002–0,1 0,006	0,002–0,01 0,008
железомарганцевые (26)	17,2–38,0 19,9	4,5–29,1 20,0	3870–9360 6700	367–1180 657	16–237 141	100–450 300	0,02–0,09 0,05	0,3–1,4 0,8
Среднее по колонке (39)	30,0	14,45	4625	1017	89	500	0,01	0,5
Нормальные осадки Красного моря	7,0	0,7	500	100	60	14	0,44	0,09

Таблица 18. Содержания рудообразующих металлов и значения геохимических модулей в осадках впадины Нереус (ст. 223)

Тип осадка	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Fe+Mn / Ti	Al / Al+Fe+Mn	Mn/Fe
Металлоносные (16)	7,5–23,5 15,0	0,9–13,5 3,3	590–1680 1245	170–660 340	36–120 78	35–100 70	0,19–0,39 0,26	0,08–0,72 0,22
Нормальные (3)	4,3–7,0 5,0	0,74–0,87 0,79	480–670 590	80–160 130	13–40 36	15	0,40	0,1
Среднее по колонке (19)	14,5	3,0	1200	300	74	65	0,30	0,2
Нормальные осадки Красного моря	7,0	0,7	500	100	60	14	0,44	0,09



Фиг. 19. Батиметрическая схема впадины Нереус [Bäcker, Schoell, 1972]

Условные обозначения см. на фиг. 3

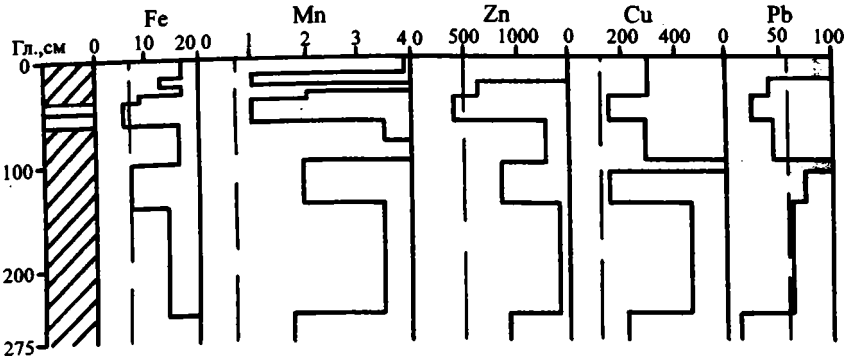
Fig. 19. Bathymetric charts of the Nereus Deep [after Bäcker, Schoell, 1972]

For explanation see Fig. 3

лений. Часть углублений заполнена рассолами (фиг. 19). Мощность линзы рассолов в восточной котловине составляет 39 м, площадь зеркала 3 км^2, в западной – эти параметры соответственно составляют 11 м и 1 км^2 [Bäcker, Schoell, 1972].

Изученный нами разрез (ст. 223), расположенный на краю восточной рассольной линзы, представлен в основном металлоносными осадками, состоящими из фонового глинисто-карбонатного материала с неравномерно распределенной примесью гидротермальных частиц. В составе рудного вещества постоянно присутствуют как железо, так и марганец, корреляция между которыми отсутствует. Металлоносные осадки, как правило, несколько обогащены цинком и медью по сравнению с фоном (табл. 18, фиг. 20).

К.Бигнелл и С.Али, более детально изучавшие осадки впадины Нереус как с геохимических, так и со стратиграфических позиций, пришли к выводу о существовании ярко выраженной вертикальной и латеральной изменчивости металлоносных образований [Bignell, Ali, 1976]. Вместе с тем, на основании корреляции ряда осадочных разрезов эти авторы пришли к выводу о существовании в пределах впадины по крайней мере четырех периодов гидротермальной активности. Согласно их представлениям, выходы и основная разгрузка термальных вод были приурочены к краевым участкам впадины, а в той или иной степени "разгрузившиеся", обедненные рудными компонентами рассолы стекали вниз, заполняя наиболее глубокие мелкие западины дна.



Фиг. 20. Строение осадочного разреза впадины Нереус (ст. 223) и распределение в нем рудообразующих металлов

Условные обозначения см. на фиг. 4

Fig. 20. Lithology and chemistry of sediments in the Nereus Deep (site 223)

For explanation see Fig. 4

Таким образом, большая пестрота состава металлоносных отложений, а также разнообразный характер их локализации в разрезе и на площади впадины Нереус определяется сочетанием сложной геоморфологической обстановки, неодинаковыми физико-химическими условиями придонных вод, пульсирующим поступлением гидротермальных растворов и вероятным изменением областей их разгрузки.

Впадина Вима размером 24х6 км и максимальной глубиной 1611 м отличается от большинства расположенных южнее впадин тем, что дно ее сложено не океаническими базальтами, а верхнемиоценовыми соленосными породами. Рассолы во впадине не обнаружены, хлорность наддонной воды составляет 22,7‰ (в нормальной морской воде – 22,5‰) [Bäcker, Schoell, 1972]. Однако донные осадки отличаются высокими (до 30–40%) содержаниями солей [Bignell et al., 1976], что, по-видимому, является прямым следствием существования на дне впадины верхнемиоценовых эвапоритов. При просачивании через соленосные породы гидротермы сильно минерализуются, обогащаются солями, а при дальнейшей их миграции в осадочном чехле "сбрасывают" часть растворенных компонентов.

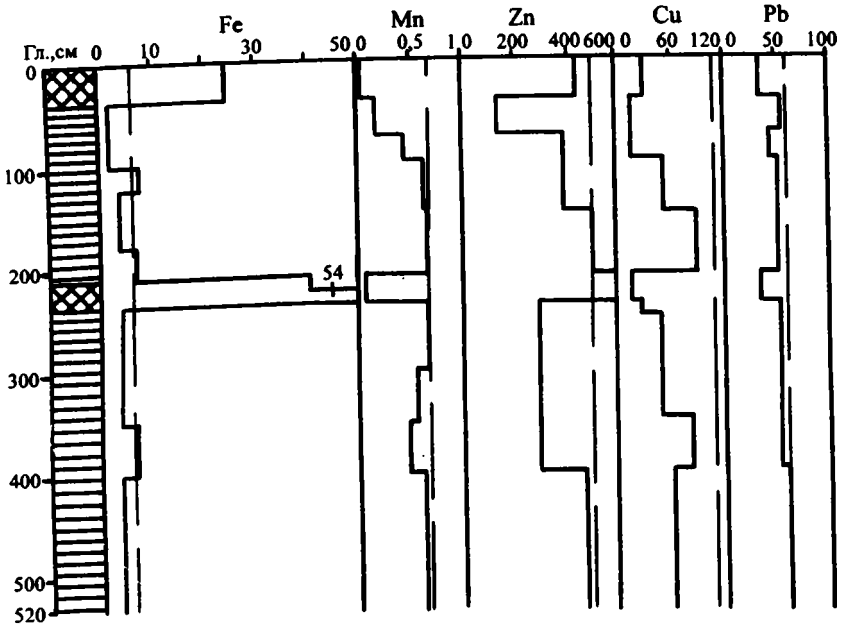
Осадочная толща в изученной нами колонке 412 сложена в основной своей части нормальными красноморскими илами, значения титанового модуля которых 8–15, т.е. осадки практически не содержат гидротермальной рудной примеси. В разрезе выделяются два маломощных рудных горизонта с резкими литологическими границами в интервалах 0-40 и 210–235 см, в которых содержание железа варьирует от 23 до 54%, а значения титанового модуля от 250 до 1730. В этих горизонтах незначительно относительно фона повышается концентрация Zn, тогда как содержания Mn, Cu и Pb по всему разрезу находятся на уровне или ниже фоновых (табл. 19, фиг. 21).

Таблица 19. Содержания рудообразующих металлов и значения геохимических модулей в осадках впадины Вима (ст. 412)

Тип осадка	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Fe+Mn / Ti	Al / Al+Fe+Mn	Mn/Fe
Рудоносные (6)	22,9–54,0 44,2	0,08–0,17 0,11	450–800 600	15–25 20	10–25 15	250–1730 1000	0,008–0,07 0,02	0,001–0,1 0,004
Нормальные (25)	5,6–8,5 7,0	0,48–0,84 0,66	350–450 400	20–45 30	20–65 40	8–15 11	0,4–0,57 0,45	0,04–0,12 0,08
Среднее по колонке (31)	14,5	0,55	450	25	30	80	0,35	0,07
Нормальные осадки Красного моря	7,0	0,7	500	100	60	14	0,44	0,09

Таблица 20. Содержания рудообразующих металлов и значения геохимических модулей в осадках впадины Гипсум (ст. 413)

Тип осадка	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Fe+Mn / Ti	Al / Al+Fe+Mn	Mn/Fe
Рудоносные (20)	39,7–61,7 50,6	0,08–1,06 0,48	930–3300 2100	18–95 34	17–49 32	380–700 540	0,01–0,04 0,02	0,001–0,013 0,007
Нормальные (5)	7,8–9,4 8,5	0,18–0,75 0,30	440–700 580	40–65 50	40–70 55	15–20 16	0,32–0,56 0,40	0,01–0,13 0,06
Среднее (25)	41,7	0,42	1740	37	35	440	0,03	0,01
Нормальные осадки Красного моря	7,0	0,7	500	100	60	14	0,44	0,09



Фиг. 21. Строение осадочного разреза впадины Вима (ст. 412) и распределение в нем рудообразующих металлов

Условные обозначения см. на фиг. 4

Fig. 21. Lithology and chemistry of sediments in the Vema Deep (site 412)

For exploration see Fig. 4

В двух колонках, изученных Р.Д.Бигнеллом с соавторами, рудные горизонты также чередуются с нормальными глинисто-карбонатными осадками и представлены исключительно железистыми фазами, однако мощности их выше, чем в колонке 412, и в одном из разрезов достигают 335 см [Bignell et al., 1976].

Существование в осадках впадины Вима по крайней мере двух рудных горизонтов свидетельствует о резкой активизации в периоды их образования гидротермальной деятельности, которая, судя по составу осадков, вмещающих железорудные слои, в промежутках между активными этапами практически полностью прекращалась. Вариации мощностей рудных пачек могут определяться разной удаленностью разрезов от очагов разгрузки, а также деталями морфологии донной поверхности.

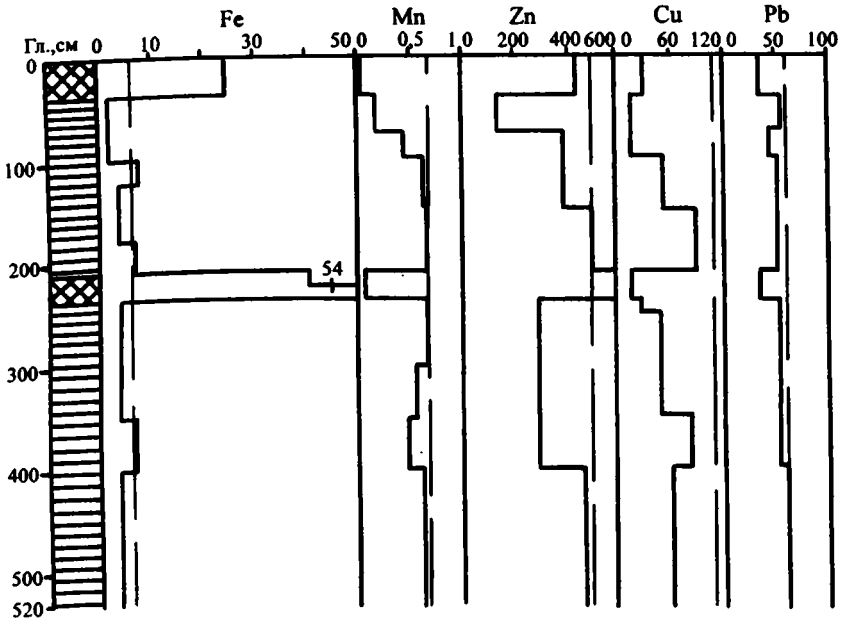
Впадина Гипсум по морфологическим особенностям представляет собой небольшую депрессию с максимальной глубиной 1196 м [Bäcker, Schoell, 1972] (фиг. 22,А). Дно ее, так же, как и во впадине Вима, сложено соленосными породами, осадки отличаются высоким содержанием солей [Bignell et al., 1976]. Рассолы во впадине Гипсум не обнаружены, однако хлорность придонных вод несколько выше, чем в нормальной красноморской воде (23,7 против 22,5‰) [Bäcker, Schoell, 1972].

Таблица 19. Содержания рудообразующих металлов и значения геохимических модулей в осадках впадины Вима (ст. 412)

Тип осадка	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Fe+Mn / Ti	Al / Al+Fe+Mn	Mn/Fe
Рудоносные (6)	22,9–54,0 44,2	0,08–0,17 0,11	450–800 600	15–25 20	10–25 15	250–1730 1000	0,008–0,07 0,02	0,001–0,1 0,004
Нормальные (25)	5,6–8,5 7,0	0,48–0,84 0,66	350–450 400	20–45 30	20–65 40	8–15 11	0,4–0,57 0,45	0,04–0,12 0,08
Среднее по колонке (31)	14,5	0,55	450	25	30	80	0,35	0,07
Нормальные осадки Красного моря	7,0	0,7	500	100	60	14	0,44	0,09

Таблица 20. Содержания рудообразующих металлов и значения геохимических модулей в осадках впадины Гипсум (ст. 413)

Тип осадка	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Fe+Mn / Ti	Al / Al+Fe+Mn	Mn/Fe
Рудоносные (20)	39,7–61,7 50,6	0,08–1,06 0,48	930–3300 2100	18–95 34	17–49 32	380–700 540	0,01–0,04 0,02	0,001– 0,013 0,007
Нормальные (5)	7,8–9,4 8,5	0,18–0,75 0,30	440–700 580	40–65 50	40–70 55	15–20 16	0,32–0,56 0,40	0,01–0,13 0,06
Среднее (25)	41,7	0,42	1740	37	35	440	0,03	0,01
Нормальные осадки Красного моря	7,0	0,7	500	100	60	14	0,44	0,09



Фиг. 21. Строение осадочного разреза впадины Вима (ст. 412) и распределение в нем рудообразующих металлов

Условные обозначения см. на фиг. 4

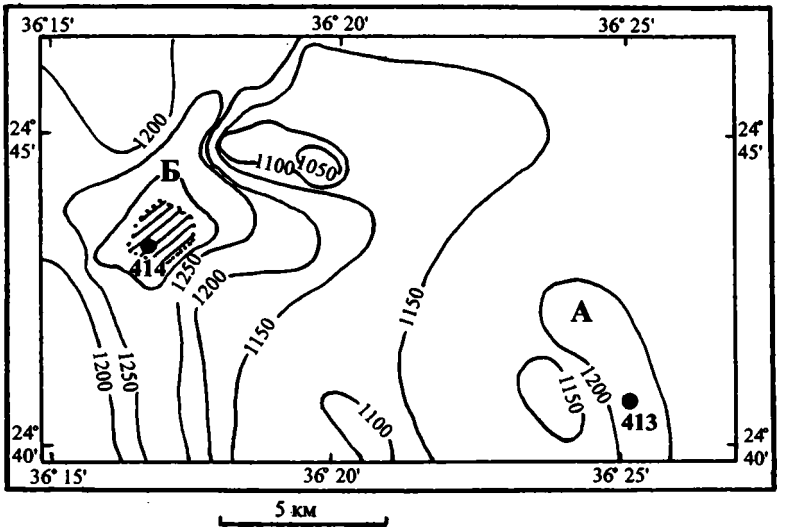
Fig. 21. Lithology and chemistry of sediments in the Vema Deep (site 412)

For exploration see Fig. 4

В двух колонках, изученных Р.Д.Бигнеллом с соавторами, рудные горизонты также чередуются с нормальными глинисто-карбонатными осадками и представлены исключительно железистыми фазами, однако мощности их выше, чем в колонке 412, и в одном из разрезов достигают 335 см [Bignell et al., 1976].

Существование в осадках впадины Вима по крайней мере двух рудных горизонтов свидетельствует о резкой активизации в периоды их образования гидротермальной деятельности, которая, судя по составу осадков, вмещающих железорудные слои, в промежутках между активными этапами практически полностью прекращалась. Вариации мощностей рудных пачек могут определяться разной удаленностью разрезов от очагов разгрузки, а также деталями морфологии донной поверхности.

Впадина Гипсум по морфологическим особенностям представляет собой небольшую депрессию с максимальной глубиной 1196 м [Bäcker, Schoell, 1972] (фиг. 22,А). Дно ее, так же, как и во впадине Вима, сложено соленосными породами, осадки отличаются высоким содержанием солей [Bignell et al., 1976]. Рассолы во впадине Гипсум не обнаружены, однако хлорность придонных вод несколько выше, чем в нормальной красноморской воде (23,7 против 22,5‰) [Bäcker, Schoell, 1972].



Фиг. 22. Батиметрическая схема впадин Гипсум (А) и Кебрит (Б) [Bäcker, Schoell, 1972]

Условные обозначения см. на фиг. 3

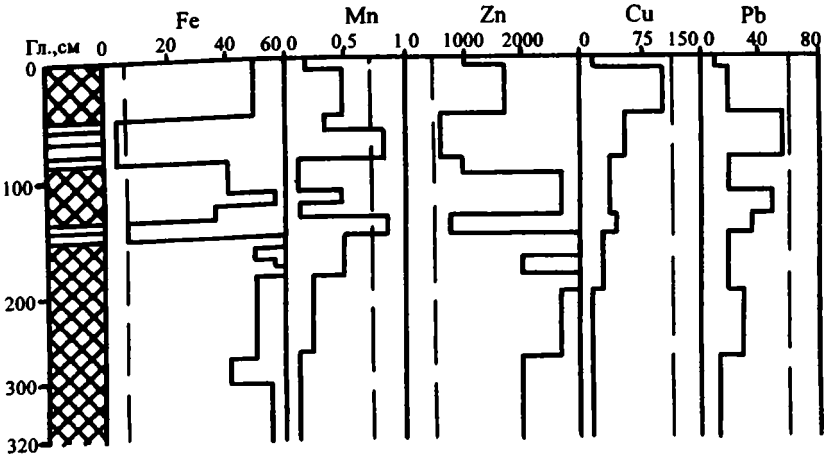
Fig. 22. Bathymetric charts of the Gypsum (A) and Kebrit (Б) deeps [after Bäcker, Schoell, 1972]

For explanation see Fig. 3

Изученная нами колонка 413 практически целиком сложена рудоносными илами со значениями титанового модуля 380–700. Рудное вещество представлено сложным комплексом минералов двух- и трехвалентного железа (аморфные гидроксиды, гетит, лепидокрокит, сидерит, железистые смектиты). Содержания железа в бескарбонатном веществе осадков варьируют от 40 до 62%, количество марганца, как правило, находится на уровне или ниже фона. Рудоносные отложения впадины Гипсум заметно обогащены цинком, содержания меди и свинца не превышают фоновых (табл. 20).

В разрезе колонки 413 на фоне рудоносных отложений выделяются два маломощных прослоя в интервалах 50–90 и 135–150 см, сложенных нормальными глинисто-карбонатными илами, практически лишенными примеси гидротермальных, рудных компонентов (фиг. 23). Характерной особенностью осадочной толщи впадины Гипсум является присутствие в ее составе горизонтов, содержащих крупные кристаллы, а также сферолиты гипса.

Таким образом, химико-минералогические данные, а также особенности строения осадков впадины Гипсум свидетельствуют о существовании на этом участке дна активного гидротермального источника, действующего с небольшими перерывами в течение по крайней мере 20 тыс. лет. В периоды накопления нормальных биогенно-терригенных осадков гидротермальная ак-



Фиг. 23. Строение осадочного разреза впадины Гипсум (ст. 413) и распределение в нем рудообразующих металлов

Условные обозначения см. на фиг. 4

Fig. 23. Lithology and chemistry of sediments in the Gypsum Deep (site 413)

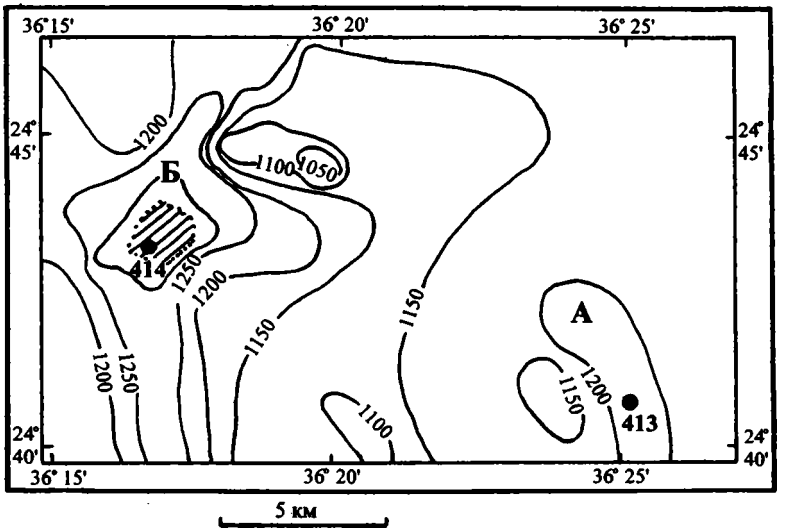
For explanation see Fig. 4

тивность сводилась к нулю, эти интервалы датируются временем в 13,5–12,5 тыс. лет и 6,5–4,5 тыс. лет [Металлоносные осадки Красного ..., 1986].

Высокие содержания солей в осадках впадины Гипсум, так же, как и широкое развитие в них гипса, связаны, вероятнее всего, с наличием на дне соленосного горизонта, сквозь который мигрировали термальные воды, существенно меняя степень их минерализации и основной солевой состав.

Впадина Кебрит с координатами центра 24°43,35' с.ш., 36°16,6' в.д. и размерами 3x4 км отличается округлой формой и крутыми склонами, максимальная ее глубина 1573 м (см. фиг. 22,Б) [Bäcker, Schoell, 1972]. Впадина заполнена мощной (до 107 м) толщей рассолов, степень минерализации которых сходна с рассолами впадины Атлантис-II (хлорность 153,3 и 156,5‰, соответственно), однако температура рассолов лишь на 1,5°С выше, чем в обычной красноморской воде; в них обнаружены высокие содержания H_2S и CO_2 [Bäcker, Schoell, 1972]. Дно впадины, как и в депрессиях Гипсум и Вима, сложено соленосными верхнемиоценовыми породами.

Осадки изученной нами колонки 414 мощностью всего 40 см, расположенной на глубине 1500 м, состоят из обычного для Красного моря глинисто-карбонатного материала, практически лишенного примеси рудного вещества. В разрезе осадков, изученных Р.Бигнеллом с соавторами, в интервале 310–370 см встречен прослой, обогащенный Fe (до 30%), Zn (до 0,1%) и Cu (до 0,03%), где рудное вещество представлено гидроксидами железа, а на глуби-



Фиг. 22. Батиметрическая схема впадин Гипсум (А) и Кебрит (Б) [Bäcker, Schoell, 1972]

Условные обозначения см. на фиг. 3

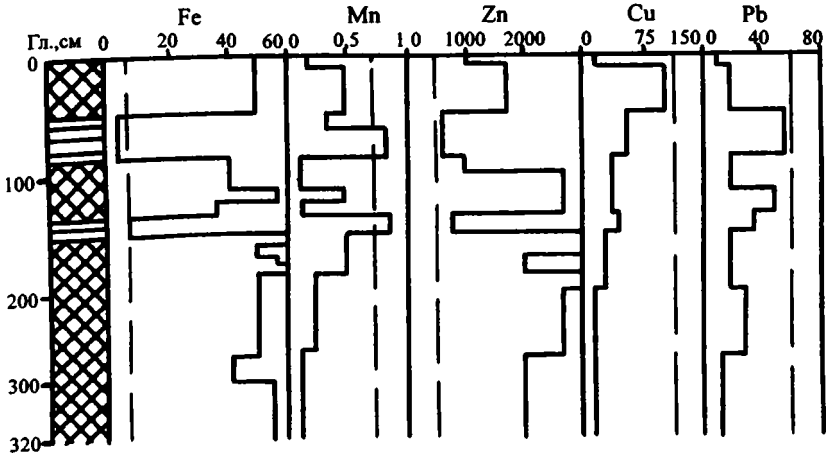
Fig. 22. Bathymetric charts of the Gypsum (A) and Kebrit (Б) deeps [after Bäcker, Schoell, 1972]

For explanation see Fig. 3

Изученная нами колонка 413 практически целиком сложена рудоносными илами со значениями титанового модуля 380–700. Рудное вещество представлено сложным комплексом минералов двух- и трехвалентного железа (аморфные гидроксиды, гетит, лепидокрокит, сидерит, железистые смектиты). Содержания железа в бескарбонатном веществе осадков варьируют от 40 до 62%, количество марганца, как правило, находится на уровне или ниже фона. Рудоносные отложения впадины Гипсум заметно обогащены цинком, содержания меди и свинца не превышают фоновых (табл. 20).

В разрезе колонки 413 на фоне рудоносных отложений выделяются два маломощных прослоя в интервалах 50–90 и 135–150 см, сложенных нормальными глинисто-карбонатными илами, практически лишенными примеси гидротермальных, рудных компонентов (фиг. 23). Характерной особенностью осадочной толщи впадины Гипсум является присутствие в ее составе горизонтов, содержащих крупные кристаллы, а также сферолиты гипса.

Таким образом, химико-минералогические данные, а также особенности строения осадков впадины Гипсум свидетельствуют о существовании на этом участке дна активного гидротермального источника, действующего с небольшими перерывами в течение по крайней мере 20 тыс. лет. В периоды накопления нормальных биогенно-терригенных осадков гидротермальная ак-



Фиг. 23. Строение осадочного разреза впадины Гипсум (ст. 413) и распределение в нем рудообразующих металлов

Условные обозначения см. на фиг. 4

Fig. 23. Lithology and chemistry of sediments in the Gypsum Deep (site 413)

For explanation see Fig. 4

тивность сводилась к нулю, эти интервалы датируются временем в 13,5–12,5 тыс. лет и 6,5–4,5 тыс. лет [Металлоносные осадки Красного ..., 1986].

Высокие содержания солей в осадках впадины Гипсум, так же, как и широкое развитие в них гипса, связаны, вероятнее всего, с наличием на дне соленосного горизонта, сквозь который мигрировали термальные воды, существенно меняя степень их минерализации и основной солевой состав.

Впадина Кебрит с координатами центра 24°43,35' с.ш., 36°16,6' в.д. и размерами 3x4 км отличается округлой формой и крутыми склонами, максимальная ее глубина 1573 м (см. фиг. 22,Б) [Bäcker, Schoell, 1972]. Впадина заполнена мощной (до 107 м) толщей рассолов, степень минерализации которых сходна с рассолами впадины Атлантис-II (хлорность 153,3 и 156,5‰, соответственно), однако температура рассолов лишь на 1,5°С выше, чем в обычной красноморской воде; в них обнаружены высокие содержания H_2S и CO_2 [Bäcker, Schoell, 1972]. Дно впадины, как и в депрессиях Гипсум и Вима, сложено соленосными верхнемиоценовыми породами.

Осадки изученной нами колонки 414 мощностью всего 40 см, расположенной на глубине 1500 м, состоят из обычного для Красного моря глинисто-карбонатного материала, практически лишенного примеси рудного вещества. В разрезе осадков, изученных Р.Бигнеллом с соавторами, в интервале 310–370 см встречен прослой, обогащенный Fe (до 30%), Zn (до 0,1%) и Cu (до 0,03%), где рудное вещество представлено гидроксидами железа, а на глуби-

не 280 см были обнаружены скопления крупнокристаллического гипса [Bignell et al., 1976].

Таким образом, судя по имеющимся данным, гидротермальный процесс во впадине Кебрит проявлялся эпизодически, а основная масса развитых в ней осадков формировалась в условиях обычной для Красного моря терригенно-биогенной седиментации.

В 1984 г. в журнале Episodes (v. 7, 4, p. 34) появилось сообщение о новых, не известных ранее, проявлениях сульфидной минерализации в северной части Красного моря близ впадины Кебрит.

В результате драгирования пород дна со склонов небольшого подводного поднятия, расположенного за пределами осевого трога на глубинах 769–1140 м, были подняты обломки пиритизированных пород размером до 10 см. По мнению изучавших эти породы ученых (Э.Бонатти, П.Колантони, М.Тавиани и П.Росси), обнаруженные массивные сульфиды приурочены к разломной зоне СВ-ЮЗ простирания, пересекающей северную часть Красного моря в направлении, параллельном трансформному разлому, протягивающемуся от Мертвого моря до залива Акаба.

К сожалению, нам не удалось получить более подробную информацию относительно состава, условий залегания, возраста обнаруженных сульфидных рудопроявлений, а также их размеров и взаимоотношения с вмещающими осадками и породами, что не позволяет высказать каких-либо предположений относительно времени и условий формирования сульфидной минерализации в северной части моря.

Впадина Океанограф – самая северная депрессия красноморского рифта – имеет площадь 15 км^2, максимальную глубину 1528 м [Bäcker, Schoell, 1972]. Заполняющие впадину рассолы мощностью ~ 80 м обладают самой высокой для Красного моря степенью минерализации вод (хлорность 160‰). Отложения впадины Океанограф нами не изучались. По данным, приведенным в работе [Bignell et al., 1976], следов гидротермального влияния в этом районе не обнаружено. Средние содержания Fe, Mn и рудных микроэлементов находятся на уровне фоновых содержаний в обычных красноморских илах, расположенных за пределами областей гидротермальной разгрузки. В этой же работе отмечено, что осадки впадины Океанограф характеризуются высокой концетрацией органического вещества и наличием в них свободного H_2S. Отсутствие количественнных данных по содержанию $C_{орг}$ и изотопному составу сульфидной серы не позволяет сделать однозначных выводов об источниках H_2S и происхождении сульфидов в осадках северных впадин – Океанограф и Кебрит. Однако, учитывая отсутствие в их пределах ярко выраженной гидротермальной деятельности и наличие застойных минерализованных вод, можно предположить, что генерация сероводорода и образование сульфидов в этих впадинах происходит в результате процессов анаэробной бактериальной сульфатредукции.

Заканчивая анализ изложенных выше данных по составу и особенностям локализации гидротермально-осадочных образований красноморского рифта, необходимо подчеркнуть, что все их многообразие контролируется совокупностью целого ряда рудогенерирующих факторов, среди которых наиболее существенную роль играет режим гидротермальной деятельности, т.е. формы и масштабы поставки на дно гидротермальных компонентов, геоморфологические особенности морского дна и физико-химические условия седиментации.

Глава IV
Минеральный состав рудного вещества

Hydrothermal deposits of the Red Sea as well as deposits in other hydrothermally active areas of the World Ocean demonstrate highly variable polycomponental composition of mineral associations. Besides, the ore matter itself is characterized by the presence of amorphic in X-rays, poorly crystalized, and metastable mineral phases with low structural ordering. Also, high dispersion of particles is characteristic.

Such a specialization of the object of study demands integrated application of routine and precise research methods for both valid identification of mineral species and determination of crystal-chemical peculiarities of their structure. As a result of such a research a broad mineral assemblage (about 50 individual mineral phases) has been determined and characterized within hydrothermal component of sediments in the Red Sea rift deeps. The assemblage includes Fe and Mn oxyhydroxides, Fe, Zn, and Cu sulfide compounds, silicates (predominantly layered ones from the smectite group), Fe and Mn carbonates, Ca and Ba sulfates, Cu and Fe chlorides, and native metals. Peculiarities of chrystal-chemical composition and structures of dominant mineral phases are depicted.

Previously unknown mineral phases are recognized in ore muds of the Red Sea. These are: todorokite, asbolanes, Mn-goethite, ferrihydrate, faitknehtite, vernadite, buserite, ferrofranklinite, chrysocolla, Cu sulfosalts, greigite, smythite, kansite, and native metals.

Изучение гидротермально-осадочных образований рифтовых впадин Красного моря выявило чрезвычайное разнообразие и поликомпонентность состава слагающих их минеральных ассоциаций. Само рудное вещество, кроме того, характеризуется широким развитием рентгеноаморфных, слабо окристаллизованных и метастабильных фаз, низкой степенью их структурной упорядоченности, а также высокой дисперсностью слагающих его частиц.

Такая специфика материала делает весьма затруднительным, а иногда и невозможным выделение чистых мономинеральных фракций, сам минералогический анализ чрезвычайно трудоемким и требует использования комплекса лабораторных методов, как для надежной диагностики минеральных видов, так и для выявления кристаллохимических особенностей их структуры.

Полученные данные по минералогии рудного вещества красноморских осадков основаны на комплексном применении таких традиционных методов, как микроскопическое изучение в шлифах и смерслайдах, исследование в иммерсионных жидкостях, рентгендифракционный, химический и спектральный анализы, а также на использовании тонких прецизионных методов – микрозондового анализа, электронографии, сканирующей и просвечивающей

электронной микроскопии, включающей микродифракцию электронов и локальный энергодисперсионный химический анализ индивидуальных микрочастиц. Большая часть анализов была выполнена в лаборатории физических методов Геологического института РАН, в лаборатории электронной микроскопии ИГЕМ РАН и в химических лабораториях ИО РАН и ГИН РАН.

В результате исследования более 300 проб осадков из 14 глубоководных впадин красноморского рифта был идентифицирован и охарактеризован сложный комплекс минеральных фаз, включающий оксигидроксиды Fe и Mn, сульфидные соединения Fe, Cu и Zn, силикаты (преимущественно слоистые из группы смектитов), карбонаты Fe и Mn, сульфаты Ca и Ba, хлориды Cu и Fe, самородные металлы. Список минералов, обнаруженных к настоящему времени в гидротермальном рудном веществе красноморских осадков, приведен в табл. 21.

Соотношения минералов крайне изменчивы как в осадках разных впадин, так и в пределах одной осадочной толщи, мономинеральные прослои в разрезах практически не встречаются, наиболее обычен поликомпонентный состав каждой отдельной пробы.

Многие из изученных нами минеральных видов были идентифицированы в красноморских осадках в результате предыдущих исследований [Bischoff, 1969, 1972; Bäcker, 1976; Zierenberg, Shanks, 1983, 1988; Missack et al., 1989; Weber-Diefenbach, 1977; Goulart, 1976; Pottorf, Barnes, 1983; и др.]. Следует отметить, что использование в большинстве работ рентгендифрактометрического анализа в качестве основного диагностического метода существенно ограничивает возможности выявления кристаллохимических особенностей минералов, а в ряде случаев и их надежной диагностики, что относится прежде всего к оксигидроксидным соединениям железа и марганца, изучению минерального состава которых мы уделили особое внимание.

Применение комплекса методов минералогического анализа позволило существенно расширить набор известных ранее гидротермальных минералов красноморских илов. В составе рудного вещества впервые были диагностированы: асболаны, Mn-гетит, ферригидрит, фероксигит, файткнехтит, рамсделлит, вернадит, бузерит, феррофранклинит, сульфосоли Cu, хризоколла, смайтит, канзит, самородные металлы. Кроме того, были выявлены основные кристаллохимические особенности целого ряда оксигидроксидных и силикатных минеральных фаз, что послужило надежной фактической базой для интерпретации механизмов их формирования, последовательного хода трансформаций и взаимных переходов.

Оксигидроксиды

Оксигидроксидные соединения железа, марганца и аморфный кремнезем пользуются широким развитием в гидротермально-осадочных отложениях всех рифтовых зон Мирового океана. В Крас-

Глава IV
Минеральный состав рудного вещества

Hydrothermal deposits of the Red Sea as well as deposits in other hydrothermally active areas of the World Ocean demonstrate highly variable polycomponental composition of mineral associations. Besides, the ore matter itself is characterized by the presence of amorphic in X-rays, poorly crystalized, and metastable mineral phases with low structural ordering. Also, high dispersion of particles is characteristic.

Such a specialization of the object of study demands integrated application of routine and precise research methods for both valid identification of mineral species and determination of crystal-chemical peculiarities of their structure. As a result of such a research a broad mineral assemblage (about 50 individual mineral phases) has been determined and characterized within hydrothermal component of sediments in the Red Sea rift deeps. The assemblage includes Fe and Mn oxyhydroxides, Fe, Zn, and Cu sulfide compounds, silicates (predominantly layered ones from the smectite group), Fe and Mn carbonates, Ca and Ba sulfates, Cu and Fe chlorides, and native metals. Peculiarities of chrystal-chemical composition and structures of dominant mineral phases are depicted.

Previously unknown mineral phases are recognized in ore muds of the Red Sea. These are: todorokite, asbolanes, Mn-goethite, ferrihydrate, faitknehtite, vernadite, buserite, ferrofranklinite, chrysocolla, Cu sulfosalts, greigite, smythite, kansite, and native metals.

Изучение гидротермально-осадочных образований рифтовых впадин Красного моря выявило чрезвычайное разнообразие и поликомпонентность состава слагающих их минеральных ассоциаций. Само рудное вещество, кроме того, характеризуется широким развитием рентгеноаморфных, слабо окристаллизованных и метастабильных фаз, низкой степенью их структурной упорядоченности, а также высокой дисперсностью слагающих его частиц.

Такая специфика материала делает весьма затруднительным, а иногда и невозможным выделение чистых мономинеральных фракций, сам минералогический анализ чрезвычайно трудоемким и требует использования комплекса лабораторных методов, как для надежной диагностики минеральных видов, так и для выявления кристаллохимических особенностей их структуры.

Полученные данные по минералогии рудного вещества красноморских осадков основаны на комплексном применении таких традиционных методов, как микроскопическое изучение в шлифах и смерслайдах, исследование в иммерсионных жидкостях, рентгендифракционный, химический и спектральный анализы, а также на использовании тонких прецизионных методов – микрозондового анализа, электронографии, сканирующей и просвечивающей

электронной микроскопии, включающей микродифракцию электронов и локальный энергодисперсионный химический анализ индивидуальных микрочастиц. Большая часть анализов была выполнена в лаборатории физических методов Геологического института РАН, в лаборатории электронной микроскопии ИГЕМ РАН и в химических лабораториях ИО РАН и ГИН РАН.

В результате исследования более 300 проб осадков из 14 глубоководных впадин красноморского рифта был идентифицирован и охарактеризован сложный комплекс минеральных фаз, включающий оксигидроксиды Fe и Mn, сульфидные соединения Fe, Cu и Zn, силикаты (преимущественно слоистые из группы смектитов), карбонаты Fe и Mn, сульфаты Ca и Ba, хлориды Cu и Fe, самородные металлы. Список минералов, обнаруженных к настоящему времени в гидротермальном рудном веществе красноморских осадков, приведен в табл. 21.

Соотношения минералов крайне изменчивы как в осадках разных впадин, так и в пределах одной осадочной толщи, мономинеральные прослои в разрезах практически не встречаются, наиболее обычен поликомпонентный состав каждой отдельной пробы.

Многие из изученных нами минеральных видов были идентифицированы в красноморских осадках в результате предыдущих исследований [Bischoff, 1969, 1972; Bäcker, 1976; Zierenberg, Shanks, 1983, 1988; Missack et al., 1989; Weber-Diefenbach, 1977; Goulart, 1976; Pottorf, Barnes, 1983; и др.]. Следует отметить, что использование в большинстве работ рентгендифрактометрического анализа в качестве основного диагностического метода существенно ограничивает возможности выявления кристаллохимических особенностей минералов, а в ряде случаев и их надежной диагностики, что относится прежде всего к оксигидроксидным соединениям железа и марганца, изучению минерального состава которых мы уделили особое внимание.

Применение комплекса методов минералогического анализа позволило существенно расширить набор известных ранее гидротермальных минералов красноморских илов. В составе рудного вещества впервые были диагностированы: асболаны, Mn-гетит, ферригидрит, фероксигит, файткнехтит, рамсделлит, вернадит, бузерит, феррофранклинит, сульфосоли Cu, хризоколла, смайтит, канзит, самородные металлы. Кроме того, были выявлены основные кристаллохимические особенности целого ряда оксигидроксидных и силикатных минеральных фаз, что послужило надежной фактической базой для интерпретации механизмов их формирования, последовательного хода трансформаций и взаимных переходов.

Оксигидроксиды

Оксигидроксидные соединения железа, марганца и аморфный кремнезем пользуются широким развитием в гидротермально-осадочных отложениях всех рифтовых зон Мирового океана. В Крас-

Таблица 21. Минеральный состав гидротермального рудного вещества в осадках Красного моря

Оксигидроксиды	Силикаты	Сульфиды	Сульфаты	Карбонаты	Прочие
Рентгеноаморфные гидроксиды Fe и Mn +++ Аморфный SiO_2 +++ Гетит +++ Лепидокрокит +++ Гематит ++ Магнетит ++ Mn-гетит ++ Ферригидрит + Фероксигит + Тодорокит ++ Манганит ++ Асболаны ++ Бузерит + Верналит + Файткнехтит + Рамсделлит + Феррофранклинит +	Ряд Fe-смектитов от нонтронита до селадонита +++ Тальк + Сапонит + Стевенсит + Серпентин + Вермикулит + Хлориты + Керолит + Актинолит + Пироксен + Гранат + Ильваит + Хризоколла +	Пирит +++ Сфалерит +++ Халькопирит ++ Пирротин ++ Марказит + Вюртцит + Сульфосоли Cu + Ковеллин + Акантит-аргентит + Изокубанит + Арсенопирит + Грейгит + Смайтит + Канзит +	Ангидрит +++ Барит ++ Гипс +	Сидерит + Родохрозит + Манганосидериты +++	Атакамит + Хлориды Fe + Самородные металлы +

Примечание. Минерал : +++ – широко развит; ++ – обычен; + – редок. Подчеркнуты минералы, обнаруженные в осадках Красного моря впервые.

ном море эти соединения являются преобладающими по массе компонентами рудного вещества практически всех впадин и представлены разнообразными минеральными видами (см. табл. 21).

В гидротермальных отложениях широким развитием пользуются рентгеноаморфные микроглобулярные частицы, состоящие из гидроксидов железа и кремнезема с переменными соотношениями Fe и SiO_2 (кремнево-железистый гель) (фототабл. I-1,2). Размер глобул обычно составляет 1–2 мкм, окраска меняется от желтой и ржаво-охристой до практически бесцветной и зеленой в зависимости от преобладания в составе частиц железа или кремнезема и от соотношения Fe(II) и Fe(III).

В отдельных прослоях и линзах осадков аморфные гидроксиды железа образуют сплошные массы, имеющие в целом натечный, гелевидный облик и состоящие из причудливо изогнутых пластинчатых частиц (фототабл. I-3,4); скопления чистого, бесцветного кремневого гидрогеля встречаются значительно реже.

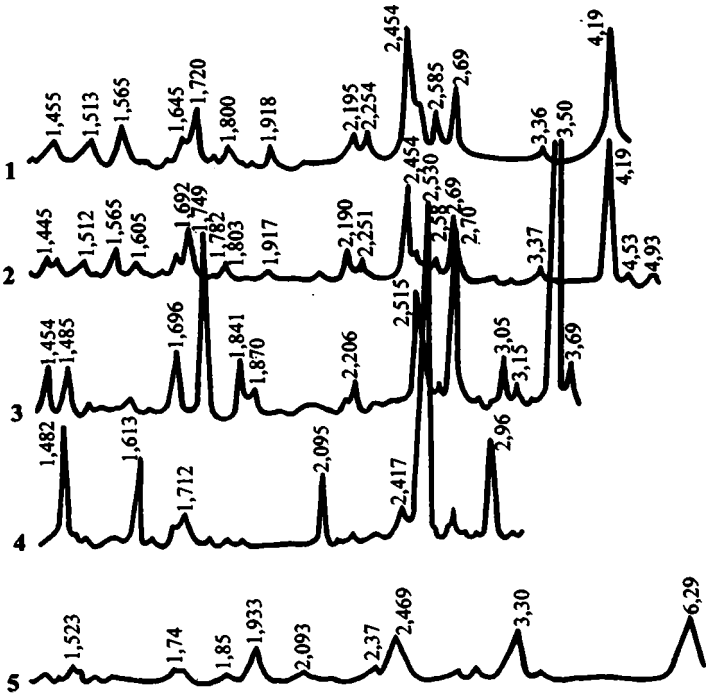
Отложения, в основной своей массе состоящие из оксигидроксидов железа и кремнево-железистого геля, окрашены в бурые, желтые, ржаво-охристые и сургучно-красные тона в зависимости от основного минерального состава и количества биогенно-терригенной примеси. Значения окислительно-восстановительного потенциала в них обычно составляют +170 – +250 мВ. Оксигидроксиды железа и кремнезем в этих осадках в сумме составляют более 70% рудного вещества. В отдельных горизонтах осадочных разрезов целого ряда впадин (Атлантис-II, Эрба, Шагара, Альбатрос, Тетис, Гипсум) в составе кремнево-железистого геля наряду с Fe(III) присутствует Fe(II). Под микроскопом видно, что эти пятнисто распределенные участки окрашены в ярко-зеленый цвет, а осадок в целом имеет желтовато-зеленую окраску. К участкам зеленого кремнево-железистого геля часто приурочены скопления сульфидов.

Аморфные частицы гидроксидов железа дают начало образованию индивидуальных кристаллических фаз, среди которых в рудном веществе красноморских осадков идентифицированы: *гетит, гематит, лепидокрокит, ферригидрит и магнетит*. Их рентгенограммы представлены на фиг. 24. Процесс постепенной раскристаллизации аморфных гидроксидов железа, не фиксируемый рентгеноструктурным анализом, определен методом ядерного гамма-резонанса (ЯГР) в толще осадков впадины Тетис[1]. Повышение степени структурной упорядоченности оксигидроксидных фаз железа с глубиной погружения подтверждается и рентгеноструктурными исследованиями.

Наиболее детальный минералогический анализ оксигидроксидных фаз железа с применением комплекса лабораторных методов (рентгендифрактометрия, электронная микроскопия, микродифракция, энергодисперсионный анализ) был проведен для осадков двух впадин – Атлантис-II и Тетис, отло-

---

[1] Исследование осадков методом ЯГР проводилось в отделе геомагнетизма ИФЗ РАН под руководством В.И.Багина.



Фиг. 24. Дифрактограммы оксигидроксидов железа

1 – гетит (Атлантис-II, ст. 1991, глуб. 210–215 см); 2 – гетит (Тетис, ст. 224, глуб. 120–130 см); 3 – гематит (Атлантис-II, ст. 389, глуб. 465–470 см); 4 – магнетит (Тетис, ст. 224, глуб. 142–145 см); 5 – лепидокрокит (Тетис, ст. 224, глуб. 262–275 см)

Fig. 24. X-ray diffraction pattern of the iron oxyhydroxides

1 – goethite (Atlantis-II Deep, site 1991, horizon 210–215 cm); 2 – goethite (Thetis Deep, site 224, horizon 120–130 cm); 3 – hematite (Atlantis-II Deep, site 389, horizon 465–470 cm); 4 – magnetite (Thetis Deep, site 224, horizon 142–145 cm); 5 – lepidocrocite (Thetis Deep, site 224, horizon 262–275 cm)

жения остальных впадин изучались главным образом в шлифах, смерслайдах и рентгендифракционным методом.

Минералогические исследования более 300 проб показали, что среди окристаллизованных железистых фаз в осадках всех впадин наибольшим развитием пользуется *гетит* (α-FeOOH), количество и степень окристаллизованности которого возрастает сверху вниз по разрезу осадков. Во впадине Атлантис-II гетит встречается в виде двух морфологических разновидностей – плоских планковидных микрокристаллов, удлиненных вдоль оси "в" (фототабл. I-5) и агрегатов тонкодисперсных частиц диаметром 30–50Å (фототабл. I-6).

С кристаллохимической и генетической точек зрения несомненный интерес представляет обнаруженная в рудном веществе осадков впадин Атлантис-II и Тетис минеральная фаза, состоящая из короткостолбчатых кристаллов размером 0,1–0,2 мкм (фототабл. I-7). Их электронограммы (фототабл. I-

8а) соответствуют дифракционным характеристикам гетита (α-FeOOH) и гроутита (α-MnOOH), которые являются изоструктурными. Согласно данным локального энергодисперсионного анализа, полученным от индивидуальных частиц этого минерала, в его составе Mn и Fe присутствуют в сопоставимых количествах (фототабл. I-8б). Эти данные свидетельствуют о наличии изоморфных замещений Fe^{3+} и Mn^{3+} в структуре рассматриваемых соединений или о прорастаниях гетита и гроутита на субмикроскопическом уровне. Однако проведенные детальные исследования этой фазы методом рентгеновской абсорбционной спектроскопии показало, что она состоит из доменов Fe^{3+} и Mn^{4+}, сосуществующих внутри одной гексагональной ячейки. Распределение Fe^{3+} в доменах сходно с распределением их в гетите, тогда как катионы Mn^{4+} в марганцевых доменах распределены послойно, как в филломанганатах. Подобная фаза названа *марганцевым гётитом* [Manceau et al., 1992].

Таким образом, имеющиеся в литературе данные дают основание диагностировать марганцево-железистый гидроксид, развитый в рудном веществе впадины Атлантис-II и Тетис, как марганцевый гётит.

Наряду с гётитом в гидротермальных отложениях Красного моря широким развитием пользуется *гематит* (Fe_2O_3), который диагностирован в рудоносных горизонтах осадочных разрезов во впадинах Атлантис-II, Тетис, Эрба, Альбатрос и Дискавери. Осадки с высоким содержанием гематита встречаются в виде прослоев, линзовидных участков и пятен с характерной сургучно-красной окраской.

В осадках впадины Атлантис-II обнаружены две морфологические разновидности гематита – тонкочешуйчатые мелкие частицы, образующие колломорфные агрегаты (фототабл. I-9) и пластинчатые шестигранные кристаллы размером 20–100 мкм и толщиной порядка 2–4 мкм (фототабл. I-10). Максимальные содержания хорошо окристаллизованного пластинчатого гематита приурочены к участкам, расположенным в непосредственной близости от очагов гидротермальной разгрузки в юго-западном бассейне, особенно в его северной части, где минерал сосредоточен в виде обособленных прослоев и пачек сургучно-красного цвета и находится в ассоциации с магнетитом; размеры кристаллов гематита в этом районе достигают 1–2 мм [Bäcker, Richter, 1973; Zierenberg, Shanks, 1983].

Весьма примечательным с минералогической и генетической точек зрения явилось обнаружение в составе исследованных осадков впадины Атлантис-II ферригидрита ($5Fe_2O_3 \cdot 9H_2O$) – минерала, диагностика которого в поликомпонентных образцах возможна только при использовании метода микродифракции электронов. Под сканирующим электронным микроскопом отчетливо видно, что ферригидрит представлен бактериальноподобными агрегатами очень мелких (30–50Å) частиц (фототабл. I-11). Анализ этих изображений свидетельствует о важной роли в образовании ферригидрита железобактерий типа Gallionella ferriginea и Leptothrix ochrocea [Чухров и др., 1975б]. Электронограмма частиц бактериального ферригидрита показана на фототабл. I-12.

Во впадинах Атлантис-II, Тетис и Дискавери в отдельных горизонтах осадочной толщи обнаружен *лепидокрокит* (γ-FeOOH), который также подразделяется на два морфологических типа, отражающих, по-видимому, разные механизмы их образования. В одних пробах частицы лепидокрокита имеют форму удлиненных игольчатых кристаллов размером в доли мкм, образующихся, очевидно, в процессе роста по матрице сферических выделений железистого геля (фототабл. I-13); в других местах минерал образует бактериальноподобные агрегаты (фототабл. I-14). Сравнение электронограмм, полученных от морфологически разных частиц лепидокрокита (фототабл. I-15,16), показывает, что частицы бактериальной природы имеют более низкую степень структурной упорядоченности, а также содержат примесь ферригидрита.

Важно отметить, что во впадине Атлантис-II гётит-гематитовая ассоциация характерна для железорудных осадков, тогда как в марганцеворудных горизонтах преобладающими железистыми фазами являются лепидокрокит и ферригидрит.

В составе рудного вещества целого ряда впадин – Тетис, Эрба, Альбатрос, Дискавери и Гипсум среди окристаллизованных железистых фаз широко развит *магнетит* (Fe_3O_4). Во впадине Атлантис-II распространение магнетита достаточно ограниченно. Отдельные скопления кристаллов магнетита развиты лишь в юго-западной части впадины, где минерал находится в ассоциации с гематитом и часто образует по нему псевдоморфозы [Zierenberg, Shanks, 1983] (фототабл. I-17).

В отложениях других впадин магнетит встречается в виде мелких (1–5 мкм) кристаллов (фототабл. I-18) и колломорфных сгустков, образующих линзовидные скопления и тонкие прослои сажисто-черного цвета, которые ориентированы в одном направлении и придают осадку характерную микрополосчатую текстуру.

Оксигидроксидные соединения марганца в переменных количествах присутствуют в осадках большинства впадин, а во впадинах Тетис, Дискавери, Шагара и в отдельных колонках впадины Атлантис-II образуют рудные прослои мощностью от 15 см до 2 м. Визуально эти прослои выделяются в разрезе однородной темной, почти черной окраской с характерным вишнево-бурым оттенком и "маслянистой" консистенцией. Они характеризуются максимально высокими для рудных илов Красного моря величинами окислительно-восстановительного потенциала (Ept = +500 – +600 мВ). Оксигидроксиды Mn, как правило, образуют колломорфные сгустки и микроглобулярную вкрапленность, реже – характерные дендритовидные выделения (фототабл. II-I).

В составе марганцерудного вещества наряду с широко развитой рентгеноаморфной фазой идентифицирован комплекс в разной степени окристаллизованных индивидуальных минеральных видов, которые с наибольшей детальностью изучены в осадках впадин Атлантис-II и Тетис.

Во впадине Атлантис-II богатые марганцем прослои развиты локально – на отдельных гипсометрически приподнятых участках морского дна и в прибортовых частях впадины, расположенных за пределами рассольной толщи. Исследование осадков под поляризационным и сканирующим электронным микроскопом показало, что рудное вещество состоит из основной тонкодисперсной массы, в которой заключены многочисленные обособленные твердые включения размером 0,2–0,5 мм, редко до 1 мм, представленные почковидными микроконкрециями, а также причудливой формы стяжениями и корками.

В результате детального изучения рудных компонентов было установлено, что они различаются не только по текстурно-морфологическим признакам, но имеют также существенно неодинаковый минеральный состав, обладают разной степенью окристаллизованности и структурной упорядоченности минералов и различаются рядом кристаллохимических особенностей.

Основная масса рудного вещества состоит из глобулей размером 2–6 мкм, представляющих собой розеткоподобные леписферы, по краям которых наблюдаются пластинчатые кристаллы длиной до 1–3 мкм (фототабл. II-2,3). Пластинчатая форма кристаллов отчетливо проявляется на электронномикроскопических снимках, сделанных на просвет при больших увеличениях, часто кристаллы образуют двойниковые и тройниковые сростки (фототабл. II-4).

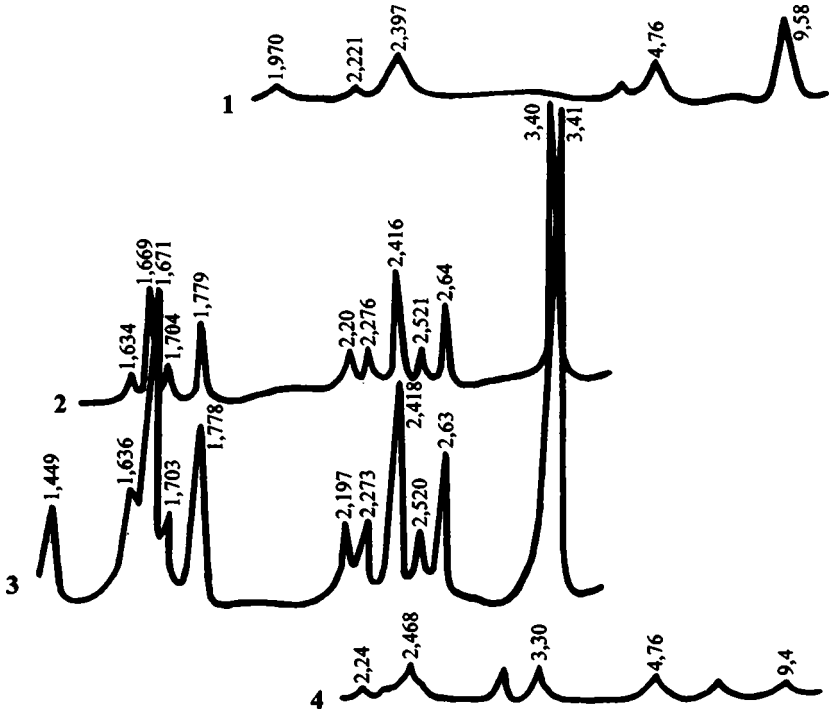
Минералогически основная масса состоит преимущественно из *тодорокита*, что следует из результатов разных аналитических методов. На рентгендифрактограммах тодорокит фиксируется по рефлексам с *d*, равными 9,58; 4,76; 2,40 и 2,22Å (фиг. 25-1). Необходимо, однако, отметить, что такой же набор рефлексов на дифрактограммах характерен и для других минеральных разновидностей гидроксидов марганца, в структурном отношении резко отличающихся от тодорокита, в частности, для асболанов, бузеритов и некоторых смешанослойных фаз. Поэтому для надежной диагностики оксигидроксидных минералов марганца, особенно в поликомпонентных пробах, необходимо применение таких высоколокальных методов, как микродифракция электронов и рентгеновский энергодисперсионный анализ. Использование этих методов позволило не только достоверно идентифицировать тодорокит в основной массе марганцеворудных прослоев во впадине Атлантис-II, но и выделить три его модификации с параметрами *a* = 9,75Å, 19,5Å и 24,4Å. Установлено, что различия параметра *a* обусловлены неодинаковыми размерами каналов в туннельной структуре минерала [Чухров и др., 1989], что четко фиксируется на электронограммах (фототабл. II-5,6). В этой же работе приведены идеальные формулы тодорокита разных модификаций, которые выглядят следующим образом: для минерала с

$a = 9{,}75$Å – $R^{+}_{x}(Mn^{4+}_{6-x}\,Mn^{3+}_{x})_6O_{12}\cdot 3H_2O$; для минерала с

$a = 19{,}5$Å – $R_3(Mn^{4+}Mn^{3+})_{10}O_{20}\cdot 9H_2O$; для минерала с

$a = 24{,}4$Å – $R_3(Mn^{4+}Mn^{3+})_{14}O_{28}\cdot 9H_2O$ (R–Na,Ca,K).

Там же отмечается тенденция возрастания величины Mn^{3+}/Mn^{4+} с увеличением размеров каналов в туннельной структуре тодорокита.



Фиг. 25. Дифрактограммы оксигидроксидов марганца

1 – тодорокит из основной массы марганцеворудных прослоев (Атлантис-II, ст. 1905(5), глуб. 483–500 см); 2,3 – микроконкреции манганита из марганцеворудных прослоев (Атлантис-II: 2 – ст. 1905(5), глуб. 483–500 см; 3 – ст. 1905(4), глуб. 338–350 см.); 4 – асболан (Тетис, ст. 224, глуб. 20–35 см)

Fig. 25. X-ray diffraction pattern of manganese oxyhydroxides

1 – todorokite from the major mass of manganese ore horizon (Atlantis-II Deep, site 1905 (5), horizon 483–500 cm); 2,3 – micronodules of manganite from manganese ore horizon (Atlantis-II Deep: 2 – site 1905 (5), horizon 483–500 cm; 3 – site 1905 (4), horizon 338–350 cm); 4 – asbolane (Thetis Deep, site 224, horizon 20–35 cm)

В рудном веществе впадины Атлантис-II наиболее распространен тодорокит с параметром $a = 9{,}75$Å. Иногда в одной минеральной частице содержатся разные структурные модификации.

В отдельных пробах марганцеворудных горизонтов помимо тодорокита методом микродифракции электронов зафиксированы небольшие количества 10Å-ой марганцевой фазы – *бузерита-II*, структурная модель которого детально рассмотрена в работе [Чухров и др. 1989]. Предполагается, что формирование бузерита-II связано с процессом замещения тодорокита.

Второй тип рудных образований в марганцевых горизонтах впадины Атлантис-II представлен плотными почковидными микроконкрециями черного

цвета с блестящей поверхностью, которые распределены в микроглобулярной основной массе. Наиболее обычный размер конкреций – 0,2–0,5 мм, редко до 1–2 мм, морфологически они достаточно разнообразны – круглые, овальные, гантелевидные, часто с "лепешкообразными" наростами (фототабл. II-7-12). Внутренние части этих образований имеют четко выраженное кристаллическое строение (фототабл. II-13,14).

Характерная особенность микроконкреций заключается в мономинеральности их состава. Они сложены хорошо окристаллизованным *манганитом*, что следует как из анализа дифрактограмм (фиг. 25-2,3), так и по данным микродифракции электронов. Локальный энергодисперсионный анализ свидетельствует об отсутствии в частицах манганита каких-либо других катионов, кроме марганца. Расчет формулы манганита по данным химического состава показывает некоторый избыток Mn^{4+} относительно стехиометрического состава минерала, что, возможно, связано с частичным окислением манганита в процессе хранения проб.

Наконец, третья морфологическая разновидность марганцерудного вещества во впадине Атлантис-II представлена тонкими (доли миллиметра) корочками, а также стяжениями разнообразной, причудливой формы, часто ветвистыми, дендритовидными, натечными (фототабл. II-15-18). Такого рода стяжения сравнительно хрупкие, с матовой бугристой поверхностью темно-серого цвета, шлакоподобные, неоднородные. Они имеют смешанный состав и состоят в основном из двух минералов – тодорокита и манганита.

Тодорокит обычно образует двойниковые и тройниковые сростки, причем в образцах зафиксированы все три описанные выше модификации при преобладании модификации с параметром a = 19,5Å. В отдельных пробах отмечена незначительная примесь Mn-гётита. Содержание Mn_2O_4 в этих стяжениях в целом выше, чем в основной массе, но ниже, чем в почковидных микроконкрециях, и составляет 94–96%.

В составе Мп-рудного вещества впадины Тетис наиболее широким распространением пользуются *асболаны*, в структуре которых чередуются несоразмерные в плоскости (001) слои разного типа; дифрактограмма минерала представлена на фиг. 25-4. Новейшие данные, касающиеся кристаллохимической природы асболанов, систематизированы в монографии [Чухров и др. 1989]. Отмечено, что важная структурная особенность асболанов заключается в чередовании несоразмерных в плоскости (001) слоев разного типа – двумернонепрерывных и дефектных (островковых).

Развитые в Красном море асболаны представлены в виде чешуйчатых частиц (фототабл. II-19), энергодисперсионные спектры которых свидетельствуют о преобладании в их составе катионов Mn (фототабл. II-20), что отличает их от континентальных асболанов с высоким содержанием Co и Ni и сближает с асболанами, развитыми в океанических осадках и железомарганцевых конкрециях [Чухров и др. 1989].

Судя по энергодисперсионным спектрам, в структуру асболанов, помимо резко преобладающего Mn, входят такие элементы, как Al, Mg и Ca. Электронограммы асболанов содержат характерные для этих минералов две гексагональные системы отражений, характеризующих параметры двух подрешёток с a = 2,85 и 3,02Å (фототабл. II-21). Эти данные свидетельствуют о том, что структура минерала образована октаэдрическими слоями двух типов, в одном из которых основным катионом является Mn^{4+}, а в другом – Mn^{3+}, в сочетании с Al, Mg, Ca. Отсутствие на электронограммах, полученных от загнутых краев частиц минерала, первого базального рефлекса с d = 9,6Å свидетельствует о неупорядоченном чередовании двух упомянутых выше слоев в структуре рассматриваемых асболанов [Чухров и др., 1989]. Развитые в Красном море асболаны часто образуют ультратонкие срастания со слоистыми силикатами.

В одном из горизонтов осадочной толщи впадины Тетис была обнаружена не известная ранее *асболаноподобная слоистая фаза*, условно названная *X-фазой*. Частицы минерала имеют пластинчатую форму (фототабл. II-22), в его составе по данным энергодисперсионного анализа резко преобладают катионы Mn. Электронограмма X-фазы (фототабл. II-23) представляет собой суперпозицию трех строго ориентированных относительно друг друга гексагональных сеток рефлексов, различающихся разными их расстояниями от центра электронограммы. Ближайшие к центру рефлексы имеют межплоскостные расстояния d, равные 2,49; 2,60; 2,72Å, тогда как более удаленная от центра тройка рефлексов характеризуется значениями d – 1,44; 1,50; 1,57Å. Судя по электронограмме, структура X-фазы образована совокупностью чередующихся несоразмерных в плоскости *ав* слоев трех типов, различающихся базисными параметрами a. На основании измерения межплоскостных расстояний параметры a гексагональных подрешеток трех типов слоев равны 2,88; 3,03; 3,14Å.

Наблюдаемые дифракционные и энергодисперсионные данные наиболее естественно объяснить тем, что X-фаза содержит слои трех типов, которые либо неупорядоченно чередуются в пределах отдельных микрокристаллов, либо образуют субмикроскопические прорастания. Различные значения параметра a обусловлены вероятнее всего тем, что разные типы слоев содержат преимущественно катионы Mn^{4+}, Mn^{3+} и Mn^{2+}, соответственно.

Помимо рассмотренных выше оксигидроксидных соединений железа, марганца и кремния, в составе рудного вещества впадины Атлантис-II рентгенометрическим методом Дебая-Шерера нами обнаружены небольшие количества *феррофранклинита* – минерала, близкого магнетиту, имеющего формулу (Fe, Zn, Mn) $(Fe, Mn)_2O_4$ и относящегося к сложным оксидам группы шпинели (табл. 22).

Таблица 22. Рентгенограмма феррофранклинита (впадина Атлантис-II, ст. 1991, горизонт 300–315 см)

Образец		Эталон [Михеев, 1957]		Образец		Эталон [Михеев, 1957]	
I	*d*, Å	I	*d*, Å	I	*d*, Å	I	*d*, Å
2	2,97	3	3,00	8	1,48	9	1,49
10	2,55	10	2,55	1	1,28	3	1,28
2	2,11	4	2,12	2	1,16	3	1,13
2	1,71	2	1,70	2	1,09	5	1,10
5	1,62	8	1,62	3	1,05	6	1,05

Силикаты

Как уже отмечалось, одним из наиболее типичных минеральных компонентов гидротермально-осадочных накоплений дна Мирового океана являются слоистые силикаты, относящиеся к группе железистых смектитов. Помимо отложений Красного моря, они обнаружены и с разной степенью детальности изучены в осадках ВТП и депрессии Бауэр [McMartry, Yen Hsueh-Wen, 1981], в районе Галапагосского рифта [Курносов, 1982; Corliss et al., 1978], на геотермальных полях TAG и FAMOUS в Атлантическом океане [Hoffert et al., 1978], в Калифорнийском и Аденском заливах [Курносов, 1982; Cann et al., 1977].

В большинстве работ аутигенные слоистые силикаты гидротермальных отложений определяются как железистые смектиты, нонтрониты или ферримонтмориллониты, при этом, как правило, не приводятся их структурные, кристаллохимические и морфологические характеристики, не прослеживается динамика преобразования минеральных фаз.

Имеющиеся в литературе данные по составу, структуре и генезису смектитовой группы минералов, развитых в гидротермальных отложениях Красного моря, также достаточно противоречивы. Так, по данным, приведенным в работе [Miller et al., 1966], основным аутигенным глинистым минералом во впадине Атлантис-II является диоктаэдрический монтмориллонит. Дж.Бишофф охарактеризовал смектит из осадков той же впадины как минерал, занимающий промежуточное положение между нонтронитом и железистым сапонитом. Согласно рассчитанным кристаллохимическим формулам, сумма октаэдрических катионов в ячейке 2:1 слоев имеет промежуточное положение между 4 и 6, которые характерны, соответственно, для ди- и триоктаэдрических смектитов. Примечательной особенностью минерала оказалось высокое содержание Fe^{3+} в тетраэдрах [Bischoff, 1972]. По мнению

П.Гуларта, единственным аутигенным глинистым минералом, развитым в разных литолого-минералогических типах осадков впадины Атлантис-II, является диоктаэдрический ферримонтмориллонит, или нонтронит [Goulart, 1976]. В работе [Badaut et al., 1990] обосновано присутствие в тонком поверхностном слое осадков впадины Атлантис-II небольших количеств триоктаэдрических железистых смектитов.

Нами, как и в предыдущих работах, главное внимание при исследовании аутигенных глинистых минералов было уделено отложениям впадины Атлантис-II, хотя железистые смектиты в переменных количествах присутствуют практически во всех впадинах с гидротермальной разгрузкой.

В осадочной толще впадины Атлантис-II смектиты развиты повсеместно, начиная с глубин 5–10 см. В массе осадков аутигенные железистые смектиты образуют неправильной формы гнезда, линзы и прослои, окрашенные в зеленые тона. В верхних частях осадочной толщи они сильно обводнены (влажность 90–95%) и имеют характерную "творожистую" консистенцию, вглубь по разрезу силикатные линзы и линзовидные прослои становятся более плотными, часто имеют плитчатую текстуру, влажность их уменьшается до 70–75%. Часто к зеленым смектитовым участкам приурочены черные скопления микровкрапленности сульфидов. Значения Ept в богатых смектитами осадках составляют +50 – +150 мВт.

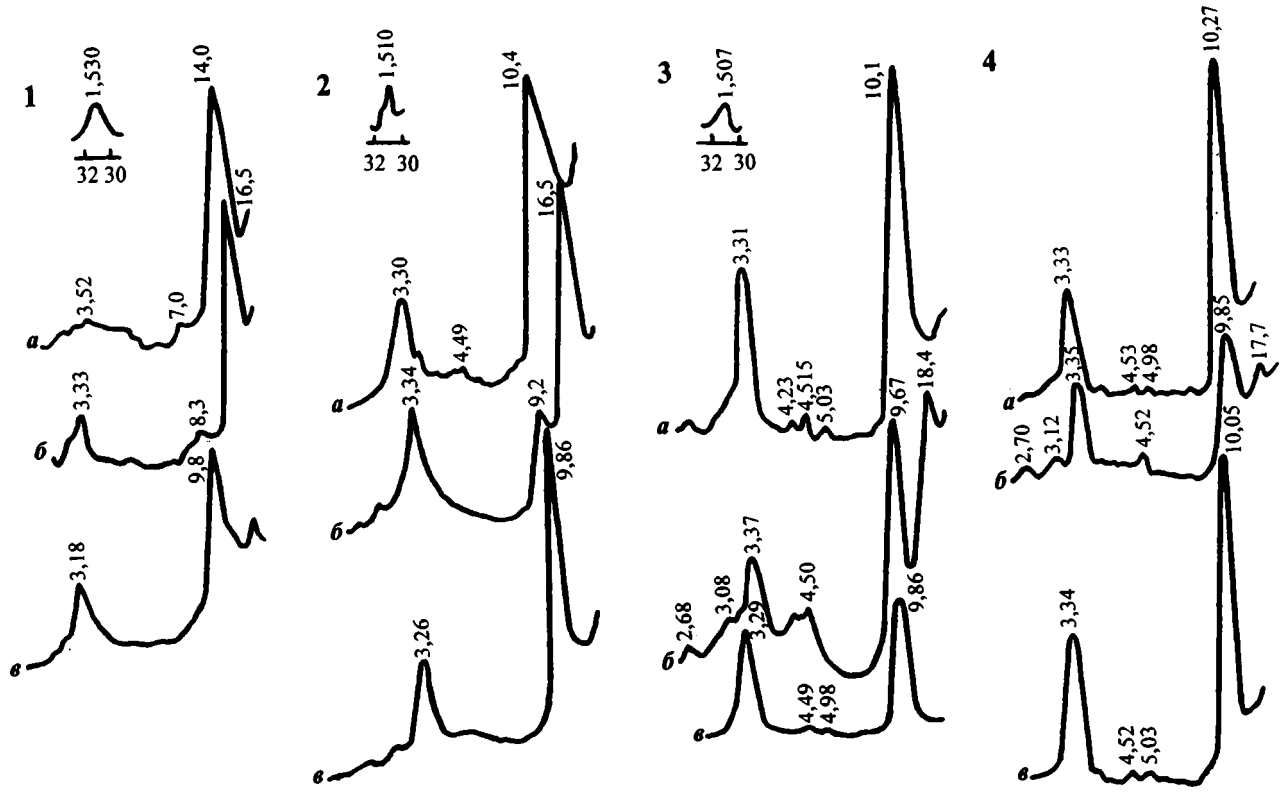
Применение комплекса лабораторных методов (рентгендифрактометрия, электронография, электронная микроскопия, микродифракция электронов, ИК-спектроскопия, химический анализ) позволило нам не только идентифицировать состав и структуру смектитовых минералов, но и проследить динамику их формирования и взаимных трансформаций. Установлено, что подавляющая часть смектитовых минералов формируется при раскристаллизации кремнево-железистого геля в толще осадков и образует единый генетический ряд с разными кристаллохимическими и структурными особенностями отдельных его членов.

Начальные продукты раскристаллизации, развитые главным образом в верхних частях осадочной толщи, представляют собой структурно неупорядоченную фазу – промежуточную между нонтронитом и железистым сапонитом – близкую описанной Дж.Бишоффом [Bischoff, 1972]. На рентгендифрактограмме одного из поверхностных образцов из впадины Атлантис-II (ст. 1991, горизонт 5–10 см) фиксируется сильное базальное отражение с $d(001)$ = 14,0Å и ряд более слабых рефлексов 001. После насыщения препарата этиленгликолем на дифрактограмме зарегистрирована близкая к целочисленной серия отражений с $d(001)$ = 16,5Å. После прокаливания дифрактограмма минерала содержит два интенсивных рефлекса с d = 9,8 и 3,18Å (фиг. 26-1). Величина параметра *в* составляет 9,18Å. Значение параметра *в*, а также характер дифрактограммы прокаленного образца (отсутствие отражения 002) свидетельствуют о высокой железистости минерала и о том, что катионы Fe^{3+} занимают не только октаэдры, но также часть тетраэдрических позиций 2:1

слоев [Crystal structures ..., 1980]. Существенно отметить , что наличие нецелочисленной серии базальных отражений на дифрактограмме прокаленного образца из-за смещения первого рефлекса в область малых углов (d = 9,8Å вместо 9,54Å) обусловлено эффектом исключительно малой толщины областей когерентного рассеяния, которые, по-видимому, совпадают с толщиной частиц [Дриц, Сахаров, 1976].

Использование электронографического метода косых текстур, разработанного С.И.Ципурским с соавторами [1978] применительно к исследованию смектитовой группы минералов, позволило оценить степень трехмерной упорядоченности рассматриваемых минеральных фаз. Электронограмма поверхностного образца оказалась крайне невыразительной (фототабл. III-I), что характерно для плохо окристаллизованных смектитов, и не содержала дискретных рефлексов ни на первом, ни на втором эллипсах, что может быть связано как с наличием дефектов смещения, так и с ориентационными поворотами слоев на произвольные углы [Бутузова и др., 1979]. При обработке поверхностного образца раствором K_2CO_3 его электронограмма мало изменилась по сравнению с исходной дифракционной картиной, что свидетельствует о слабой окристаллизованности минерала и о наличии в его структуре большого числа дефектов упаковки.

Смектиты, развитые в более глубоких горизонтах осадочной толщи впадины Атлантис-II, обладают существенно иными структурными, морфологическими и кристаллохимическими параметрами. Так, дифрактограмма смектитового образца, отобранного из той же колонки ст. 1991 с горизонта 400–412 см, содержит интенсивные рефлексы с d = 10,4 и 3,30Å и по внешнему виду близка дифракционной картине структурно неупорядоченных слюдистых минералов глауконитового типа (фиг. 26-2а). Однако после насыщения образца этиленгликолем происходит разбухание большинства межслоев в структуре минерала, что свидетельствует о неупорядоченном чередовании 10Å-ых – слюдистых и 16Å-ых – смектитовых пакетов в структуре смешанослойной фазы. Наличие смешанослойности выявляется на дифрактограмме насыщенного этиленгликолем препарата по нарушению целочисленности базальных отражений, что выражается в смещении в области малых углов второго дифракционного максимума, который имеет d = 9,2Å вместо d(002) = 8,8Å, характерного для смектитов с гомогенным этиленгликолевым комплексом (фиг. 26-2б). По положению этого рефлекса можно считать, что в анализируемой смешанослойной фазе соотношение разбухающих смектитовых межслоев и слюдистых неразбухающих равно приблизительно 70:30 [Дриц, Сахаров, 1976]. Отсутствие на дифрактограмме прокаленного препарата отражения 002, так же, как и в поверхностной пробе, свидетельствует о высоком содержании железа в составе октаэдрических катионов 2:1 слоев. Однако, несмотря на близость по степени железистости, образцы с поверхности осадочной толщи и из более глубоких ее частей характеризуются разным составом тетраэдров, поскольку имеют существенно различные значения d (060) = 1,53Å и 1,51Å (фиг. 26-1,2) и параметра $в$ – 9,18Å и 9,06Å, соответственно.



Фиг. 26. Дифрактограммы слоистых силикатов из осадков впадины Атлантис-II, ст. 1991

1 – смектит из поверхностного горизонта (глуб. 5–10 см); 2 – смешанослойная слюда-смектитовая фаза с соотношением слюдистых и смектитовых межслоев 30:70 (глуб. 400–412 см); 3 – селадонитоподобный минерал с соотношением слюдистых и смектитовых межслоев 80:20 (глуб. 445–460 см); 4 – селадонитоподобный минерал, обработанный в растворе гидроксиламина (глуб. 445–460 см)

а – ориентированные природные образцы; б – образцы, насыщенные этиленгликолем, в – образцы, прокаленные при Т – 550°С

Fig. 26. X-ray diffraction pattern of layered silicates from the Atlantis-II Deep sediments, site 1991

1 – Smectite from the upper part of sediments (horizon 5–10 cm); 2 – Mixed-layer smectite-celadonite phase, containing ~ 70 % smectite interlayers (horizon 400–412 cm); 3 – Mixed-layer celadonite-like phase, containing ~ 20 % smectite interlayers (horizon 445-460 cm); 4 – Celadonite-like mineral treated with hydroxylamine solution (horizon 445–460 cm)

а – natural oriented speciment; б – glycolated speciment; в – speciment heated at t = 550°C

Подобные различия структурных параметров позволяют предположить, что смектиты, развитые в толще осадков, в октаэдрических позициях содержат помимо железа такие катионы, как Al^{3+} и Mg^{2+}, а в тетраэдрах практически полностью отсутствует замещение Si^{4+} на Fe^{3+}. Другое отличие от поверхностных образцов заключается в наличии на дифрактограмме прокаленного препарата целочисленной серии базальных рефлексов (фиг. 26-2в), что свидетельствует об отсутствии для его частиц эффекта малой толщины областей когерентного рассеяния.

Смектиты из толщи осадков впадины Атлантис-II имеют четкую, типично глауконитовую электронограмму с разрешенными рефлексами на первом и втором эллипсах (фототабл. III-2). Распределение интенсивностей рефлексов такое же, как на электронограммах природных глауконитовых минералов. Судя по электронограмме, структура минерала аналогична структуре слюды политипной модификации IM с параметрами a = 5,23; $в$ = 9,06; c = 10,20Å и ß = 100°20'.

В отличие от поверхностных образцов после обработки проб из толщи осадков раствором K_2CO_3 их электронограммы существенно меняются, исчезает фон диффузного рассеяния (фототабл. III-3), что свидетельствует о строгой трехмерной упорядоченности структуры минералов и политипной их модификации IM.

В более глубоких горизонтах той же колонки 1991 в интервале 445–460 см слоистые силикаты образуют плотные зеленые стяжения с характерной плитчатой отдельностью. Под микроскопом эти участки отличаются чешуйчатым строением с ориентированным по слоистости распределением частиц. Рентгендифрактограммы ориентированных препаратов этих частиц содержат почти целочисленные серии базальных отражений и по внешнему виду не отличаются от дифрактограмм глауконитов и селадонитов (фиг. 26-3а). Достаточно узкие, симметричные и интенсивные отражения с d, равными 10,1 и 3,31Å, свидетельствуют о том, что исследуемые образцы практически не разбухают в водной среде. Очень малая интенсивность базального рефлекса 002 свидетельствует о высокой железистости минералов. Насыщение образцов этиленгликолем заметно меняет их дифракционные картины (фиг. 26-3б), что связано с разбуханием под действием молекул этиленгликоля – 20–30% межслоев. При этом наблюдается четкая тенденция к сегрегации смектитовых разбухающих и слюдистых неразбухающих межслоев, чем объясняется наличие в малоугловой области дифрактограмм двух рефлексов с межплоскостными расстояниями в 18,4 и 9,67Å. Этот эффект, по-видимому, связан как с неравномерной концентрацией и фиксацией катионов K^+ в различных монокристаллах, так и с разной степенью структурного совершенства последних.

Вычисленные по дифракционным картинам значения параметра $в$ составляют 9,05–9,04Å, что свидетельствует о крайне низкой степени изоморфных замещений в тетраэдрических сетках 2:1 слоев.

Изучение образцов из нижних частей осадочной толщи с помощью электронографического метода косых текстур показало, что в условиях вакуума структура минералов характеризуется значительно более высокой степенью трехмерной упорядоченности, чем это выявляется при их исследовании методом рентгеновской дифракции. Электронограммы образцов содержат пространственные рефлексы *h*, *k*, *l* как на первом, так и на втором эллипсах (фототабл. III-4). Четкость рефлексов отражает достаточно высокое структурное совершенство исследуемых минералов. Судя по электронограммам, их структура соответствует слюдистой политипной модификации IM с вакантными трансоктаэдрами. Параметры элементарной ячейки рассматриваемых минералов равны: a = 5,23–5,22; $в$ = 9,05–9,06; c = 10,13Å; ß = 100,2°–100,1°. Слабая интенсивность рефлекса 002 на первом эллипсе электрограмм, как было показано С.И.Ципурским с соавторами [Ципурский и др., 1978], обусловлена относительно низкой концентрацией межслоевых катионов K^+ в минеральных частицах по сравнению с их концентрацией в слюдах идеального состава.

Установленная на основании рентгеновского и электронографического анализов мономинеральность смектитовых образцов послужила основанием для расчета структурной формулы минерала по данным химического состава. Для того, чтобы исключить из отобранных проб примесь аморфных гидроксидов Fe, фиксируемых под микроскопом и не входящих в структуру смектитовых компонентов, образцы были обработаны раствором, состоящим из девяти частей пятимолярного гидроксиламина и одной части трехнормальной HCI, после чего в течение трех минут они кипятились в 4%-ном растворе KOH и отмывались от аморфных гидроксидов Fe.

Химический состав проб до и после указанных обработок приведен ниже:

Образец, %	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O
до обработки	46,59	0,17	0,80	33,32	0,57	2,59	0,90	3,72	7,68
после обработки	49,27	0,17	1,86	25,78	0,20	2,47	0,25	5,48	9,80

Рентгеновское изучение минералов после химических обработок показало, что их дифракционные картины почти не отличаются от дифрактограмм необработанных образцов, хотя после насыщения препаратов этиленгликолем оказалось, что число разбухающих межслоев сократилось до 15–20% (фиг. 26-4б).

Ниже приведены структурные формулы изученных проб, рассчитанные по их химическому составу – для необработанного образца:

$$K_{0,34}Na_{0,10}Ca_{0,04}Fe^{3+}{}_{1,57}Fe^{2+}{}_{0,10}Mg_{0,37}Si_{3,92}Al_{0,08}O_{10}(OH)_2;$$

для обработанного образца:

$$K_{0,55}Na_{0,04}Fe^{3+}{}_{1,52}Fe^{2+}{}_{0,10}Mg_{0,29}Si_{3,89}Al_{0,11}O_{10}(OH)_2.$$

Оба образца имеют близкие структурные формулы и относятся к высокожелезистым слюдистым минералам, содержащим около 20% разбухающих межслоев. Среди обменных катионов заметно преобладает K^+.

Как уже отмечалось, по своим дифракционным характеристикам рассматриваемые минералы аналогичны типичным гидрослюдам. Состав 2:1 слоев образцов близок селадонитовому, поскольку отрицательный заряд, возникающий в основном за счет замещения катионов Fe^{3+} на Mg^{2+} и Fe^{2+}, локализован в октаэдрических сетках.

Морфологические особенности аутигенных глинистых частиц, развитых в поверхностных и более глубоких горизонтах осадочной толщи, существенно неодинаковы. Если на поверхности это, как правило, бесформенные гелеподобные массы (фототабл. III-5,6), то с глубиной погружения видно, что по краям этих сгустков образуются многочисленные планковидные кристаллы, часто изогнутые, закрученные, лентовидные и спутанно-волокнистые пучки (фототабл. III-7-14). Изолированные удлиненные кристаллы-планки (фототабл. III-15), вероятно, представляют собой результат дезинтеграции этих агрегатов. Разная плотность распределения и размеры удлиненных кристаллов, переменный диаметр их изотропной "сердцевины" фиксируют разные стадии раскристаллизации первоначально аморфных гелевидных частиц. Микродифракционные снимки от таких кристаллов обнаруживают точечный характер электронограмм (фототабл. III-16).

Следует отметить, что с глубиной погружения в осадок степень раскристаллизации смектитовых частиц увеличивается. Последовательный процесс раскристаллизации метастабильных минеральных фаз подтверждается также тем, что эффект малой толщины областей когерентного рассеяния характерен только для поверхностных проб.

Таким образом, проведенное исследование аутигенных гидротермальных железистых слоистых силикатов, развитых в толще осадков впадины Атлантис-II, позволило установить *единый генетический ряд* их последовательных трансформаций от *структурно неупорядоченного нонтронита через смешанослойные тетракремниевые нонтронит-селадониты до слюдистого минерала, близкого селадониту*. В этой связи появилась возможность объяснить кристаллохимические различия железистых смектитов из впадины Атлантис-II, описанных в работах [Bischoff, 1972; Goulart, 1976]. По всей видимости, Дж.Бишоффом изучены образцы из поверхностных горизонтов, где преобладают нонтрониты. В этих нонтронитах высокий отрицательный заряд локализован в тетраэдрах и обусловлен замещением Si^{4+} на Fe^{3+}, в связи с чем параметр *в* минерала равен 9,18Å, как и в изученных нами поверхностных пробах. Образцы, описанные П.Гулартом, по-видимому, отобраны из более глубоких частей осадочной толщи, в них отрицательный заряд 2:1 слоев локализован преимущественно в октаэдрах и параметр *в*, как и в наших образцах, равен 9,06Å.

Изучение гидротермальных аутигенных железистых смектитов в Красном море позволяет предположить, что и в других гидротермально-активных районах возможно существование как собственно нонтронитов с идеальной формулой $M^{+}_{x}(Si_{4-x}R^{3+}_{x})Fe^{3+}_{2}O_{10}(OH)_{2}$, у которых слоевой заряд обусловлен замещениями Si^{4+} на трехвалентные катионы R^{3+} в тетраэдрах, так и слюди-

стых минералов селадонитового состава политипной модификации IM. Между указанными крайними членами единого генетического ряда существуют промежуточные разновидности смешанослойных тетракремниевых нонтронит-селадонитов. Очевидно, что для надежной диагностики смектитов необходимо изучение их кристаллохимического строения с использованием комплекса физических и химических методов исследования.

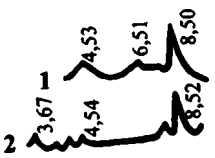
Более разнообразный комплекс слоистых силикатов развит в осадках юго-западной части впадины Атлантис-II, в районах, расположенных в непосредственной близости от очагов гидротермальной разгрузки. Характерной особенностью этой минеральной ассоциации является широкое развитие *Mg-содержащих силикатов – талька, минералов группы хлоритов, серпентина, сапонита, вермикулита, керолита*. Присутствие этих минералов в отложениях юго-западной части впадины Атлантис-II было отмечено в работах [Bäcker, Richter, 1973; Schneider, Shumann, 1979; Singer, Stoffers, 1981, 1987; Pottorf, Barnes, 1983; Cole, 1988; Ramboz et al., 1988; Oudin et al., 1984].

Нами в осадках трех колонок (1905(5), 396 и 389), расположенных в юго-западной котловине, также был идентифицирован комплекс слоистых силикатов, включающий *тальк, хлориты, сапонит и стевенсит*. В толще осадков эти минералы распределены крайне неравномерно, обогащенные ими прослои и линзы отличаются не характерными для отложений Красного моря высокими содержаниями Mg (до 9%).

Магнезиальные слоистые силикаты образуют в осадках линзовидные участки, состоящие из спутанно-волокнистых масс, тонких удлиненных кристаллов и их скоплений, часто собранных в пучки (фототабл. III-17-20).

В одной из колонок нами обнаружены также тонкие игольчатые кристаллы длиной в десятые-сотые доли миллиметра (фототабл. III-21,22), рентгендифрактометрический анализ которых показал, что эти кристаллы представлены *амфиболовым минералом* (фиг. 27). Более точно диагностировать его пока не удалось из-за высокой дисперсности частиц и чрезвычайно малых их количеств. Скопления кристаллов амфиболов ассоциируют, как правило, с ангидритом, тальком, аморфным кремнеземом и сульфидами. Присутствие актинолита, а также пироксенов и граната в отложениях юго-западного участка впадины Атлантис-II отмечено в работах [Zierenberg, Shanks, 1983; Ramboz et al., 1988; Oudin et al., 1984]. Следует отметить, что широкое развитие магнезиальных аутигенных силикатных фаз является особенностью минерального состава рудного вещества, локализованного близ очагов разгрузки высокотемпературных гидротерм на дне Мирового океана.

К числу других редких аутигенных силикатных фаз, встреченных в осадках впадины Атлантис-II, относятся водный силикат меди – *хризоколла*, обнаруженный нами в виде единичных зерен ярко-зеленого цвета размером в сотые доли миллиметра и диагностированный рентгендифрактометрическим методом, а также *ильваит*, присутствие которого в отложениях юго-западного бассейна отмечено в работах [Weiss et al., 1980; Zierenberg, Shanks, 1983; Oudin et al., 1984; Singer, Stoffers, 1987; Ramboz et al., 1988].



Фиг. 27. Дифрактограмма минералов из группы амфиболов (впадина Атлантис-II, ст. 389)

1 – глуб. 465–470 см, 2 – глуб. 385–388 см

Fig. 27. X-ray diffraction pattern of amphibole from the Atlantis-II Deep sediments, site 389

1 – horizon 465–470 cm; 2 – horizon 385–388

Сульфиды

Исследование сульфидных соединений, их минерального и химического состава, парагенетических ассоциаций и особенностей локализации представляет особый интерес для интерпретации условий образования гидротермально-осадочных рудопроявлений с позиций учения о месторождениях полезных ископаемых, поскольку именно сульфиды являются основными минералами-носителями таких экономически ценных металлов, как медь, цинк, свинец, серебро, золото.

Как отмечалось в гл. II, сульфидные соединения пользуются широким развитием в районах высокотемпературной гидротермальной деятельности в разных геодинамических обстановках дна Мирового океана – на срединно-океанических хребтах, в островодужных системах и задуговых спрединговых зонах, образуя широко известные холмообразные постройки, связанные с деятельностью "черных курильщиков" и вошедшие в литературу под названием "массивные сульфиды".

Установлено, что сульфидные рудопроявления отличаются чрезвычайно пестрым, поликомпонентным минеральным составом; вместе с тем, рудное вещество состоит в основном из сульфидных соединений железа, цинка и меди, а к главным минеральным видам относятся пирит, халькопирит, сфалерит, вюртцит, пирротин и марказит.

В Красном море сульфиды присутствуют в осадках большинства глубоководных впадин, однако самое широкое их развитие и наибольшее разнообразие минеральных видов наблюдается в рудоносных отложениях впадины Атлантис-II и прежде всего в юго-западной ее части, там, где сосредоточены очаги гидротермальной разгрузки.

С помощью комплекса лабораторных методов исследования в осадках впадины Атлантис-II нами идентифицированы следующие сульфидные соединения: *рентгеноаморфные сульфиды железа, цинка и меди, сфалерит* и его железистая разновидность *марматит, вюртцит, пирит, марказит, пирротин, халькопирит*, а также сульфидные соединения относящиеся к классу *сульфосолей меди* и имеющие структуру, близкую таким минералам, как колусит и германит.

Общая характерная особенность сульфидной минерализации в красноморских осадках заключается в неравномерности распределения сульфидов как

по площади, так и по вертикали осадочных разрезов. Сульфиды, как правило, не образуют единых выдержанных прослоев, а встречаются в массе вмещающих их илов в виде скоплений, сгустков, линзовидных участков, а также тонкораспыленной микровкрапленности, причем состав каждой отдельной пробы обычно полиминерален. Линзовидные прослои и участки, обогащенные сульфидами, выделяются в разрезе сажисто-черной окраской и характеризуются самыми низкими для осадков Красного моря значениями окислительно-восстановительного потенциала (Ept=+50 – -90 мВ).

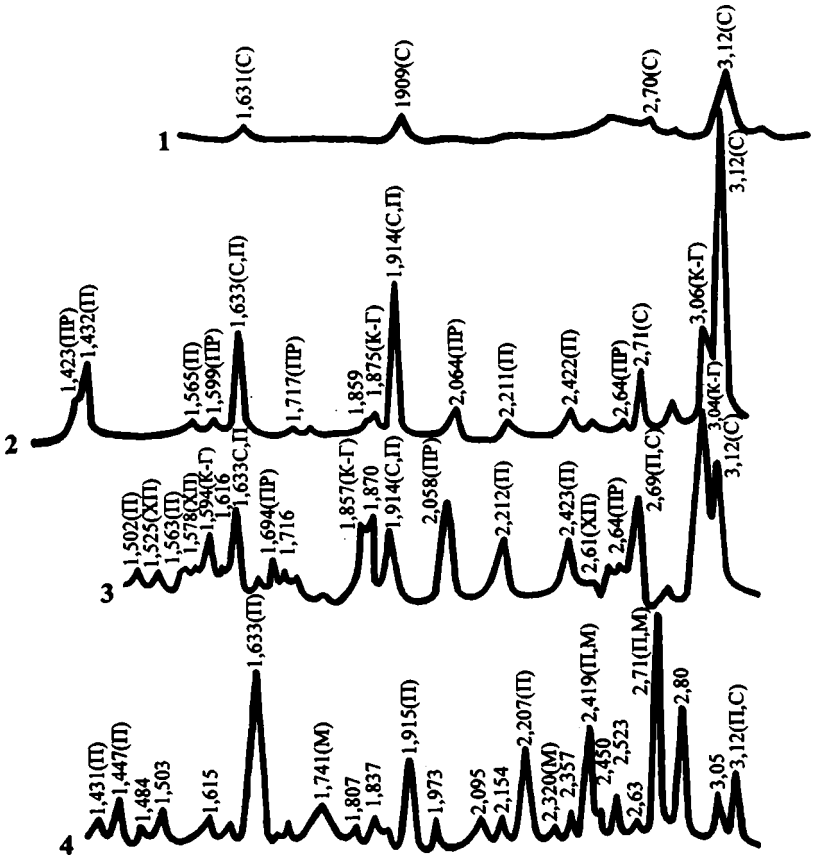
Во впадине Атлантис-II в осадках аморфной и верхней сульфидной зон широко развиты рентгеноаморфные сульфидные фазы, присутствие которых в Красном море впервые было отмечено в работе [Brokamp et al., 1978], а в составе окристаллизованных фаз (за исключением юго-западной части впадины) преобладает плохо окристаллизованный сфалерит с примесью пирита и марказита (фиг. 28-1). Сверху вниз по разрезу осадочной толщи степень окристаллизованности сульфидов возрастает, хотя в целом она остается невысокой.

Максимальные концентрации сульфидов, их минералогическое разнообразие и наивысшая степень окристаллизованности характерны для осадков юго-западной, наиболее глубокой части впадины Атлантис-II, развитых на участках, непосредственно примыкающих к выходам высокотемпературных гидротерм. На этих участках нами диагностирован сложный комплекс сульфидных соединений, включающий, помимо сульфидов цинка и пирита, пирротин, халькопирит и сульфосоли меди. Судя по имеющимся в литературе данным, там обнаружены также ковеллин, твердые растворы сульфидов с переменным соотношением Cu и Fe, единичные кристаллы арсенопирита[Missack et al., 1989], а также изокубанит [Ramboz et al., 1988] и сульфиды серебра (акантит-аргентит) [Weber-Diefenbach, 1977].

Перечисленные выше минералы, как правило, парагенетически тесно связаны, однако их соотношения на разных участках и даже в отдельных близко расположенных пробах существенно неодинаковы (фиг. 28-2,3).

В одной из колонок, расположенных в северо-западной части впадины Атлантис-II (ст. 1991), в самых нижних ее частях (горизонт 615–625 см) сульфидная составляющая представлена хорошо окристаллизованным пиритом (фиг. 28-4), который образует идиоморфные кристаллы размером 10–12 мкм и их скопления (фототабл. IV-1,2). В качестве небольшой примеси там обнаружены также марказит, халькопирит и пирротин. Ранее было высказано предположение о преобладании именно пирита в составе гидротермальных сульфидов, развитых в нижних частях осадочных разрезов впадины Атлантис-II [Bäcker, Richter, 1973].

С помощью элетронно-микроскопических исследований под сканирующим микроскопом можно не только видеть особенности морфологии сульфидных минералов, но и наблюдать ряд последовательных преобразований первично гелевидных глобулярных частиц в кристаллические фазы разной



Фиг. 28. Дифрактограммы образцов, обогащенных сульфидами (впадина Атлантис-II)

1 – сульфиды верхней зоны восточной части впадины (ст. 387, глуб. 440–450 см); 2,3 – сульфиды юго-западной части впадины (ст. 389): 2 – глуб. 388–400 см, 3 – глуб. 310–320 см; 4 – сульфиды нижней сульфидной зоны (ст. 1991, глуб. 615–625 см)

Буквами на дифрактограммах отмечены рефлексы, соответствующие следующим сульфидным минералам: п – пирит, м – марказит, с – сфалерит, пр – пирротин, хп – халькопирит, к–г – колусит-германит

Fig. 28. X-ray diffraction pattern of sulfide-bearing sediments from the Atlantis-II Deep.

1 – sulfides from sediments in the upper sulfide zone (SU_2) (site 387, horizon 440–450 cm); 2–3 – sulfides from the south-western part of the Deep. (2 – site 389, horizon 388–400 cm, 3 – site 389, horizon 310–320 cm); 4 – sulfides from sediments in the lower sulfide zone (SU_1) (site 1991, horizon 615–625 cm)

п – pyrite, м – marcasite, с – sphalerite, пр – pyrrhotite, хп – chalcopyrite, к-г – colusite-germanite

степени совершенства. Так, например, сфалерит, как правило, образует скопления или агрегаты мелких (5–10 мкм) глобулярных частиц с признаками перехода их в идиоморфные кристаллы со сглаженными, как бы оплавленны-

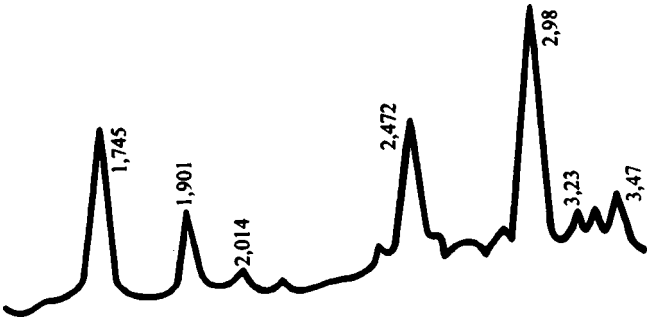
ми гранями (фототабл. IV-3,4), реже сфалерит встречается в виде тетраэдрических кристаллов с ярко выраженной спайностью (фототабл. IV-5). Пирит, или халькопирит, в осадках юго-западного бассейна часто образует мелкие кристаллы в форме октаэдров или пентагондодекаэдров со следами штриховки на гранях (фототабл. IV-6).

Одним из наиболее хорошо окристаллизованных гидротермальных сульфидов является пирротин, который встречается обычно в виде отдельных таблитчатых кристаллов шестигранной формы размером от 10 до 200 мкм или их скоплений (фототабл. IV-7-10). Минерал обладает ярко выраженными магнитными свойствами, под микроскопом в отраженном свете отличается металлическим блеском с характерной красновато-бурой побежалостью. Отличительной особенностью пирротина в осадках впадины Атлантис-II является присутствие в его составе цинка и в ряде случаев свинца, что отчетливо выявляется при исследовании минерала на микроанализаторе "Камебакс".

Изучение изотопного состава серы в шести образцах сульфидов из разных участков впадины Атлантис-II показало, что значения $\delta^{34}S$ в них колеблются от +3,1‰ до +8,6‰, причем наименьшие значения этого параметра характерны для полиметаллических сульфидов, расположенных в юго-западной части бассейна.

В отличие от впадины Атлантис-II, сульфидная минерализация на других участках гидротермальной разгрузки имеет меньшее распространение и в целом существенно отличный состав. Если во впадине Атлантис-II развита полиминеральная ассоциация сульфидов железа и цветных металлов преимущественно сложного химического состава, то в осадках других впадин основную роль играют сульфиды железа, среди которых преобладают пирит и рентгеноаморфные фазы. Сульфиды меди и цинка (сфалерит, халькопирит) удалось идентифицировать лишь в отдельных горизонтах впадин Тетис, Альбатрос и Эрба. В одном из горизонтов впадины Эрба в ассоциации с пиритом, сфалеритом и халькопиритом определены сульфосоли меди, аналогичные развитым в юго-западной части впадины Атлантис-II. Пирит в осадках большинства впадин встречается в виде отдельных кристаллов, а также их агрегатов и сростков, кристаллы часто прорастают друг друга, образуя своеобразные друзы (фототабл. IV-II,12), часто пирит образует фрамбоиды (фототабл. IV-13,14).

В отдельных впадинах (Дискавери, Альбатрос, Суакин) среди аутигенных сульфидов в заметных количествах присутствует хорошо окристаллизованный грейгит (мельниковит) (фиг. 29). Минерал обладает ярко выраженными магнитными свойствами и встречается в виде неправильной формы стяжений и частиц размером до 100 мкм, иногда с неясными кристаллографическими очертаниями (фототабл. IV-15,16,17), сложенных крайне мелкими беспорядочно ориентированными кристаллитами, что можно видеть лишь при больших увеличениях (фототабл. IV-18). В единичных пробах наряду с грейгитом отмечено присутствие достаточно редких аутигенных сульфидов железа – смайтита и канзита.



Фиг. 29. Дифрактограмма грейгита (впадина Дискавери, ст. 1996, глуб. 383–398 см)

Fig. 29. X-ray diffraction pattern of greigite from the Discovery Deep sediments (site 1996, horizon 383–398 cm)

Изотопный состав серы пирита также существенно отличается от изотопного состава сульфидов впадины Атлантис-II. Так, в двух изученных образцах значения $\delta^{34}S$ пирита составляют –23,1‰ (ст. 1996, впадина Дискавери) и –14,7‰ (ст. 399, впадина Эрба).

Следует отметить, что, в отличие от гидротермальных массивных сульфидов океанского дна, в красноморских рудных илах сульфиды свинца как самостоятельные минеральные фазы нами не обнаружены. Однако относительно высокие содержания свинца в сульфидсодержащих пробах свидетельствуют о нахождении этого элемента в составе сульфидных фаз, что подтверждается исследованиями на микроанализаторе "Камебакс". Присутствие небольших количеств сульфидов серебра (акантита, аргентина) в отложениях впадины Атлантис-II отмечено в работе [Weber-Diefenbach, 1977]. Подобных минералов нам идентифицировать не удалось.

Карбонаты

Характерными аутигенными минералами гидротермально-осадочных отложений Красного моря являются карбонаты, состав которых меняется от собственно железистого карбоната – *сидерита* (фиг. 30-1) до карбоната марганца – *родохрозита* (фиг. 30-2). Простые карбонаты железа или марганца встречаются достаточно редко; как правило, это – сложные железомарганцевые фазы с переменным соотношением катионов Fe^{2+} и Mn^{2+}, т.е. *манганосидериты* (фиг. 30-3). Аутигенные карбонаты образуют в осадках скопления, линзы и рассеянную вкрапленность кристаллов обычно ромбической формы (фототабл. V-I), а также радиально-лучистые агрегаты и сростки. Местами ромбоэдрические кристаллы манганосидеритов замещают створки планктонных фораминифер, а также образуют наросты на их поверхностях [Zieren-

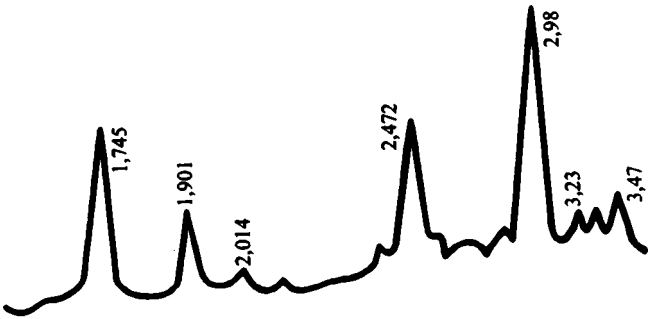
ми гранями (фототабл. IV-3,4), реже сфалерит встречается в виде тетраэдрических кристаллов с ярко выраженной спайностью (фототабл. IV-5). Пирит, или халькопирит, в осадках юго-западного бассейна часто образует мелкие кристаллы в форме октаэдров или пентагондодекаэдров со следами штриховки на гранях (фототабл. IV-6).

Одним из наиболее хорошо окристаллизованных гидротермальных сульфидов является пирротин, который встречается обычно в виде отдельных таблитчатых кристаллов шестигранной формы размером от 10 до 200 мкм или их скоплений (фототабл. IV-7-10). Минерал обладает ярко выраженными магнитными свойствами, под микроскопом в отраженном свете отличается металлическим блеском с характерной красновато-бурой побежалостью. Отличительной особенностью пирротина в осадках впадины Атлантис-II является присутствие в его составе цинка и в ряде случаев свинца, что отчетливо выявляется при исследовании минерала на микроанализаторе "Камебакс".

Изучение изотопного состава серы в шести образцах сульфидов из разных участков впадины Атлантис-II показало, что значения $\delta^{34}S$ в них колеблются от +3,1‰ до +8,6‰, причем наименьшие значения этого параметра характерны для полиметаллических сульфидов, расположенных в юго-западной части бассейна.

В отличие от впадины Атлантис-II, сульфидная минерализация на других участках гидротермальной разгрузки имеет меньшее распространение и в целом существенно отличный состав. Если во впадине Атлантис-II развита полиминеральная ассоциация сульфидов железа и цветных металлов преимущественно сложного химического состава, то в осадках других впадин основную роль играют сульфиды железа, среди которых преобладают пирит и рентгеноаморфные фазы. Сульфиды меди и цинка (сфалерит, халькопирит) удалось идентифицировать лишь в отдельных горизонтах впадин Тетис, Альбатрос и Эрба. В одном из горизонтов впадины Эрба в ассоциации с пиритом, сфалеритом и халькопиритом определены сульфосоли меди, аналогичные развитым в юго-западной части впадины Атлантис-II. Пирит в осадках большинства впадин встречается в виде отдельных кристаллов, а также их агрегатов и сростков, кристаллы часто прорастают друг друга, образуя своеобразные друзы (фототабл. IV-II,12), часто пирит образует фрамбоиды (фототабл. IV-13,14).

В отдельных впадинах (Дискавери, Альбатрос, Суакин) среди аутигенных сульфидов в заметных количествах присутствует хорошо окристаллизованный грейгит (мельниковит) (фиг. 29). Минерал обладает ярко выраженными магнитными свойствами и встречается в виде неправильной формы стяжений и частиц размером до 100 мкм, иногда с неясными кристаллографическими очертаниями (фототабл. IV-15,16,17), сложенных крайне мелкими беспорядочно ориентированными кристаллитами, что можно видеть лишь при больших увеличениях (фототабл. IV-18). В единичных пробах наряду с грейгитом отмечено присутствие достаточно редких аутигенных сульфидов железа – смайтита и канзита.



Фиг. 29. Дифрактограмма грейгита (впадина Дискавери, ст. 1996, глуб. 383–398 см)

Fig. 29. X-ray diffraction pattern of greigite from the Discovery Deep sediments (site 1996, horizon 383–398 cm)

Изотопный состав серы пирита также существенно отличается от изотопного состава сульфидов впадины Атлантис-II. Так, в двух изученных образцах значения $\delta^{34}S$ пирита составляют –23,1‰ (ст. 1996, впадина Дискавери) и –14,7‰ (ст. 399, впадина Эрба).

Следует отметить, что, в отличие от гидротермальных массивных сульфидов океанского дна, в красноморских рудных илах сульфиды свинца как самостоятельные минеральные фазы нами не обнаружены. Однако относительно высокие содержания свинца в сульфидсодержащих пробах свидетельствуют о нахождении этого элемента в составе сульфидных фаз, что подтверждается исследованиями на микроанализаторе "Камебакс". Присутствие небольших количеств сульфидов серебра (акантита, аргентина) в отложениях впадины Атлантис-II отмечено в работе [Weber-Diefenbach, 1977]. Подобных минералов нам идентифицировать не удалось.

Карбонаты

Характерными аутигенными минералами гидротермально-осадочных отложений Красного моря являются карбонаты, состав которых меняется от собственно железистого карбоната – *сидерита* (фиг. 30-1) до карбоната марганца – *родохрозита* (фиг. 30-2). Простые карбонаты железа или марганца встречаются достаточно редко; как правило, это – сложные железомарганцевые фазы с переменным соотношением катионов Fe^{2+} и Mn^{2+}, т.е. *манганосидериты* (фиг. 30-3). Аутигенные карбонаты образуют в осадках скопления, линзы и рассеянную вкрапленность кристаллов обычно ромбической формы (фототабл. V-I), а также радиально-лучистые агрегаты и сростки. Местами ромбоэдрические кристаллы манганосидеритов замещают створки планктонных фораминифер, а также образуют наросты на их поверхностях [Zieren-

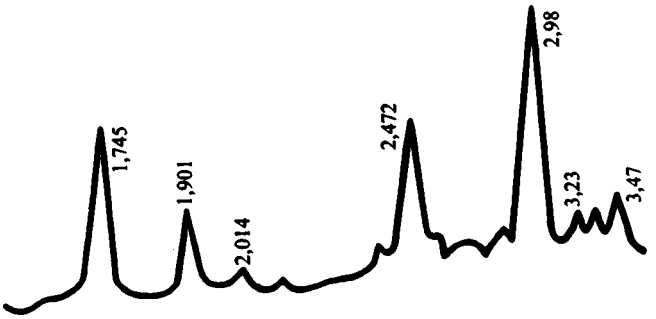
ми гранями (фототабл. IV-3,4), реже сфалерит встречается в виде тетраэдрических кристаллов с ярко выраженной спайностью (фототабл. IV-5). Пирит, или халькопирит, в осадках юго-западного бассейна часто образует мелкие кристаллы в форме октаэдров или пентагондодекаэдров со следами штриховки на гранях (фототабл. IV-6).

Одним из наиболее хорошо окристаллизованных гидротермальных сульфидов является пирротин, который встречается обычно в виде отдельных таблитчатых кристаллов шестигранной формы размером от 10 до 200 мкм или их скоплений (фототабл. IV-7-10). Минерал обладает ярко выраженными магнитными свойствами, под микроскопом в отраженном свете отличается металлическим блеском с характерной красновато-бурой побежалостью. Отличительной особенностью пирротина в осадках впадины Атлантис-II является присутствие в его составе цинка и в ряде случаев свинца, что отчетливо выявляется при исследовании минерала на микроанализаторе "Камебакс".

Изучение изотопного состава серы в шести образцах сульфидов из разных участков впадины Атлантис-II показало, что значения $\delta^{34}S$ в них колеблются от +3,1‰ до +8,6‰, причем наименьшие значения этого параметра характерны для полиметаллических сульфидов, расположенных в юго-западной части бассейна.

В отличие от впадины Атлантис-II, сульфидная минерализация на других участках гидротермальной разгрузки имеет меньшее распространение и в целом существенно отличный состав. Если во впадине Атлантис-II развита полиминеральная ассоциация сульфидов железа и цветных металлов преимущественно сложного химического состава, то в осадках других впадин основную роль играют сульфиды железа, среди которых преобладают пирит и рентгеноаморфные фазы. Сульфиды меди и цинка (сфалерит, халькопирит) удалось идентифицировать лишь в отдельных горизонтах впадин Тетис, Альбатрос и Эрба. В одном из горизонтов впадины Эрба в ассоциации с пиритом, сфалеритом и халькопиритом определены сульфосоли меди, аналогичные развитым в юго-западной части впадины Атлантис-II. Пирит в осадках большинства впадин встречается в виде отдельных кристаллов, а также их агрегатов и сростков, кристаллы часто прорастают друг друга, образуя своеобразные друзы (фототабл. IV-II,12), часто пирит образует фрамбоиды (фототабл. IV-13,14).

В отдельных впадинах (Дискавери, Альбатрос, Суакин) среди аутигенных сульфидов в заметных количествах присутствует хорошо окристаллизованный грейгит (мельниковит) (фиг. 29). Минерал обладает ярко выраженными магнитными свойствами и встречается в виде неправильной формы стяжений и частиц размером до 100 мкм, иногда с неясными кристаллографическими очертаниями (фототабл. IV-15,16,17), сложенных крайне мелкими беспорядочно ориентированными кристаллитами, что можно видеть лишь при больших увеличениях (фототабл. IV-18). В единичных пробах наряду с грейгитом отмечено присутствие достаточно редких аутигенных сульфидов железа – смайтита и канзита.



Фиг. 29. Дифрактограмма грейгита (впадина Дискавери, ст. 1996, глуб. 383–398 см)

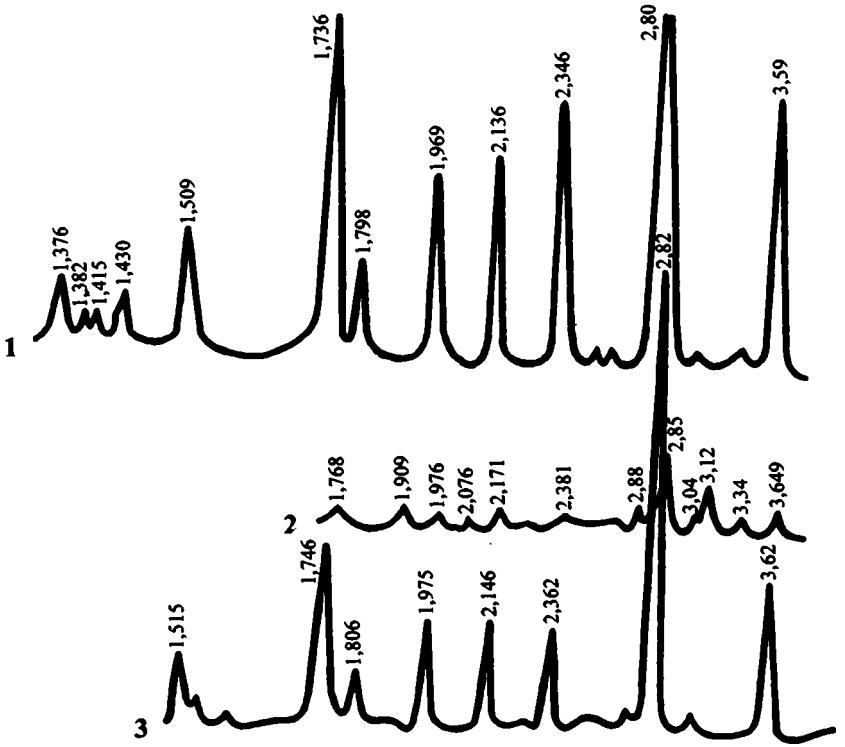
Fig. 29. X-ray diffraction pattern of greigite from the Discovery Deep sediments (site 1996, horizon 383–398 cm)

Изотопный состав серы пирита также существенно отличается от изотопного состава сульфидов впадины Атлантис-II. Так, в двух изученных образцах значения $\delta^{34}S$ пирита составляют –23,1‰ (ст. 1996, впадина Дискавери) и –14,7‰ (ст. 399, впадина Эрба).

Следует отметить, что, в отличие от гидротермальных массивных сульфидов океанского дна, в красноморских рудных илах сульфиды свинца как самостоятельные минеральные фазы нами не обнаружены. Однако относительно высокие содержания свинца в сульфидсодержащих пробах свидетельствуют о нахождении этого элемента в составе сульфидных фаз, что подтверждается исследованиями на микроанализаторе "Камебакс". Присутствие небольших количеств сульфидов серебра (акантита, аргентина) в отложениях впадины Атлантис-II отмечено в работе [Weber-Diefenbach, 1977]. Подобных минералов нам идентифицировать не удалось.

Карбонаты

Характерными аутигенными минералами гидротермально-осадочных отложений Красного моря являются карбонаты, состав которых меняется от собственно железистого карбоната – *сидерита* (фиг. 30-1) до карбоната марганца – *родохрозита* (фиг. 30-2). Простые карбонаты железа или марганца встречаются достаточно редко; как правило, это – сложные железомарганцевые фазы с переменным соотношением катионов Fe^{2+} и Mn^{2+}, т.е. *манганосидериты* (фиг. 30-3). Аутигенные карбонаты образуют в осадках скопления, линзы и рассеянную вкрапленность кристаллов обычно ромбической формы (фототабл. V-I), а также радиально-лучистые агрегаты и сростки. Местами ромбоэдрические кристаллы манганосидеритов замещают створки планктонных фораминифер, а также образуют наросты на их поверхностях [Zieren-



Фиг. 30. Дифрактограммы аутигенных карбонатов железа и марганца

1 – сидерит (Гипсум, ст. 413, глуб. 500–550 см); 2 – родохрозит (Атлантис-II, ст. 383, глуб. 400–410 см); 3 – манганосидерит (Атлантис-II, ст. 1905(5), глуб. 520–525 см)

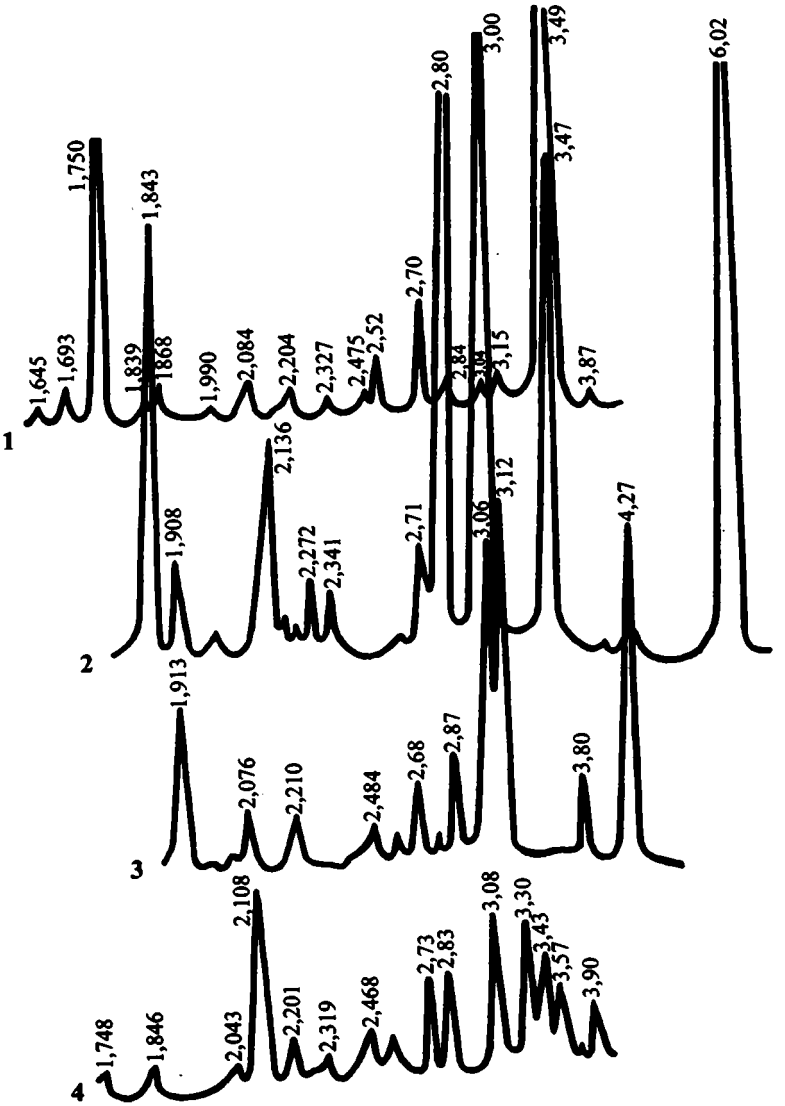
Fig. 30. X-ray diffraction pattern of Fe–Mn carbonates

1 – siderite (Gypsum Deep, site 413, horizon 500–550 cm); 2 – rodochrosite (Atlantis-II Deep, site 383, horizon 400–410 cm); 3 – manganosiderite (Atlantis-II Deep, site 1905 (5), horizon 520–525 cm)

berg, Shanks, 1988]. Аутигенные карбонаты развиты практически повсеместно, но обычно в небольших количествах, за исключением впадины Гипсум, где карбонаты, представленные исключительно сидеритом, в отдельных горизонтах являются одним из главных компонентов рудного вещества.

Сульфаты

К числу сульфатных минералов, характерных для отложений гидротермально-осадочного генезиса, относятся *ангидрит, гипс и барит*, которые наблюдаются практически во всех районах высокотемпературной гидротермальной деятельности.



Фиг. 31. Дифрактограммы сульфатных минералов (впадина Атлантис-II)

1 – ангидрит (ст. 389, глуб. 465–470 см); 2 – полугидрат сульфата Са (ст. 1991, глуб. 445–460 см); 3 – гипс (ст. 389, глуб. 415–425 см); 4 – барит (ст. 1991, глуб. 380–390 см)

Fig. 31. X-ray diffraction pattern of sulphate minerals from the Atlantis-II Deep sediments

1 – anhydrite (site 389, horizon 465–470 cm); 2 – semi-hydrate (site 1991, horizon 445–460 cm); 3 – gypsum (site 389, horizon 415–425 cm); 4 – barite (site 1991, horizon 380–390 cm)

В Красном море также обнаружены все три минеральных вида, а также *полугидрат сульфата Са* (фиг. 31-2), при этом наиболее широким распространением пользуется ангидрит, который встречается в виде отдельных удлинен-

ных таблитчатых кристаллов длиной 0,1–0,5 мм, их сростков и скоплений (фототабл. V-2,3), неравномерно рассеянных в массе осадков большинства впадин. В юго-западной части впадины Атлантис-II ангидрит образует многочисленные прожилки, линзы, а также мощные (до 2,5 м) пачки, где он парагенетически ассоциирует с сульфидами, аморфным кремнеземом, баритом, а также магнезиальными силикатами.

Гипс, как правило, встречается в виде крупных кристаллов (0,1–1 мм, реже более 1 мм), двойников, а также друз и радиально-лучистых сферолитов (фототабл. V-4, 5). В осадках некоторых впадин отмечено также присутствие микрокристаллического гипса, образованного, по-видимому, за счет гидратации ангидрита при хранении проб, либо при промывке их дистиллированной водой для удаления растворимых солей. Процесс перехода ангидрита в гипс подтверждается присутствием в осадках полугидрата сульфата Ca (фиг. 31-2). Возможность этого процесса отмечают и другие авторы [Kaplan et al.,1969; Hardie, 1967; Zierenberg, Shanks, 1983]. Основная масса крупнокристаллического гипса является, вероятно, первичной, т.е. образуется в осадке, о чем свидетельствуют включения в кристаллы минерала примеси вмещающего их ила, захваченного в ходе кристаллизации. Наиболее широко гипс развит в осадках впадины Гипсум, что и определило ее название.

Барит в массе гидротермально-осадочных отложений Красного моря встречается в виде мелкокристаллических агрегатов, отдельных сферолитов размером порядка 0,01 мм, а также в виде идиоморфных кристаллов и крестообразных двойников размером 0,001–0,01 мм (фототабл. V-6).

Во впадине Атлантис-II барит образует твердые корки толщиной до 10 см, расположенные непосредственно на базальтах [Свальнов и др., 1984].

Хлориды

Основным хлоридным минералом красноморских осадков является *галит*, главная масса которого выпадает в твердую фазу из насыщенных NaCl иловых вод в процессе высушивания проб. Большие количества галита крайне затрудняют изучение вещественного состава рудного вещества, что вызывает необходимость удаления растворимых солей из осадка путем промывания его дистиллированной водой.

Минералогические исследования натуральных образцов без промывки их водой показали присутствие в осадках воднорастворимых хлоридов железа [Weber-Diefenbach, 1977].

В отдельных колонках осадков впадины Атлантис-II с помощью дифрактометрического анализа идентифицирован оксихлорид меди – *атакамит*, который образует единичные зерна ярко-зеленого цвета размером 0,01–0,1 мм. Присутствие атакамита в осадках впадины Атлантис-II отмечалось ранее в работе [Mossman, Hefferson, 1978].

Самородные металлы

До недавнего времени сведения о распространении самородных металлов и интерметаллических соединений в гидротермально-осадочных отложениях дна Мирового океана были довольно ограничены [Cronan, 1979; Штеренберг, Васильева, 1979; Штеренберг и др., 1981; Шнюков и др., 1981]. Однако в последние годы появляются все новые данные о находках подобных образований в составе металлоносных осадков и рудопроявлений на разных участках гидротермальной деятельности. Сводка данных о распространении самородных металлов и интерметаллических соединений в осадках океанского дна приведена в работе [Гидротермальные ..., 1992].

Гидротермальные отложения глубоководных красноморских впадин представлялись перспективными для развития там самородных металлов, в связи с чем было проведено целенаправленное изучение 40 проб рудоносных осадков из впадин Атлантис-II, Дискавери, Тетис и Альбатрос, результаты которого представлены в работе [Бутузова и др., 1987].

Из отобранных проб выделялась фракция крупнее 0,1 мм и просматривалась под бинокулярной лупой. Обнаруженные металлические частицы закатывались в резиновый клей для рентгеновского анализа в камере Дебая-Шерера. Затем освобожденные от клея частицы запрессовывались в эпоксидной смоле, шлифовались и подвергались исследованию под микроскопом и на микроанализаторе MS-46 ("КАМЕКА"), после чего проводились полуколичественные спектральные определения элементов на лазерном микроанализаторе. Из сорока исследованных проб лишь в шести были обнаружены *самородные металлы*, причем все образцы принадлежат рудоносным отложениям впадины Атлантис-II.

Результаты рентгеновских анализов, приведенные в табл. 23, показывают, что в осадках впадины Атлантис-II присутствуют *самородные металлы: алюминий, железо и свинец.* По данным спектрального анализа в составе металлических частиц примесь других химических элементов крайне мала (следовые количества).

Важным представляется не только сам факт обнаружения в рудоносных осадках Красного моря самородных металлов, но и условия их локализации, а именно приуроченность металлических частиц к наиболее гидротермально активным участкам морского дна. Как уже отмечалось, эти частицы найдены только во впадине Атлантис-II, а в ее пределах большая их часть локализована в юго-западной котловине, в районе гидротермальной разгрузки. Внутри осадочной толщи самородные металлы парагенетически связаны с полиметаллическими сульфидами и сосредоточены в горизонтах, формирование которых отвечает периодам активизации гидротермального процесса.

Итак, анализ минерального состава красноморских осадков позволяет заключить, что выделенные парагенетические ассоциации аутигенных минералов, несмотря на наличие в Красном море рассолов, в целом типичны для гидротермально-осадочных отложений других рифтовых зон Мирового океана,

Таблица 23. Результаты рентгеновских анализов металлических частиц из рудоносных осадков впадины Атлантис-II

Ст. 1905-5 (500-511 см)		Ст. 387 (50-60 см)		Ст. 389 (50-60 см)		Ст. 389 (465-475 см)		Самородные металлы [Михеев, 1957]					
								Al		Fe		Pb	
I	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å
–	–	–	–	–	–	10	2,89	–	–	–	–	9	2,86
–	–	–	–	–	–	4	2,49	–	–	–	–	8	2,48
–	–	10	2,34	10	2,33	–	–	10	2,34	–	–	–	–
10	2,04	9	2,03	6	2,02	2	2,02	9	2,03	9	2,02	–	–
–	–	–	–	–	–	3	1,75	–	–	–	–	9	1,75
–	–	–	–	–	–	5	1,49	–	–	–	–	10	1,49
5	1,43	8	1,43	4	1,42	2	1,43	8	1,43	7	1,43	5	1,43
–	–	10	1,22	4	1,22	–	–	10	1,22	–	–	4	1,23
8	1,17	5	1,16	2	1,16	1	1,13	5	1,16	10	1,16	10	1,13
4	1,01	4	1,01	2	1,01	2	1,06	4	1,01	7	1,01	10	1,08

формирование которых связано с подводной высокотемпературной гидротермальной деятельностью. Существующие различия касаются главным образом редких и акцессорных минеральных фаз и связаны с пестротой и изменчивостью физико-химических параметров минералообразующей среды даже в небольших объемах придонных вод. Близость парагенетических ассоциаций рудных и нерудных минералов в гидротермально-осадочных отложениях различных рифтовых зон Мирового океана определяется сходством химического состава высокотемпературных гидротермальных систем тектонически активных зон Мирового океана.

Вместе с тем, особенности локализации гидротермальных минеральных частиц в Красном море и в условиях открытого океана существенно различны, что определяетя главным образом геоморфологической обстановкой, в которой происходит разгрузка гидротерм, и гидродинамикой придонных вод. Если в Красном море рудные компоненты осаждаются и накапливаются в ограниченных по размерам впадинах-ловушках, то в открытом океане гидротермальный материал фракционируется в зависимости от размеров и удельного веса частиц и распределяется на широких площадях дна океана.

В результате в Красном море образуются слоистые толщи гидротермально-осадочных отложений, где рудное вещество, как правило, представлено сложными поликомпонентными минеральными парагенезами, отражающими прежде всего интенсивность поставки компонентов и физико-химические обстановки придонных вод, при этом богатые полиметаллическими сульфидами и ангидритом прослои осадков маркируют обычно периоды активизации гидротермального процесса.

В условиях открытого океана в непосредственной близости от гидротермальных источников локализуются в основном сульфидные отложения и разнообразные продукты их окисления. По мере удаления от очагов гидротермальной разгрузки в составе рудного вещества преобладающими компонентами становятся оксигидроксиды железа и железистые смектиты, а по периферии рудных скоплений развиты обширные поля металлоносных осадков. Здесь гидротермальный материал в виде примеси добавляется к обычным пелагическим илам, а в составе рудного вещества наряду со смектитами и оксигидроксидами железа широко развиты частицы оксигидроксидов марганца.

Естественно, что размеры и конфигурация ореолов рассеяния рудных компонентов и распределение на площади гидротермальных минералов на различных гидротермальных полях неодинаковы, что связано не только со скоростями и направлением течений, но и с разными масштабами гидротермальной разгрузки.

Глава V
Геохимические особенности гидротермально-осадочных отложений

Hydrothermal products of the Red Sea as well as those from other ore deposits from spreading zones of the World Ocean demonstrate extreme inhomogeneity in composition and broad variations in abundances of various chemical elements. Nevertheless, these deposits contain two groups of elements which are principally different in both the character of distribution and genesis.

The first group includes Fe, Mn, Si, Zn, Cu, Pb, Cd, Ag, Au, Sb, Se, Ba, Co, and As. Elements of this group enter sedimentary basin mainly with hydrotherms and in various degree enrich ore-bearing muds relatively background biogenic-terrigenous sediments. Such elements as Zn, Cu, Ag, Sb, and Cd demonstrate maximum concentration.

The second group is represented by Al, Ti, Cr, V, Ni, Se, Hf, Zr, Ga, and Th. These elements occur within a background lithogenic matrix and demonstrate strictly different character of distribution with characteristically low abundances in ore-bearing deposits.

Results of correlation analysis support the idea on the presence of two dominant genetically different groups of chemical elements in the Red Sea sediments.

Contrary to ore deposits which are localized in the nearest proximity to the areas of hydrothermal discharge, metal-bearing sediments of the open ocean differ in more various composition of microelements. Extraction of elements from the sea water by sorptionally active particles of hydrothermal Fe and Mn oxyhydroxides predetermine geochemical facies of these sediments.

A special attention is paid to the analysis of both distribution of REE in various types of hydrothermal deposits and their behavior under the Red Sea ore-generating process.

In case of broad variation in composition and total REE concentrations in hydrothermal deposits, these elements are low in abundance. Distinct hydrothermal influence, which is primarily evident from the positive Eu anomaly, occurs in deposits within areas of hydrothermal discharge during periods of most intense activity of the hydrothermal process. This is accompanied by mainly oxidative conditions of natural waters or by some specific environments which are discussed in the book in great details.

Геохимические особенности рудных образований являются одной из наиболее важных характеристик месторождений полезных ископаемых и отдельных рудопроявлений. Они не только определяют экономическую ценность минерального сырья, но и заключают в себе ценную информацию, позволяющую понять условия образования и размещения рудных скоплений, их генезис, что в свою очередь является основой для научного прогнозирования и поисков полезных ископаемых. Очевидно также, что без детального анализа

реальных соотношений между химическими элементами и рассмотрения их поведения в ходе рудообразующего процесса не могут быть восстановлены геохимические механизмы формирования минеральных фаз рудного вещества.

Первые данные по геохимии красноморских рудных илов были опубликованы в 1966 г. А.Миллером с соавторами [Miller et al., 1966]. Было показано, что гидротермальные осадки впадины Атлантис-II помимо железа заметно обогащены Zn, Cu, Pb, Ag и Cd. Дальнейшие исследования химического состава отложений красноморского рифта, также проводимые главным образом на примере впадины Атлантис-II, уточнили общую геохимическую специализацию рудного вещества, при этом была отмечена прямая связь максимально высоких концентраций цветных металлов с содержаниями в осадках сульфидной серы, что позволило предположить преимущественное нахождение металлов в составе сульфидных фаз [Bischoff, 1969; Hendricks et al., 1969; Weber-Diefenbach, 1977].

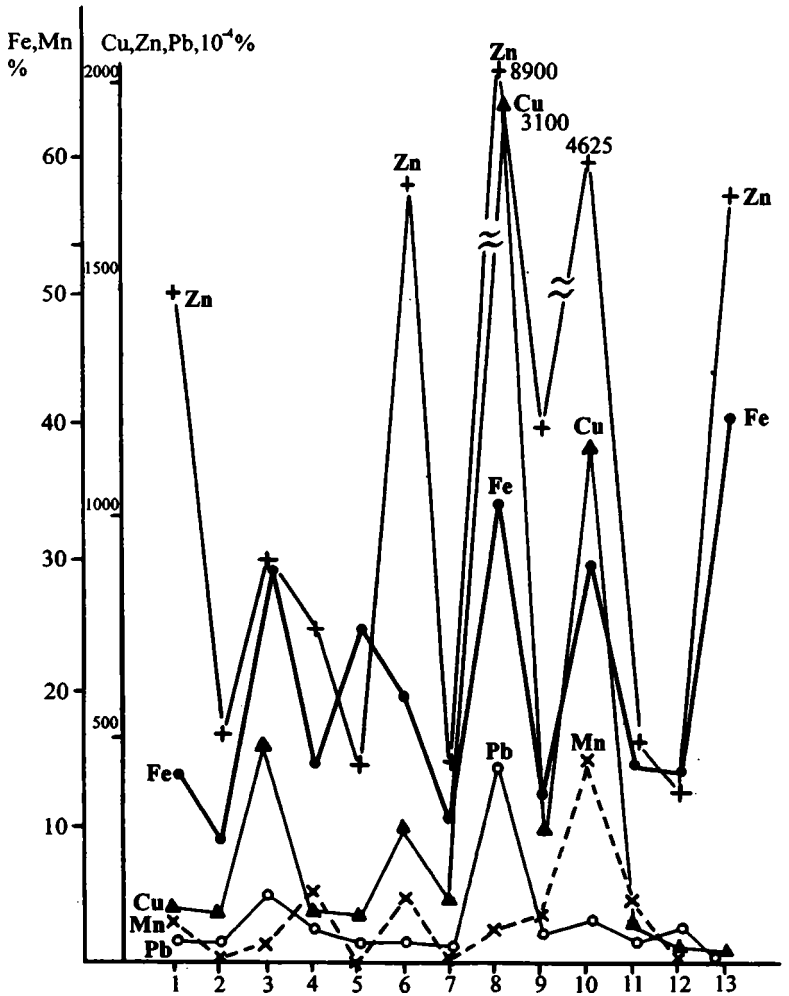
Следует отметить, что отложения других рифтовых впадин с точки зрения их геохимии охарактеризованы крайне недостаточно. Некоторые данные о химическом составе рудного вещества большинства известных в то время участков гидротермальной активности в Красном море приведены в работе [Bignell et al., 1976]. Наряду с перечисленными выше металлами отмечено обогащение рудных илов, и прежде всего сульфидных горизонтов, ртутью. Подчеркиваются существенные вариации содержаний металлов как в отдельных впадинах, так и по вертикали осадочных разрезов.

Изучение рудообразующего процесса в масштабах всей рифтовой зоны, уточнение связей элементов с минералогией, режимом протекания гидротермального процесса и обстановками седиментации, установление корреляционных зависимостей, а также определение достаточно достоверных значений средних содержаний элементов в разных типах отложений с учетом их крайней геохимической изменчивости требовало получения и анализа более представительных данных, а также расширения набора изучаемых элементов.

С этой целью в химических лабораториях ИО РАН и ГИН РАН было проанализировано более 500 образцов осадков из 13 впадин красноморского рифта, выполнено около 10000 элементоопределений. Существенная часть первичных данных по химическому составу осадков различных впадин опубликована в монографии [Металлоносные осадки Красного ..., 1986].

Прежде всего необходимо отметить, что систематизация фактического материала по химическому составу гидротермально-осадочных отложений Красного моря чрезвычайно затруднена благодаря крайней пестроте и изменчивости содержания и распределения химических элементов как по вертикали осадочных разрезов всех впадин, так и по их площадям.

Общая характеристика химического состава отложений каждой из изученных впадин приведены в главе III, а фиг. 32 демонстрирует широкие вариации средних содержаний главных рудообразующих металлов в осадках разных рифтовых впадин Красного моря.



Фиг. 32. Распределение средних содержаний главных рудообразующих металлов в отложениях рифтовых впадин Красного моря

1 – Суакин; 2 – Судан; 3 – Эрба; 4 – Шагара; 5 – Альбатрос; 6 – Дискавери; 7 – Вальдивия; 8 – Атлантис-II; 9 – Хадарба; 10 – Тетис; 11 – Нереус; 12 – Вима; 13 – Гипсум

Fig. 32. Distribution of mean concentrations of main ore-forming metals in the sediments of the Red Sea rift deeps

1 – Suakin; 2 – Sudan; 3 – Erba; 4 – Shagara; 5 – Albatros; 6 – Discovery; 7 – Valdivia; 8 – Atlantis-II; 9 – Hadarba; 10 – Thetis; 11 – Nereus; 12 – Vema; 13 – Gypsum

При изучении геохимии гидротермально-осадочных образований необходимо иметь в виду, что их химический состав формируется в результате совокупного вклада генетически разных составляющих осадка, главными из которых являются компоненты, поступающие на дно в составе гидротермальных растворов, и фоновая биогенно-терригенная матрица, образующаяся в ходе параллельно идущего осадочного процесса.

В связи с этим выявление геохимической специфики собственно гидротермального рудного вещества и установление количественных соотношений в осадке компонентов, поступающих из разных источников, требует знания химического состава фоновых отложений, практически не содержащих гидротермального материала.

В свою очередь, все гидротермально-осадочные отложения, в соответствии с предложенной в главе II их типизацией, были разделены на несколько групп, различающихся как по содержанию гидротермальной составляющей (рудоносные, металлоносные), так и по вещественному составу рудного вещества (железорудные, железо-марганцевые, сульфидные).

Помимо изучения особенностей химического состава выделенных разновидностей был проведен корреляционный анализ распределения в них определенной группы химических элементов, по которым имеется наиболее представительный аналитический материал. Все цифровые данные, используемые при анализе корреляционных связей, по оценкам асимметрии и эксцесса удовлетворяют нормальному распределению. При составлении схем корреляционных связей между элементами учитывались уровни значимости для доверительных интервалов в 95–99,9%.

Нормальные (фоновые) осадки Красного моря

Для изучения геохимии биогенно-терригенных фоновых осадков были использованы данные по химическому составу красноморских илов, развитых как за пределами осевой части рифтовой зоны, так и тех прослоев внутри отдельных рифтовых впадин, которые, судя по составу и значениям геохимических модулей, практически не содержат примеси гидротермальных рудных компонентов.

В табл. 24 приведены результаты химических анализов нормальных биогенно-терригенных осадков Красного моря (без пересчета на бескарбонатное вещество), которые в дальнейшем будут использованы для сравнения с разными типами гидротермальных образований.

Включенные в таблицу данные по составу глубоководных глин океана, заимствованные из работы [Металлоносные осадки Красного ..., 1986], демонстрируют большое сходство с красноморскими илами по распределению основной группы химических элементов.

Главное отличие геохимии глубоководных глин от нормальных осадков Красного моря заключается в относительно повышенных содержаниях некоторых химических элементов, что обусловлено, по-видимому, более высокой долей элементов, сорбированных из морской воды. Наиболее существенно процессы сорбции влияют на накопление в пелагических осадках таких элементов, как Cu, Ni, Co, Pb, Th, Hf, Sc (см. табл. 24).

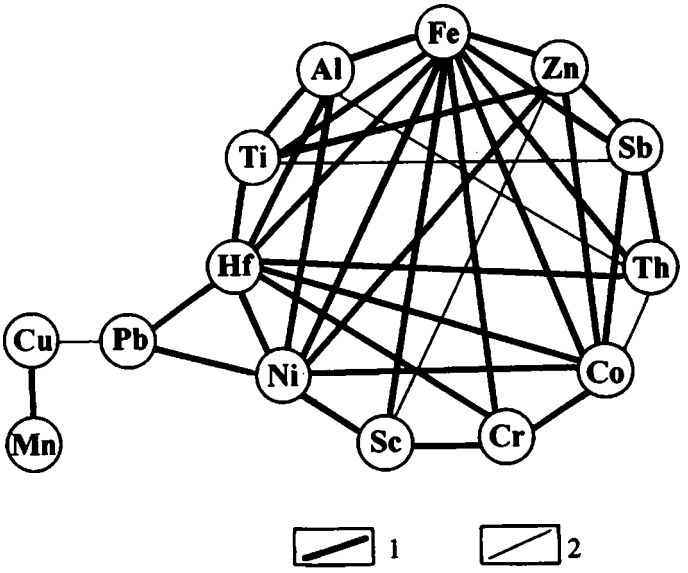
Таблица 24. Содержания элементов в нормальных (фоновых) осадках Красного моря

№ станции	Горизонт, см	Fe	Mn	Al	Ti	Zn	Cu	Pb	Ni	Co	Cr	Sc	Hf	Th	Sb
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
412	15–20	2,2	0,13	2,1	0,18	100	25	25	45	11	25	2,7	1,5	1,5	0,5
	55–65	2,7	0,27	3,02	0,3	140	20	20	50	7,6	24	3,1	1,4	1,6	0,5
	95–100	3,1	0,26	3,85	0,3	250	35	20	65	17	51	5,3	2,8	3,1	3
	100–105	4,4	0,32	4,5	0,38	400	46	18	84	26	72	5,8	4	4	1
	190–200	3,6	0,19	2,6	0,26	170	26	21	42	11	45	4,5	3,3	3,2	1
	295–300	2,3	0,23	2,7	0,22	200	21	20	42	9	35	4,6	2,4	2,2	2
	340–343	5,9	0,21	2,7	0,22	180	32	20	38	13	40	4,3	2,2	2,5	3
	345–350	3	0,17	2,6	0,22	200	27	23	45	11	32	4	2	2,3	1,6
	490–500	2,4	0,18	2,76	0,22	180	18	21	42	9,4	33	3,7	2,3	2,1	1
227	0–7	2,7	0,3	3,97	0,22	135	45	21	66	18	82	9,5	2	1,4	0,5
	7–16	2,7	0,34	3,66	0,22	150	49	27	70	19	62	10	2,7	2,1	0,5
	16–24	1,9	0,29	2,4	0,24	170	42	20	52	8	40	6	1,8	1,3	0,5
	46–51	4	0,21	5,3	0,22	240	60	19	80	22	94	14	3,4	2,9	1,2
	91–98	3,9	0,22	5,2	0,26	210	53	13	90	22	93	14	3,2	2,2	1,2
	132–135	1,8	0,1	2,5	0,22	100	23	16	45	9,5	48	6,7	1,9	1,2	0,5
239	0–10	2,9	0,6	4,2	0,3	170	51	15	42	9	50	5	2	1,4	1
	30–40	2	0,54	2,1	0,23	215	41	32	45	9,5	33	4	1,5	1,2	0,5
	60–70	2,2	0,24	2,7	0,32	235	57	25	40	10	50	7,6	2,1	2,2	0,5
310	0–5	1,8	0,15	3,02	0,25	120	34	25	50	14	49	7,4	1,3	1,5	0,5
	20–30	2,3	0,11	3,74	0,22	160	42	23	62	19	71	9	2	1,6	0,7
	35–40	2,3	0,08	3,62	0,25	120	30	21	50	16	62	9,5	2,1	1,9	0,8
	95–100	2,6	0,11	3,77	0,37	115	25	18	52	15	66	9,3	2,4	1,6	0,8
	245–250	3	0,14	4,12	0,22	190	40	22	50	22	69	10	2,4	2,7	1,2
	390–395	1,6	0,26	1,9	0,25	96	35	20	40	12	35	5,2	1	1,5	0,4
364	105–110	4,6	0,34	4,8	0,38	240	50	13	60	27	47	7,8	2,2	2	3
	205–210	4,1	0,7	4,1	0,37	330	30	15	90	19	41	6,7	1,9	1,6	2,5
366	10–20	4,1	0,3	4,2	0,38	230	40	15	70	22	62	10	2,9	0,8	3,4
	20–30	4,2	0,14	3,7	0,26	360	50	32	80	27	62	9	2,1	1,9	2
399	0–10	3	0,6	2,4	0,21	170	65	60	100	16	13	7,5	3	1,6	0,8
	15–20	2,6	0,67	2,4	0,21	180	70	60	100	16	37	6,3	1,8	1,5	0,6

Таблица 24. (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	245–250	3,6	0,4	3,4	0,28	110	60	85	90	11	71	9,5	5,2	2	0,5
	270–280	3,9	0,28	3,9	0,38	87	60	80	90	12	78	10	4,1	2	0,8
400	460–470	2,6	0,4	2,7	0,28	180	65	49	80	10	61	8,6	2,9	0,8	0,9
	520–530	3,3	0,5	3	0,3	350	65	30	95	15	68	9	2,4	0,6	1,4
402	100–105	3,4	0,36	2,5	0,24	185	35	15	55	16	57	5,1	1,5	3,3	2,1
	290–300	3,5	0,44	3,3	0,28	150	40	20	55	13	54	6	2,4	3,8	2,4
	325–330	4,8	0,55	4	0,36	220	90	18	65	15	21	2,7	2,8	1,8	0,8
	340–350	3,6	0,22	3,9	0,35	210	54	15	75	22	45	6	2,5	2,5	1,4
	360–370	3,6	0,56	2,8	0,26	200	68	20	52	27	70	7,7	3,2	4	2
	385–395	3,5	0,53	2,9	0,3	140	40	12	60	11	47	6,8	2,3	4	2,9
	405–410	3,3	0,33	3,7	0,36	270	85	32	45	14	67	7,6	3,3	4,1	1,7
408	128–135	3,3	0,28	4,2	0,37	200	52	16	40	18	41	6,7	3	2,7	2
	290–300	4	0,28	4,1	0,3	270	75	19	45	23	42	7,3	2,6	2,7	1
	350–360	3,6	0,28	3,7	0,28	170	70	29	50	20	32	6	2,6	2	1,7
	370–375	4,1	0,3	3,9	0,28	250	30	25	60	22	32	6	1,8	3	2,4
311	0–10	2,7	0,18	3,3	0,3	140	40	26	60	12	54	8,7	1,3	1,3	0,5
	34–39	1,9	0,39	1,75	0,28	190	56	18	40	12	30	4,8	1	1	0,6
	45–50	3,8	0,34	4,47	0,25	230	30	18	80	22	84	13	2,7	2	1,5
	50–55	5	0,12	5,12	0,37	310	45	20	90	42	90	13	2,7	2	1,5
	63–68	2,2	0,08	4,1	0,22	90	45	25	60	17	64	11	1,9	1,7	0,7
374	0–5	2,8	0,78	3,33	0,3	380	45	32	70	18	54	9,6	2,8	1,7	0,7
	39–44	2,5	0,62	1,35	0,24	200	70	21	40	10	34	3,6	1	0,8	0,5
	63–68	2,1	0,31	2,12	0,22	310	53	27	50	13	40	5,4	1,3	1,4	0,8
	68–74	3,5	0,38	3,9	0,27	430	40	27	80	20	61	10	2,6	2	2,7
	83–88	4	0,34	5	0,28	330	20	29	88	27	82	13,5	3,7	2,7	1,5
	95–100	6,1	0,17	5,79	0,38	420	20	23	90	32	90	15,5	3,7	2,7	1,9
	100–105	1,9	0,07	2,56	0,22	250	30	23	60	14	36	6	1,8	1,6	0,5
	130–135	2,4	0,1	2,69	0,25	110	45	23	60	17	38	7	2	1,8	0,5
Среднее		3,2	0,31	3,42	0,28	209	45	25	62	17	53	8	2,4	2,1	1,3
Океанические осадки		3,9	0,65	4,5	0,29	158	247	57	116	67	58	117	4,2	8,9	1,4

Примечание, Fe-Ti – в %; Zn-Sb – в 10^{-4}%,



Фиг. 33. Схема корреляционных связей между элементами в нормальных биогенно-терригенных осадках Красного моря

1, 2 – доверительные интервалы: 1 – 99%, 2 – 95%

Fig. 33. Scheme of correlation between elements in the Red Sea background sediments

1, 2 – confidence limits: 1 – 99 %, 2 – 95 %

Корреляционный анализ химического состава нормальных осадков Красного моря (табл. 25, фиг. 33) показал наличие прочных, статистически значимых корреляционных связей между большой группой элементов, включающей Fe, Al, Ti, Zn, Ni, Co, Cr, Sc, Hf, Th, Sb, что может свидетельствовать о их генетической общности, а именно: о преимущественном вхождении элементов в структуру терригенных алюмосиликатных минеральных фаз. Заметным исключением являются такие элементы, как Mn, Cu, Pb, которые не коррелируют с основной группой; так, марганец связан положительной корреляцией лишь с медью, а свинец – с медью, никелем и гафнием. Можно предположить, что, помимо вхождения в решетки минеральных фаз, Cu и Pb накапливаются в составе биогенного материала, что частично подтверждается данными по химическому составу планктона и раковин фораминифер и кокколитофорид океанических осадков [Мигдисов и др., 1979]. Что касается Mn, то благодаря его высокой геохимической подвижности, элемент может формировать самостоятельные минеральные фазы, а также сорбироваться на тонкодисперсном материале. Учитывая также, что рассматриваемые нормальные осадки расположены в основном в пределах рифтовой долины Красного моря, нельзя исключить присутствия в их составе незначительной примеси гидротермального марганца.

Гидротермально-осадочные отложения

Наиболее общей, характерной чертой химического состава всех гидротермально-осадочных образований Мирового океана, включая отложения Красного моря, является существенное их обогащение относительно обычных

Таблица 25. Коэффициенты парной корреляции между элементами в нормальных осадках Красного моря

Mn	Al	Ti	Zn	Cu	Pb	Ni	Co	Cr	Sc	Hf	Th	Sb	
0,086	0,653	0,524	0,487	0,109	-0,040	0,425	0,636	0,366	0,343	0,553	0,429	0,610	Fe
	-0,172	0,136	0,244	0,433	0,218	0,247	-0,118	-0,203	-0,180	0,054	-0,041	0,105	Mn
		0,518	0,391	-0,005	-0,145	0,480	0,721	0,681	0,713	0,561	0,302	0,345	Al
			0,356	0,191	-0,064	0,238	0,364	0,227	0,188	0,394	0,189	0,347	Ti
				0,059	-0,147	0,396	0,546	0,254	0,280	0,248	0,174	0,377	Zn
					0,329	0,179	0,064	-0,002	-0,001	0,212	-0,005	-0,131	Cu
						0,460	-0,169	0,044	0,126	0,422	-0,169	-0,288	Pb
							0,496	0,483	0,607	0,518	-0,052	0,095	Ni
								0,553	0,623	0,356	0,291	0,361	Co
									0,858	0,536	0,228	0,105	Cr
										0,487	0,047	0,076	Sc
											0,440	0,195	Hf
												0,445	Th

Примечание. Число проб = 58; уровни значимости для различных доверительных интервалов: 95%=0,273; 99%=0,354; 99,9%=0,443.

терригенных осадков железом, марганцем и определенной группой микроэлементов, поступающих на дно в составе высокотемпературных глубинных растворов.

Отличительные особенности геохимии этих отложений заключаются в крайне широких вариациях содержаний элементов в осадках, в большой изменчивости их распределения как по площади, так и в осадочных разрезах, а также в разнообразии форм нахождения элементов в осадках.

Причины столь сложной геохимической картины распределения элементов в гидротермально-осадочных образованиях заключаются в совокупном влиянии на их формирование и накопление различных природных факторов. К числу подобных факторов относится как общий режим гидротермального процесса – его интенсивность и периодичность, так и условия (физико-химические, геоморфологические, гидрологические) выпадения и локализации рудного вещества, что в свою очередь определяет соотношение в осадке литогенной матрицы и гидротермальных компонентов, скорость их осаждения, минеральный состав, сорбционные свойства взвешенных частиц и дальность их разноса.

Учитывая отмеченные особенности геохимии гидротермально-осадочных отложений, целесообразно рассмотреть распределение элементов в металлоносных осадках с содержанием рудного вещества менее 50% и в собственно рудоносных илах, включая их сульфидные, железистые и железо-марганцевые разновидности, а также сравнить геохимию красноморских отложений с геохимической спецификой океанических сульфидных руд и металлоносных осадков открытого океана, развитых на широких площадях дна.

Рудоносные отложения Красного моря

В табл. 26 приведены наиболее статистически представительные данные по распределению группы химических элементов в рудоносных отложениях всех изученных впадин Красного моря. Из анализа этих данных следует, что при крайней химической неоднородности гидротермальных рудных илов все рассмотренные элементы отчетливо разделяются на две группы.

Элементы первой группы, включающей Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Sb, Cd и Co, поступающие в основном в составе гидротермальных растворов, в той или иной степени обогащают рудоносные отложения по сравнению с фоновыми биогенно-терригенными илами, причем именно для этих элементов характерен максимально широкий разброс их содержаний в осадках – от фоновых до очень высоких значений, превышающих фоновые на 1–2 порядка, а иногда и более (см. табл. 26).

Распределение элементов второй группы, куда входят Al, Ti, Ni, Cr, Sc, Th и Hf, имеет прямо противоположный характер. Для них типичны устойчиво низкие содержания в рудоносных отложениях, которые, как правило, ниже их содержаний в нормальных биогенно-терригенных илах.

Таблица 26. Содержания элементов в рудоносных отложениях Красного моря

№ станции	Горизонт, см	Fe	Mn	Al	Ti	Zn	Cu	Pb	Ni	Co	Cr	Sc	Hf	Th	Sb	Cd
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
224	0–3	15	13	1,1	0,2	3900	790	75	48	44	25	3,9	1,1	–	2,6	–
	8–17	13	7,6	1,9	0,3	3050	270	12	37	35	138	19,5	1	–	3,7	–
	20–35	13	15	1,5	0,2	3650	385	90	40	50	38	8,3	0,6	–	7,1	–
	50–55	18	10	1,6	0,2	4100	420	58	38	40	64	8,3	1,4	–	4,1	–
	60–71	17	22	0,8	0,1	5700	380	110	32	36	16	3,1	0,6	–	3,3	–
	80–90	19	18	0,8	0,1	6600	590	162	84	44	12	3,5	0,6	–	5,9	–
	105–106	20	4,1	1,1	0,2	2500	700	80	55	41	24	6	2,2	–	3,8	–
	190–200	25	21	0,7	0,1	5600	560	118	35	55	29	3,7	1,1	–	6,2	–
	210–220	14	14	1,4	0,1	4650	430	108	60	35	28	4,8	1,7	–	5,9	–
	220–225	15	14	1,7	0,2	3550	300	80	40	28	38	6,5	1,7	–	4,5	–
	225–235	21	17	0,9	0,1	7300	630	190	76	46	24	4,9	5,3	–	2,2	–
	240–246	50	4,8	0,5	0,1	2300	165	60	25	10	23	4,1	1,6	–	4,4	–
	246–249	32	17	0,5	0,1	3600	1090	72	40	36	25	5	0,9	–	3,7	–
	287–298	19	2,6	1,9	0,2	2280	270	35	35	18	50	7,6	1,6	–	16,6	–
	310–320	23	16	0,6	0,1	7200	700	170	56	55	18	3	0,8	–	7,1	–
	330-340	21	17	1	0,1	5500	500	140	45	45	28	5,7	1,3	–	8,3	–
	360-370	16	17	1,2	0,1	4100	300	50	64	30	21	4,9	0,8	–	4,9	–
	400-410	18	15	0,9	0,1	6300	560	180	65	46	19	3,5	0,8	–	6,7	–
	460-470	16	14	0,8	0,1	6100	330	175	75	34	17	3,2	0,7	–	9,2	–
	500–511	19	20	0,9	0,1	4600	460	270	76	48	24	3,2	0,9	–	8,4	–
	120–130	51	0,7	0,1	0	1600	900	10	18	40	17	4,5	1,7	–	1,4	–
	134–141	48	0,1	0,1	0,1	1500	1700	19	27	45	17	2	1,7	–	1,4	–
	147–148	55	0,5	0,2	0,1	1250	3800	30	13	84	33	1,6	3,9	–	1,4	–
	148–150	56	0,3	0,2	0,1	1300	2400	12	15	50	8	9	2,4	–	1,1	–
	153–160	52	0,9	0,4	0,1	1700	550	15	23	17	13	1,3	1,9	–	1,5	–

Таблица 26. (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	160–175	51	0,3	0,8	0,1	1150	2050	28	16	110	82	16,6	3,7	–	3,3	–
	175–188	32	0,4	1,6	0,3	1300	900	43	81	66	78	12,4	1,9	–	0,9	–
	249–258	45	0,7	0,2	0,1	1690	1100	40	20	37	15	5	2,3	–	0,6	–
	258–260	54	0,7	0,5	0,1	1130	2200	28	22	76	36	5,2	7,7	–	1,4	–
	260–262	48	0,3	1,2	0,3	1100	1230	18	36	70	52	8,3	2,4	–	2,9	–
	262–275	39	0,3	1,6	0,2	1120	1140	10	52	60	50	9,4	1,3	–	2	–
	275–281	33	0,2	1,5	0,2	1300	1060	38	58	68	63	9,6	0,9	–	1,2	–
398	510–520	7,8	25	1,2	0,1	1550	240	24	45	36	16	1,4	–	–	1,2	–
	540–550	45	1,3	0,9	0,1	1450	210	24	50	18	24	2	–	–	1,4	–
413	0–10	37	0,2	0,8	0,1	700	14	13	32	13	24	1,5	–	1,2	2	–
	90–95	31	0,1	1,5	0,1	1000	40	25	25	7,4	42	4	–	2,2	3	–
	120–130	43	0,4	1,2	0,2	2000	17	35	25	2,6	31	2	–	1,7	1,6	–
	150–155	39	0,7	0,8	0,1	2000	17	25	32	2	20	1,5	–	0,5	2,4	–
	168–170	32	0,4	1,5	0,2	1300	25	13	28	3	34	2,7	–	1,5	2,6	–
	170–178	43	0,7	0,9	0,1	2300	16	12	28	2,4	23	1,7	–	0,7	1,6	–
	210–220	48	0,2	0,5	0,1	2150	15	25	21	2	29	1,4	–	0,5	2,7	–
	245–255	55	0,1	0,8	0,1	2300	19	23	24	1,5	35	1,7	–	0,5	3,2	–
	265–270	54	0,1	0,6	0,1	1600	250	20	24	3,2	35	1,5	–	0,5	2,5	–
	300–310	55	0,1	0,5	0,1	700	580	17	30	5	29	2	–	0,5	13	–
400	115–125	13	36	0,6	0	900	86	65	100	25	13	1,6	–	0,5	3,8	–
399	520–530	50	0,2	0,5	0,1	1000	2000	120	120	305	24	3	1,7	0,7	1,5	–
	540–545	60	0,1	0,3	0,1	525	540	80	60	43	10	1	1	0,7	3,2	–
	550–570	49	0,1	0,3	0,1	1770	1500	50	60	100	10	0,3	1	0,7	1,6	–
402	207–210	45	0,2	0,5	0,1	240	185	18	60	10	25	1,7	0,5	0,5	0,5	–
	230–235	51	0,6	0,5	0,1	255	45	10	60	15	5	1	0,5	0,5	0,4	–
	245–250	53	0,3	0,2	0	900	15	20	60	15	22	1	0,5	0,5	1	–
396	90–100	28	0,3	0,6	0	18500	7100	620	36	130	10	1	0,5	1	233	–
	352–357	27	2,6	1,8	0,2	3800	8500	300	64	120	28	3,8	0,5	1,7	108	–

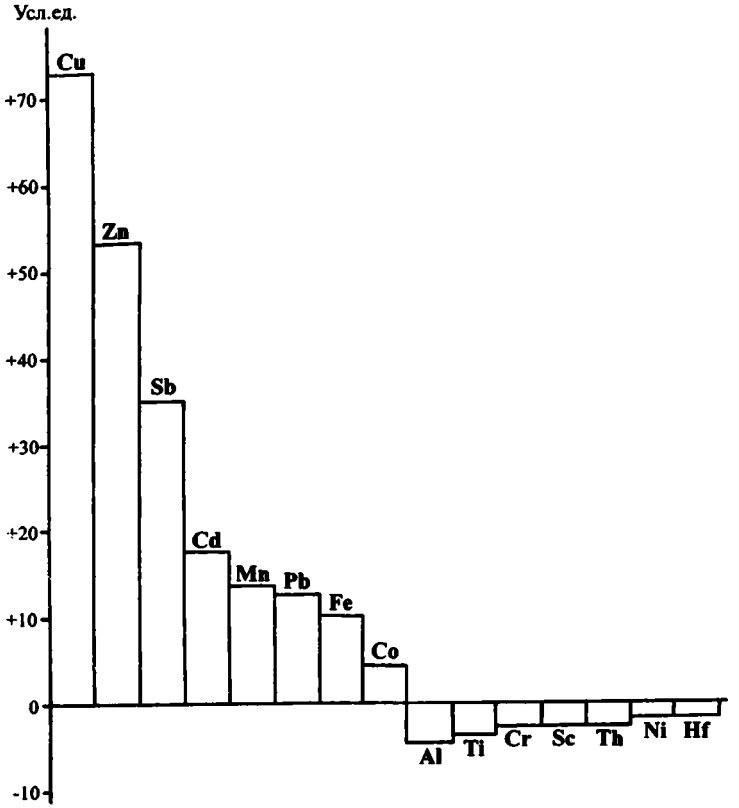
Таблица 26. (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	390–400	24	0,5	0,7	0	1800	1100	96	16	21	7	1,5	1	1	66	–
389	0–10	35	0,3	0,7	0,1	19900	7800	480	46	290	10	1,6	1,8	–	270	–
	30–40	26	0,2	0,8	0,1	56200	10000	500	48	320	10	2	0,5	–	27	–
	170–180	33	0,6	0,4	0	20000	8800	1110	46	200	10	0,5	0,5	–	239	–
	300–310	20	0	0,8	0	7200	10800	375	43	297	14	1,4	1	–	1290	–
	380–383	23	1,1	0,9	0,1	53000	13100	183	70	130	19	1,5	0,9	–	297	–
	435–440	28	0,7	1,2	0,1	43000	23900	198	100	242	27	4,7	3	–	389	–
	450–460	21	0,6	1,3	0,1	4500	20800	97	90	207	29	3,6	0,2	–	82	–
	465–470	14	0,2	1,1	0,1	3000	5500	44	32	40	13	2	0,7	–	5	–
383	100–120	45	0,3	0,8	0,1	9400	3500	370	35	120	19	1,2	–	–	31	80
	140–150	40	0,3	0,9	0,1	7300	2700	360	40	105	19	1,2	–	–	17	36
	165–175	33	0,2	1,3	0,1	9900	5400	240	35	142	20	1	–	–	30	140
	260–270	38	0,6	1,1	0,1	9900	6200	380	35	105	19	1	–	–	40	160
	310–320	30	0,3	1,1	0,1	8900	3600	200	25	82	19	1	–	–	33	120
	360–370	31	0,5	1,1	0,1	10100	5600	600	40	122	15	1	–	–	38	125
	400–410	30	2,1	2	0,1	10100	5600	600	70	120	20	1	–	–	33	130
	410–420	28	0,1	0,5	0,1	1700	1700	30	25	33	6	0,64	–	–	15	7
	425–435	17	2,4	0,8	0,1	1400	180	60	30	25	18	4	–	–	9	95
	442–460	21	2,1	2,1	0,1	8500	6700	180	50	70	21	4,7	–	–	38	180
	465–470	30	0,3	1	0,1	1900	6100	150	30	45	16	2,8	–	–	29	30
	470–480	26	0,5	1,1	0,1	2500	4400	180	35	68	19	1,7	–	–	23	–
	500–511	44	0,9	0,6	0,1	1300	1700	94	30	45	11	0,75	–	–	29	–
	535–545	45	0,5	0,6	0,1	800	3700	160	25	56	12	1,3	–	–	31	–
	550–560	39	0,6	0,8	0,1	700	3200	180	25	60	17	0,98	–	–	25	–
	560–563	27	0,1	0,6	0,1	800	1600	77	20	42	15	1	–	–	15	–
	567–568	38	4,8	0,9	0,1	1600	600	73	25	38	18	1	–	–	5,5	–
387	50–60	32	0,4	1	0,1	29200	7000	560	35	130	11	2	–	–		50
	90–100	31	0,2	1,1	0,1	45000	6500	580	40	160	11	2	–	–		85

Таблица 26. (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	130–140	38	0,3	0,7	0	22500	4670	610	40	99	9	0,9	–			42
	170–180	40	0,3	0,7	0	15000	3580	500	40	85	8	0,9	–			26
	210–220	34	0,4	0,8	0,1	28300	4830	620	45	81	12	1	–			71
	310–320	38	0,2	0,6	0,1	10000	3580	430	28	56	10	1,5	–	–	–	21
	445–450	30	0,2	0,8	0,1	25000	5750	760	40	128	10	1	–	–	–	58
	450–460	28	2,2	1,1	0,1	34000	4330	960	50	160	11	1	–	–	–	80
	470–475	22	0,3	0,3	0	1900	920	34	20	17	10	1	–	–	–	6
	475–480	60	0,4	0,3	0	1300	106	18	26	24	10	0,5	–	–	–	8
	520–530	55	2,6	0,6	0	2800	480	27	26	29	10	0,8	–	–	–	9
	580–587	51	1,3	0,5	0,1	2000	500	19	43	28	15	1	–	–	–	19
1991	0–5	36	0,6	1,5	0,1	10000	4900	705	14	56	11	–	–	–	–	–
	445–460	26	0,4	1,3	0,2	52260	10480	1285	40	50	14	–	–	–	–	–
	600–615	35	0,9	1	0,1	1650	2023	104	24	104	11	–	–	–	–	–
1905(5)	0–5	32	1,5	1,8	0,2	63000	8200	700	25	172	14	–	–	–	–	–
	15–20	32	0,1	1,2	0,2	66700	7800	1475	60	167	14	–	–	–	–	–
	20–38	30	0,1	1,3	0,2	31700	7300	912	42	125	11	–	–	–	–	–
	38–45	34	0,6	0,6	0,1	20000	7100	1000	32	177	11	–	–	–	–	–
	100–113	38	0,1	1	0,1	2800	9800	575	14	69	10	–	–	–	–	–
	115–150	38	0,2	1,2	0,1	16300	6700	760	20	122	10	–	–	–	–	–
	270–300	34	1,4	1,3	0,1	71400	10000	1125	28	132	10	–	–	–	–	–
	350–370	27	1,8	1,7	0,1	93800	11300	1325	33	137	12	–	–	–	–	–
	374–411	25	0,4	1,6	0,2	71200	9600	2130	40	85	14	–	–	–	–	–
	419–436	27	0	0,9	0,1	2500	12000	1500	27	48	12	–	–	–	–	–
	485–500	5,8	39	1,7	0,1	600	15	2950	18	14	20	–	–	–	–	–
	500–511	48	1,9	1,3	0,1	4800	1500	47	16	14	10	–	–	–	–	–
Среднее		33,4	4,1	0,9	0,1	11102	3448	309	41	74	22	3,2	1,8	0,9	46,0	–
Нормальные осадки Красного моря		3,2	0,31	3,4	0,28	209	45	25	62	17	53	8,0	2,4	2,1	1,3	4,2

Примечание. Fe-Ti – в %; Zn-Cd – в 10^{-4}%.



Фиг. 34. Степень обогащения (обеднения) химическими элементами рудоносных отложений Красного моря относительно фоновых осадков (нулевая линия)

Fig. 34. Degree of enrichment (depletion) in chemical elements of ore-bearing sediments from the Red Sea relatively to values (0) of background Red Sea sediments

Важно отметить, что степень обогащения или обеднения гидротермальных рудных образований разными элементами относительно фона существенно неодинакова. На фиг. 34 показано, во сколько раз уровень накопления элементов в рудоносных осадках отличается от их средних содержаний в нормальных красноморских илах, при этом рассматриваются лишь те элементы, по которым имеются статистически представительные данные, приведенные в табл. 26.

Как следует из табл. 26 и фиг. 34, гидротермальные рудоносные отложения Красного моря в среднем относительно фона максимально обогащены медью (~ в 70 раз), цинком (~ в 50 раз) и сурьмой (~ в 30 раз). Уровень накопления железа, марганца, кадмия и свинца несколько ниже (~ в 10–15 раз выше фона), минимальная степень обогащения рудных илов характерна для кобальта (~ в 4 раза выше фона).

Литогенные элементы (вторая группа) распределены в рудных илах более равномерно, их содержания ниже фоновых обычно в 2–4 раза. Снижение концентраций литогенных элементов в рудоносных осадках происходит в результате разубоживания осадочного материала гидротермальным, рудным веществом.

Судя по литературным данным и нашим отдельным определениям, к первой, гидротермальной группе элементов, помимо рассмотренных выше, относятся также Ag, Au, As, Ba и Hg, ко второй – литогенной – V, Zr, Ga и Ge.

Так, согласно данным, приведенным в работе [Гидротермальные ..., 1992], в гидротермальных сульфидных рудопроявлениях дна океана содержания золота варьируют в пределах 0,06–10,4 г/т (среднее 1 г/т), серебра – от 9,2 до 172,6 г/т (среднее 56 г/т), что примерно на три порядка выше кларковых значений. Отмечается, что в отдельных пробах концентрация Au достигает 33 г/т, Ag – 680 г/т.

В Красном море, в сульфидных горизонтах впадины Атлантис-II, содержание золота составляет 0,9–1,4 г/т, серебра – 80–100 г/т. Концентрация As в гидротермальных сульфидных океанских рудах меняется от 50 до 782 г/т, Ba – от 0,05 до 1,6% [Гидротермальные ..., 1992]. В рудоносных осадках Красного моря содержание As достигает 1500 г/т, Ba – 0,6–0,8%. Количество ртути в отдельных горизонтах красноморских илов на 1–2 порядка выше фона (фон – $n \cdot 10^{-5}$ %; рудоносные осадки – $n \cdot 10^{-4}$ – $n \cdot 10^{-3}$ %).

Вместе с тем, все изученные пробы гидротермально-осадочных образований Красного моря характеризуются низким уровнем накопления V, Zr, Ga и Ge. Так, содержания V в этих отложениях обычно составляют 30–150 г/т[1], Zr – 10–80 г/т, Ga 10–20 г/т и Ge 1–50 г/т, что в целом ниже (или на уровне) средних содержаний этих элементов в обычных морских осадках, лишенных гидротермального влияния.

Не совсем ясным остается поведение в гидротермальном процессе элементов группы платины. В литературе имеются единичные данные по их распределению в гидротермальных образованиях океана. В частности, в работе [Ваганов и др., 1995] приводятся результаты определения иридия в сульфидных рудопроявлениях Срединно-Атлантического хребта. Отмечаются достаточно широкие вариации содержаний элемента – от 0,6 до 13,6 мг/т. В отдельных пробах сульфидных отложений ВТП определены содержания платины, составляющие 1–3 мг/т [Bischoff et al., 1983]. Судя по имеющимся данным, платиноиды не относятся к числу элементов, интенсивно накапливающихся в океанских гидротермальных рудопроявлениях.

Также не характерны для гидротермального океанского рудообразующего процесса и такие элементы, как фосфор и уран. В чистых гидротермальных растворах содержания P и U экстремально низкие, а возможное относительное

---

[1] Резко повышенные содержания V (3000–5000 г/т) отмечены лишь в отложениях самой нижней части разреза впадины Атлантис-II (зона DOP), для которых характерны экстремально высокие концентрации фосфора и редкоземельных элементов. Причины геохимических аномалий в этих осадках будут рассмотрены ниже.

обогащение этими элементами металлоносных образований связано с их извлечением из морской воды сорбционно активными гидротермальными частицами оксигидроксидов Fe и Mn [Feely et al., 1990, Shimmield, Price, 1988; и др].

Иными словами, влияние гидротермальной деятельности на поведение P и U, как и некоторых других элементов (Ni, Cr, V и др.), проявляется косвенным образом через сорбционное извлечение элементов из водной массы гидротермальными оксигидроксидами.

В табл. 27–29 представлены данные по распределению элементов в отдельных типах рудоносных осадков – железорудных (см. табл. 27), где гидротермальная составляющая представлена в основном оксигидроксидами железа, оксигидроксидных железомарганцевых (см. табл. 28) и сульфидсодержащих отложениях (см. табл. 29), а на фиг. 35–37 – степень обогащения (обеднения) элементами каждой из групп рудоносных осадков относительно нормальных фоновых биогенно-терригенных илов Красного моря.

Из приведенных данных очевидно, что максимально высокие концентрации Zn, Cu и Pb характерны для сульфидных пачек, при этом уровень их содержаний многократно превышает количество металлов в железорудных и железомарганцевых образованиях. Подобные соотношения со всей определенностью свидетельствуют о вхождении основной части Cu, Zn и Pb в состав сульфидных минеральных фаз.

Вместе с тем, не все количество халькофильных металлов, поступающих в составе гидротерм, связано с сульфидными минералами, о чем свидетельствуют как их относительно высокие содержания в бессульфидных железистых и железомарганцевых осадках, так и минеральный состав рудного вещества. Как было показано в главе IV, не только Zn, но и такой халькофильный элемент, как Cu, образуют собственные, несульфидные минеральные фазы, фиксируемые в составе рудного вещества (феррофранклинит, хризоколла, атакамит). Кроме того, значительная часть элементов соосаждается или сорбируется на свежеобразованных оксигидроксидах Fe и Mn в придонных водах или в толще заполняющих впадины рассолов.

Убедительным доказательством важной роли процессов соосаждения и сорбции микроэлементов на свежеобразованных частицах гидроксидов Fe и Mn является характер распределения элементов в толще рассолов впадины Атлантис-II, что демонстрируется на фиг. 38, составленной по данным, опубликованным в работе [Brooks et al., 1969]. Показательно, что при достаточно сложном распределении микроэлементов в рассольной толще заметные перепады их концентраций происходят на границах слоев с различными физико-химическими характеристиками, т.е. там же, где в твердые гидроксидные фазы переходит основная масса растворенных форм железа и марганца. Совокупность геохимических и минералообразующих процессов, протекающих в водной толще впадины Атлантис-II, подробно будет рассмотрена в главе VI.

Что касается группы литогенных элементов, то их распределение во всех типах рудоносных отложений вне зависимости от состава гидротермального вещества достаточно постоянно (см. фиг. 34–37).

Таблица 27. Содержания элементов в железорудных осадках Красного моря

№ станции	Горизонт, см	Fe	Mn	Al	Ti	Zn	Cu	Pb	Co	Ni	Cr	Sc	Sb
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
399	320–330	51,8	0,34	0,5	0,025	600	175	50	10	70	10	1	1,2
	373–375	48	0,24	0,9	0,07	350	100	50	15	80	10	2,3	1,5
	520–530	50	0,16	0,5	0,06	1000	2000	120	305	120	24	1,5	1,5
	540–545	60	0,1	0,3	0,02	525	540	80	43	60	10	1	3,2
	555–570	49	0,08	0,25	0,03	1770	1500	50	100	60	10	0,3	1,6
400	365–371	41	0,6	0,28	0,01	450	27	23	3	40	20	1	1,9
	371–375	49	0,85	0,04	0	430	20	20	7	60	25	1	1,9
402	207–210	45	0,17	0,49	0,07	240	185	18	10	60	25	1,7	–
	230–235	51	0,56	0,45	0,06	255	45	10	15	60	5	1	–
	245–250	53	0,25	0,2	0,03	900	15	12	15	60	22	1	–
	433–438	47,5	0,26	0,74	0,09	1050	78	15	23	50	30	2	–
	445–455	46,5	0,22	0,6	0,05	500	84	10	20	70	37	1	–
	445–458	55	0,13	0,22	0,04	1150	140	18	21	65	34	1	–
	460–470	55,3	0,1	0,16	0,04	1280	2200	24	50	55	29	1	–
	470–475	58,7	0,16	0,21	0,04	2350	1100	20	69	60	19	1	–
383	100–120	45	0,28	0,84	0,06	9400	3500	370	120	40	19	1	31
	140–150	40	0,26	0,89	0,07	7300	2700	360	105	35	19	1,2	17
	500–510	44	0,9	0,58	0,05	1300	1700	94	45	30	11	0,75	29
	535–545	44,5	0,53	0,6	0,05	800	3700	160	56	25	12	1,3	31
387	170–180	40	0,29	0,66	0,04	15000	3580	500	85	40	8	0,9	–
	475–480	60,8	0,35	0,32	0,02	1300	106	18	24	26	5	0,8	–
	520–530	55	2,58	0,55	0,04	2800	480	27	29	26	6	1	–
	580–587	50,8	1,34	0,46	0,05	2000	500	19	28	43	15	1	–
396	480–485	41,8	0,35	0,32	0,04	1130	1400	70	25	30	5	15	–
	515–525	47,4	1,05	0,42	0,024	1800	2700	65	18	37	5	1	103
	525–530	51	0,8	0,26	0,035	550	40	50	35	40	6	1	103

Таблица 27. (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
224	120–130	50,8	0,69	0,1	0,03	1600	900	10	45	18	17	4,5	1,4
	134–141	47,6	0,13	0,12	0,05	1500	1700	19	45	27	17	2	1,4
	147–148	55,2	0,5	0,18	0,03	1250	3800	30	84	13	33	1,6	1,4
	148–150	56,2	0,65	0,18	0,03	1300	2400	12	50	15	8	9	1,1
	153–160	51,6	0,9	0,36	0,05	1700	550	15	17	23	13	1,3	1,5
	160–175	50,9	0,34	0,8	0,12	1150	2050	28	110	16	82	16,6	3,3
	249–258	45,4	0,7	0,2	0,05	1690	1100	40	37	20	15	5	0,6
	258–260	53,5	0,6	0,45	0,07	1130	2200	28	76	22	36	5,2	1,4
	260–262	47,5	0,4	1,2	0,09	1100	1230	18	70	36	52	8,3	2,9
	262–275	38,8	0,3	1,6	0,18	1120	1140	10	60	52	50	9,4	2
412	210–220	41,5	0,15	1,04	0,08	450	15	15	5	32	20	1,2	5
	220–230	54	0,09	0,46	0,04	700	9	11	8	34	20	1	1
413	120–130	42,7	0,4	1,21	0,1	2000	17	35	2,6	25	31	2	1,6
	170–180	42,7	0,66	0,92	0,09	2300	16	12	2,4	28	23	1,7	1,6
	210–220	47,6	0,22	0,52	0,05	2150	15	12	2	21	29	1,4	2,7
	245–255	54,8	0,13	0,75	0,08	2300	19	25	1,5	24	35	1,7	3,2
	265–270	53,6	0,12	0,63	0,06	1600	250	23	3,2	24	35	1,5	2,5
	300–310	54,8	0,07	0,52	0,05	700	580	20	5	30	29	2	13
Среднее		49,3	0,45	0,52	0,054	1863	1059	59	43,2	41	22	2,7	12,08
Нормальные осадки Красного моря		3,2	0,31	3,42	0,28	209	45	25	17	62	53	8	1,3

Примечание. Fe-Ti – в %; Zn-Sb – в 10^{-4}%.

Таблица 28. Содержания элементов в железомарганцевых отложениях Красного моря

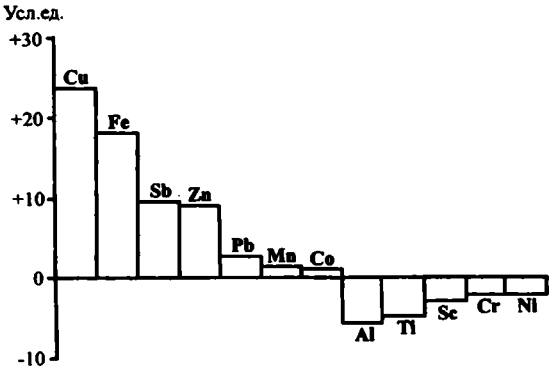
№ станции	Горизонт, см	Fe	Mn	Al	Ti	Zn	Cu	Pb	Ni	Co	Cr	Sc	Hf	Sb
224	0–3	14,8	12,7	1,1	0,19	3900	790	75	48	44	25	3,9	1,1	2,6
	8–17	13,4	7,55	1,9	0,29	3050	270	12	37	35	138	19,5	1	3,7
	20–35	13,4	15,1	1,5	0,15	3650	385	90	40	50	38	8,3	0,6	7,1
	50–55	17,8	10	1,6	0,2	4100	420	58	38	40	64	8,3	1,4	4,1
	60–71	17,4	21,5	0,76	0,08	5700	380	110	32	36	16	3,1	0,6	3,3
	80–90	19,4	18	0,8	0,08	6600	590	162	84	44	12	3,5	0,6	5,9
	190–200	24,6	20,5	0,7	0,1	5600	560	118	35	55	29	3,7	1,1	6,2
	210–220	14	13,7	1,4	0,14	4650	430	108	60	35	28	4,8	1,7	5,9
	220–225	15	13,7	1,7	0,17	3550	300	80	40	28	38	6,5	1,7	4,5
	225–235	20,8	17	0,9	0,1	7300	630	190	76	46	24	4,9	5,3	2,2
	240–246	49,5	4,8	0,5	0,05	2300	165	60	25	10	23	4,1	1,6	4,4
	246–249	32	16,5	0,5	0,05	3600	1090	72	40	36	25	5	0,9	3,7
	287–298	19	2,6	1,9	0,18	2280	270	35	35	18	50	7,6	1,6	6,6
	310–320	23,1	16,2	0,6	0,08	7200	700	170	56	55	18	3	0,8	7,1
	330–340	20,6	16,6	1	0,09	5500	500	140	45	45	28	5,7	1,3	8,3
	360–370	16	16,6	1,2	0,1	4100	300	50	64	30	21	4,9	0,8	4,9
	400–410	18,4	15,1	0,9	0,09	6300	560	180	65	46	19	3,5	0,8	6,7
	460–470	16,4	14,1	0,8	0,08	6100	330	175	75	34	17	3,2	0,7	9,2
	500–511	19,2	20,3	0,9	0,08	4600	460	270	76	48	24	3,2	0,9	8,4
398	510–520	7,8	24,8	1,2	0,07	1550	240	24	45	36	16	1,4	0,8	3,2
	115–125	13	36	0,64	0,03	900	86	65	100	25	13	1,6	0,9	3,8
	485–500	5,8	38,5	1,7	0,07	600	15	2950	18	14	20	1,5	0,8	2,5
Среднее		18,7	16,9	1,1	0,11	4233	431	236	52	37	31	5,0	1,2	5,2
Нормальные осадки Красного моря		3,2	0,31	3,42	0,28	209	45	25	62	17	53	8	2,4	1,3

Примечание. Fe-Ti – в %; Zn-Sb – в 10^{-4}%.

Таблица 29. Содержания элементов в сульфидных осадках Красного моря

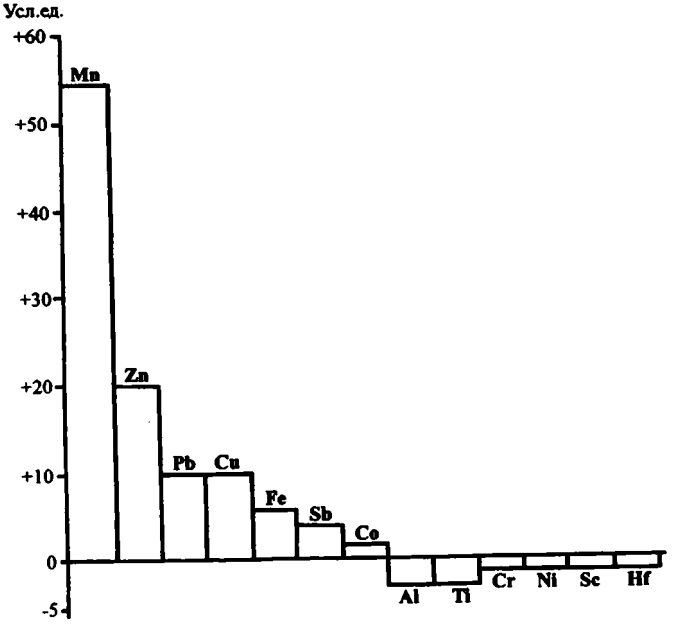
№ станции	Горизонт, см	Fe	Mn	Al	Ti	Zn	Cu	Pb	Co	Ni	Cr
1905-4	190–200	30,07	0,31	0,57	0,05	36200	6400	990	104	21	10
	215–230	25,73	2,75	0,61	0,05	25000	7200	1075	52	20	10
	250–255	17,11	0,17	1,3	0,2	19200	12500	1950	67	47	22
1905-5	0–5	34,6	1,11	1,19	0,17	63000	8200	700	172	25	14
	15–20	38,5	0,12	1,3	0,08	66700	11000	1475	167	40	10
	20–40	29,82	0,1	1,3	0,15	31700	7300	912	125	20	10
	38–45	34,1	0,61	1	0,08	20000	7100	4000	177	20	11
	115–150	38,25	0,17	1,3	0,08	16300	6700	760	122	20	10
	270–300	34,1	1,43	0,7	0,05	174000	10000	1125	132	18	10
	350–370	26,55	1,76	1,24	0,08	93800	11300	1325	137	23	12
	374–410	25,16	0,44	1	0,1	71200	9600	2137	85	30	14
	417–420	31,33	2,85	1,2	0,11	17500	5300	1019	45	26	10
	436–445	21,39	2,2	0,77	0,07	107100	13900	2337	160	18	10
	465–469	12,58	1,32	2,6	0,51	1500	1000	2050	150	80	52
	520–530	27,6	2,2	0,78	0,05	31900	11500	1350	40	14	11
1991	445–460	25,74	0,22	1,3	0,1	107000	10000	1200	50	40	12
387	50–60	31,5	0,41	0,95	0,08	29200	7000	560	130	20	11
	90–100	31	0,15	1,05	0,06	45000	6500	580	160	20	11
	130–140	38	0,32	0,72	0,04	22500	4700	610	99	30	9
	170–180	40	0,29	0,66	0,04	15000	3600	500	85	30	8
	210–220	34	0,4	0,84	0,06	28300	4800	620	81	45	12
	310–320	38	0,2	0,6	0,05	10000	3600	430	56	28	5
	445–450	30	0,21	0,82	0,07	25000	5600	760	128	40	8
	450–460	28	2,2	1,12	0,05	34000	4300	960	160	50	11
389	0–10	35,2	0,27	0,7	0,06	19900	7800	480	290	46	10
	170–180	32,7	0,55	0,4	0,05	20000	8800	1110	200	46	10
	300–310	19,6	0,04	0,79	0,03	7200	10800	375	297	43	14
	380–383	22,5	1,14	0,91	0,06	53000	13100	183	130	30	19
	435–440	28,37	0,71	1,28	0,09	43000	23900	198	242	40	27
	450–460	20,65	0,62	1,3	0,1	4500	20800	97	207	90	29
Среднее		29,41	0,84	1,01	0,09	41290	8810	1062	135	34	14
Нормальные осадки Красного моря		3,2	0,31	3,42	0,28	209	45	25	17	62	53

Примечание. Fe-Mn – в %; Zn-Cr – в 10^{-4}%.



Фиг. 35. Степень обогащения (обеднения) химическими элементами железорудных отложений Красного моря относительно фоновых осадков (нулевая линия)

Fig. 35. Degree of enrichment (depletion) in chemical elements of iron ore-bearing sediments from the Red Sea relatively to values (0) of background Red Sea sediments



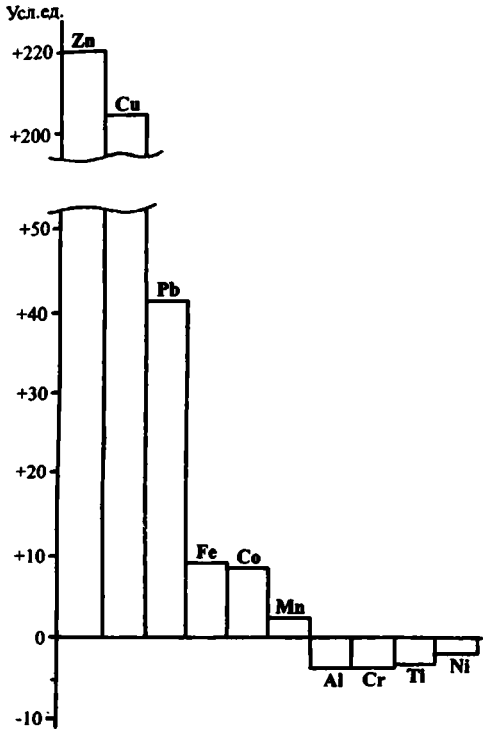
Фиг. 36. Степень обогащения (обеднения) химическими элементами железомарганцевых рудоносных отложений Красного моря относительно фоновых осадков(нулевая линия)

Fig. 36. Degree of enrichment (depletion) in chemical elements of ferromanganese ore-bearing sediments from the Red Sea relatively to values (0) of background Red Sea sediments

Различная генетическая природа материала, слагающего гидротермально-осадочные отложения Красного моря, достаточно четко отражается и в характере корреляционных связей между элементами.

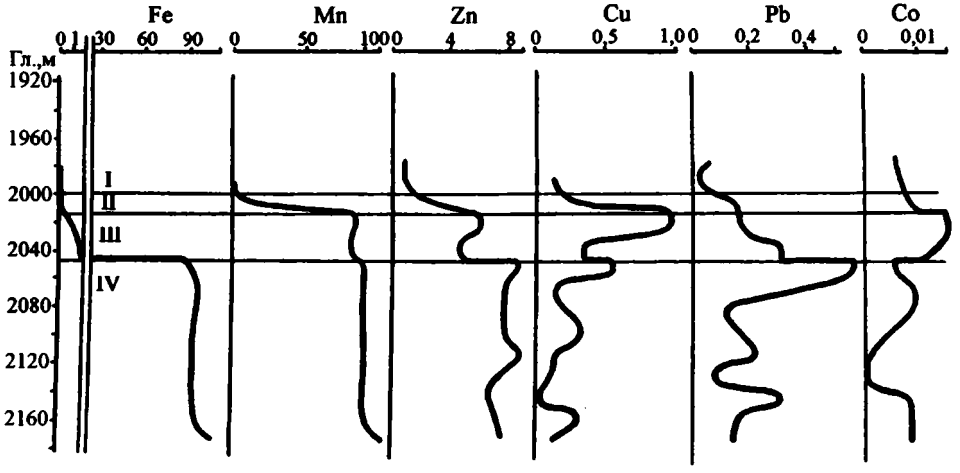
Результаты корреляционного анализа, проведенного для группы элементов, по которым имеется статистически представительный аналитический материал, представлены в табл. 30–33, на базе которых составлены схемы корреляционных связей между элементами для разных типов рудоносных отложений (фиг. 39-I-IV).

В целом, характер корреляционных зависимостей между элементами в рудоносных осадках достаточно сложный, что вполне естественно при большом разнообразии минеральных форм фиксации элементов, изменчивости интенсивности рудообразующего процесса и физико-химических условий выпадения рудного вещества.



Фиг. 37. Степень обогащения (обеднения) химическими элементами сульфидных отложений Красного моря относительно фоновых осадков (нулевая линия)

Fig. 37. Degree of enrichment (depletion) in chemical elements of sulfide ore-bearing sediments from the Red Sea relatively to values (0) of background Red Sea sediments



Фиг. 38. Распределение элементов в толще рассолов юго-западной части впадины Атлантис-II, мг/кг [Brooks et al., 1969]

I–IV – слои водной толщи: I – нормальная морская вода, II – переходный слой от рассолов к морской воде, III – верхний слой рассолов, IV – нижний слой рассолов

Fig. 38. Distribution of chemical elements in the layer of brines in the south-western part of the Atlantis-II Deep [after Brooks et al., 1969]

I – sea water, II – layer transitional to sea water, III – upper layer of brines, IV – lower layer of brines

Таблица 30. Коэффициенты парной корреляции между элементами в рудоносных отложениях Красного моря

Mn	Al	Ti	Zn	Cu	Pb	Ni	Co	Cr	Sc	Hf	Th	Sb	
-0,584	-0,549	-0,333	-0,165	-0,161	-0,249	-0,293	-0,083	-0,099	-0,194	0,342	-0,467	-0,153	Fe
	0,137	0,030	-0,166	-0,316	0,095	0,289	-0,250	0,069	0,159	-0,137	-0,151	-0;144	Mn
		0,729	0,280	0,230	0,296	0,126	0,083	0,390	0,439	-0,139	0,826	-0,014	Al
			0,139	0,005	0,057	0,123	-0,042	0,646	0,706	0,024	0,745	-0,189	Ti
				0,618	0,604	0,085	0,512	-0,235	-0,179	-0,096	0,113	0,335	Zn
					0,442	0,194	0,697	-0,224	-0,137	-0,043	0,296	0,528	Cu
						-0,074	0,319	-0,269	-0,307	-0,213	0,195	0,370	Pb
							0,329	0,073	0,062	-0,225	-0,240	0,107	Ni
								-0,160	-0,085	-0,011	0,032	0,569	Co
									0,862	0,172	0,402	-0,133	Cr
										0,230	0,692	-0,130	Sc
											-0,117	-0,076	Hf
												0,217	Th

Примечание. Число проб: для Fe-Cr = 106, для Sc = 90, для Sb = 78, для Hf = 47, для Th = 21. Уровни значимости для различных доверительных интервалов: 95%, 99%, 99,9% соответственно: для Fe–Cr = 0,195, 0,254, 0,321; Sc = 0,205, 0,290, 0,338; Sb = 0,217, 0,307, 0,357; Hf = 0,288, 0,403, 0,465; Th = 0,432, 0,576, 0,652.

Таблица 31. Коэффициенты парной корреляции между элементами в железорудных осадках Красного моря

Mn	Al	Ti	Zn	Cu	Pb	Co	Ni	Cr	Sc	
-0,126	-0,047	-0,054	-0,011	-0,151	-0,087	-0,125	-0,142	0,069	-0,068	Fe
	-0,104	-0,171	-0,004	-0,001	-0,093	-0,127	-0,267	-0,296	-0,038	Mn
		0,844	0,185	-0,027	0,187	0,041	-0,022	0,423	0,217	Al
			0,011	-0,015	-0,036	0,123	-0,065	0,624	0,436	Ti
				0,511	0,903	0,274	-0,122	-0,14	-0,12	Zn
					0,618	0,582	-0,193	-0,001	0,184	Cu
						0,418	0,037	-0,213	-0,131	Pb
							0,377	0,148	0,145	Co
								-0,091	-0,285	Ni
									0,471	Cr

Примечание. Число проб = 44; уровни значимости для различных доверительных интервалов: 95% = 0,288; 99% = 0,372; 99,9% = 0,465.

Таблица 32. Коэффициенты парной корреляции между элементами в железомарганцевых отложениях Красного моря

Mn	Al	Ti	Zn	Cu	Pb	Ni	Co	Cr	Sc	Hf	Sb	
-0,467	-0,568	-0,287	0,176	0,297	-0,319	-0,168	-0,117	-0,113	-0,044	0,160	0,101	Fe
	-0,201	-0,562	-0,269	-0,253	0,590	0,234	-0,032	-0,454	-0,557	-0,180	-0,252	Mn
		0,762	-0,407	-0,427	0,249	-0,388	-0,274	0,624	0,582	0,034	-0,137	Al
			-0,059	-0,029	-0,193	-0,311	0,073	0,848	0,840	0,089	-0,109	Ti
				0,590	-0,345	0,341	0,721	-0,185	-0,068	0,247	0,410	Cu
					-0,347	0,112	0,640	-0,138	-0,044	0,123	0,066	Zn
						-0,305	-0,358	-0,138	-0,251	-0,080	-0,237	Pb
							0,290	-0,330	-0,279	0,130	0,261	Ni
								-0,047	0,013	0,019	0,346	Co
									0,963	0,037	-0,122	Cr
										0,074	-0,042	Sc
											-0,316	Hf

Примечание. Число проб = 22; уровни значимости для различных доверительных интервалов: 95% = 0,423; 99% = 0,537; 99,9% = 0,665.

Таблица 33. Коэффициенты парной корреляции между элементами в сульфидных отложениях Красного моря

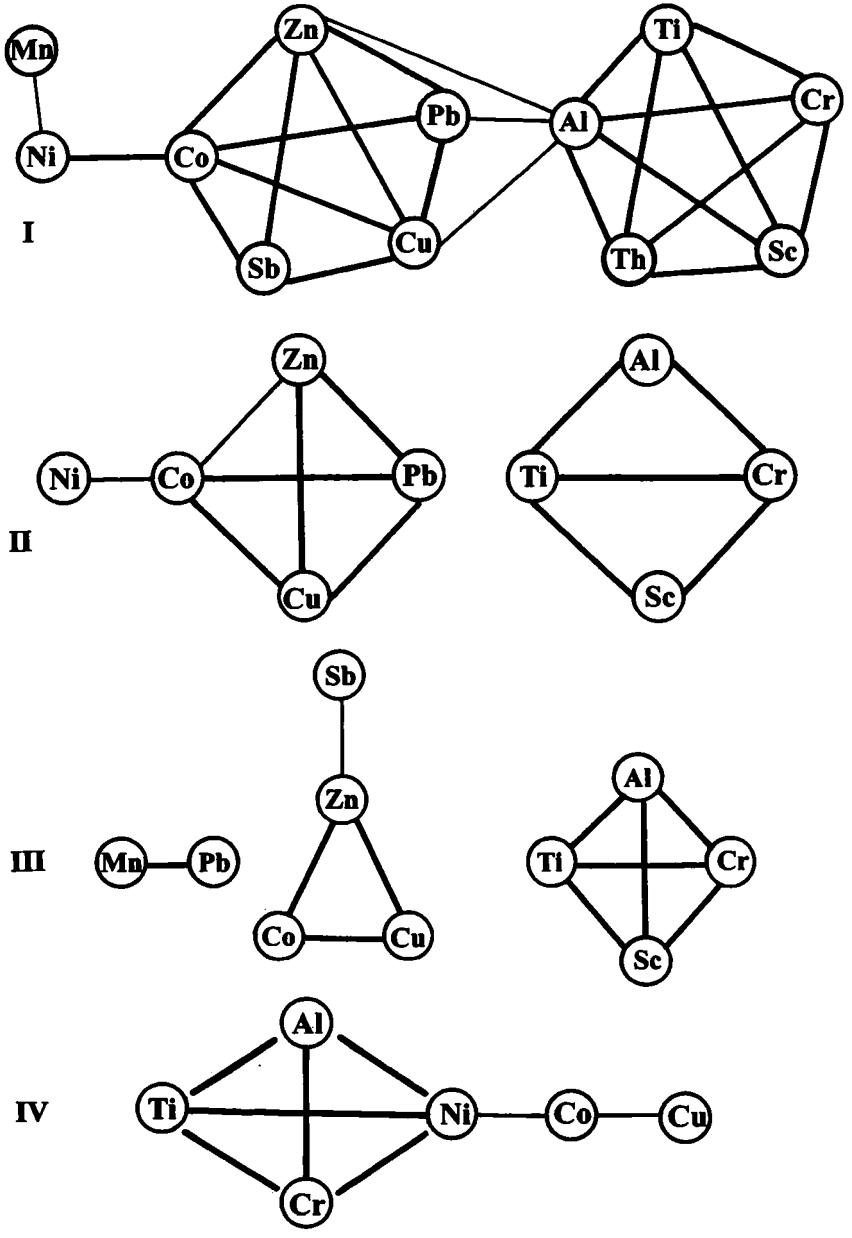
Mn	Al	Ti	Zn	Cu	Pb	Co	Ni	Cr	
-0,259	-0,474	-0,525	0,021	-0,330	-0,197	-0,093	-0,454	-0,683	Fe
	0,042	0,057	0,210	0,022	0,184	-0,256	-0,166	0,053	Mn
		0,866	-0,088	0,015	0,215	0,048	0,488	0,791	Al
			-0,165	-0,174	0,297	-0,019	0,484	0,831	Ti
				0,249	0,174	-0,090	-0,362	-0,205	Zn
					-0,125	0,366	0,174	0,229	Cu
						-0,141	-0,145	0,090	Pb
							0,352	0,220	Co
								0,702	Ni

Примечание. Число проб = 30; уровни значимости для различных доверительных интервалов: 95% = 0,349; 99% = 0,449; 99,9% = 0,554.

Вместе с тем, корреляционные связи подтверждают существование в рудоносных осадках Красного моря двух групп элементов, каждая их которых отличается высокими значениями парных коэффициентов корреляции. Первая группа, включающая Cu, Zn, Pb, Sb и Co, объединяет элементы, тесно связанные с гидротермальным процессом, вторая – Al, Ti, Cr, Th – элементы, входящие в основном в состав фоновой, литогенной матрицы.

Из числа наиболее важных гидротермальных элементов только для железа и марганца характерно полное отсутствие корреляционных связей как между собой, так и с другими элементами, независимо от их генетической природы; более того, между железом и марганцем существует наиболее значимая отрицательная корреляция, что связано с их различной геохимической подвижностью, обусловленной разными величинами потенциалов окисления и, следовательно, временным и пространственным разделением в ходе минералообразования. Важно отметить, что в высокотемпературных океанских гидротермах железо и марганец связаны между собой устойчивой положительной связью с коэффициентом парной корреляции +0,928 [Гидротермальные ..., 1992].

Подобный характер соотношений между главными рудными элементами – железом и марганцем – в гидротермах и связанных с ними рудопроявлениях служит убедительным доказательством разделения элементов в седиментационном процессе, происходящем после излияния гидротерм в придонную морскую воду. Отсутствие корреляционных связей Fe и Mn с другими гидротермальными элементами обусловлено, вероятно, прежде всего разными минеральными формами их нахождения в составе рудного вещества осадков, которые часто пространственно разобщены. Если основная масса железа и марганца в гидротермальных отложениях Красного моря образует сложный комплекс рентгеноаморфных и окристаллизованных оксигидроксидных ми-



Фиг. 39. Схемы корреляционных связей между элементами в рудоносных отложениях Красного моря

I – рудоносные осадки в целом; II – железорудные осадки; III – железомарганцевые осадки; IV – сульфидные осадки

Условные обозначения см. на фиг. 33

Fig. 39. Scheme of correlation between elements in the Red Sea ore-bearing deposits

I – ore-bearing sediments in total; II – iron ore-bearing sediments; III – ferro-manganese sediments; IV – sulfide sediments

For explanation see Fig. 33

неральных фаз, то значительная часть халькофильных элементов – Zn, Cu, Pb, Sb и, возможно, Co – входит в состав сульфидов, сосредоточенных, как правило, в отдельных горизонтах.

Схемы корреляционных связей между элементами в железорудных и железомарганцевых осадках принципиально не отличаются от рудоносных осадков в целом. В прослоях, обогащенных Mn, помимо двух основных групп элементов (литогенных и гидротермальных) обнаруживается сильная корреляционная связь между Mn и Pb – элементами, геохимически относительно более подвижными и устойчивыми в растворе в ходе гидротермального минералообразования (см. фиг. 39-III). Отсутствие корреляционных связей никеля с основной группой литогенных элементов в рудоносных осадках и связь его с кобальтом могут свидетельствовать о нахождении этого элемента не только в решетках терригенных минералов, но и в сорбированной, гидрогенной форме, а также в составе некоторых аутигенных минеральных фаз.

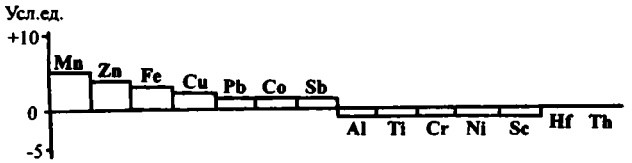
Металлоносные осадки Красного моря

В отличие от рассмотренных выше рудоносных отложений, металлоносные осадки характеризуются более низким содержанием в их составе гидротермальных рудных компонентов и, соответственно, повышенным количеством фонового биогенно-терригенного материала, что естественно находит свое отражение в химическом составе осадков.

Судя по данным, приведенным в табл. 34, металлоносные осадки обогащены относительно фона той же группой элементов, что и рудоносные, однако степень их обогащения существенно более низкая (фиг. 40). Содержания группы литогенных элементов в металлоносных осадках весьма незначительно отличаются от их содержаний в нормальных, фоновых илах. Если металлоносные осадки по геохимической специфике сходны с рудоносными, то по характеру корреляционных связей они заметно различаются (табл. 35, фиг. 41).

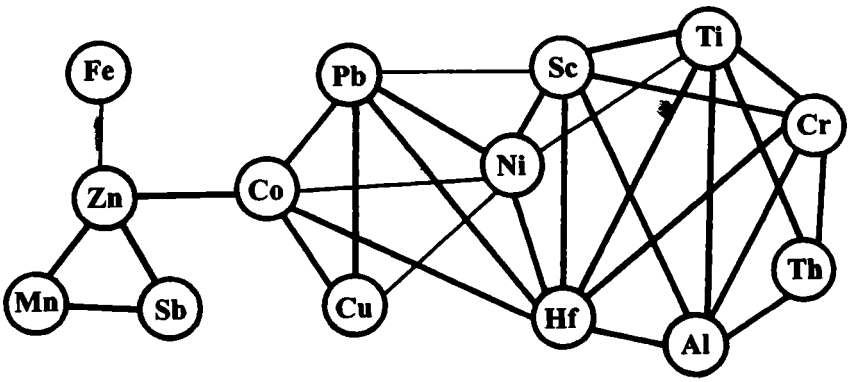
Более сложные корреляционные зависимости между элементами в металлоносных осадках обусловлены, по-видимому, прежде всего тем, что, в отличие от рудоносных отложений, их формирование происходит в периоды снижения интенсивности поставки гидротермальных компонентов в наддонную воду и, следовательно, при более медленных темпах формирования и осаждения различных минеральных фаз.

В подобных условиях возрастает роль сорбционных процессов извлечения элементов из морской воды и рассолов, при этом частицы могут сорбировать как гидротермальные элементы, так и экзогенные, т.е. поступающие с суши. В частности, такие элементы, как никель и гафний, связаны корреляционной зависимостью как с типично терригенным титаном, так и с гидротермальными компонентами – медью, свинцом и кобальтом (см. фиг. 41).



Фиг. 40. Степень обогащения (обеднения) химическими элементами металлоносных отложений Красного моря относительно фоновых осадков (нулевая линия)

Fig. 40. Degree of enrichment (depletion) in chemical elements of metalliferous sediments of the Red Sea relatively to values (0) of background Red Sea sediments



Фиг. 41. Схема корреляционных связей между элементами в металлоносных осадках Красного моря

Условные обозначения см. на фиг. 33

Fig. 41. Scheme of correlation between elements in the Red Sea metalliferous sediments

For explanation see Fig. 33

Металлоносные осадки открытого океана

Если в Красном море формирование всей совокупности гидротермально-осадочных образований ограничено небольшими по размерам впадинами-ловушками рудного вещества, то в открытом океане металлоносные осадки часто накапливаются на значительном удалении от очагов гидротермальной разгрузки и развиты на широких площадях дна океана. Эти различия в условиях накопления рудных компонентов существенным образом влияют на геохимическую специфику металлоносных осадков.

Для сравнения геохимии гидротермальных отложений Красного моря с океаническими металлоносными осадками были использованы данные по

Таблица 34. Содержания элементов в металлоносных осадках Красного моря

№ станции	Горизонт, см	Fe	Mn	Al	Ti	Zn	Cu	Pb	Ni	Co	Cr	Sc	Hf	Th	Sb
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
361	130–140	7	1,8	3,7	0,3	1000	95	22	66	24	57	9	–	–	1
	180–200	12	1,5	3,5	0,25	2100	100	56	80	27	49	5,7	–	–	4
	200–220	8,5	1,24	3,6	0,3	1200	80	45	80	22	48	6,4	–	–	3,8
	220–230	11	0,41	3,6	0,3	1800	95	38	80	25	38	5,2	–	–	2
	235–250	13	0,67	3,1	0,29	1600	90	48	80	21	40	5,1	–	–	2,6
	250–265	10	0,34	3,1	0,18	700	100	46	80	15	39	4,7	–	–	2,5
	270–285	8	0,98	4,3	0,3	900	90	34	80	26	55	7,2	–	–	5
	290–300	9	1,62	4	0,3	1100	75	27	64	38	74	13	–	–	4,5
	310–330	13,5	2,5	3	0,18	3200	120	52	60	70	36	9,6	–	–	4,7
	340–361	10,5	2,6	3,5	0,25	2250	90	48	70	35	40	5,3	–	–	4
	370–390	11	4,4	3,3	0,21	2400	120	40	80	41	36	6,2	–	–	4,5
	400–415	10,5	2,6	4,4	0,52	1450	85	26	80	29	70	11	–	–	4,5
364	0–10	5,6	1,2	4,5	0,35	450	45	29	40	16	60	8,3	–	–	2
	15–20	6,7	0,9	4,9	0,35	1100	100	24	85	29	70	8,1	–	–	2,6
	57–60	6,6	1,3	5,1	0,41	650	53	23	78	23	44	7,2	–	–	3
	130–135	5,5	8	5	0,38	540	75	19	91	34	57	8,1	–	–	3
	195–200	6,2	0,4	3,9	0,31	650	70	18	90	19	41	6,7	–	–	3
	290–295	6,2	1,2	3,2	0,23	1080	80	58	100	32	44	5,8	–	–	3
	310–315	11	0,4	4,1	0,3	380	33	19	70	15	49	7,8	–	–	2,4
	345–350	8,6	1,8	4,3	0,34	420	70	24	90	18	50	9,2	–	–	4
	440–445	7,1	0,4	3,1	0,21	1300	115	27	70	25	37	4,6	–	–	2,3
	470–475	7,3	2	4,3	0,33	520	78	24	65	28	53	8,3	–	–	4
366	45–50	7,8	2,1	3,3	0,24	200	57	15	50	19	48	7,8	–	–	3,5
	70–78	8,6	0,26	3,5	0,2	320	62	15	45	22	58	8,6	–	–	3
399	85–95	14	1	3,1	0,33	1150	1000	90	110	120	19	7,5	3,4	0,5	1,7
	405–407	10,5	0,58	3,1	0,29	165	75	50	90	15	50	8	2,3	1,7	1
	510–520	7,8	0,36	2,3	0,2	120	260	60	100	20	61	8	3,4	1,6	0,7
400	30–40	4,6	0,79	2,7	0,23	450	65	46	65	20	76	9,8	2,4	2,9	1,3
	235–245	5,4	1,6	2,7	0,23	260	55	70	130	16,5	49	9,3	3,1	3	1,2
	255–265	6,6	0,7	4,7	0,4	390	80	70	95	20	78	12,6	4,1	2,7	1

Таблица 34 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	265–270	19	0,8	3,2	0,3	560	60	65	120	19	56	9,5	3,2	2,4	1,7
	310–-315	9	0,37	3,8	0,38	380	90	65	120	32	79	10	3,3	3,4	1,3
402	0–10	9	0,75	2	0,14	130	52	34	68	13	30	3,7	1,1	2,1	–
	60–70	9,3	0,62	1,65	0,12	900	230	10	55	7,2	27	2,8	1,3	1,7	–
	80–95	5,3	0,25	2,1	0,14	500	72	10	55	8,6	37	3,9	1,7	1,8	–
	160–170	9,2	0,23	4,3	0,44	470	24	15	78	33	64	7	2,9	2,8	–
	182–185	10	0,27	3,5	0,28	230	36	15	55	22	54	5,4	2,7	3,6	–
	185–190	8,7	0,22	3,8	0,3	330	52	24	62	21	65	6,9	2,4	3,8	–
	190–200	12,2	0,21	3,4	0,27	650	70	10	60	18	70	5	2,5	3,7	–
	255–270	6,5	0,17	3,7	0,27	210	35	12	70	15	54	6,7	2,9	3,4	–
410	15–20	4,9	2,15	2,73	0,16	650	75	34	85	23	24	4,6	2,3	2	3
	"45–50	4,5	2,3	2,8	0,18	600	70	34	90	25	27	4,2	2,2	2	3
	260–265	4,3	1,55	3,5	0,24	500	50	49	80	27	34	6,2	2,8	4	2,2
	325–326	8,4	1,3	3,54	0,25	700	100	39	80	23	40	6,3	3,4	3,3	1,8
408	190–200	12	0,46	3,7	0,22	200	80	18	45	18	40	7	3	2,5	3,5
	364–365	15,2	0,31	4,3	0,3	260	96	15	45	22	41	7,2	3,2	2	2,2
412	0–10	22,9	0,17	1,7	0,1	450	20	22	40	6	13	2	2	1	1
	140–150	6,35	0,33	2,9	0,2	250	34	23	52	11	36	4,4	1,3	3	1,7
398	40–50	10	3,75	3,2	0,17	1350	192	27	85	27	50	6	–	–	–
	100–110	10	3,39	3,16	0,2	1320	185	22	75	28	46	6,5	–	–	–
	200–210	10,4	3,45	3,16	0,2	1300	185	35	70	29	48	6,5	–	–	–
	260–270	9,7	3,39	2,9	0,2	1150	175	37	65	24	40	6	–	–	–
	325–330	9,7	3,24	2,8	0,2	1050	180	33	68	27	43	6,3	–	–	–
	530–540	10,2	6,3	2,7	0,16	1150	200	24	60	23	46	5,6	–	–	–
223	17–20	7	0,78	2	0,19	880	180	55	80	25	35	5,4	2,5	1,5	0,4
	20–25	10,2	7,4	1,4	0,16	900	97	25	40	15	30	4	1,6	0,5	1,2
	40–50	5,9	0,84	2,4	0,19	260	130	16	30	16	45	6,7	1,2	1,8	1
	50–55	5	1,8	2,9	0,2	480	160	40	90	22	25	8	2	0,2	0,7
	135–150	8	1,8	2,9	0,2	700	220	35	90	25	57	10	1,8	0,5	0,9
	200–220	7,3	1,9	2,9	0,2	760	210	32	95	21	38	8,3	1	0,8	0,4
Среднее		9,0	1,6	3,3	0,3	819	115	34	75	25	47	6,9	1,2	1,1	1,9
Нормальные осадки Красного моря		3,2	0,31	3,42	0,28	209	45	25	62	17	53	8	2,4	2,1	1,3

Примечание. Fe-Ti – в %; Zn–Sb – в 10^{-4}%.

Таблица 35. Коэффициенты парной корреляции между элементами в металлоносных отложениях Красного моря

Mn	Al	Ti	Zn	Cu	Pb	Ni	Co	Cr	Sc	Hf	Th	Sb	
-0,064	-0,142	-0,063	0,262	0,159	0,092	-0,116	0,168	-0,189	-0,149	0,093	-0,399	0,129	Fe
	-0,057	-0,110	0,338	0,093	-0,059	-0,017	0,157	-0,110	-0,011	0,049	-0,073	0,382	Mn
		0,842	-0,011	-0,197	-0,110	0,164	0,152	0,560	0,540	0,686	0,516	0,286	Al
			-0,059	-0,065	0,072	0,298	0,217	0,608	0,585	0,698	0,347	0,020	Ti
				0,187	0,237	0,045	0,474	-0,164	-0,056	0,028	-0,297	0,535	Zn
					0,428	0,255	0,758	-0,278	0,020	0,232	-0,545	-0,175	Cu
						0,688	0,477	-0,021	0,265	0,544	-0,201	-0,399	Pb
							0,289	0,144	0,339	0,521	-0,029	-0,390	Ni
								-0,099	0,246	0,389	-0,313	0,149	Co
									0,696	0,464	0,576	-0,193	Cr
										0,776	0,237	-0,103	Sc
											0,159	-0,039	Hf
												-0,123	Th
													Sb

Примечание. Число проб = 61; уровни значимости для различных доверительных интервалов: 95% = 0,250; 99% = 0,325; 99,9% = 0,408.

химическому составу металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана, опубликованные в работе [Мигдисов и др., 1979] и представленные в табл. 36.

Из приведенных данных следует, что набор элементов, обогащающих океанические осадки относительно фоновых пелагических илов, отличается значительно большим разнообразием по сравнению с гидротермальными отложениями Красного моря, вместе с тем, степень их обогащения не столь высока (фиг. 42). Показательно, что металлоносные осадки обогащены как собственно гидротермальными элементами (Fe, Mn, Zn, Sb, Co), так и элементами, не характерными для высокотемпературных океанских гидротерм (Ni, V, Sc).

Принципиальные геохимические различия между гидротермально-осадочными отложениями, локализованными близ очагов разгрузки гидротерм, и в частности, красноморскими рудными илами, и металлоносными осадками открытого океана подтверждаются и результатами корреляционного анализа. В отличие от гидротермальных образований Красного моря, океанические металлоносные илы характеризуются высокими значениями парных коэффициентов корреляции между большой группой элементов, объединяющей элементы как эндогенные, поступающие в составе термальных растворов, так и экзогенные, поступающие в основном с суши (табл. 37, фиг. 43).

Другая характерная геохимическая особенность металлоносных осадков открытого океана состоит в наличии положительной корреляционной связи Fe и Mn как между собой, так и с большинством рассмотренных элементов за исключением Al, Ti и Sc. Характер корреляционных связей свидетельствует о ведущей роли процессов соосаждения и сорбции элементов из воды при формировании геохимического облика океанических металлоносных осадков. Исключением являются лишь элементы, основная часть которых входит в структуру литогенных минералов и прежде всего Al и Ti.

Таким образом, в составе гидротермально-осадочных образований можно выделить три основные ассоциации элементов, имеющих разную генетическую природу: 1 – собственно гидротермальные, выпадающие в осадки из высокотемпературных гидротерм в виде самостоятельных минеральных фаз; 2 – элементы, преимущественно сорбированные из морской воды, часть которых может иметь гидротермальный источник, а часть поступать с суши; 3 – литогенные элементы, входящие в основном в структуры терригенных и вулкано-терригенных обломочных частиц.

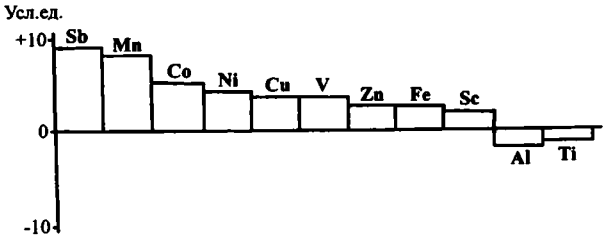
Соотношения генетически различных элементов в разных типах гидротермальных образований существенно варьируют.

На фиг. 44 (а,б) представлены результаты сравнительного анализа общих особенностей распределения ряда элементов в следующих типах современных осадков Мирового океана: в нормальных и рудоносных отложениях Красного моря, в пелагических океанических глинах, металлоносных осадках Тихого океана и гидротермальных сульфидных рудах рифтовых зон.

Таблица 36. Содержания элементов в металлоносных осадках юго-восточной части Тихого океана [Мигдисов и др., 1979]

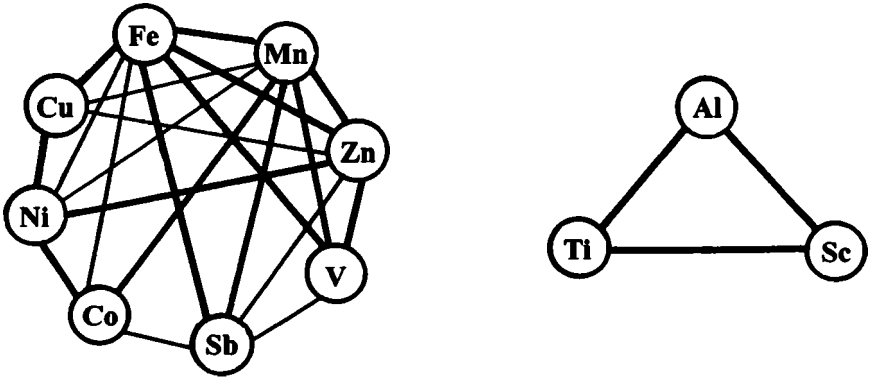
№ станции	Fe	Mn	Al	Ti	Cu	Zn	Co	Ni	V	Sc	Sb
996	10,25	2,9	5	0,41	592	280	300	750	440	31,5	7,4
997	17,25	5,32	4,25	0,3	1520	448	228	1060	440	28	14,8
999	26,35	9,47	2,24	0,29	788	823	1117	1470	794	31,8	23,6
1000	22,9	8,37	1,57	0,2	627	394	627	853	516	15,2	29
1001	24,2	10,83	0,75	0,16	833	603	437	575	694	7,5	8,7
1002	25	9,11	4,46	0,36	1535	785	1071	1518	482	34,4	11,8
1003	11,78	4,12	6,17	0,45	823	444	699	925	267	48	15,3
1004	10,14	2,81	6,5	0,34	735	274	250	900	250	39,3	8
1005	9,4	2,95	6,75	0,36	680	278	210	885	170	43,4	8,5
1006	10,36	4,53	6,75	0,34	994	304	342	965	270	37,5	9,1
1007	9,41	2,37	6,88	0,5	641	251	308	769	180	50,5	8,2
1008	9,57	1,28	2,66	0,21	160	277	213	479	149	7,5	8,5
1009	8,91	3,19	4,56	0,36	471	550	319	543	210	33,3	7,2
1011	15,6	2,46	5,7	0,82	440	200	90	235	360	39,8	3,5
1012	22,6	7,65	1,78	0,18	1419	479	215	990	903	24,1	19,9
1013	23,73	6,91	2,55	0,16	1449	446	207	1003	255	23,2	21
1014	24,17	6,27	3,23	0,2	1470	446	172	809	490	23	12,3
1015	15,68	4,41	1,61	0,17	806	381	170	424	331	22	11,9
Среднее	16,52	5,28	4,08	0,32	888	426	388	842	400	30,0	12,7
Рудоносные отложения Красного моря	33,4	4,05	0,9	0,09	3448	11102	74	41	–	3,2	46

Примечание. Fe – Ti – в %; Cu – Sb – в 10^{-4} %.



Фиг. 42. Степень обогащения (обеденения) химическими элементами металлоносных осадков Тихого океана относительно пелагических океанских илов (нулевая линия)

Fig. 42. Degree of enrichment (depletion) in chemical elements of metalliferous sediments of the Pacific Ocean relatively to values (0) of background pelagic oceanic sediments



Фиг. 43. Схемы корреляционных связей между элементами в металлоносных осадках Тихого океана

Условные обозначения см. на фиг. 33

Fig. 43. Scheme of correlation between elements in the Pacific Ocean metalliferous sediments.

For explanation see Fig. 33

На графиках отчетливо видно, что рудоносные осадки Красного моря геохимически наиболее близки океаническим сульфидным отложениям, для которых характерны экстремально высокие концентрации элементов, поступающих в составе высокотемпературных гидротерм (Fe, Cu, Zn, Pb), а также не представленных на фиг. 44 Ag, Cd, Au.

Такие элементы, как Ni и Co, а также V, TR, Th, Ga, наиболее интенсивно накапливаются в океанических металлоносных осадках в основном в результате сорбции на гидротермальных частицах гидроксидов Fe и Mn. Так, по данным, приведенным в работах [Лисицын и др., 1976; Sayles et al., 1975],

Таблица 37. Коэффициенты парной корреляции между элементами в металлоносных осадках Тихого океана

Mn	Al	Ti	Cu	Zn	Co	Ni	V	Sc	Sb	
0,906	-0,706	-0,419	0,608	0,694	0,439	0,451	0,759	-0,469	0,639	Fe
	-0,654	-0,497	0,548	0,792	0,584	0,536	0,781	-0,431	0,621	Mn
		0,696	-0,178	-0,471	-0,126	0,029	-0,619	0,874	-0,549	Al
			-0,359	-0,359	-0,050	-0,238	-0,309	0,700	-0,514	Ti
				0,435	0,127	0,603	0,402	-0,038	0,358	Cu
					0,776	0,643	0,597	-0,208	0,438	Zn
						0,719	0,380	0,096	0,446	Co
							0,370	0,206	0,523	Ni
								-0,370	0,501	V
									-0,298	Sc

Примечание. Число проб = 18; уровни значимости для различных доверительных интервалов: 95% = 0,444; 99% =0,561; 99,9% =0,679.

подавляющая часть Ni и Co в металлоносных осадках присутствует в гидрогенной, сорбированной форме (Ni – 65–85%; Co – 63–100%). В отличие от гидротермально-осадочных образований, пелагические красные глины относительно обогащены лишь элементами, входящими в структуру терригенных минеральных фаз (Al, Ti, Cr).

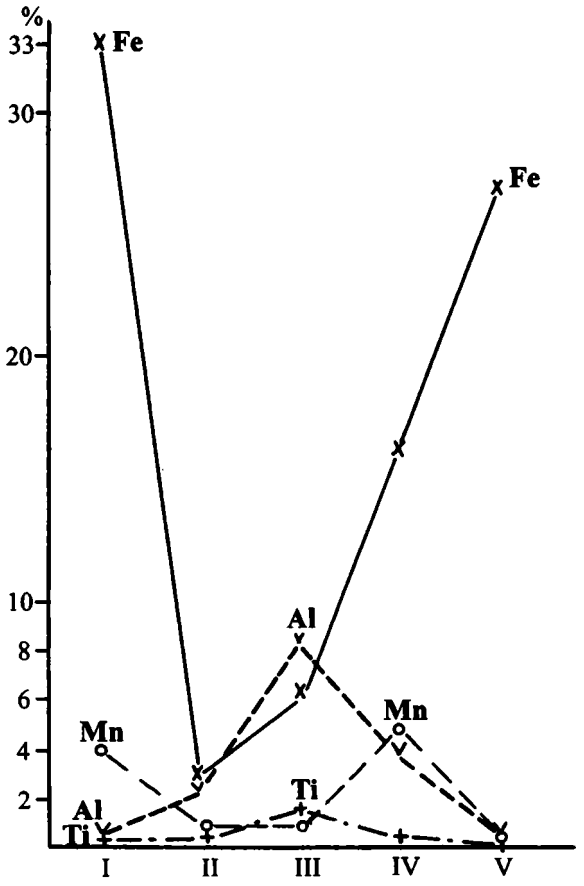
Рассмотренный выше сложный характер распределения элементов в разных типах гидротермально-осадочных отложений контролируется совокупным воздействием целого ряда факторов, таких как интенсивность поступления на дно гидротермальных компонентов, физико-химические параметры минералообразующей среды, морфологические особенности дна и гидрологический режим, скорости седиментации.

При интенсивном поступлении и быстром захоронении рудных компонентов на участках гидротермальной разгрузки время контакта взвешенных частиц с морской водой ограничено и степень сорбционного извлечения невелика. Поэтому в рудоносных отложениях, формирующихся в непосредственной близости от очагов разгрузки гидротерм, концентрируются в основном элементы, поступающие в составе термальных растворов, при этом преимущественно формируются собственные минеральные фазы, а доля элементов, сорбированных из воды, оказывается незначительной. Типичным примером такого рода гидротермальных образований могут служить рудоносные осадки Красного моря и сульфидные руды океана.

Вклад элементов, сорбированных из морской воды, наиболее значительно проявляется при формировании металлоносных осадков открытого океана. В ходе транспортировки гидротермального материала от очагов разгрузки термальных вод сорбционно активные частицы гидроксидов железа и марганца интенсивно извлекают из морской воды растворенные в ней микроэлементы, при этом набор и количество сорбированных элементов контролируются главным образом сорбционными свойствами частиц и временем их контакта с морской водой.

Скорости осадконакопления в пелагических частях океана оцениваются величинами порядка 100 мм в тыс. лет, тогда как во впадине Атлантис-II они по крайней мере на порядок выше и составляют 100–120 см в тыс.лет [Shanks, Bischoff, 1980]. Высокие скорости осаждения гидротермальных гидроксидных частиц во впадинах Красного моря ограничивают возможность сорбционного извлечения растворенных в воде элементов не гидротермальной природы с низкими концентрациями в растворе.

В целом, для гидротермально-осадочных отложений характерна обратная зависимость концентрации микроэлементов от скоростей седиментации. В частности, было показано, что осадки, наиболее богатые Fe и Mn, расположенные в осевой части ВТП, обеднены микроэлементами, содержание которых закономерно увеличивается по мере удаления от оси хребта, где сосредоточены гидротермальные источники [Мигдисов и др., 1979].



а

Фиг. 44. Распределение средних содержаний элементов в разных типах современных отложений Мирового океана

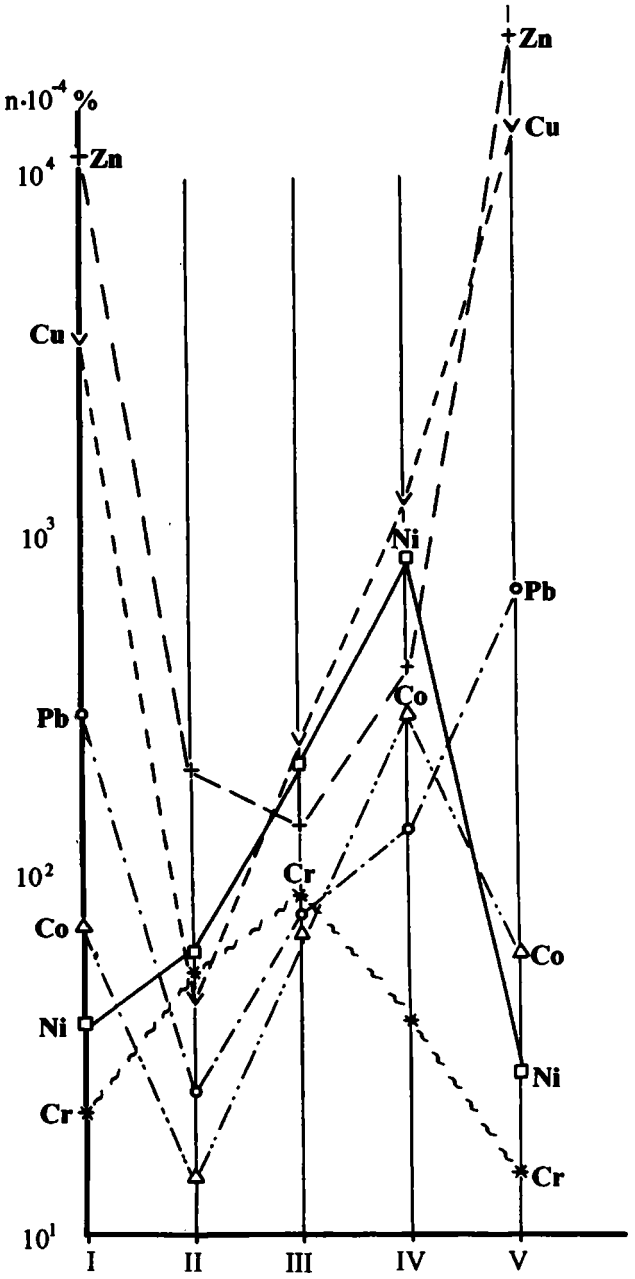
а – Fe, Mn, Al, Ti, %; б – микроэлементы, 10^{-4}%

I – рудоносные отложения Красного моря; II – фоновые биогенно-терригенные осадки Красного моря; III – пелагические океанические глины; IV – металлоносные осадки Тихого океана; V – гидротермальные сульфидные рудопроявления ВТП

Fig. 44. Distribution of mean concentrations of chemical elements in different types of modern sediments of the World Ocean

a – Fe, Mn, Al, Ti, %; б – trace elements, 10^{-4} %.

I – ore-bearing sediments of the Red Sea, II – background sediments of the Red Sea, III – oceanic pelagic sediments, IV – metalliferous sediments of the Pacific Ocean, V – hydrothermal sulfide ore-bearing sediments of the EPR



б

Редкоземельные элементы в отложениях Красного моря

Поведение редкоземельных элементов в гидротермально-осадочном рудогенезе заслуживает особого внимания, поскольку лантаноиды, благодаря присущей им возможности фракционирования элементов, чутко реагируют на изменения физико-химических условий среды и служат важными геохимическими индикаторами природных процессов.

В настоящее время накоплена значительная информация, касающаяся особенностей распределения РЗЭ в современных гидротермальных и гидротермально-осадочных образованиях, при этом большая часть публикаций посвящена металлоносным осадкам открытого океана [Волков, Дубинин, 1987; Barrett, Jarvis, 1988; Marching et al., 1987; Michard, 1989; Owen, Olivarez, 1988; Piper, Graef, 1974; Ruhlin, Owen, 1986; и др.]

Значительно слабее исследованы геохимические особенности РЗЭ в рудоносных отложениях, формирующихся на участках разгрузки термальных вод, в непосредственной близости от гидротермальных источников. В литературе имеются данные по распределению РЗЭ в рудоносных илах северной части ВТП (11–13° с.ш.), в пределах геотермального поля ТАГ, в базальных металлоносных осадках Индийского океана [Гидротермальные ..., 1992; Черкашов, Ваганов, 1989].

Исследования геохимии РЗЭ в осадках Красного моря также достаточно спорадичны, и данные по их составу ограничены. Конкретные анализы содержаний РЗЭ в красноморских илах приведены в работах [Courtois, Treuil, 1977; Oudin, Cocherie, 1988]. В первой статье даны анализы 9 проб из впадины Атлантис-II и 5 проб из впадины Чейн, при этом отмечаются в целом крайне низкие содержания РЗЭ (6–40 г/т, среднее 15 г/т). Во второй работе приведен химический состав 5 проб осадков впадины Атлантис-II, причем, в отличие от данных предыдущей работы, суммарные содержания РЗЭ в этих пробах варьируют от 5 до 1026 г/т, что связывается, прежде всего, с присутствием в отдельных образцах фосфатизированных костных остатков рыб.

Для более углубленного исследования поведения группы РЗЭ в красноморском гидротермально-осадочном рудообразующем процессе [Бутузова, Ляпунов, 1995] были проанализированы 39 проб разных типов отложений, основная часть которых принадлежит осадочным разрезам двух наиболее детально исследованных участков Красного моря – рифтовым впадинам Атлантис-II и Тетис. Как уже отмечалось, эти участки при общей высокой активности гидротермального рудообразующего процесса существенно различаются по режиму его функционирования и, что наиболее важно, по физико-химическим условиям придонной минералообразующей среды. Напомним, что во впадине Атлантис-II разгрузка гидротерм происходит в бескислородной обстановке, связанной с наличием там мощной толщи высокоминерализованных рассолов, а во впадине Тетис параметры придонных вод практически не отличаются от параметров обычной глубинной морской воды.

Результаты анализов РЗЭ в разных типах гидротермально-осадочных образований Красного моря приведены в табл. 38, где наряду с составом РЗЭ показано распределение основных рудообразующих металлов (Fe, Mn, Cu, Zn), а также серы и фосфора, которые являются показателями интенсивности гидротермальной деятельности и специфики процесса рудогенеза, а также могут играть существенную роль при фиксации и накоплении РЗЭ. Для сравнения в табл. 38 приведен состав РЗЭ в обычных фоновых биогенно-терригенных осадках Красного моря, практически лишенных примеси гидротермального материала. В табл. 39 показаны средние содержания РЗЭ в океанических сульфидных рудах, в металлоносных осадках Тихого океана, в высокотемпературных гидротермах рифтовых зон и в глубинной океанской воде.

Группа редкоземельных элементов определялась нейтронно-активационным методом с радиохимическим отделением мешающих компонентов [Ляпунов и др., 1980]. Правильность анализа РЗЭ контролировалась подшифровкой стандартного образца BCR-1 (США) (см. табл. 39). Точность определения отдельных РЗЭ колеблется в пределах 10–15% в зависимости от концентраций элементов. Ряд образцов на отдельные РЗЭ был проанализирован атомно-эмиссионным методом с индуктивно-связанной плазмой. Все аналитические работы выполнялись в лабораториях Аналитического центра ГИН РАН.

Приведенные в табл. 38 данные суммы РЗЭ в пробах рассчитаны путем интерполяции концентраций отдельных РЗЭ на графиках, нормированных на хондрит.

Величины отношений Eu/Eu* и Ce/Ce* определялись как отношение фактического содержания элемента к полученному путем интерполяции между соседними элементами в условиях отсутствия дефицита или избытка церия или европия. Для наглядности интерпретации данных рассчитывались отношения $(Eu/Sm)_N$, полученные путем деления фактического значения отношения в пробе на нормированное в хондрите.

Распределение РЗЭ в осадках впадины Атлантис-II

В районе впадины Атлантис-II были проанализированы пробы из 5 осадочных разрезов, расположенных на различных ее участках. По суммарным содержаниям РЗЭ и особенностям их спектров с учетом вещественного состава главной массы рудного вещества все изученные осадки были разделены на четыре группы.

К первой группе (см. табл. 38, обр. 1–7) относятся железорудные отложения, наиболее широко распространенные во впадине Атлантис-II; содержания железа в изученных пробах составляют 34,6–55,3%. Главные особенности распределения РЗЭ в осадках этой группы заключаются в общих низких концентрациях элементов и в отсутствии положительной аномалии европия

Таблица 38. Содержание элементов в рудоносных осадках Красного моря

№ обр.	№ станции (горизонт, см)	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
				Впадина Атлантис-II					
1	1905 (0–5)	2,8	6,2	3,6	0,82	0,2	0,072	0,2	–
2	1905 (100–130)	3,6	5,2	–	0,93	0,31	–	0,32	–
3	1905 (270–300)	2,4	4,8	2,8	0,6	0,2	0,06	0,2	–
4	1905 (500–511)	4,1	7	1,3	1,3	0,4	0,18	0,41	0,068
5	1991 (0–5)	3,2	6,6	3,6	0,74	0,18	0,11	0,27	–
6	1991 (210–215)	2,2	4,6	2	0,41	0,051	0,051	0,1	–
7	383 (100–120)	1,6	2,3	–	0,18	0,07	0,041	0,1	0,016
8	1905 (331–338)	4,8	8,2	–	–	0,2	–	0,44	–
9	1905 (483–500)	4	6,5	–	1,1	0,25	0,15	0,43	0,063
10	400*(120–130)	4,2	9,3	–	–	0,19	–	0,47	–
11	389 (435–440)	3,2	5,6	2,3	0,6	0,53	–	0,52	–
12	1905 (38–45)	3,1	10	5,4	0,81	1,2	0,11	0,19	–
13	1905 (350–374)	2,9	2,8	–	0,68	0,31	0,074	0,2	–
14	1905 (419–436)	3,5	3,6	–	0,64	0,36	0,1	0,32	0,059
15	1991 (415–425)	3,8	7,1	3,2	0,65	0,34	0,062	0,16	–
16	1991 (445–460)	5,1	14	5,3	0,88	0,87	0,17	0,33	–
17	1991 (511–520)	31	47	20	2,8	2,8	0,26	0,47	–
18	1991 (580–605)	13	25	–	2	1,4	–	0,58	–
19	1991 (605–615)	86	210	87	13	14	2,1	4,6	–
20	1991 (615–625)	180	430	230	28	29	5,2	11	–
21	264** (1077)	183	382	176	38,3	27,2	4,2	8,6	1,47
22	198** (542)	124	291	–	43	18,9	4,43	10	–
23	396*** (440–450)	3,5	5	–	0,32	0,24	0,027	0,085	–
24	1991**** (615–625)	9,1	16	7,6	2	1,1	0,34	0,99	0,16
				Впадина Тетис					
25	224 (0–5)	7,1	4,8	–	1,4	0,39	0,21	0,77	0,11
26	224 (190–200)	3,6	6,2	–	1,1	0,31	–	0,41	–
27	224 (287–298)	9,6	18	9,4	2	0,57	0,23	0,93	0,15
28	224 (500–510)	6,9	12	–	1,4	0,53	0,21	0,75	0,11
29	224 (105–106)	18	29	14	2,8	1,5	0,46	1,1	0,19
30	224 (119–130)	13	22	11	1,9	1,1	0,22	0,49	–
31	224 (148–150)	35	73	–	6,1	7,3	0,73	1,5	0,19
32	224 (165–170)	57	140	–	7,9	9,7	–	–	–
33	224 (175–188)	13	19	9,3	1,9	2,3	0,33	1,1	0,18
34	224 (260–262)	27	46	–	3,1	4,7	0,55	1	0,17
35	224 (275–281)	10	18	8,4	1,8	2,2	0,28	0,97	0,18
36	224***** (142–145)	12	27	13	2,8	2,4	0,38	0,74	0,11
				Впадина Дискавери					
37	1996 (1005–1008)	28	56	24	2,7	5,5	–	1,3	
38	1996 (1060–1070)	14	25	8,7	1,2	1,7	0,12	0,8	
				Нормальные фоновые осадки					
39	226 (215–221)	16	27	–	3,8	1,2	0,74	2,5	

* Образец из впадины Шагара.

** По данным Е.Оудин и А.Кочери [Oudin, Cocherie, 1988].

*** Ангидрит.

****Пирит.

***** Магнетит.

Таблица 38 (окончание)

∑РЗЭ	La/Yb	Eu/Eu*	$(Eu/Sm)_N$	Ce/La	Ce/Ce*	Fe	Mn	P_2O_5	Cu	Zn	$S_{общ}$
Впадина Атлантис-II											
17	14	0,98	0,64	2,2	1,2	34,6	0,11	0,3	0,82	6,3	0,58
12	11	0,99	0,88	1,4	–	38,2	0,13	0,26	0,8	2	1,8
14	12	0,99	0,88	2	0,92	34,1	1,43	0,15	1	7,1	2,7
18	10	1,06	0,81	1,7	–	47,7	1,92	0,33	0,15	0,48	–
18	12	0,77	0,64	2,1	0,95	36,4	0,55	0,26	0,37	1,2	0,7
12	22	0,41	0,33	2,1	1,05	55,3	0,27	0,1	–	–	–
5,1	16	1,1	1	1,4	–	45	0,28	0,21	–	–	–
16	11	–	–	1,7	–	11,9	27,5	–	0,03	0,19	0,1
15	9,3	0,68	0,6	1,6	–	5,8	38,5	0,02	0,001	–	–
17	8,9	–	–	2,2	–	13	36	–	0,009	0,09	–
16	6,2	2,3	2,3	1,8	0,94	28,4	0,71	–	2,4	4,3	11,8
26	16	4,7	3,9	3,2	1,2	34,1	0,61	0,21	0,8	2	5,8
8,2	14	1,7	1,2	0,96	–	26,6	1,76	0,25	1,1	9,4	–
10	11	1,7	1,5	1	–	27,4	–	0,45	1,2	0,25	–
19	24	2	1,4	1,9	0,95	26,8	0,4	0,16	–	–	–
33	14	2,9	2	2,7	1,3	25,8	0,22	0,31	1,1	5,2	6,5
130	66	3,7	2,6	1,5	0,82	62,5	0,45	0,35	0,024	0,1	–
49	22	2,1	1,8	1,9	1,1	49,1	0,35	1	–	–	–
521	19	3,3	2,8	2,4	1,2	45	0,39	2,69	0,56	1,2	0,36
1142	16	3,1	2,7	2,4	1	34,9	0,72	5,55	–	–	13,5
1026	21	2,5	1,9	2,1	0,98	41,5	2	–	–	–	–
578	12	1,6	1,2	2,3	–	–	–	–	–	–	–
108	41	2,9	2	1,4	–	–	–	–	–	–	–
47	9,2	1,7	1,4	1,8	0,9	–	–	–	–	–	–
Впадина Тетис											
20	9,2	0,91	0,73	6,8	–	14,8	12,7	0,16	0,08	0,4	1,4
14	8,8	0,9	0,74	1,7	–	24,6	20,5	0,14	0,05	0,6	1,2
51	10	0,99	0,75	1,9	0,79	–	–	–	–	–	–
26	9,2	1,16	1	1,7	–	19,2	20,3	0,23	0,04	0,4	2,3
84	16	2,4	1,4	1,6	0,84	29,7	3,8	–	0,05	0,26	–
62	26	2	1,5	1,7	0,85	55	0,83	–	0,09	0,16	–
146	23	4,1	3,1	2,1	–	56,2	0,28	1,1	0,31	0,13	4,8
252	–	–	3,2	2,4	–	50,9	0,34	1,83	0,2	0,12	7,6
60	12	3,9	3,2	1,5	0,77	41,8	0,56	–	0,1	0,12	–
82	27	6,6	4	1,7	–	47,5	0,35	1,03	0,2	0,11	4,2
52	10	4,1	3,2	1,8	0,91	38,8	0,47	–	0,27	0,23	–
73	16	2,9	2,3	2,3	1	–	–	–	–	–	–
Впадина Дискавери											
147	22	6,1	5,4	2	0,95	59,3	0,13	1,14	0,08	0,05	0,74
64	18	4	3,7	1,8	1	58,3	0,17	0,64	–	–	0,44
Нормальные фоновые осадки											
60	6,4	0,92	0,83	1,7	–	3,2	0,3	–	0,004	0,02	–

Примечание. Содержания РЗЭ приведены в г/т, остальных элементов – в %.

Таблица 39. Содержание элементов в океанских сульфидах, металлоносных

Объект исследования, литературный источник	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	∑РЗЭ
Сульфиды дна океана, г/т [Гидротермальные ..., 1992]	2,8	12	4,5	0,78	0,80	0,19	0,52	–	27
Металлоносные осадки Тихого океана, г/т [Мигдисов и др., 1979]	133	74	123	26	6,3	4,5	17,2	2,9	250
Высокотемпературные гидротермы, 10^{-5} г/т [Michard, 1989; Michard, Albaréda, 1986; Michard et al., 1983]	–	127	57	21	41	–	2,7	–	310
Глубинная вода океана, 10^{-5} г/т [Michard, Albaréde, 1986]	–	0,136	0,552	0,102	0,028	–	0,190	–	–
Стандарт*, г/т	25 / 24,9	51 / 53,7	30 / 28,8	6,8 / 6,59	2,0 / 1,95	1,1 / 1,05	3,4 / 3,38	0,56 / 0,51	

*В числителе приведены наши данные, в знаменателе – паспортные.

(фиг. 45-1). Суммарные содержания РЗЭ в этих осадках варьируют от 5 до 18 г/т, что значительно ниже, чем в нормальных красноморских илах (60 г/т); отношения $(Eu/Sm)_N$ составляют 0,33–1,0; Eu/Eu* – 0,41–1,10; Ce/La – 1,4–2,2; Ce/Ce* – 0,92–1,2. Подобные типы спектров РЗЭ характерны и для большинства проб осадков впадины Атлантис-II, результаты изучения которых приведены в работе [Courtois, Treuil, 1977].

В целом спектры распределения РЗЭ в рассматриваемых осадках и в фоновых отложениях Красного моря достаточно сходны, рудоносные илы отличаются лишь более низким уровнем накопления редких земель и дефицитом тяжелых лантаноидов. Если содержания легких и средних РЗЭ в железорудных осадках в 5–6 раз ниже, чем в нормальных илах, то для тяжелых лантаноидов (Tb, Yb) степень их относительного обеднения возрастает до 8–10 раз (фиг. 46-1).

Близкий характер распределения РЗЭ наблюдается и во второй группе образцов (см. табл. 38 обр. 8–10; фиг. 45-II), рудная составляющая которых, в отличие от осадков первой группы, представлена смесью оксигидроксидов железа и марганца при значительном преобладании последних, т.е. в марганцеворудных пачках с содержанием марганца – 27,5–38,5% (к этой группе, помимо образцов из впадины Атлантис-II, отнесена близкая по химическому и минеральному составу одна проба из впадины Шагара – обр. 10). В них, подобно железорудным отложениям, отсутствует европиевая аномалия ($(Eu/Sm)_N$ = 0,60; Eu/Eu* = 0,68), понижено относительное содержание тяжелых РЗЭ (La/Yb = 8,9–11), общее количество лантаноидов (∑РЗЭ – 15–17 г/т) в 3,5–4 раза ниже, чем в фоновых илах. Вместе с тем, общая картина распре-

осадках, гидротермах и глубинной воде океана

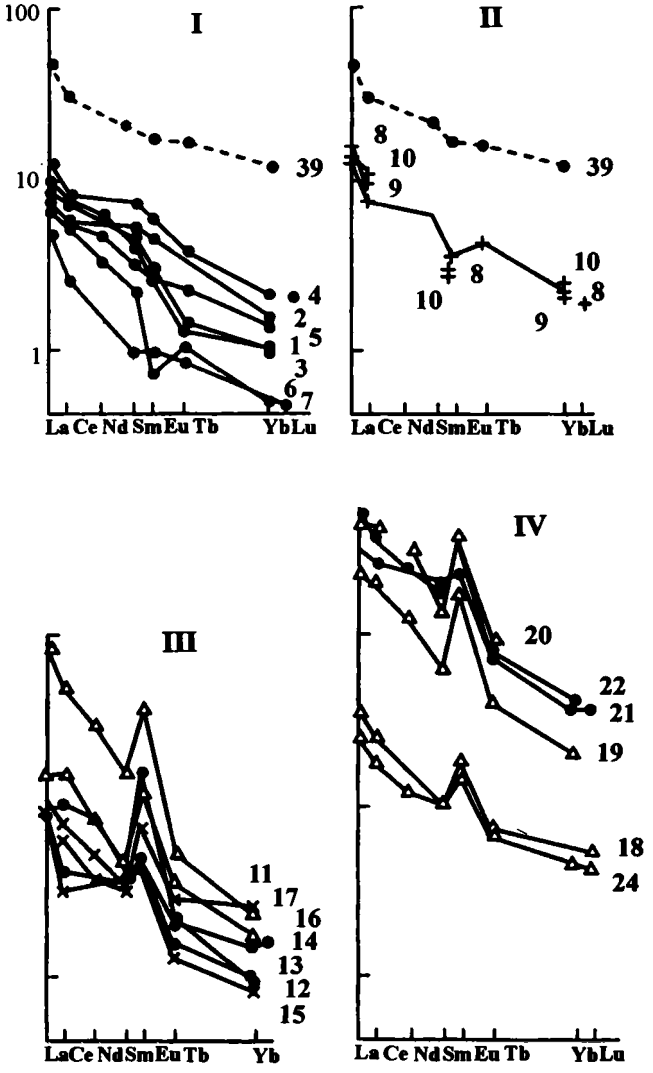
La/Yb	Eu/Eu*	$(Eu/Sm)_N$	Ce/La	Ce/Ca	Fe	Mn	P_2O_5	Cu	Zn	$S_{общ}$
5,4	2,7	2,7	4,3	1,5	27,6	0,07	–	1,36	2,23	32,0
7,7	0,72	0,64	0,56	0,25	18,1	5,09	–	1,08	0,42	–
–	7,4	5,1	–	–	–	–	–	–	–	–
–	0,74	0,72	–	0,13	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

деления РЗЭ чрезвычайно близка спектру РЗЭ фоновой литогенной матрицы (см. фиг. 45-II).

Третья группа проб (см. табл. 38, обр. 12–17) объединяет осадки, которые по общему содержанию РЗЭ сходны с рассмотренными ранее (сумма РЗЭ в них составляет 8,2–33 г/т), а по спектрам элементов существенно от них отличаются (см. фиг. 45-III). Отличия эти выражаются прежде всего в появлении ярко выраженной положительной аномалии европия, значения $(Eu/Sm)_N$ составляют 1,2–3,9, Eu/Eu* – 1,7–4,7.

Наиболее существенная особенность состава рудного вещества рассматриваемых осадков заключается в появлении высоких содержаний серы (5,8–11,8% в отличие от 0,1–2% в предыдущих двух группах) и, соответственно, в существенной роли сульфидной составляющей. Концентрация железа в них 25,8–34,1%, марганца и фосфора – десятые доли процента. Исключением является обр. 17, состоящий практически целиком из гидроксидов железа (Fe = 62,5%) и отличающийся высоким суммарным содержанием РЗЭ ($\sum$ РЗЭ = 130 г/т).

Последняя, четвертая группа проб (см. табл. 38, обр. 18–20, фиг. 45-IV) принадлежит наиболее глубоким частям осадочных разрезов впадины Атлантис-II. В них резко возрастает сумма РЗЭ – до 1142 г/т в самых низах разреза (ст. 1991, горизонт 615–625 см), что почти на 2 порядка выше средних содержаний РЗЭ в образцах первых трех групп и на порядок выше, чем в фоновых красноморских илах (см. фиг. 46-IV). Другой геохимической особенностью осадков этой группы является ярко выраженная положительная аномалия европия – (значения Eu/Eu* – 2,1–3,3, $(Eu/Sm)_N$ – 1,8–2,8). Характерной

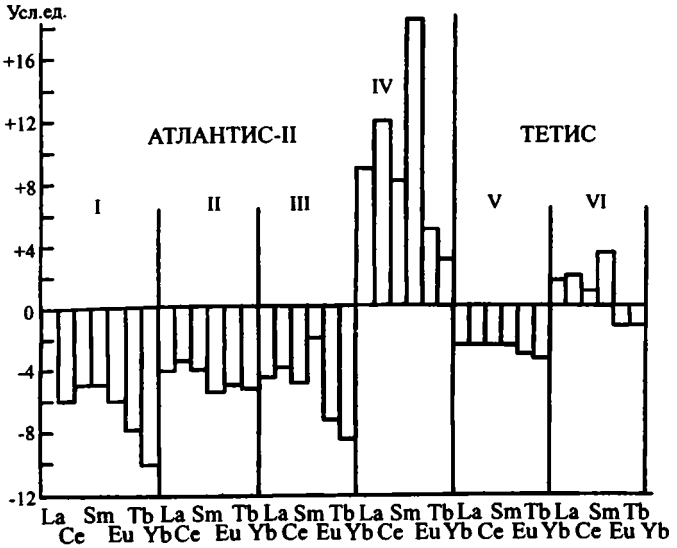


Фиг. 45. Распределение РЗЭ в рудоносных осадках впадины Атлантис-II

I – железорудные; II – железомарганцевые; III – сульфидные; IV – осадки, обогащенные фосфором (зона DOP). Пунктирная линия – фоновые илы Красного моря (обр. 39). Цифры на графиках – номера образцов (см. табл. 38)

Fig. 45. The REE distribution in sediments from the Atlantis-II Deep

I – iron ore-bearing sediments; II – ferro-manganese ore-bearing sediments; III – sulfide ore-bearing sediments; IV – sediments, enriched by phosphorus (DOP zone). Dashed line – background sediments of the Red Sea (sample № 39). Fig. on plots – samples numbers (see Tabl. 38).



Фиг. 46. Степень обогащения (обеднения) редкоземельными элементами рудоносных осадков Красного моря относительно фоновых биогенно-терригенных илов (нулевая линия)

I–IV – отложения впадины Атлантис-II: I – железорудные, II – железомарганцевые, III – сульфидные, IV – обогащенные фосфором (зона DOP); V,VI – отложения впадины Тетис: V – железорудные, VI – железомарганцевые

Fig. 46. Degree of enrichment (depletion) in REE of ore-bearing Red Sea relatively to values (0) of background sediments

I–IV – Sediments of the Atlantis-II Deep: I – iron ore-bearing, II – ferro-manganese ore-bearing, III – sulfide ore-bearing, IV – sediments, enriched by phosphorus (DOP zone); V–VI – Sediments of the Thetis Deep: V – iron ore-bearing, VI – ferro-manganese ore-bearing

чертой осадков четвертой группы является их высокая фосфатность. Как следует из табл. 38, содержания P_2O_5 в них составляют 1,00–5,55% против десятых долей процента в отложениях I–III групп. Сочетание высоких суммарных содержаний РЗЭ с четкой европиевой аномалией отмечено в самых глубоких горизонтах осадочных разрезов, локализованных и на других участках впадины Атлантис-II [Oudin, Cocherie, 1988] (см. табл. 38, обр. 22–24).

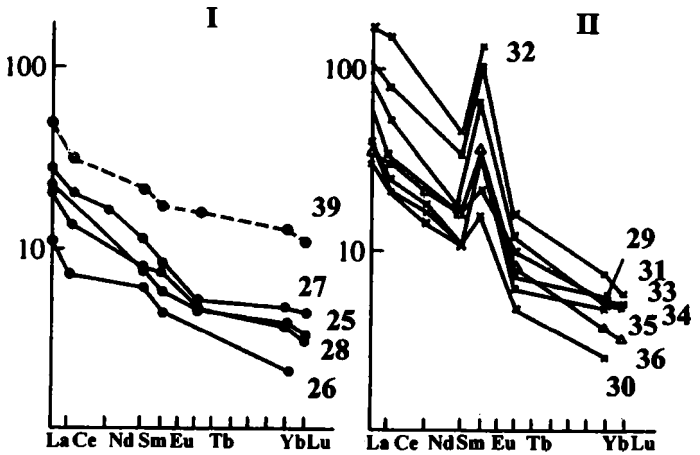
Помимо сложных по минеральному составу рудоносных осадков впадины Атлантис-II был проанализирован на содержание РЗЭ один образец мономинерального ангидрита из разреза, расположенного в юго-западной части впадины в непосредственной близости от очагов гидротермальной разгрузки (см. табл. 38, обр. 23). Абсолютные содержания РЗЭ в гидротермальном ангидрите достаточно высокие ($\sum$РЗЭ = 108 г/т), отмечается положительная аномалия европия (Eu/Eu* = 2,9, $(Eu/Sm)_N$ = 2,0). Наиболее характерной особенностью спектра РЗЭ ангидрита является высокий уровень накопления легких РЗЭ – величина отношения La/Yb составляет 41, тогда как в подавляющем боль-

шинстве рудоносных осадков впадины эта величина варьирует в пределах 10–20, а в нормальных донных илах составляет 6,4.

Распределение РЗЭ в осадках впадины Тетис

В пределах рифтовой впадины Тетис было изучено распределение РЗЭ в одном осадочном разрезе (ст. 224). Как было отмечено в главе III, этот разрез состоит из ритмично чередующихся пачек, различающихся как по степени их рудоносности, так и по вещественному составу. Показательно, что особенности распределения РЗЭ в осадочном разрезе соответствуют общей ритмичности его строения и по характеру спектров подразделяются на две группы.

К первой группе относятся обр. 25–28 (см. табл. 38), расположенные в интервалах 0–5, 190–200, 287–298 и 500–510 см. Эти образцы представлены осадками, в которых рудное вещество состоит в основном из железа (14,8–24,6%) и марганца (12,7–20,5%) примерно в равных соотношениях. Осадки отличаются высокими содержаниями осадочного, биогенно-терригенного материала ($CaCO_3$ – 20–40%) и низкой фосфатностью (P_2O_5 – десятые доли процента). Спектры РЗЭ в первой группе образцов близки спектру фоновых красноморских илов и отличаются от них лишь относительно более низкими содержаниями суммы РЗЭ (фиг. 47-1). Европиевая аномалия отсутствует – $(Eu/Sm)_N$ составляет 0,73–1,0, Eu/Eu* – 0,9–1,16, отношение Ce/La низкое – 1,7–1,9.



Фиг. 47. Распределение РЗЭ в рудоносных осадках впадины Тетис

I – железомарганцевые; II – железорудные. Пунктирная линия – фоновые илы Красного моря (обр.39). Цифры на графиках – номера образцов (см. табл. 38)

Fig. 47. The REE distribution in sediments from the Thetis Deep

I – ferro-manganese ore-bearing sediments; II – iron ore-bearing sediments

Dashed line – background sediments of the Red Sea (sample № 39) Fig. on plots – samples numbers (see Tabl. 38)

Существенно иной характер распределения РЗЭ наблюдается во второй группе проб (см. табл. 38, обр. 29–35), где отложения состоят в основном из железорудного гидротермального вещества, характерной особенностью которого является широкое развитие магнетита и постоянное присутствие реакционноспособного Fe(II) (до 8,5%). Концентрация железа в них составляет 29,7–56,2%, обычные содержания марганца – десятые доли процента, осадки практически бескарбонатны ($CaCO_3$ <1%), что говорит об отсутствии в их составе заметной примеси осадочного материала. Лишь маломощные переходные прослои, локализованные на контактах с железомарганцевыми отложениями (см. табл. 38, обр. 29,30), содержат небольшое количество терригенно-биогенного вещества, а содержание марганца в них возрастает до 1–4%.

Основное отличие состава РЗЭ железорудных отложений от осадков первого типа заключается в ярко выраженной положительной европиевой аномалии (см. фиг. 47-II); значения $(Eu/Sm)_N$ – 3,1–4,0, величины отношения Eu/Eu* –3,9–6,6, Ce/La – 1,5–2,4 (см. табл. 38, обр. 31–35). Лишь в горизонтах, переходных от железорудных осадков к отложениям первого типа (см. табл. 38, обр. 29,30), величина европиевой аномалии заметно уменьшается (значения $(Eu/Sm)_N$ – 1,4–1,5; Eu/Eu* – 2,0–2,4). Суммарные содержания РЗЭ в рассматриваемых отложениях также в целом выше, чем в железомарганцевых осадках (см. фиг. 46-V,VI), при этом максимальный уровень накопления лантаноидов (146–252 г/т) характерен, как правило, для образцов, локализованных в средних частях железорудных пачек (см. табл. 38, обр. 31, 32). По своей конфигурации спектры РЗЭ железорудных отложений впадины Тетис сходны со спектрами III и IV групп осадков впадины Атлантис-II, а по суммарному содержанию лантаноидов занимают промежуточное положение. Близкий состав РЗЭ имеет и мономинеральный магнетит, выделенный из железорудных осадков впадины Тетис (см. табл. 38, обр. 36).

Помимо проб из впадины Атлантис-II и Тетис были проанализированы 2 образца на содержание в них РЗЭ из впадины Дискавери (см. табл. 38, обр. 37, 38), которая, подобно впадине Атлантис-II, заполнена мощной толщей высокоминерализованных рассолов. Пробы для анализа были отобраны в одной из колонок (ст. 1996) из самой нижней ее пачки (интервалы 1005–1008 и 1060–1070 см), которая резко выделяется в осадочном разрезе максимально высокими содержаниями рудного вещества, представленного сложным комплексом минералов железа (аморфные гидроксиды, гетит, магнетит, гематит); содержание железа в этом горизонте составляет 58–60%, марганца – 0,1–0,15%, $CaCO_3$ <1%, т.е. осадки практически полностью представлены железорудным веществом. Вся вышележащая часть разреза состоит в основном из биогенно-терригенного материала, в той или иной степени обогащенного рудным веществом, количество железа варьирует от 3 до 20% и в среднем составляет менее 10%, содержание $CaCO_3$ порядка 20–30%.

По характеру распределения РЗЭ изученные осадки впадины Дискавери ближе всего к отложениям IV группы впадины Атлантис-II – те и другие от-

личаются высоким уровнем накопления РЗЭ и ярко выраженной положительной аномалией европия (фиг. 48). Объединяет их также принадлежность к самым нижним частям осадочных разрезов.

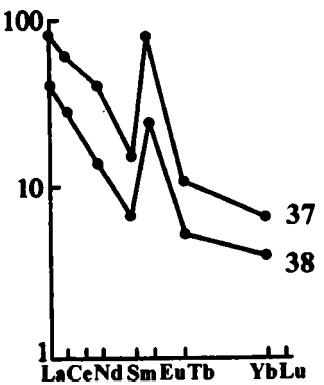
Особенности поведения РЗЭ в красноморском гидротермально-осадочном процессе

Из проведенного анализа распределения РЗЭ в разных по составу рудоносных отложениях Красного моря со всей очевидностью следует, что отложения эти, формирующиеся в непосредственной близости от очагов гидротермальной разгрузки, широко варьируют как по составу, так и по суммарным содержаниям РЗЭ. Так, сумма РЗЭ в изученных осадках колеблется от 5 до 1140 г/т, т.е. меняется более чем на 2 порядка. Так же резко варьируют и главные геохимические показатели гидротермального влияния и прежде всего аномалия европия – Eu/Eu* от 0,41 до 6,6, $(Eu/Sm)_N$ от 0,33 до 5,4.

Существующее разнообразие в содержаниях и распределении РЗЭ контролируется совокупностью разных факторов, из которых наиболее существенными являются режим гидротермальной разгрузки и физико-химические условия среды.

Выше было отмечено, что во впадине Атлантис-II осадконакопление началось в позднем плейстоцене с образования детритно-оксидно-пиритной зоны (DOP). Отложения этой зоны залегают непосредственно на коренных базальтах и, как правило, не вскрываются трубками при морских исследованиях. Мы располагаем лишь двумя пробами верхней части зоны DOP (обр. 19, 20; см. табл. 38). Анализы двух других образцов этой зоны представлены в работе [Oudin, Cocherie, 1988] (см. табл. 38, обр. 21, 22).

Главная особенность геохимии РЗЭ в рассматриваемых отложениях заключается в экстремально высоких суммарных содержаниях РЗЭ (до 1142 г/т по нашим данным и 1026 г/т по данным Е.Оудин и А.Кочери). Это максимальные из известных в настоящее время концентраций РЗЭ в гидротермаль-



Фиг. 48. Распределение РЗЭ в рудоносных осадках впадины Дискавери

Цифры на графике – номера образцов (см. табл. 38)

Fig. 48. The REE distribution in sediments from the Discovery Deep

Figures on plots – sample numbers (see Tabl. 38)

Таблица 40. Распределение РЗЭ (в г/т), $(Eu/Sm)_N$, Eu/Eu*, Fe, P_2O_5, и $CaCO_3$ (в %) в разрезе станции 1991 (впадина Атлантис-II)

Горизонт, см	$CaCO_3$	РЗЭ	$(Eu/Sm)_N$	Eu/Eu*	P_2O_5	Fe
0–5	–	18	0,64	0,77	0,26	36,4
210–215	–	12	0,33	0,41	0,1	55,3
415–425	0,5	19	1,4	2,0	0,16	26,8
445–460	–	33	2,6	2,9	0,31	25,8
511–520	4,5	130	2,6	3,7	0,35	62,5
580–605	11	49	1,8	2,1	1,0	49,1
605–615	25	521	2,8	3,3	2,69	45,0
615–625	19	1142	2,7	3,1	5,55	34,9

ных рудопроявлениях океанического дна. Среднее суммарное содержание РЗЭ из двух проб зоны DOP почти в 20 раз выше, чем в фоновых красноморских илах.

Высокий уровень накопления РЗЭ в отложениях зоны DOP сочетается с четко выраженной положительной европиевой аномалией. В этих же отложениях отмечено присутствие фосфатизированных костных остатков рыб, что выражается в высоких содержаниях P_2O_5, не свойственных всем остальным рудоносным осадкам Красного моря.

Прослеживая изменения таких геохимических показателей, как ∑РЗЭ, $(Eu/Sm)_N$, содержания P_2O_5 снизу вверх по разрезу колонки 1991 (табл. 40), нетрудно видеть, что аномальные по составу РЗЭ осадки свойственны лишь самым нижним частям рудной толщи, отвечающей зоне DOP. Вверх по разрезу меняются все геохимические параметры осадков, а отложения верхних горизонтов рудной толщи по составу РЗЭ принадлежат к наиболее распространенным во впадине Атлантис-II железорудным осадкам первой группы.

По всей видимости, геохимические особенности отложений зоны DOP и последовательные их изменения в вышележащих осадках связаны прежде всего с изменением условий развития гидротермального рудообразующего процесса во впадине Атлантис-II.

На начальных его этапах, отвечающих формированию осадков зоны DOP, гидротермальная активность была сравнительно слабой, о чем свидетельствует большая примесь в осадках зоны DOP биогенно-терригенного материала, повышенные содержания $CaCO_3$, что и отразилось в названии зоны (детритно-обломочно-пиритная – DOP).

Рассолы во впадине отсутствовали, и разгрузка гидротерм происходила в условиях кислородсодержащей морской воды [Bäcker, Richter, 1973]. В подобных условиях окисление двухвалентного железа, поступающего в составе гидротермальных растворов, происходило сразу, близ поверхности дна, что сопровождалось соосаждением РЗЭ с гидроксидами железа и их сорбцион-

ным извлечением из морской воды, смешанной с определенными порциями глубинных термальных вод, обладающих специфическим спектром РЗЭ.

Другим, не менее важным фактором, определяющим высокий уровень накопления РЗЭ в рассматриваемых осадках, является наличие в них фосфатизированных рыбных остатков.

Известно, что фосфаты обладают повышенным химическим сродством в отношении РЗЭ, при этом доказано, что фосфатизированные рыбные остатки наследуют спектры РЗЭ тех литохимических обстановок, где они формируются и существуют. Так, например, спектр РЗЭ в костном фосфате пелагических осадков океана обладает отчетливой отрицательной аномалией церия, свойственной глубинной океанической воде [Батурин и др., 1986; Wright et al., 1987]. Именно поэтому фосфатизированные рыбные остатки, захороненные в осадках гидротермально активных участков Красного моря, в ходе седиментации и диагенеза наследуют черты распределения РЗЭ, присущие высокотемпературным гидротермам.

Само появление значительных количеств рыбных остатков и, соответственно, повышенных содержаний P_2O_5 в отложениях зоны DOP вероятнее всего является следствием развития того же гидротермального процесса, сопровождающегося изменением физико-химической среды обитания рыб (повышение T°C, понижение pH, появление сероводорода), приведшим к массовым их заморам.

Детальные микропалеонтологические исследования двух колонок из впадины Атлантис-II показали, что появление многочисленных остатков чешуи и зубов рыб приурочено к прослоям, обогащенным сульфидами, возраст которых определяется как поздний плейстоцен [Baurdillon, Gideiri, 1983]. Эти данные служат дополнительным аргументом, подтверждающим зависимость между импульсным режимом гидротермальной активности и накоплением в осадках биогенного фосфатного материала.

Соотношение РЗЭ, связанных с фосфатным веществом и гидроксидами железа в общем их балансе в гидротермальных осадках, определить достаточно сложно. Опираясь на данные, приведенные в работе [Oudin, Cocherie, 1988], была предпринята попытка ориентировочно оценить вклад фосфатных частиц в общее содержание РЗЭ, концентрированных в отложениях зоны DOP на примере одной из проб, где состав РЗЭ проанализирован не только в рудных илах ($\sum$РЗЭ = 82,2 г/т), но и в содержащихся в них рыбных остатках ($\sum$РЗЭ = 3875 г/т). Приняв, что среднее содержание фосфора в костном фосфате составляет 17% [Гурвич и др., 1980] и что весь фосфор в рассматриваемых осадках (0,2%) связан с остатками рыб, можно рассчитать примерную долю рыбных остатков, которая составляет ~ 1,2% от осадка, а вклад фосфатного вещества в накопление РЗЭ оценивается в 46,5 г/т (3875 г/т·0,012 = 46,5 г/т), т.е. составляет примерно половину от общего содержания в осадках РЗЭ (82,2 г/т).

Проведенные расчеты, несмотря на их ориентировочный характер, свидетельствуют о том, что фосфатизированный биогенный материал, играя суще-

ственную роль в накоплении РЗЭ в гидротермально-осадочном процессе, не является главным, а тем более единственным фактором обогащения осадков редкими землями. Подтверждением этому служат осадки, где уровень накопления РЗЭ высок, а содержания фосфора незначительны, в частности, – обр. 17 (см. табл. 38) ($\sum$ РЗЭ = 130 г/т; P_2O_5 = 0,35%).

Таким образом, можно считать доказанным, что основным поставщиком РЗЭ в рудоносные осадки, формирующиеся на начальной стадии гидротермального процесса во впадине Атлантис-II, служили придонные морские воды, смешанные с термальными глубинными растворами, а причиной фиксации их экстремально высоких содержаний явилось массированное выпадение сорбционно активных частиц железа и биогенного фосфатного детрита в непосредственной близости от мест гидротермальной разгрузки.

Осаждение гидротермального и биогенного фосфатного материала близ устья источников в условиях морфологически выраженной впадины-ловушки обеспечило не только высокие суммарные содержания РЗЭ, но и четко выраженный их гидротермальный спектр.

Более высокая степень обогащения церием рассматриваемых осадков по сравнению с чистыми гидротермальными растворами свидетельствует о принципиальной возможности избирательного фракционирования РЗЭ в гидротермально-осадочном процессе. Это связано, по-видимому, с физико-химическими свойствами гидротерм и, прежде всего, с низкими значениями их pH (3,4–3,8) в приустьевой зоне.

Известно, что гидролиз Ce^{4+} начинается при pH = 3,8, тогда как pH осаждения других РЗЭ гораздо выше [Балашов, 1976]. Росту относительных содержаний церия в осадках DOP может способствовать также способность фосфата кальция к избирательному концентрированию группы легких лантаноидов вследствие их кристаллохимического сродства.

Активизация гидротермальной деятельности во впадине Атлантис-II привела к постепенному ее заполнению горячими высокоминерализованными рассолами и созданию в придонных водах аноксических условий, что существенным образом отразилось на характере распределения РЗЭ в вышележащих рудоносных осадках. Смена условий гидротермальной разгрузки привела к формированию осадков, развитых в интервале 511–520 см в разрезе ст. 1991 (см. табл. 38, обр. 17). В отличие от нижележащих отложений в обр. 17 резко снижается содержание фосфора (до 0,35%) и возрастает железистость осадков (Fe = 62,5%). Можно предположить, что прослой, состоящий из чистых гидроксидов железа, маркирует отрезок времени, когда рассолы во впадине еще не сформировались и резкое усиление гидротермального притока сопровождалось массовым образованием железистой взвеси, извлекающей из придонных вод растворенные, в том числе редкоземельные элементы, что и обеспечило высокие суммарные содержания РЗЭ (130 г/т) и ярко выраженный их гидротермальный спектр (Eu/Eu^* – 3,7; $(Eu/Sm)_N$ – 2,6).

В результате дальнейшего развития гидротермального процесса во впадине Атлантис-II и при заполнении ее толщей рассолов формировались осадки, в которых уровень накопления РЗЭ падает, сглаживаются черты гидротермального влияния вплоть до полного их исчезновения (см. фиг. 45-I,II).

Низкие содержания РЗЭ и крайне слабое выражение (или отсутствие) аномалии европия – характерные черты распределения лантаноидов в основной массе рудоносных осадков впадины Атлантис-II, формирование которых происходило и происходит в условиях существования высокоминерализованных рассолов, при разгрузке гидротерм в морскую воду, полностью лишенную кислорода. При этом окисление поступающего из гидротермальных источников Fe^{2+} происходит не в придонных водах, а на границе двух слоев рассольной толщи, на значительных расстояниях от дна впадины при появлении в воде растворенного кислорода. Именно здесь образуется основная масса тонкой сорбционно активной железистой взвеси, тогда как обогащение гидротермальными РЗЭ морской воды происходит близ поверхности дна у очагов гидротермальной разгрузки. Накопление во впадине Атлантис-II толщи бескислородных рассолов привело к пространственному разобщению сорбционно активных частиц гидроксидов железа и обогащенных гидротермальными РЗЭ придонных вод, что и послужило, по нашему мнению, главной причиной как низкого уровня накопления лантаноидов в рудном веществе основной массы осадков впадины Атлантис-II, так и чрезвычайно слабого воздействия гидротерм на их состав.

Обеднение гидротермальной взвеси редкими землями может происходить и при прохождении частиц через толщу восстановленных бескислородных вод как в результате десорбции элементов, так и благодаря растворению оксидных фаз РЗЭ. Эмпирическим путем и в результате термодинамических расчетов показано, что при смене кислородных условий на бескислородные происходит резкое возрастание содержаний РЗЭ в растворе и соответственно обеднение ими твердой фазы. Расчетами установлено также резкое возрастание растворимости CeO_2 на границе кислородсодержащих и бескислородных вод [De Baar et al., 1988].

Общее сходство спектров РЗЭ основной массы гидротермальных осадков впадины Атлантис-II и фоновой литогенной матрицы (см. фиг. 45-I,II) свидетельствует о связи лантаноидов с биогенно-терригенным материалом, а некоторые вариации состава РЗЭ возможно обусловлены минеральным составом нормальных красноморских илов и, в частности, неравномерной примесью в них вулканогенных базальтовых частиц.

Само рудное вещество оказывает, как правило, разбавляющее влияние, понижая общее количество РЗЭ в основной массе гидротермальных отложений впадины Атлантис-II (см. фиг. 46-I-III). Непосредственное влияние гидротерм на распределение РЗЭ как в высокожелезистых, так и в марганцеворудных осадках проявляется крайне незначительно, а в ряде проб практически не ощущается.

На фоне обычных для впадины Атлантис-II осадков встречаются отдельные маломощные горизонты с аномальным спектром РЗЭ, в которых при низких суммарных содержаниях лантаноидов проявляется отчетливая аномалия европия (III группа). Как уже отмечалось, отложения этой группы характеризуются высоким содержанием гидротермальных полиметаллических сульфидов, что само по себе служит свидетельством активизации гидротермального процесса, который, как известно, имеет неравномерный, пульсационный характер. Можно предположить, что основная причина возникновения в отдельных пробах положительной аномалии европия заключается в возможности избирательного извлечения элемента из воды и накопления его в составе сульфидных фаз.

Особенности распределения РЗЭ в гидротермальном ангидрите, заключающиеся в сравнительно высоком уровне их накопления и предпочтительной фиксации легких лантаноидов, некоторые исследователи связывают с размерами ионных радиусов РЗЭ и главных элементов минерала-носителя и, в частности, с близостью ионных радиусов Ca^{2+} в ангидрите и легких РЗЭ [Morgan, Wandless, 1980].

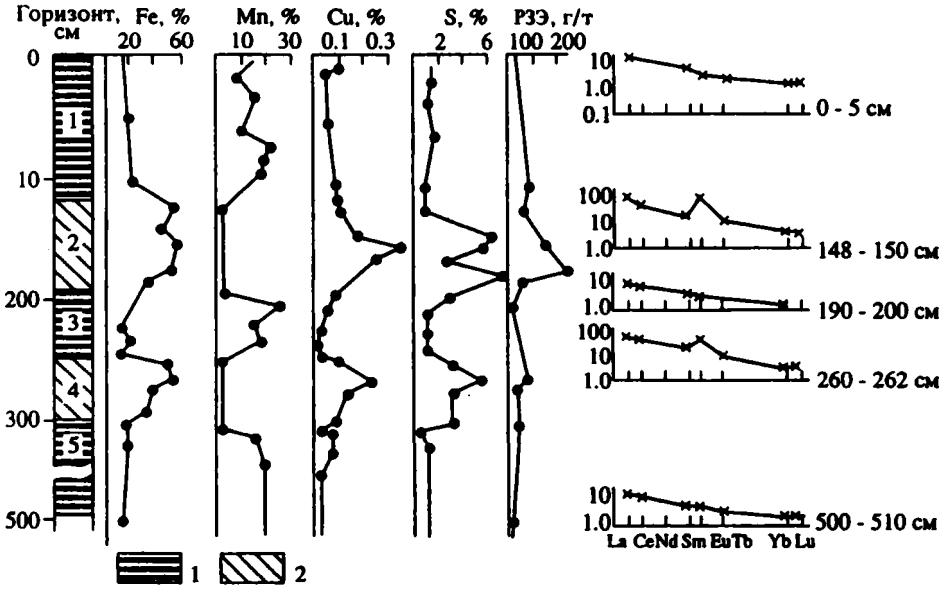
Как уже отмечалось, впадина Тетис среди всех остальных гидротермально активных участков красноморского рифта (не считая впадины Атлантис-II) отличается сравнительно высокой активностью рудообразующего процесса. Наиболее важная гидрохимическая особенность впадины Тетис заключается в отсутствии там высокоминерализованных рассолов, т.е. в существовании на дне, где происходит гидротермальная разгрузка, окислительной обстановки.

Напомним, что осадочный разрез во впадине Тетис имеет четко выраженное ритмичное строение, отражающее пульсационный режим гидротермального процесса, периодическое изменение его интенсивности, что приводит к ощутимым различиям в минеральном и химическом составе рудного вещества, в том числе и в распределении редкоземельных элементов (фиг. 49).

Образование железорудных отложений отвечает периодам наибольшой активизации гидротермальной деятельности, когда скорости накопления рудного вещества были максимально высокими, а биогенно-терригенное осадконакопление практически целиком подавлено. Как было показано, рассматриваемые осадки характеризуются относительно более высокими суммарными содержаниями РЗЭ и отчетливой европиевой аномалией (см. фиг. 49, пачки 2 и 4).

Железомарганцевые отложения по целому ряду показателей отражают периоды заметного снижения гидротермального притока, естественным следствием чего являются высокие содержания $CaCO_3$ и появление в составе рудного вещества оксидных форм марганца.

Вслед за сменой литологического облика осадков меняется и характер распределения в них РЗЭ – практически исчезают следы гидротермального влияния, а спектры РЗЭ по своей конфигурации приближаются к нормальным фоновым илам (см. фиг. 49, пачки 1, 3, 5). В них отмечается лишь более низкий (примерно в 2 раза) уровень концентрации лантаноидов, что может



Фиг. 49. Строение разреза осадков впадины Тетис и распределение в нем РЗЭ, Fe, Mn, Cu и S

1 – железомарганцевые осадки; 2 – железорудные осадки; 1–5 – номера пачек

Fig. 49. Section of the Thetis Deep sediments and distribution of REE, Fe, Mn, Cu, S

1 – ferro-manganese ore-bearing sediments; 2 – iron ore-bearing sediments; 1–5 – numbers of units

быть связано как с разубоживающим действием гидротермальной составляющей осадка, так, возможно, и с некоторым увеличением скорости седиментации в условиях морфологически выраженной депрессии морского дна.

Осадочный разрез впадины Тетис может служить эталонным примером, иллюстрирующим влияние режима гидротермальной активности на состав и распределение редкоземельных элементов в гидротермально-осадочных рудопроявлениях океанского дна. Очевидно, что максимально высокий уровень накопления РЗЭ и отчетливые черты гидротермального влияния на их состав характерны для рудных накоплений, отвечающих самым активным стадиям рудообразующего процесса в окислительных условиях минералообразующей среды. В подобных условиях прорыв в наддонную воду гидротерм, богатых Fe^{2+} и Mn^{2+}, сопровождается в первую очередь окислением двухвалентного железа и образованием тонкодисперсных коллоидных частиц гидроксида железа, совместно с которым происходит осаждение РЗЭ и их сорбция из наддонной воды, смешанной с гидротермальными растворами. Наличие морфологически выраженной впадины-ловушки препятствует быстрому разбавлению термальных растворов морской водой, обеспечивая устойчивый гидротермальный спектр железорудных отложений.

Важно обратить внимание также и на относительный рост содержаний P_2O_5 в рудоносных осадках в периоды активизиции гидротермального процесса (см. табл. 38, обр. 31, 32, 34). Поскольку для высокотемпературных растворов рифтовых океанических зон фосфор не характерен, остается предположить, что обогащение рудных отложений P_2O_5 связано с присутствием там биогенного костного фосфата, который, как и во впадине Атлантис-II, служит дополнительным накопителем РЗЭ.

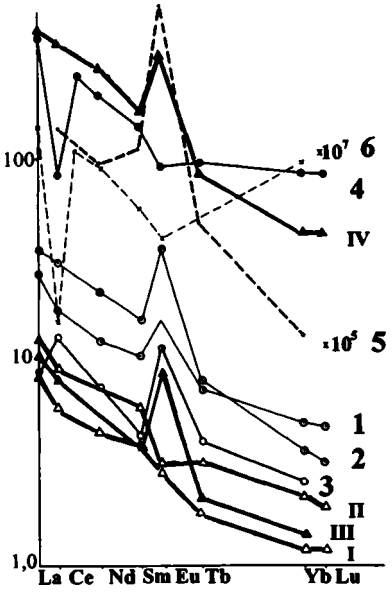
Важным дополнением к рассмотренным особенностям распределения РЗЭ в осадках впадин Атлантис-II и Тетис служат данные по образцам из впадины Дискавери, которая заполнена двухсотметровой толщей рассолов, по основному солевому составу сходных с рассолами впадины Атлантис-II [Emery et al., 1969].

В главе III было высказано предположение, основанное на совокупности независимых признаков, об отсутствии в районе впадины Дискавери собственного гидротермального источника и о формировании металлоносных осадков в результате переливания рассолов, насыщенных рудными компонентами, из впадины Атлантис-II в периоды активизации там гидротермального процесса. Отложения впадины Дискавери в целом отличаются сравнительно невысоким содержанием гидротермальных рудных компонентов и относительно равномерным его распределением в массе биогенно-терригенных илов. И лишь нижняя часть осадочной толщи представлена практически чистым железорудным материалом, который характеризуется высоким уровнем накопления РЗЭ, отчетливой положительной аномалией европия и повышенным содержанием церия, т.е. несет отчетливые черты гидротермального влияния.

Можно предположить два альтернативных пути формирования такого рода спектров – либо вследствие существования собственного гидротермального источника во впадине Дискавери в период формирования железорудных пачек, либо как результат переливания из впадины Атлантис-II рассолов, обогащенных железистой взвесью с гидротермальным спектром РЗЭ. Для более аргументированного обоснования условий и причин формирования аномальных спектров РЗЭ в рудоносных отложениях впадины Дискавери необходимы дополнительные данные по геохимии всей осадочной толщи.

Итак, рассмотренные особенности распределения и поведения РЗЭ в рудоносных отложениях Красного моря в сочетании с анализом литературных данных приводят к вполне определенному выводу о большом разнообразии как состава РЗЭ, так и уровня их накопления в отложениях, формирующихся в гидротермально активных районах океанского дна и расположенных вблизи очагов гидротермальной разгрузки.

Наиболее характерные особенности геохимии РЗЭ в этих отложениях заключаются в отсутствии отрицательной аномалии церия, относительном дефиците тяжелых редких земель и, как правило, низком уровне накопления лантаноидов. Связь между содержанием РЗЭ и количеством рудного вещества (Fe+Mn) не обнаружена.



Фиг. 50. Состав РЗЭ в разных природных образованиях

I–IV – рудоносные осадки впадины Атлантис-II: I – железорудные, II – железомарганцевые, III – сульфидные, IV – обогащенные фосфором (зона DOP). 1 – пирит из впадины Атлантис-II; 2 – магнетит из впадины Тетис; 3 – сульфидные руды дна океана [Гидротермальные ..., 1992]; 4 – металлоносные осадки Тихого океана [Мигдисов и др., 1979]; 5 – высокотемпературные океанские гидротермы [Michard, 1989; Michard, Albaréde, 1986; Michard et al., 1983]; 6 – глубинная вода океана [Michard, Albaréde, 1986]

Fig. 50. The REE composition of the different types of sediments

I–IV – ore-bearing sediments from the Atlantis-II Deep: I – iron ore-bearing, II – ferro-manganese ore-bearing, III – sulfide ore-bearing, IV – sediments, enriched by phosphorus (zone DOP). 1 – pyrite from the Atlantis-II Deep sediments; 2 – magnetite from the Thetis Deep sediments; 3 – sulfide ores at the ocean's floor [after Hydrothermal ..., 1992]; 4 – metalliferous sediments from the Pacific Ocean [after Migdisov et al, 1979]; 5 – high-temperature hydrothermal ore-bearing fluids [after Michard, 1989; Michard, Albaréde, 1986]; 6 – deep-sea oceanic water [after Michard, Albaréde, 1986]

Что касается положительной аномалии европия – наиболее типичного показателя гидротермального влияния – то ее величина в гидротермально-осадочных рудопроявлениях варьирует в очень широких пределах – от полного отсутствия до величин, превышающих размер европиевой аномалии в самих высокотемпературных гидротермах.

Наиболее сильное влияние глубинных термальных вод проявляется в периоды наивысшей активизации гидротермального процесса преимущественно в окислительных условиях придонных вод, типичным примером которых могут служить сульфидные руды океанского дна (см. табл. 39, фиг. 50).

Источником РЗЭ для гидротермально-осадочных рудопороявлений служит морская вода, смешанная с высокотемпературными глубинными гидротермами, а уровень их накопления и состав контролируются совокупностью целого ряда факторов, таких, как соотношение объемов термальных растворов и морской воды, физико-химические условия седиментации, состав и сорбционные свойства взвешенного материала, морфометрия дна и гидродинамика придонных вод.

Очевидно, что при отсутствии впадин-ловушек и разгрузке гидротерм в активно циркулирующие водные массы рудные компоненты быстро разбавляются морской водой и специфический "гидротермальный" спектр РЗЭ в осадках отражается слабо или вовсе отсутствует.

Можно предположить, что в гидротермальном рудообразующем процессе, наряду с сорбционным, действуют и другие механизмы извлечения редких земель из растворов, пока еще недостаточно понятые и изученные, и, в частности, – соосаждение с коллоидными частицами гидротермального железа гидроксидов РЗЭ, а также формирование других, содержащих РЗЭ минеральных фаз. Само гидротермальное рудное вещество в зависимости от интенсивности гидротермальной разгрузки и физико-химических условий седиментации может служить как накопителем РЗЭ, так и оказывать разбавляющее влияние на количество РЗЭ в осадках (см. фиг. 46), при этом связь РЗЭ с составом рудного вещества (преимущественно железистое или марганцевое) в осадках Красного моря не проявляется.

В связи с этим важно отметить отличие поведения иттрия от группы РЗЭ.

Для иттрия наблюдается отчетливая зависимость его содержаний от состава рудного вещества, а именно: накопление элемента исключительно в осадках, обогащенных оксигидроксидами марганца.

Существенно иные геохимические особенности распределения РЗЭ свойственны металлоносным осадкам открытого океана. Для них характерно наличие четкой отрицательной цериевой аномалии, а также относительное обогащение группой тяжелых РЗЭ при отсутствии положительной аномалии европия (фиг. 50). Как уже отмечалось, металлоносные океанические осадки отличаются сравнительно высоким уровнем накопления большой группы элементов, в том числе РЗЭ, суммарные содержания которых по крайней мере вдвое превышают содержания РЗЭ в пелагических красных глинах [Мигдисов и др., 1979], примерно в 4 раза выше, чем в нормальных красноморских илах, и примерно на порядок выше, чем в основной массе рудных илов впадины Атлантис-II (см. табл. 39). Важно также, что спектры РЗЭ и уровень их концентрирования в металлоносных осадках разных районов открытого океана достаточно сходны.

Наиболее знаменательной особенностью спектра РЗЭ металлоносных осадков является их сходство со спектром, присущим глубинной морской воде [Дубинин, Волков, 1986; Barrett, Jarvis, 1988; Piper, Graef, 1974; и др.] (см. фиг. 50).

Существенные различия в распределении группы РЗЭ в рудоносных отложениях гидротермально активных участков дна и металлоносных осадков океана отражают принципиально разные источники РЗЭ и механизмы их накопления.

Одним из главных факторов, контролирующих накопление РЗЭ, как и других элементов, в металлоносных осадках, служит скорость седиментации (точнее, время контакта сорбционно активных частиц с морской водой), а ведущим механизмом концентрирования элементов является их сорбционное извлечение из морской воды. Длительность контакта взвешенных частиц с водой обеспечивает высокие суммарные содержания РЗЭ и комплементарность их спектров со спектрами РЗЭ, присущими морской воде. Установлен закономерный рост содержаний РЗЭ в металлоносных осадках ВТП по мере

удаления от его оси (от 100 г/т близ оси хребта до 800 г/т на расстоянии около 1000км) [Ruhlin, Owen, 1986]. Те же закономерности отмечены в работах [Дубинин, Волков, 1986; Piper, Graef, 1974].

Роль гидротермальной активности в накоплении и распределении РЗЭ в металлоносных осадках ограничивается поставкой в наддонную воду сорбционно активных частиц гидроксидов железа и марганца, рассеивающихся на широких площадях океанского дна и извлекающих элементы из глубинной морской воды. Непосредственное влияние гидротермального источника на состав РЗЭ не ощущается даже в большинстве металлоносных осадков срединно-океанических хребтов [Дубинин, Волков, 1986, 1988].

Особого внимания заслуживает вопрос о роли сульфидных фаз в накоплении и фракционировании РЗЭ в гидротермально-осадочном процессе. Общие свойства РЗЭ и, прежде всего, их литофильность не благоприятны для накопления элементов в составе сульфидных минералов, что и подтверждается крайне низкими содержаниями лантаноидов в составе генетически разнообразных, в том числе и гидротермальных сульфидных образований [Гидротермальные ..., 1992; Morgan, Wandless, 1980].

Вместе с тем, проведенные в последние годы геохимические исследования гидротермальных сульфидных руд Мирового океана, включающие прямое определение РЗЭ в сульфидах, показали, что в ряде случаев отдельные сульфидные фазы рудных построек характеризуются резко выраженной положительной аномалией европия, величина которой бывает выше, чем в самих рудообразующих высокотемпературных гидротермах. Если в термальных водах срединно-океанических хребтов значения $(Eu/Sm)_N$ варьируют в пределах 3,5–10 [Michard, 1989; Michard, Albaréde, 1986], то в халькопиритовой фазе рудоподводящего канала на ВТП величина отношения $(Eu/Sm)_N$ достигает 208 [Батурин и др., 1987], в халькопирите сульфидных руд Срединно-Атлантического хребта (поле TAG) – 30,5 [Леин и др., 1991]; в среднем по 27 образцам океанических сульфидов составляет 2,7 (см. табл. 39). Близкие значения $(Eu/Sm)_N$ (1,2–3,9) имеют и сульфидсодержащие прослои осадков впадины Атлантис-II (см. табл. 38, обр. 12–16). Высокая европиевая аномалия отмечена и в гидротермальных сульфидных рудах района Брансвик (Канада). Среднее значение $(Eu/Sm)_N$ из 8 проб сульфидов составляет 34, максимальное значение $(Eu/Sm)_N = 91$ [Graf, 1977].

Тот факт, что уровень накопления европия в отдельных сульфидных фазах значительно выше, чем в гидротермах, из которых они образуются, с неизбежностью предполагает избирательное фракционирование РЗЭ и преимущественное извлечение из раствора европия в процессе гидротермального сульфидообразования. Возможность подобного фракционирования определяется тем, что европий, в отличие от других РЗЭ, мигрирует в высокотемпературных гидротермах (с T>250°C) исключительно в форме Eu^{2+} [Sverjensky, 1984].

Имеющиеся в настоящее время сведения не позволяют интерпретировать механизм извлечения из раствора европия и однозначно решить вопрос о его связи с конкретными минеральными фазами. Так, величину аномалии европия в гидротермальных сульфидных рудах Канады авторы связывают с содержанием в осадках свинца [Graf, 1977], тогда как в современных рудных постройках рифтовых зон максимальные значения $(Eu/Sm)_N$ отмечены в сульфидах меди (халькопирите). Как показали экспериментальные исследования, одним из эффективных путей извлечения европия из раствора может быть его осаждение в виде сульфатной фазы $EuSO_4$ [Kazimirz, Madjar, 1958]. Проведенное нами сравнение состава РЗЭ во фракции, обогащенной гидротермальным пиритом (см. табл. 38, обр. 24), и во вмещающем ее осадке (см. табл. 38, обр. 20) не показало существенного различия в размере европиевой аномалии. Однако обогащение осадка фосфором (5,55%) в обр. 20 не позволяет корректно оценить роль сульфидной фазы в накоплении европия.

Можно предположить, что в распределении РЗЭ в гидротермально-осадочном процессе принимают участие разнообразные минеральные фазы – оксидные, сульфидные, сульфатные, фосфатные. Однако вопрос о сути механизмов и формах вхождения элементов в эти фазы остается пока открытым. Для его решения необходимо детальное исследование представительных мономинеральных фаз на кристаллохимическом уровне, а также постановка лабораторных экспериментов.

Очевидно, что изучение поведения и распределения РЗЭ в различных типах руд и рудопроявлений имеет большое значение для понимания процессов их формирования. Вместе с тем, одни данные по геохимии редких земель без привлечения совокупности других геохимических, а также минералогических, физико-химических и общегеологических особенностей формирования рудных скоплений не могут служить надежной основой для интерпретации их генезиса. Примером этого являются рудоносные отложения Красного моря, значительная часть которых по составу лантаноидов практически идентична осадочным образованиям, развитым вне областей гидротермальной активности, тогда как другие геохимические признаки однозначно свидетельствуют об их гидротермальной природе.

В заключение отметим, что совокупность данных по составу и распределению химических элементов в современных гидротермально-осадочных отложениях дна Мирового океана могут быть использованы как геохимические индикаторы генезиса не только этих образований, но также железомарганцевых и полиметаллических рудных скоплений геологического прошлого.

Важно подчеркнуть, что исследование колчеданного рудообразования в древних тектонически активных регионах суши привело ряд исследователей к выводу о большом сходстве как минеральных ассоциаций, так и основных геохимических особенностей рудного вещества сульфидных месторождений геологического прошлого и современных гидротермально-осадочных океанских рудопроявлений [Коваль и др., 1993].

Глава VI
Основные процессы формирования минеральных фаз рудного вещества

The Chapter describes principle mechanisms formation of individual mineral phases and their associations which appear in the of hydrothermal-terrigenous ore-forming process. These are: Fe and Mn oxyhydroxides, silicates (predominantly layered ones from the smectite group), Fe, Zn, and Cu sulfides, Fe and Mn carbonates, and Ca and Ba sulfates.

Complex mineral association of Fe and Mn oxyhydroxides (goethite, hematite, lepidocrocite, ferrihydrite, magnetite, Mn-goethite, todorokite, manganite, and asbolanes) form due to oxidation of Fe^{2+} and Mn^{2+} supplied to near-floor water by hydrotherms and precipitation of amorphous hydrated particles from the solution. The process of transformation of amorphous hydrated particles into individual crystalline phases depend on the combination of effects in the mineral-forming medium. These are physical-chemical, coordinating, sorptional, kinetic, biogenic, and diagenetic ones. All these effects, in turn, are controlled by the physical-chemical parameters of the natural environment (T, pH, ions concentration, and redox conditions).

Main processes of interaction between dissolved forms of Fe and Mn and their hard-phase compounds in the water column of the Atlantis-II Deep are shown in Figure 52.

Siliceous-ferrugenous gel is the initial matter for the formation of smectite mineral group. Crystallization of gel results in the formation of a genetic line from the amorphous phases via structurally disordered high-Fe smectites to micaceous mineral with celadonite composition wich contains from 20% to 30% of swelling interlayers.

Associations of sulfide minerals form by the interaction of metals with reduced forms of sulphur. Succession of their precipitation, character of localization, and mineral parageneses are controlled by a number of parameters. These are: relative concentrations of dissolved metals and reduced forms of sulphur, sulfides solubility, as well as temperature and stability of chloride complexes of metals.

Copper sulfids predominantly localize near hydrothermal vents. Sulfides of Zn demonstrate broader areas of distribution. Individual mineral phases of Pb sulfides are not determined in the Red Sea sediments.

The chapter includes discussion in the favour of the suggestion that hydrothermal pyrite in the Red Sea forms dominantly via process of interaction between endogenous hydrogen sulfide and ferrihydroxides (sulfidisation of Fe hydroxide).

Iron-manganese carbonates form in a result of interaction of hydrothermal Fe^{2+} and Mn^{2+} with carbon dioxide.

Precipitation of anhydrite occurs by the interaction between high-temperature Ca^{2+} enriched hydrotherms with the sea water. The atter contains SO^{2-}_4 ions in the hottest areas of the sea floor namely at the mouths of hydrothermal vents or along the paths of fluids migration.

Знание основных особенностей вещественного состава гидротермальных руд и рудопроявлений, слагающих их минеральных ассоциаций, геохимии и характера локализации в сочетании с анализом геологических и физико-химических условий развития рудообразующего процесса позволяет выделить и рассмотреть совокупность факторов, приводящих к формированию рудных накоплений в Красном море, а также использовать полученные результаты для интерпретации генезиса гидротермально-осадочных отложений, развитых на других тектонически активных участках дна Мирового океана.

Геохимические процессы, определяющие формирование главных минеральных фаз рудного вещества, наиболее детально рассмотрены на примере впадины Атлантис-II, которая, как уже отмечалось, лучше всего изучена, а также отличается высокой гидротермальной активностью на протяжении всей истории ее существования.

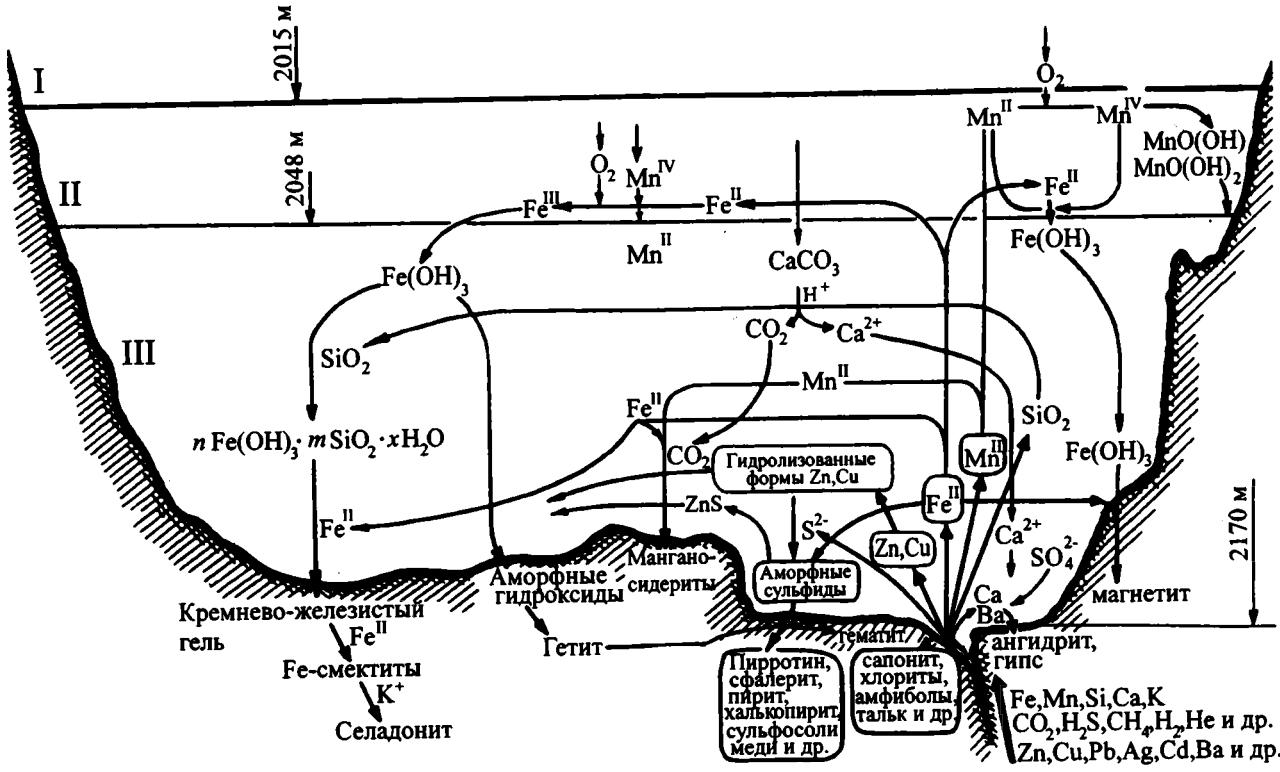
На базе собственных и литературных данных по минеральному и химическому составу рудного вещества, распределению его на площади впадины, а также по физико-химическим особенностям рассольной толщи составлена обобщенная схема ведущих минералообразующих процессов, представленная на фиг. 51.

Прежде чем приступить к конкретному анализу этих процессов, напомним, что в настоящее время в юго-западной, самой глубокой части впадины Атлантис-II через локальные каналы происходит излияние гидротермальных растворов, температура которых до их выхода на дно оценивается в 200–250°C [Shanks, Bischoff, 1980], а по последним данным – в 350–400°C [Thisse et al., 1983].

Главными компонентами, поступающими в составе растворов и формирующими гидротермальную составляющую осадков, являются железо, марганец и кремнезем, из числа малых элементов в гидротермальном рудообразовании наиболее активно участвуют Zn, Cu, Pb, Cd, Ag, Ba. Термальные растворы содержат в своем составе большой набор газов, из которых наиболее существенное влияние на процессы минералообразования оказывают H_2S и CO_2.

Можно предположить, что исходный состав гидротерм ("end member") на протяжении всего красноморского рифта аналогичен гидротермам впадины Атлантис-II и в целом отвечает составу высокотемпературных растворов срединно-океанических рифтов. Вместе с тем, судя по составу гидротермально-осадочных рудопроявлений различных впадин и прежде всего по содержанию в них металлов, разгружающиеся на различных участках рифта, термальные растворы заметно варьируют как по физико-химическим параметрам, так и по металлогенической нагрузке. Происходит это вследствие неравномерной интенсивности гидротермальной разгрузки, т.е. различий в дебите источников, и неодинаковых соотношений в придонных условиях исходных гидротерм и морской воды.

Установлено, что основная часть металлов в высокотемпературных гидротермах рифтовых зон мигрирует в виде комплексных соединений, главным



Фиг. 51. Схема основных минералообразующих процессов во впадине Атлантис-II

I – морская вода; II,III – соответственно верхний и нижний слои толщи рассолов

Fig. 51. Scheme of principal mineral forming process in the Atlantis-II Deep

I – sea water; II – upper layer of brines; III – lower layer of brines

образом в виде хлоридных комплексов [Helgeson, 1969; Скиннер, 1982; Рафальский, 1982, 1989; и др.].

При выходе горячих кислых высокоминерализованных гидротерм на дно, при резкой смене физико-химических условий, происходит охлаждение, разбавление и нейтрализация растворов, при этом комплексные соединения в основной своей массе разрушаются и компоненты вступают в сложные взаимодействия, контролируемые их химическими свойствами и физико-химическими параметрами минералообразующей среды. В результате формируются чрезвычайно сложные минеральные ассоциации, включающие, как было показано, оксидные, сульфидные, сульфатные, карбонатные и силикатные соединения железа, марганца и цветных металлов, которые после их осаждения подвергаются постседиментационным, диагенетическим трансформациям.

Образование оксигидроксидов железа и марганца

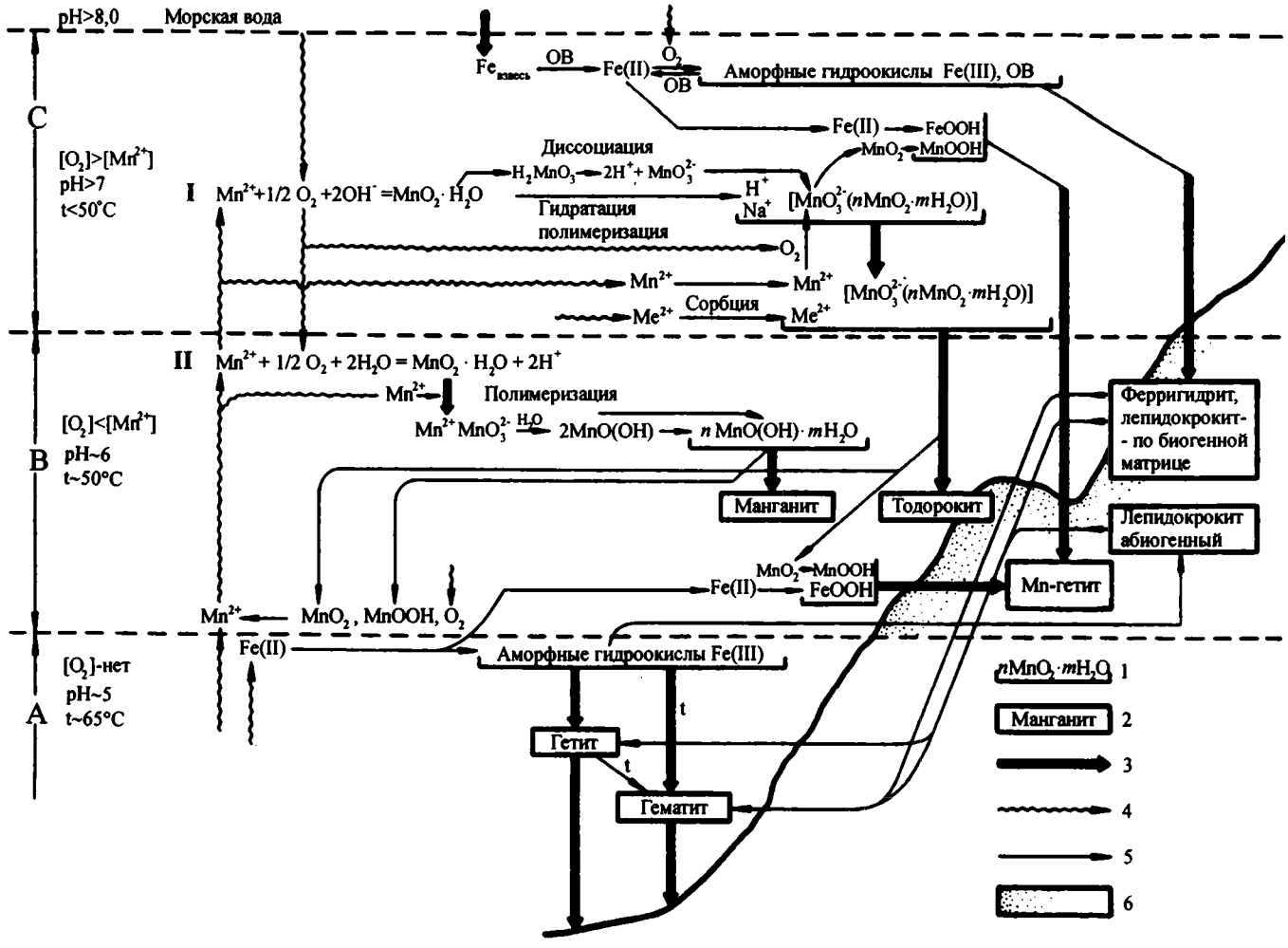
При исследовании минералообразующих механизмов особое внимание было уделено оксигидроксидам железа и марганца, которые являются основными по массе компонентами рудного вещества гидротермально-осадочных отложений активных областей Мирового океана. Их минеральный состав, морфология частиц, структурные и кристаллохимические параметры, парагенетические ассоциации и взаимные трансформации чутко реагируют на изменения физико-химических условий среды, что позволяет рассматривать оксигидроксиды Fe и Mn как важные генетические индикаторы природных обстановок минералообразования.

Детальные исследования оксигидроксидных соединений Fe и Mn в рудном веществе осадков Красного моря позволили достаточно надежно идентифицировать сложный комплекс индивидуальных минеральных фаз, характеристика которых приведена в гл. IV. Наряду с отложениями впадины Атлантис-II детальному минералогическому анализу были подвергнуты осадки впадины Тетис, которые по степени рудоносности сопоставимы, а по условиям формирования и рудным минеральным ассоциациям существенно отличаются от осадков впадины Атлантис-II.

Учитывая эти различия, основные минералообразующие механизмы целесообразно рассмотреть отдельно для каждой впадины.

Впадина Атлантис-II

Как было показано в гл. IV, оксидные формы железа и марганца, развитые в рудной толще впадины Атлантис-II, характеризуются большим разнообразием не только минерального состава, но и текстурно-морфологических и геохимических особенностей минеральных частиц, а также разной степенью


pH>8,0
Морская вода
C
[O2]>[Mn2+]
pH>7
t<50°C
B
[O2]<[Mn2+]
pH~6
t~50°C
A
[O2]-нет
pH~5
t~65°C
Feвзвесь
OB
Fe(II)
O2
OB
Аморфные гидроокислы Fe(III), OB
Fe(II)
FeOOH
MnO2
MnOOH
Диссоциация
H2MnO3
2H+ + MnO3 2-
I Mn2+ +1/2 O2 +2OH- =MnO2 · H2O
Гидратация
полимеризация
H+
Na+
[MnO3 2-(nMnO2·mH2O)]
O2
Mn2+
Mn2+
[MnO3 2-(nMnO2·mH2O)]
Me2+
Сорбция
Me2+
II Mn2+ + 1/2 O2 + 2H2O = MnO2 · H2O + 2H+
Mn2+
Полимеризация
Mn2+ MnO3 2-
H2O
2MnO(OH)
n MnO(OH) · mH2O
Манганит
Тодорокит
Ферригидрит, лепидокрокит- - по биогенной матрице
Лепидокрокит абиогенный
MnO2
MnOOH
Fe(II)
FeOOH
Mn-гетит
Mn2+
MnO2 , MnOOH, O2
Fe(II)
Аморфные гидроокислы Fe(III)
t
Гетит
t
Гематит
nMnO2 · mH2O 1
Манганит 2
3
4
5
6

⇐

Фиг. 52. Схема процессов формирования минеральных фаз железа и марганца во впадине Атлантис-II

A,B,C – слои толщи рассолов: A – нижний, B – верхний, C – переходный к морской воде

I – верхняя зона активного окисления, II – нижняя зона окисления

1 – твердые фазы взвеси; 2 – минеральные формы; 3 – седиментация с параллельным минералообразованием (коагуляция, дегидратация, кристаллизация); 4 – миграция в растворе; 5 – трансформация твердых фаз взвеси и осадка; 6 – область отложения оксигидроксидных форм марганца

Fig. 52. Scheme of iron-manganese mineral formation in the Atlantis-II Deep

A, B, C – layers of brines: A – lower, B – upper, C – transitional to sea water

I – upper zone of active oxidation, II – lower zone of slower oxidation

1 – amorphous phase of suspension; 2 – mineral phases; 3 – sedimentation and mineral formation (coagulation, dehydration, crystallization); 4 – migration in brine; 5 – transformation of solid phases of the suspension and sediments; 6 – area of manganese deposits

их окристаллизованности, что с учетом их локализации определенно свидетельствует о пространственной дифференцированности физико-химических условий минералообразующей среды. Учитывая это обстоятельство, на базе данных по строению толщи рассолов и их физико-химическим параметрам составлена принципиальная схема, демонстрирующая сложные взаимодействия растворенных и твердофазных соединений железа и марганца, которые контролируют формирование индивидуальных минеральных фаз рудного вещества (фиг. 52).

Информативным дополнением к схеме служит график, характеризующий распределение железа и марганца в толще рассолов от контакта с донными осадками до границы с нормальной морской водой (см. фиг. 38) и демонстрирующий различия в поведении поступающих в составе гидротерм железа и марганца. Эти различия связаны прежде всего с разными величинами стандартных окислительно-восстановительных потенциалов (Fe^{3+}/Fe^{2+} = +0,771В; MnO_2/Mn^{2+} = +1,23В), что приводит к их пространственному и временному разделению при образовании оксигидроксидов железа и марганца.

Оксигидроксиды железа

На графике (см. фиг. 38) отчетливо видно, что резкое изменение (скачок) содержаний растворенного железа происходит на границе нижнего слоя IV с вышележащим горизонтом III, т.е. при появлении в воде растворенного кислорода, и обусловлен окислением Fe(II) с образованием твердофазных соединений Fe(III). Прямым подтверждением реальности этого процесса служит отмеченное М.Хартманном резкое возрастание в пограничной зоне содержания ржаво-бурого суспензионного материала, состоящего, по его данным из мелких полностью рентгеноаморфных частиц гидроксидов железа [Hartmann, 1973].

В то же время Н.Холм с соавторами обнаружили в составе железистой взвеси окристаллизованную минеральную фазу ß-FeOOH – акаганеит [Holm et al., 1982]. Природа и условия синтеза этого минерала достаточно хорошо изучены и обобщены в работе [Чухров и др., 1975б], при этом показано, что необходимым условием образования фазы ß-FeOOH является наличие в растворе анионов хлора (или фтора), а также слабокислая или нейтральная среда, что в полной мере реализуется во впадине Атлантис-II.

Акаганеит – пока единственная окристаллизованная фаза Fe(III), в небольших количествах обнаруженная во взвеси из верхних слоев рассолов впадины Атлантис-II. В то же время ни нашими, ни предыдущими исследованиями этот минерал в осадках не обнаружен. Учитывая метастабильность фазы ß-FeOOH, можно предположить быструю трансформацию акаганеита в более устойчивые минеральные фазы (гетит, гематит). Другой возможной причиной отсутствия акаганеита в рудном веществе осадков может быть его разрушение в результате удаления (вымывания) хлора из структуры свежеобразованного минерала в ходе промывки проб водой для удаления легко растворимых солей. Распад акаганеита при удалении из него хлора доказан экспериментально [Чухров и др., 1975г].

Образующаяся в толще рассолов преимущественно рентгеноаморфная железистая взвесь служит основой для формирования ассоциации железистых оксигидроксидов рудного вещества, а трансформация этих частиц в индивидуальные минеральные фазы контролируется совокупностью физико-химических, структурных, микробиологических и концентрационных факторов.

Гетит – один из наиболее широко распространенных минералов рудного вещества, образуется, как известно, в широком диапазоне физико-химических условий. Вместе с тем, многочисленные эксперименты по синтезу железистых фаз показали, что образованию гетита способствуют высокие концентрации в растворе Fe^{2+} при незначительных содержаниях кислорода, а также относительно низкие значения pH среды [Чухров и др., 1975а]. Именно этим условиям отвечает область формирования основной массы гидроксидов железа во впадине Атлантис-II (см. фиг. 52).

Закономерное возрастание окристаллизованности и структурной упорядоченности гетита сверху вниз по разрезу рудной толщи подтверждает образование большей его части в результате раскристаллизации аморфной фазы, вследствие чего формируются тонкодисперсные агрегаты частиц (см. фототабл. I-6) с гексагональной упаковкой анионов.

Другой возможный путь образования гетита связан с трансформацией *лепидокрокита.* Поскольку в структуре последнего реализуется кубическая упаковка анионов, этот процесс осуществляется в результате реакции растворение–осаждение с формированием пластинчатых кристаллов более стабильной модификации α-FeOOH (см. фототабл. I-5). В работе [Чухров и др., 1975в] показано, что переходу лепидокрокита в гетит способствуют повышенные температуры, а также высокая дисперсность частиц минерала и сла-

бая его окристаллизованность. Можно предположить, что отсутствие лепидокрокита в железорудных осадках впадины Атлантис-II связано с его переходом в гетит при повышенных (>65°С) температурах. Возможно, что отмеченные в главе IV две морфологические разновидности гетита отражают рассмотренные выше два механизма его формирования.

В отличие от гетита, для раскристаллизации аморфных гидроксидов в *гематит* обычно требуются более высокие температуры. Характер локализации железистых минералов по площади впадины находится в полном соответствии с этим условием. Так, максимальные количества хорошо окристаллизованного гематита в виде характерных шестигранников (см. фототабл. I-10) приурочены к районам, расположенным в непосредственной близости от мест разгрузки гидротерм, в юго-западной части впадины, где минерал не только рассеян в массе осадка, но и образует отдельные пачки сургучно-красного цвета.

Другая морфологическая разновидность гематита – тонкочешуйчатые агрегаты (см. фототабл. I-9) – имеет более широкое площадное распространение и сформированы, вероятнее всего, путем трансформации *ферригидрита*. Подобный процесс достаточно хорошо изучен и подтвержден экспериментально [Звягини и др., 1975]. Относительная легкость твердофазного преобразования ферригидрита в гематит связана с близостью их кристаллических структур. Основу обоих минералов составляют упаковки анионов, расположенных по гексагональному мотиву, в которых октаэдрические позиции заняты катионами Fe^{3+}. В отличие от гематита (Fe_2O_3), в ферригидрите часть анионов кислорода замещена на OH^- и H_2O. Это обусловливает дополнительный дефицит в октаэдрических позициях катионов Fe^{3+}, которые по этой причине распределены в структуре ферригидрита незакономерно. Дегидратация частиц ферригидрита может сравнительно легко преобразовать его структуру в гематитовую с сохранением высокой дисперсности частиц минерала.

Важно отметить, что ферригидрит в железорудных отложениях обнаружен лишь в верхних частях осадочной толщи, максимально до 2,5 м, большая же его часть сосредоточена в поверхностных слоях. Это обстоятельство заставляет полагать, что основная часть ферригидрита в ходе старения осадка трансформировалась в гематит. В условиях повышенных температур образование гематита частично могло происходить и в результате преобразования гетита.

Различные пути формирования главных рудных минералов – гетита и гематита – отражаются в различиях морфологического облика минералов, а также в незакономерном их распределении по вертикали рудной толщи.

Ферригидрит, в отличие от гетита и гематита, обнаружен как в железорудных осадках, так и в прослоях, обогащенных марганцем. Минерал имеет четко выраженную бактериальноподобную форму частиц (см. фототабл. I-11), что можно рассматривать как свидетельство важной роли микробиологических процессов в его формировании. Очевидно, что наиболее благоприятной областью для активной микробиологической окислительно-восстанови-

тельной переработки железистой взвеси является переходный к морской воде слой рассолов С, представляющий собой градиентную зону с заметным перепадом плотности и возрастанием содержания кислорода (см. фиг. 52).

Следовательно, условия формирования аморфных гидроксидов железа, трансформирующихся, с одной стороны, в гетит и гематит, с другой – в ферригидрит, пространственно разобщены; различны также источники железа – в первом случае аморфные гидроксиды образуются при окислении ионов Fe^{2+}, поступающих в составе гидротерм, во втором – в результате преобразования железистой взвеси из морской воды.

Как отмечалось в главе IV, в марганцеворудных горизонтах обнаружены две морфологические (и генетические) разновидности *лепидокрокита*. Одна, подобно ферригидриту, имеет бактериальноподобную форму частиц, т.е. развивается по биогенной матрице в результате тех же процессов и в тех же условиях, что ферригидрит. Абиогенный лепидокрокит образуется, вероятно, за счет окисления ионов Fe^{2+} в пограничной зоне рассолов между слоями А и В. Можно предположить, что широкое развитие в марганцеворудных прослоях гидратированных форм диоксида марганца, а также присутствие аморфной SiO_2 способствуют сохранению в осадке метастабильных гидроксидных фаз железа – ферригидрита и лепидокрокита.

Следует отметить, что, несмотря на широкую распространенность оксигидроксидов железа в различных природных обстановках, многие особенности процессов их формирования и трансформаций изучены недостаточно детально. Отчасти это связано с ограниченностью экспериментальных исследований, которые можно было бы надежно экстраполировать на природные процессы. Кроме того, одни и те же железистые минералы могут формироваться в достаточно широком диапазоне физико-химических условий, что делает их менее информативными для реконструкции условий минералообразования по сравнению с группой оксидных минералов марганца.

Оксигидроксиды марганца

Поведение гидротермального марганца в рассольной толще впадины Атлантис-II существенно отличается от поведения железа.

Благодаря более высокому, чем у железа, потенциалу окисления переход гидротермального Mn^{2+} из раствора в твердофазные соединения Mn(IV) происходит в слое рассола, куда активно проникает кислород морской воды. Процесс массового окисления ионов Mn^{2+} отражается на графике резким перепадом (скачком) его содержаний в переходном к нормальной морской воде слое II (см. фиг. 38). Именно в этом слое появляется заметное количество бурого суспензионного материала, состоящего из рентгеноаморфных гидроксидов марганца [Hartmann, 1973].

Погружаясь в толщу рассолов и достигая нижнего слоя IV, где кислород полностью отсутствует, частицы гидратированного диоксида Mn(IV) восста-

навливаются растворенным Fe^{2+} и марганец вновь переходит в раствор. Этот процесс препятствует выпадению в осадок оксидных форм марганца в области развития мощной толщи рассолов и обеспечивает высокие (80–90 мг/л) концентрации элемента в растворе, что примерно в 20 тыс. раз выше средних содержаний марганца в морской воде (см. главу III; табл. 14). Естественным следствием этих процессов является практически полное отсутствие оксигидроксидов Мп в осадках на широких площадях впадины Атлантис-II.

Тем не менее, как отмечалось в главе III, осадочная толща содержит горизонты, резко обогащенные марганцем (до 45%), которые развиты локально и занимают строго определенное положение как в разрезе, так и на площади впадины. В разрезе рудной толщи они приурочены к отложениям центральной оксидной зоны (СО), расположенной между двумя сульфидными зонами (SU_1 и SU_2), на площади – к гипсометрически повышенным участкам морского дна.

Сам факт существования в осадочной толще марганцеворудных прослоев, ограниченных резкими литологическими контактами с вмещающими илами, свидетельствует о смене физико-химических условий в наддонной воде, протекающей на фоне спокойной гидрологической обстановки, исключающей интенсивное перемешивание водной массы.

Наиболее вероятной причиной смены условий в наддонной воде явилось понижение уровня рассолов, что связано в свою очередь с ослаблением или временным прекращением гидротермальной деятельности в период формирования марганцеворудных горизонтов. В пользу этого предположения свидетельствует целый ряд литолого-геохимических особенностей зоны СО (существенная примесь к рудному веществу биогенно-терригенной составляющей, низкие содержания сульфидов и специфика их изотопного состава и др.), а также приуроченность марганцеворудных горизонтов к относительно приподнятым участкам морского дна, которые при снижении уровня рассолов попадают в область верхнего слоя В (см. фиг. 52). Именно в этой области благодаря росту содержания кислорода, резкому падению концентрации Fe^{2+}, снижению температуры и повышению значений pH создаются условия, обеспечивающие возможность массового осаждения и сохранения в осадках гидроксидных соединений марганца.

В главе IV было показано, что в составе рудного вещества выделяются три разновидности марганцевых образований, различающиеся главным образом по морфологии и минеральному составу: I – основная тонкодисперсная масса, сложенная преимущественно рентгеноаморфной фазой в ассоциации с тодорокитом и небольшой примесью марганцевого гетита; II – почковидные микроконкреции, состоящие из мономинерального хорошо окристаллизованного манганита; III – разнообразные, морфологически сложные, стяжения промежуточного (между типами I и II) состава.

Прежде чем обсуждать возможные пути и механизмы формирования выделенных и охарактеризованных минеральных разновидностей оксидных соединений марганца, целесообразно коротко рассмотреть самые общие осо-

бенности процессов окисления ионов Mn^{2+} и некоторые свойства образующихся при этом гидроксидов.

Элементарный акт окисления иона Mn^{2+} кислородом в растворе неизбежно приводит к образованию Mn(IV) в форме гидратированного диоксида согласно реакции: $Mn^{2+} + 1/2O^{2-} + 2OH^- = MnO_2 + H_2O$.

На молекулярном уровне первичные гидролизованные продукты окисления Mn^{2+} представляют собой координационные гидратированные полимерные агрегаты. Их коагуляция приводит к образованию обводненных частиц, обладающих сорбционной активностью, способностью к дегидратации и внутрифазным окислительно-восстановительным превращениям по схеме: $Mn^{2+} + Mn^{4+} \rightarrow 2Mn^{3+}$. Ход и направление тех или иных преобразований аморфной фазы и формирование индивидуальных соединений определяются главным образом условиями взаимодействия Mn^{2+} с растворенным кислородом – прежде всего соотношением концентраций Mn^{2+} и O_2, величиной pH, а также сорбционной и каталитической активностью поверхности свежеобразованного гидратированного диоксида марганца.

В условиях впадины Атлантис-II стратификация водной толщи обеспечивает дифференцированность физико-химических условий среды минералообразования.

На схеме (см. фиг. 52) выделены две зоны окисления Mn^{2+}, существенно различные по целому ряду параметров.

Зона I активного окисления в целом совпадает с переходным к морской воде слоем рассолов C и характеризуется избытком растворенного кислорода, слабощелочной средой (pH>7) и относительно низкой (<50°C) температурой. Нижележащая зона II отличается в основном дефицитом кислорода и пониженными значениями pH.

Массовое окисление двухвалентного марганца происходит в зоне активного окисления I, где по указанной выше схеме образуется гидратированный диоксид ($MnO_2 \cdot nH_2O$). Слабощелочная (или близкая к нейтральной) среда способствует диссоциации амфотерного диоксида $MnO_2 \cdot nH_2O$ по кислотному типу: $MnO_2 \cdot nH_2O \rightarrow H_2MnO_3 \rightarrow MnO_3^- + 2H^+$. Образующиеся при этом анионы MnO^-_3 способны обильно гидратироваться и сорбировать различные катионы. Свежеобразованные тиксотропные частицы гидратированного диоксида марганца $nMnO_2 \cdot mH_2O$ из-за высокой степени гидратации обладают чрезвычайно развитой поверхностью, проницаемостью для растворенных компонентов и значительной седиментационной устойчивостью. Возрастание массы частиц (главным образом за счет их коагуляции в сочетании с окислительным механизмом) и параллельно идущая дегидратация приводят к потере седиментационной устойчивости частиц и их погружению в нижележащую зону II, характеризующуюся, как отмечалось, дефицитом кислорода и относительно низкими значениями pH (см. фиг. 52).

В этих условиях возможности частиц сорбировать катионы металлов резко сокращаются благодаря снижению сорбционной активности в целом (более

кислые условия среды) и конкурентному поглощению катионов Mn^{2+}. Дефицит кислорода ограничивает окисление сорбированного Mn^{2+}, а, следовательно, и возникновение новых сорбционных центров. В результате изменение состава частиц прекращается и основными процессами их трансформации становятся дегидратация и уплотнение, создающие условия для последующей кристаллизации и выпадения в осадок.

Как кристаллизация аморфной фазы, так и ее результат, т.е. формирование определенного типа структуры и степени ее упорядоченности, в значительной степени обусловлены (кроме температуры и значений pH) наличием в сорбционно насыщенных комплексах крупных гидратированных катионов. В силу стерических ограничений наличие сорбированных катионов тормозит процессы раскристаллизации аморфной фазы, препятствует формированию структур с плотной упаковкой атомов и способствует образованию минералов с относительно рыхлыми анионными каркасами.

Таким образом, в целом низкая степень структурной упорядоченности основной массы марганцеворудного вещества и широкое развитие в ее составе слабоокристаллизованного *тодорокита*, обладающего рыхлой туннельной структурой, представляется естественным следствием описанных выше процессов преобразования аморфных гидроксидов, сформированных в зоне активного окисления I (см. фиг. 52).

Способность тиксотропных частиц гидратированного диоксида марганца сорбировать различные катионы влияет, в частности, и на химический состав основной тонкодисперсной массы, определяя неравномерно распределенную в ней примесь Ca, Mg, Zn и Pb.

Отмеченное в главе IV наличие в марганцеворудных горизонтах трех модификаций тодорокита с параметрами *a* 9,75Å, 19,5Å и 24,4Å отражает, по-видимому, различную степень гидратации, а также насыщения аморфной фазы катионами металлов, в частности катионами Mn^{2+}, что контролируется как концентрационными, так и кинетическими факторами. В работе [Чухров и др., 1985] показано, что величина Mn^{3+}/Mn^{4+} прямо коррелирует с размерами туннелей структуры тодорокита.

Марганцево-железистая фаза, идентифицируемая как *Mn(IV)-гетит*, в небольших количествах присутствующая в основной массе рудного вещества в ассоциации с тодорокитом, представляет собой, по-видимому, конечный продукт преобразования локально возникающих смешанных тиксотропных частиц аморфных гидроксидов железа и марганца. Возникновение железомарганцевой фазы возможно как в верхней зоне активного окисления I, с участием Fe(II), переходящего в раствор при микробиологической окислительно-восстановительной переработке железистой взвеси, так и в пограничной области – от верхнего рассола к нижнему – за счет присутствующих там небольших количеств гидротермального Fe(II). В том случае, если аморфная железомарганцевая фаза содержит в своем составе цинк, могут формироваться сложные оксиды типа *феррофранклинита*, диагностированного в виде редких шлаковидных частиц в осадках впадины Атлантис-II.

Большой интерес с генетической точки зрения представляет наличие в основной тонкодисперсной массе марганцеворудного вещества изолированных почковидных стяжений, состоящих из хорошо окристаллизованного мономинерального *манганита*, практически лишенного посторонних примесей. Присутствие в осадках этой минеральной фазы свидетельствует о существовании в водной толще специфических условий окисления ионов Mn^{2+}, обеспечивающих образование аморфного гидроксида, не содержащего никаких других катионов, кроме Mn^{2+}. Этим условиям в полной мере отвечает зона II, подстилающая зону активного окисления I (см. фиг. 52). Зона II характеризуется избытком ионов Mn^{2+}, дефицитом кислорода, сравнительно низкими значениями pH (~6) и повышенной температурой (~50°C).

Выше отмечалось, что окисление иона Mn^{2+} молекулой O_2 приводит к образованию гидратированного диоксида марганца $MnO_2 \cdot nH_2O$. В структуре же манганита катионы марганца находятся в трехвалентном состоянии. Один из возможных путей образования Mn(III) заключается во взаимодействии $MnO_2 \cdot nH_2O$ с катионами Mn^{2+}, в результате которого протекает внутрифазный окислительно-восстановительный процесс. Возможность такого взаимодействия может быть реализована благодаря снижению сорбционной активности поверхности частиц гидратированного диоксида в условиях избытка Mn^{2+}, что приводит к быстрой трансформации сорбированной формы в химическое соединение (соль) $Mn^{2+}Mn^{4+}O_3$ и ее последующему окислительно-восстановительному преобразованию $Mn^{2+} + Mn^{4+} \rightarrow 2Mn^{3+}$. Несмотря на отсутствие точных экспериментальных данных, можно предположить, что протекание подобного процесса ограничивается определенным, достаточно узким интервалом величин pH, поскольку в слабощелочных условиях высокая степень гидратации как иона Mn^{2+}, так и сорбционных центров диоксида Mn способствует стабилизации сорбированной формы Mn^{2+} в фазе $MnO_2 \cdot nH_2O$; в кислых же средах происходит диспропорционирование трехвалентного марганца. Оптимальным условиям pH, по-видимому, удовлетворяет зона окисления II, где образующийся гидратированный диоксид марганца практически мгновенно реализует свою сорбционную емкость за счет катионов Mn^{2+}, которого при этом не может связать свыше отношения Mn^{2+}: Mn^{4+} = 1:1 в соответствии со стехиометрией реакции $MnO_2 \cdot H_2O \rightarrow H_2MnO_3 + Mn^{2+} \rightarrow Mn^{2+}Mn^{4+}O_3$ и далее $Mn^{2+}Mn^{4+}O_3 + H^+ + OH^- \rightarrow 2Mn^{3+}O(OH)$.

В отличие от сильнообводненных структур Me^{2+} [MnO_3^{2-} ($nMnO_2 \cdot mH_2O$)], образующихся в зоне активного окисления I, аморфные гидроксиды, формирующиеся в подстилающей зоне II, значительно менее гидратированы и практически не содержат сорбированных катионов, что обеспечивает их трансформацию в энергетически выгодную компактную упаковку, свойственную манганиту. Дальнейшая дегидратация этой фазы также протекает с повышенной скоростью и охватывает весь объем осаждающейся частицы геля, что определяет сферическую форму конечных выделений манганита и высокую степень его окристаллизованности (см. фототабл. II-7-14). Результа-

ты микрозондового анализа подтверждают практически полное отсутствие в составе почковидных манганитовых стяжений каких-либо других химических элементов, кроме марганца.

Совместное осаждение дегидратирующихся гелевых частиц тодорокитового и манганитового состава (при подчиненном количестве последнего) должно сопровождаться формированием механически смешанных образований, окончательный облик которых создается, по-видимому, уже в толще осадков. В данном случае в качестве наиболее вероятного процесса можно предположить связывание растворенного Mn^{2+} иловых вод сорбционно ненасыщенными участками поверхности диоксида марганца. При этом достижение отношения Mn^{2+}: Mn^{4+}= 1:1 допускает формирование фрагментов структуры манганита наряду с кристаллизацией тодорокита. Возможны также и другие процессы, связанные с перегруппировкой структурных блоков диоксида марганца и внутрифазными окислительно-восстановительными взаимодействиями.

Отмеченные выше различия в скоростях уплотнения различных фаз приводят к возникновению механических межфазных напряжений и, как следствие, к формированию морфологически сложных, причудливых, часто ветвистых неправильных стяжений (см. фототабл. II-15-17).

В том случае, когда гидратированный диоксид осаждается на сферических выделениях "предманганита", в ходе дегидратации могут сформироваться уплощенные корковидные образования (см. фототабл. III-18), разрушение которых также происходит вследствие различий в скоростях уплотнения и возникновения межфазных напряжений.

Итак, наблюдаемый минеральный состав рудного вещества в богатых марганцем горизонтах впадины Атлантис-II складывается в результате разнообразных процессов взаимодействия восходящего диффузионного потока ионов Mn^{2+}, поступающих в составе термальных растворов, с встречным потоком кислорода и осаждающимися сверху частицами свежеобразованного аморфного гидратированного диоксида марганца.

Впадина Тетис

Наиболее существенным отличием впадины Тетис от впадины Атлантис-II является отсутствие там высокоминерализованных рассолов.

В настоящее время металлоносные осадки граничат с водой, температура которой лишь на 0,8°С, а соленость на 0,4‰ выше соответствующих параметров обычной морской воды.

В главе III при описании осадочного разреза подчеркивалась четко выраженная ритмичность его строения, отражающая пульсационный режим функционирования гидротермального источника. Состав и распределение оксигидроксидов железа и марганца в полной мере подчиняются этой ритмичности.

Напомним, что в пачках 2 и 4 (см. фиг. 49), состоящих практически целиком из железорудного материала, наиболее характерными минералами являются магнетит и лепидокрокит, гетит и гематит присутствуют в подчиненном количестве, при этом максимальные количества магнетита сосредоточены в прослоях, обогащенных сульфидами меди и маркирующих этапы наивысшей активизации гидротермальной деятельности. Важно, что внутри железорудных горизонтов оксигидроксиды марганца полностью отсутствуют.

В пачках 1, 3 и 5 (см. фиг. 49), отвечающих этапам резкого снижения гидротермальной активности, железистая составляющая представлена в основном лепидокрокитом с неравномерно распределенной примесью гематита и гетита, при этом чистый гетит встречается крайне редко, обычно это смешанная железомарганцевая фаза, аналогичная описанной во впадине Атлантис-II и идентифицируемая как марганцевый гетит.

Марганцевая составляющая рудного вещества представлена в основном асболанами, степень структурной упорядоченности которых закономерно увеличивается сверху вниз по разрезу. В верхней пачке 1 слабоокристаллизованные асболаны – единственная минеральная фаза Mn, в пачках 3 и 5 они находятся в ассоциации с количественно преобладающим Mn(IV)-гетитом.

В самом верхнем из исследованных горизонтов осадочной толщи впадины Тетис обнаружена ранее неизвестная асболаноподобная минеральная фаза, названная нами X-фазой, представляющая собой один из начальных продуктов преобразования аморфного вещества в окристаллизованные асболаны.

Ограниченность данных по конкретным физико-химическим параметрам среды минералообразования во впадине Тетис позволяет лишь в общем виде и в более предположительной форме, чем для впадины Атлантис-II, рассмотреть основные механизмы формирования оксигидроксидов железа и марганца.

Периоды активизации гидротермального процесса, отвечающие накоплению 2 и 4 горизонтов осадочной толщи, характеризуются поступлением в наддонную воду больших количеств ионов Fe^{2+} и Mn^{2+} в составе гидротермальных растворов, смешивание которых с кислородсодержащей морской водой сопровождается окислением восстановленных форм и выпадением в осадок твердофазных соединений. При этом потребление кислорода на окисление в первую очередь Fe^{2+} приводит к исчерпанию запасов O_2 и временному заполнению впадины бескислородными водами, обогащенными Mn^{2+} и содержащими недоокисленную часть Fe^{2+}. В подобных условиях совершенно естественным представляется полное отсутствие в рудном веществе пачек 2 и 4 оксигидроксидов марганца.

Оксигидроксиды железа

Условия формирования главных рудных минералов железа – *магнетита* и *лепидокрокита* – в настоящее время достаточно хорошо изучены. Целым рядом лабораторных экспериментов установлено, что окисление ионов Fe^{2+} в

нейтральных или слабощелочных растворах приводит, как правило, к образованию лепидокрокита или магнетита, причем преобразование аморфного гидроксида Fe в ту или иную минеральную фазу контролируется прежде всего кинетическими факторами, а именно – быстрое окисление способствует кристаллизации лепидокрокита, медленное – магнетита [Murray, 1979]. В условиях впадины Тетис на кинетику процесса, по-видимому, влияет прежде всего соотношение в придонных водах концентраций Fe^{2+} и O_2, т.е. условия окисления двухвалентного железа.

Как было отмечено, прослои осадков впадины Тетис, резко обогащенные *магнетитом*, отвечают кратковременным вспышкам наивысшей активности пульсационного гидротермального процесса. По-видимому, именно в эти периоды соотношение концентраций Fe^{2+} и O_2 в морской воде ($Fe^{2+} >> O_2$) допускало соосаждение аморфных гидроксидных форм Fe(III) и Fe(II), при дегидратации и раскристаллизации которых формировался *магнетит* (Fe_3O_4). Возможность образования магнетита в результате раскристаллизации аморфной фазы, содержащей как Fe(II), так и Fe(III), подтверждена экспериментально [Berz, 1922].

При относительном снижении гидротермального притока содержание Fe^{2+} в растворе несколько сокращалось, что в условиях избытка кислорода приводило к более высокой скорости окисления Fe^{2+} и образованию *лепидокрокита*. Небольшие количества *гетита* и *гематита* в железорудных осадках, вероятнее всего, являются продуктами трансформации лепидокрокита.

В периоды резкого ослабления, а возможно и временного прекращения гидротермальной активности, отвечающим накоплению 1, 3, и 5 пачек осадков (см. фиг. 49), параметры водной массы, заполняющей впадину Тетис, постепенно выравнивались с параметрами морской воды благодаря конвективному и диффузионному перемешиванию. Тем самым создавались условия для окисления как оставшегося в растворе Fe^{2+}, так и накопленного там Mn^{2+}, а также для окисления незначительных порций Fe^{2+} и Mn^{2+}, поступающих в наддонную воду в результате вяло текущего гидротермального процесса, что приводило к формированию смешанного по составу железомарганцевого рудного вещества.

Совместное осаждение гидроксидных форм железа и марганца примерно в равных соотношениях (среднее отношение Fe:Mn в этом типе осадков равно 0,8:1,09) свидетельствует об относительно низких концентрациях Fe^{2+}, недостаточных для заметного восстановления (в слабощелочных условиях) гидратированного диоксида марганца, образовавшегося в верхних, более аэрируемых, слоях водной толщи.

Окисление двухвалентного железа приводит, как было показано выше, к формированию *лепидокрокита*, который в осадках частично трансформируется в гетит и гематит. Переход этот, вероятно, в значительной степени тормозится благодаря присутствию аморфного кремнезема и гидратированного диоксида Mn, а также требует времени, что подтверждается крайне низкими

содержаниями гетита в верхней части разреза, где практически единственной минеральной фазой Fe(III) является лепидокрокит.

Оксигидроксиды марганца

Основные особенности механизма формирования обнаруженного во впадине Тетис комплекса марганцевых минералов можно представить, основываясь на изложенных ранее теоретических представлениях о поведении марганца и его гидроксидных форм в конкретных физико-химических обстановках.

Прежде всего отметим, что, в отличие от зоны окисления I впадины Атлантис-II, водная толща впадины Тетис характеризуется более щелочными условиями, дефицитом кислорода, созданным в результате предшествующего окисления Fe^{2+}, а также существенно меньшими концентрациями Mn^{2+}. Очевидно, что эти условия препятствуют быстрому наращиванию массы взвешенных частиц диоксида марганца за счет их коагуляции. По-видимому, в данном случае на первом этапе формируются агрегаты, представляющие собой двумерные островковые сетки соединенных ребрами октаэдров, в центре которых находятся катионы Mn^{4+}, а анионами служат атомы O и группа OH. Такие полимерные агрегаты реализуют свои сорбционные возможности преимущественно за счет Mn^{2+}. Таким образом, возможно, что из-за замедленной коагуляции первоначально возникают слабоупорядоченные гидратированные структуры, в которых к фрагментам островковых октаэдрических Mn^{4+} слоев сверху и снизу примыкают адсорбированные катионы Mn^{2+} и молекулы H_2O. Внутрифазовые окислительно-восстановительные реакции между Mn^{4+} и адсорбированным Mn^{2+} заторможены из-за высокой степени гидратации расматриваемых полимерных микроагрегатов. Очевидно, что конденсация, слипание, а также взаимное ориентирование этих микроагрегатов приводят к послойному чередованию двумерных ассоциаций Mn^{4+} и Mn^{2+}. В ходе дегидратации и уплотнения возможна структурная реорганизация катионов Mn^{2+} и молекул H_2O, в результате которой возникают двумерные зародыши из ассоциаций Mn^{2+} в октаэдрическом окружении молекул H_2O и OH.

Параллельно с образованием все более хорошо окристаллизованной структуры, по-видимому, происходит внутрифазное окислительно-восстановительное взаимодействие Mn^{4+} и Mn^{2+}, в результате чего появляется трехвалентный марганец. Вероятно, этой стадии отвечает слабоупорядоченная *X-фаза*, содержащая слои (или островки слоев), заселенные катионами Mn^{4+}, Mn^{3+} и Mn^{2+}. Эту фазу логично рассматривать как *предасболановую*, поскольку при сравнительно небольшом содержании Mn^{2+} относительно Mn^{4+} в ходе окислительно-восстановительного взаимодействия между ними весь сорбированный Mn^{2+} будет израсходован и в структуре останутся лишь две валентные формы марганца – Mn^{4+} и Mn^{3+}, что и характерно для описываемых *асболанов*.

Можно предположить, что чередование слоев из трех- и четырехвалентного марганца предопределено первоначальным упорядоченным чередованием сорбционных полимеризованных комплексов. Нарушение локального баланса в ходе реакции типа $Mn^{4+} + Mn^{2+} \rightarrow 2Mn^{3+}$ может быть скомпенсировано в результате перераспределения электронной плотности в пределах структуры минерала, которое сопровождается локализацией Mn^{4+} в слоях одного типа, а Mn^{2+} – в слоях другого типа. Эта разница определяется особенностями строения электронных оболочек разновалентных катионов марганца, что приводит преимущественно к кислородным октаэдрическим группировкам для Mn^{4+} и гидроксильным – для Mn^{3+} и Mn^{2+}. Следует отметить, что появление гидроксидных слоев, содержащих Mn^{3+}, может быть связано как с окислительно-восстановительным взаимодействием Mn^{4+} и Mn^{2+}, так и с частичным окислением катионов Mn^{2+} в межслоях структуры свободным кислородом морской воды [Бутузова и др., 1988].

Таким образом, основная ассоциация оксигидроксидов железа и марганца, слагающая рудное вещество гидротермально-осадочных отложений, формируется в результате окисления ионов Fe^{2+} и Mn^{2+}, поступающих в наддонную воду в составе гидротерм, и выпадения из раствора аморфных гидратированных частиц. Дальнейшие пути трансформации частиц в индивидуальные кристаллические минеральные фазы зависят от их состава и контролируются сложным комплексом окислительно-восстановительных, координационных, коллоидно-химических, биогенных, кинетических и сорбционных эффектов, а также изменениями в ходе диагенеза. На условия локализации минеральных ассоциаций существенным образом влияют морфометрия донной поверхности и гидродинамический режим бассейна седиментации.

В условиях красноморского рудогенеза отчетливо проявляется процесс геохимического разделения железа и марганца – явление, широко распространенное в природных, в том числе гидротермальных процессах. В силу существенно разных величин стандартных потенциалов окисления восстановленные формы железа по сравнению с соответствующими формами марганца имеют большую склонность к окислению, благодаря чему труднорастворимые гидроксидные фазы Fe(III) образуются, как правило, в непосредственной близости от очагов гидротермальной разгрузки, тогда как марганец способен дольше удерживаться в растворе и выпадать в твердую фазу при наличии окислителя на различных расстояниях от гидротермальных источников.

Разделение железа и марганца в ходе гидротермального рудообразующего процесса четко отражается в полном отсутствии корреляционных связей между этими элементами в рудном веществе осадков, формирующихся на участках гидротермальной разгрузки (см. главу V).

Образование силикатов

Как было отмечено в главе IV, в составе гидротермального вещества практически всех впадин широким развитием пользуются рентгеноаморфные микроглобулярные частицы смешанного кремнисто-железистого состава, так называемый "*кремнево-железистый гель*". Можно предположить, что эта минеральная фаза образуется в результате полимеризации растворенного SiO_2 и его соосаждения с аморфными гидроксидами железа.

Характерной особенностью кремнево-железистой фазы осадков является наличие участков и линз, окрашенных в зеленый цвет и содержащих помимо Fe(III) существенные количества Fe(II). Присутствие восстановленного железа в составе кремнево-железистого геля может быть связано как с процессом сорбционного захвата Fe^{2+} гидроксидами железа и кремнеземом, так и с процессами взаимодействия аморфного гидроксида Fe(III) с сульфидной серой, в результате чего образуются сульфиды и выделяется Fe^{2+}. Вероятность такого источника подтверждается обычной приуроченностью сульфидной минерализации к зеленым участкам кремнево-железистого геля, а сам процесс взаимодействия гидроксида Fe(III) с сульфидной серой и его геохимические эффекты подробно изучены как теоретически, так и экспериментально [Морозов, 1980].

Соотношения SiO_2 и железа в составе кремнево-железистой фазы широко варьируют, и в процессе ее раскристаллизации, при условии, что концентрация SiO_2 соответствует стехиометрическому составу новообразованных минералов, происходит формирование целого ряда слоистых силикатов, относящихся к группе *железистых смектитов.*

Как показано в главе IV, минералы эти пользуются широким распространением не только в Красном море, но и среди гидротермально-осадочных образований всех океанических рифтовых зон. Аутигенные железистые смектиты описаны в целом ряде работ, однако ограниченность данных по структурно-кристаллохимическим характеристикам минералов и условиям их взаимных трансформаций приводит в ряде случаев к упрощенным представлениям о механизмах их формирования. Отсутствует единая точка зрения и на генезис железистых смектитов в Красном море. Так, некоторые исследователи предполагают прямое выпадение смектитов из гидротермальных растворов при их взаимодействии с морской водой [Bischoff, 1972], другие рассматривают их как продукт взаимодействия гидротермальных гидроксидов железа с опалом [Dymond, Eklund, 1974], существует также мнение об образовании смектитов за счет окисления сульфидных минералов [McMartry, Yen Hsueh-Wen, 1981].

В этой связи представляется, что детальное исследование аутигенных силикатов в осадках Красного моря, проведенное на базе комплекса современных физических методов, позволяет более убедительно интерпретировать механизмы их формирования и последовательных трансформаций минеральных фаз в диагенезе. В основу предложенных механизмов, как и для других минеральных фаз, положены данные по составу силикатов из впадины Атлантис-II.

Исходным материалом для формирования смектитовых минералов служит аморфный кремнево-железистый материал, раскристаллизация которого дает начало целой серии последовательно сменяющихся минеральных фаз.

На самых ранних стадиях процесса образуются метастабильные, очень плохо окристаллизованные фазы, относящиеся к группе *структурно неупорядоченных высокожелезистых смектитов* и развитые преимущественно в поверхностных горизонтах осадков. Морфологически это бесформенные гелевидные частицы (см. фототабл. III-5,6), кольцевые электронограммы которых свидетельствуют о беспорядочной ориентировке мелких смектитовых кристаллитов внутри каждой относительно крупной частицы (см. фототабл. III-I). Величина параметра *в* = 9,18Å подтверждает вывод о высокой концентрации катионов Fe^{3+} в тетраэдрах 2:1 слоев, т.е. о высокой железистости минерала, а электронографические исследования свидетельствуют о наличии в его структуре большого числа дефектов упаковки.

С погружением в толщу осадков в ходе их старения происходит дальнейшая раскристаллизация аморфных и слабоокристаллизованных фаз, сопровождающаяся такой структурной перестройкой смектитов, при которой слои в микрокристаллах ориентируются как в слюдах политипной модификации IM, в межслоях фиксируются катионы K^+ иловых вод, уменьшается величина отрицательного заряда в тетраэдрических сетках и увеличивается в октаэдрических. В результате образуются *смешанослойные фазы*, содержащие, наряду со слоями тетракремниевого нонтронита, до 30% слюдистых неразбухающих межслоев при заметно возросшей концентрации в них катионов K^+.

Морфологически эти фазы также существенно отличаются от смектитов начальных стадий формирования. Как правило, они образуют радиально-лучистые агрегаты, состоящие из характерных ленто- или планкоподобных частиц (см. фототабл. III-7-14). Разная плотность распределения и размеры удлиненных кристаллов, формирующих эти агрегаты, переменный диаметр их изотропной "сердцевины" фиксируют разные стадии процесса раскристаллизации первоначально рентгеноаморфных и слабоокристаллизованных частиц. Изолированные удлиненные кристаллы – планки (см. фототабл. III-15) представляют собой, по-видимому, результат дезинтеграции радиально-лучистых агрегатов.

Подобная форма частиц свидетельствует об одинаковой азимутальной ориентировке всех 2:1 слоев в каждом микрокристалле и может формироваться при выполнении по крайней мере нескольких условий, а именно: при наличии свободного для их роста пространства и при значительных концентрациях и высокой скорости диффузии основных строительных компонентов, таких, как молекулы SiO_2, катионы Fe^{2+} и K^+. При этом планковидная форма частиц возникает главным образом за счет разной скорости их роста в различных кристаллографических направлениях.

Исходя из общих соображений, вытекающих при анализе распределения плотности в кристаллографически разных плоскостях, а также из имеющихся экспериментальных данных по росту дисперсных слоистых силикатов следу-

ет, что для 2:1 слоев максимальная скорость роста реализуется вдоль направления, совпадающего с осью *a*, т.е. расположенного в плоскости симметрии 2:1 слоев. В этих условиях наиболее быстро будут расти такие совокупности слоев, у которых плоскости симметрии параллельны друг другу.

Действительно, если на какой-либо слой произойдет наложение последующего в иной пространственной ориентировке, то это неизбежно приведет к резкому замедлению скорости роста всех слоев в направлении преимущественного роста исходного слоя. Естественно, что кристаллы с дефектом упаковки не выдержат конкуренции с кристаллами, в которых все слои имеют одинаковую ориентировку и одинаковую скорость преимущественного роста.

Если такие кристаллы являются смектитами по природе межслоевых промежутков, то по пространственной ориентировке последовательных 2:1 слоев они предрасположены к последующей трансформации в трехмерно упорядоченную слюдистую фазу политипной модификации IM. Внутренняя перестройка структуры при этом сводится к введению в межслои крупных катионов K^+ и к обезвоживанию [Бутузова и др., 1979].

Конечным членом трансформаций кремнево-железистой фазы в осадках впадины Атлантис-II является высокожелезистый, слюдистый, близкий *селадониту* минерал, содержащий лишь 20–30% разбухающих межслоев.

Таким образом, наиболее важным результатом проведенных исследований слоистых силикатов в Красном море нам представляется установление *единого генетического ряда от аморфной кремнево-железистой фазы через структурно-неупорядоченные высокожелезистые смектиты, смешанослойные тетракремниевые нонтронит-селадониты к слюдистым минералам селадонитового состава политипной модификации IM.*

Важно отметить, что в результате детального исследования аутигенных железистых смектитов в осадках Галапагосской рифтовой зоны также отмечена отчетливая тенденция селадонитизации нонтронитов с глубиной осадочной толщи [Varentsov et al., 1983]. Можно предположить, что механизм формирования железистых силикатных фаз в ходе гидротермально-осадочного рудообразования, разработанный на примере Красного моря и Галапагосского района, является принципиально общим для всех гидротермально активных районов Мирового океана.

В экспериментальных условиях близкий процесс воспроизведен Х.Хардером. Было показано, что из раствора, содержащего ионы Fe^{2+}, Fe^{3+} и SiO_2, выпадает аморфный осадок, который в процессе старения преобразуется в железистый смектит [Harder, 1976].

Следует обратить внимание еще на одно обстоятельство, вытекающее из анализа состава слоистых силикатов красноморских осадков. Дело заключается в том, что в условиях возможного и обычного для металлоносных осадков присутствия в образцах свободных гидроксидов железа особое значение приобретает сопоставление данных химического анализа минералов с параметрами их ячейки. Отсутствие такого сопоставления может привести к уп-

рощенной, а в ряде случаев и неверной идентификации минеральных фаз. Проиллюстрируем это следующим примером.

Как следует из данных химического анализа и анализа дифрактограмм ориентированного препарата, один из исследованных нами образцов из впадины Атлантис-II имеет следующую структурную формулу:

состав тетраэдров: Si^{4+} – 3,41; Al^{3+} – 0,18; Fe^{3+} – 0,41;

состав октаэдров: Fe^{3+} – 1,79; Mg^{2+}– 0,14; Fe^{2+} – 0,07;

межслоевые катионы: K^{+} – 0,26; Na^{+} – 0,04; Ca^{2+} – 0,14; Mg^{2+}– 0,10.

Из этих данных следует, что исследуемый минерал является нонтронитом, так как отрицательный заряд локализован в тетраэдрах. Однако детальное структурное исследование образца показало, что рассчитанная структурная формула не отражает реального состава минерала, поскольку измеренная величина параметра *в* не соответствует этой формуле. При таком содержании Fe^{3+} в тетраэдрах и отсутствии Al^{3+} в октаэдрах значение параметра *в* должно было быть равным 9,12–9,15Å, на самом же деле экспериментально измеренная величина этого параметра – 9,06Å. Причина этого несоответствия, как показали тщательные исследования образца, связана с присутствием примеси свободных гидроксидов Fe. Реальная структурная формула минерала, согласующаяся с параметрами его элементарной ячейки, соответствует тетракремниевому нонтрониту, т.е. смектиту, в тетраэдрах 2:1 слоев которого практически отсутствуют замещения Si на трехвалентные катионы.

На этом примере мы хотели показать, сколь важно при исследовании слоистых силикатов использовать комплекс физических и химических методов для их надежной диагностики.

Как уже отмечалось в главе IV, в области основной разгрузки гидротерм, в юго-западной части впадины Атлантис-II наблюдается более сложный комплекс аутигенных силикатов, включающий, помимо железистых смектитов, Mg-содержащие минералы, такие, как *сапонит, хлорит, серпентин, тальк и амфиболы.*

Условия образования этих минералов изучены пока явно недостаточно. Можно лишь предположить, что каждый из Mg-содержащих минералов может быть как выпавшим непосредственно из раствора, так и трансформированным за счет изменения других минеральных фаз. В частности, экспериментально было показано, что тальк кристаллизуется из кремнево-магниевой аморфной фазы при температурах 300–550°С и давлении 1 кбар, а при более низких температурах из этой же фазы образуется стивенсит [Whitney, Ebert, 1982]. В ходе тех же экспериментов был показан переход стивенсита в смешанослойную стивенсит-хлоритовую фазу при Т = 400–450°С.

Образование вермикулита, хлорита и серпентина А.Сингер и П.Стофферс связывают как с трансформацией талька, так и с прямым осаждением из гидротерм [Singer, Stoffers, 1987].

Имеющийся в нашем распоряжении материал дает основание предположить, что амфиболы, а возможно частично и тальк, формируются при высо-

ких температурах в путях миграции гидротерм через коренные породы до их выхода на морское дно, а в осадок эти минералы попадают при разрушении минерализованных трещин, возможно, при вулканических выбросах. О таком способе образования некоторых минералов свидетельствуют, в частности, обнаруженные в осадках юго-западной части впадины Атлантис-II многочисленные плотные обломки размером 2–2,5 см, состоящие из массы аморфного кремнезема с включениями кристаллов сульфидов, сидерита и радиально-лучистых амфиболовых агрегатов.

Образование сульфидов

Как было отмечено в главе V, наиболее важная геохимическая особенность рудоносных осадков рифтовых впадин Красного моря заключается в высоких концентрациях таких халькофильных металлов, как Cu, Zn, Pb, главными минералами-носителями которых служат разнообразные сульфидные минералы.

Отмечалось также, что основная часть металлов в составе гидротерм мигрирует в виде хлоридных комплексов, что и обеспечивает возможность совместной транспортировки халькофильных металлов с восстановленными формами серы (H_2S, HS^-, S^{2-}).

При разгрузке растворов в наддонную воду часть металлов взаимодействует с H_2S по схеме $[MeCl_n]^{n-2}$ р-р + H_2Sр-р $\rightarrow$ MeS$\downarrow$ + $2H^+$ + nCl^- и выпадает в твердые фазы в виде сульфидных соединений. Основная их масса образуется в придонных условиях вблизи гидротермальных источников. Интенсивность образования сульфидов, последовательность их осаждения, характер локализации и минеральные парагенезы контролируются, с одной стороны, соотношением концентраций растворенных металлов и H_2S, меняющимися в связи с пульсационным режимом гидротермальной разгрузки, с другой – устойчивостью хлоридных комплексов соответствующих металлов по отношению к действию H_2S и температурой.

По устойчивости хлоридных комплексов при T = 25°C основные рудообразующие металлы располагаются в следующий ряд: $Cu^{2+} < Zn^{2+} < Pb^{2+}$ [Helgeson, 1969]. Этот порядок относительной устойчивости в хлоридных растворах сохраняется и при более высоких температурах, хотя общая устойчивость комплексных соединений металлов при повышении температуры возрастает.

В соответствии с существующим рядом в первую очередь должны образовываться и выпадать в осадок сульфидные соединения меди, что в полной мере отражается в характере локализации гидротермальных сульфидов и в их зональности, а также подтверждается особенностями распределения металлов в толще рассолов.

Во впадине Атлантис-II *сульфидные соединения меди в виде рентгеноаморфных фаз, сульфосолей и халькопирита* локализованы преимущественно в юго-западной части бассейна, т.е. на ограниченных по площади участках

вблизи очагов гидротермальной разгрузки, в наиболее высокотемпературных условиях. Там же отмечено максимальное содержание меди во взвешенном материале [Hartmann, 1973].

Сульфиды цинка, как рентгеноаморфные, так и окристаллизованные, распространены гораздо шире, практически на всей площади впадины Атлантис-II, и количественно являются преобладающими сульфидными фазами цветных металлов осадочной толщи. При широком площадном развитии сульфидов цинка наибольшее их содержание и более высокая степень окристаллизованности минералов (главным образом *сфалерита*) характерны для осадков сульфидных зон юго-западной части впадины. Более широкое распространение сульфидов цинка в осадках впадины Атлантис-II вероятнее всего связано с большей, чем у меди, устойчивостью хлоридных комплексов и с осаждением минералов при более низких температурах.

Сульфиды свинца как самостоятельные минеральные фазы в рудоносных осадках Красного моря не обнаружены. Вместе с тем, в сульфидных горизонтах впадины Атлантис-II, и прежде всего в ее юго-западной части, концентрация Pb достигает 0,1–0,4%, что позволяет предполагать изоморфное вхождение этого элемента в полиметаллические сульфиды сложного состава. Главная причина отсутствия сульфидов Pb связана, по-видимому, с относительно высокой устойчивостью хлоридных комплексов свинца, что в условиях дефицита сероводорода приводит к формированию сульфидных фаз медно-цинковой специализации.

Общий дефицит восстановленной серы при резком преобладании цветных металлов является характерной особенностью разгружающихся в Красном море гидротерм, что подтверждается как отсутствием свободного H_2S в толще рассолов впадины Атлантис-II, так и наличием в рудоносных осадках несульфидных гидротермальных минералов не только железа, но и цинка, и даже меди (феррофранклинит, атакамит, хризоколла).

Следует отметить, что дефицит восстановленных форм серы по отношению к металлам характерен для всех высокотемпературных океанских гидротерм, что, в частности, находит свое отражение в составе флюидных включений в высокотемпературных минералах многих гидротермальных месторождений. Во флюидных включениях, как правило, отсутствуют такие соединения, как PbS, Sb_2S_3, HgS, находки ZnS редки, что свидетельствует о преимущественном формировании сульфидов Cu (халькопирита), обладающих наименьшей растворимостью [Рафальский, 1989].

Последовательность и интенсивность формирования гидротермальных сульфидов Cu, Zn и Pb в красноморском рудообразующем процессе находит четкое отражение в содержаниях и соотношениях растворенных металлов в рассолах, данные по которым имеются для двух рифтовых впадин – Атлантис-II и Суакин – и приведены в табл. 41.

Как следует из приведенных в табл. 41 данных, наиболее интенсивно из раствора извлекается медь, а наиболее устойчивым является свинец. Те же закономерности распределения растворенных металлов наблюдаются и в

иловых водах осадочной толщи юго-западной части впадины Атлантис-II, где коэффициенты их концентрирования по сравнению с морской водой соответственно равны: для Cu – 107–654, для Zn – 1600–2000, для Pb – 8800–19000 [Пушкина и др., 1981].

Таблица 41. Содержание меди, цинка и свинца (в г/кг) в рассолах впадин Атлантис-II [Brooks et al., 1969] и Суакин [Baumann et al., 1973] по сравнению с красноморской водой [Craig, 1969]

Элемент	Морская вода	Впадина Атлантис-II		Впадина Суакин	
		Нижний слой рассолов	Степень обогащения	Рассолы	Степень обогащения
Cu	$5{,}5\cdot10^{-6}$	$2{,}1\cdot10^{-4}$	40	$5\cdot10^{-6}$	1
Zn	$5\cdot10^{-6}$	$6{,}98\cdot10^{-3}$	1000	$5\cdot10^{-5}$	10
Pb	$3\cdot10^{-8}$	$2{,}4\cdot10^{-4}$	10000	$2\cdot10^{-5}$	1000

Особенности распределения цветных металлов в придонных и иловых водах в полной мере отвечают ряду устойчивости их хлоридных комплексов и последовательности образования минеральных сульфидных фаз.

Важно отметить, что существующая в Красном море минералого-геохимическая зональность сульфидной минерализации имеет общий характер для гидротермального рудообразования и характерна как для современных океанических сульфидных рудопроявлений, так и для колчеданных месторождений континентального блока Земли.

В самом общем виде зональность определяется последовательностью осаждения сульфидных соединений из раствора, что в свою очередь контролируется устойчивостью миграционных комплексов металлов, соотношением их концентраций, растворимостью минералов и температурными параметрами. Благодаря влиянию на сульфидообразование многих природных факторов, идеальной зональности, как правило, не бывает, однако общие закономерности распределения сульфидной минерализации присущи практически всем гидротермально-осадочным рудным скоплениям.

Геохимическое разделение металлов в процессе сульфидного рудообразования находит свое отражение не только в латеральной зональности и распределении элементов в рассолах, но подтверждается также и составом вторичных гидротермальных сульфидов коренных пород дна океана, а также составом глубинных гидротерм рифтовых зон океана. Так, в составе прожилково-вкрапленных сульфидов в базальтах океанической коры широким развитием пользуются сульфидные соединения меди, цинковые минералы крайне редки, а сульфиды свинца полностью отсутствуют.

Таблица 42. Содержания главных сульфидообразующих металлов (в мг/кг) в термальных растворах 21° с.ш., [Von Damm et al., 1985a]

Гидротермы		Fe	Cu	Zn	Pb
T,°C	pH				
350–355	3,3	135,6	2,8	6,8	0,0744
270–275	3,8	48,6	0,001	2,6	0,0379
"Потеря" элемента, %		60,5	99,9	61,8	49,0

В табл. 42 приведены данные по распределению металлов в гидротермальных растворах ВТП. Судя по физико-химическим параметрам (T,°C, pH), первая проба отражает состав первичного гидротермального раствора, вторая – в значительной степени "отработанного", т.е. потерявшего часть элементов в ходе транспортировки и рудоотложения. Приведенные в табл. 42 данные наглядно подтверждают рассмотренную выше последовательность извлечения металлов из раствора ($Cu^{2+} < Zn^{2+} < Pb^{2+}$).

Можно предположить, что на осаждение металлов в рудном процессе, помимо устойчивости миграционных комплексов и температурных параметров, существенное влияние оказывает и соотношение концентраций элементов в растворе. Примером тому могут служить особенности распределения в осадках сульфидных соединений железа.

Поскольку количество железа в гидротермальных растворах всегда резко преобладает над содержанием других металлов, сульфиды железа выпадают из раствора одними из первых, начиная с рудоподводящих каналов и трещин внутри коренных пород и устьев источника, и в дальнейшем сопровождают осаждение полиметаллических сульфидов, сосуществуя с ними и практически не участвуя в характерной геохимической рудной зональности.

Как отмечалось в главе IV, преобладающим сульфидом железа в юго-западной части впадины Атлантис-II в непосредственной близости от очагов гидротермальной разгрузки является хорошо окристаллизованный моносульфид железа – *пирротин*, для образования которого необходимы высокие содержания Fe(II) и сульфидной серы, а также повышенные температуры.

Среди других кристаллических сульфидных фаз железа наиболее широким развитием в отложениях практически всех впадин пользуется *пирит*. Одним из возможных механизмов образования пирита яаляется реакция моносульфида железа с элементной серой ($FeS + S \rightarrow FeS_2$). Такая реакция предполагает процесс окисления восстановленных форм серы, что при разгрузке гидротерм в бескислородные наддонные воды мало вероятно.

Как уже отмечалось, в условиях впадины Атлантис-II окисление восстановленных форм происходит на значительном удалении от придонных условий гидротермальной разгрузки, при появлении в толще рассолов растворенного кислорода. В то же время, поступающий в составе гидротерм эндогенный сероводород практически полностью расходуется на образование поли-

иловых водах осадочной толщи юго-западной части впадины Атлантис-II, где коэффициенты их концентрирования по сравнению с морской водой соответственно равны: для Cu – 107–654, для Zn – 1600–2000, для Pb – 8800–19000 [Пушкина и др., 1981].

Таблица 41. Содержание меди, цинка и свинца (в г/кг) в рассолах впадин Атлантис-II [Brooks et al., 1969] и Суакин [Baumann et al., 1973] по сравнению с красноморской водой [Craig, 1969]

Элемент	Морская вода	Впадина Атлантис-II		Впадина Суакин	
		Нижний слой рассолов	Степень обогащения	Рассолы	Степень обогащения
Cu	$5{,}5\cdot10^{-6}$	$2{,}1\cdot10^{-4}$	40	$5\cdot10^{-6}$	1
Zn	$5\cdot10^{-6}$	$6{,}98\cdot10^{-3}$	1000	$5\cdot10^{-5}$	10
Pb	$3\cdot10^{-8}$	$2{,}4\cdot10^{-4}$	10000	$2\cdot10^{-5}$	1000

Особенности распределения цветных металлов в придонных и иловых водах в полной мере отвечают ряду устойчивости их хлоридных комплексов и последовательности образования минеральных сульфидных фаз.

Важно отметить, что существующая в Красном море минералого-геохимическая зональность сульфидной минерализации имеет общий характер для гидротермального рудообразования и характерна как для современных океанических сульфидных рудопроявлений, так и для колчеданных месторождений континентального блока Земли.

В самом общем виде зональность определяется последовательностью осаждения сульфидных соединений из раствора, что в свою очередь контролируется устойчивостью миграционных комплексов металлов, соотношением их концентраций, растворимостью минералов и температурными параметрами. Благодаря влиянию на сульфидообразование многих природных факторов, идеальной зональности, как правило, не бывает, однако общие закономерности распределения сульфидной минерализации присущи практически всем гидротермально-осадочным рудным скоплениям.

Геохимическое разделение металлов в процессе сульфидного рудообразования находит свое отражение не только в латеральной зональности и распределении элементов в рассолах, но подтверждается также и составом вторичных гидротермальных сульфидов коренных пород дна океана, а также составом глубинных гидротерм рифтовых зон океана. Так, в составе прожилково-вкрапленных сульфидов в базальтах океанической коры широким развитием пользуются сульфидные соединения меди, цинковые минералы крайне редки, а сульфиды свинца полностью отсутствуют.

Таблица 42. Содержания главных сульфидообразующих металлов (в мг/кг) в термальных растворах 21° с.ш., [Von Damm et al., 1985a]

Гидротермы		Fe	Cu	Zn	Pb
T,°C	pH				
350–355	3,3	135,6	2,8	6,8	0,0744
270–275	3,8	48,6	0,001	2,6	0,0379
"Потеря" элемента, %		60,5	99,9	61,8	49,0

В табл. 42 приведены данные по распределению металлов в гидротермальных растворах ВТП. Судя по физико-химическим параметрам (T,°C, pH), первая проба отражает состав первичного гидротермального раствора, вторая – в значительной степени "отработанного", т.е. потерявшего часть элементов в ходе транспортировки и рудоотложения. Приведенные в табл. 42 данные наглядно подтверждают рассмотренную выше последовательность извлечения металлов из раствора ($Cu^{2+} < Zn^{2+} < Pb^{2+}$).

Можно предположить, что на осаждение металлов в рудном процессе, помимо устойчивости миграционных комплексов и температурных параметров, существенное влияние оказывает и соотношение концентраций элементов в растворе. Примером тому могут служить особенности распределения в осадках сульфидных соединений железа.

Поскольку количество железа в гидротермальных растворах всегда резко преобладает над содержанием других металлов, сульфиды железа выпадают из раствора одними из первых, начиная с рудоподводящих каналов и трещин внутри коренных пород и устьев источника, и в дальнейшем сопровождают осаждение полиметаллических сульфидов, сосуществуя с ними и практически не участвуя в характерной геохимической рудной зональности.

Как отмечалось в главе IV, преобладающим сульфидом железа в юго-западной части впадины Атлантис-II в непосредственной близости от очагов гидротермальной разгрузки является хорошо окристаллизованный моносульфид железа – *пирротин*, для образования которого необходимы высокие содержания Fe(II) и сульфидной серы, а также повышенные температуры.

Среди других кристаллических сульфидных фаз железа наиболее широким развитием в отложениях практически всех впадин пользуется *пирит*. Одним из возможных механизмов образования пирита яаляется реакция моносульфида железа с элементной серой ($FeS + S \rightarrow FeS_2$). Такая реакция предполагает процесс окисления восстановленных форм серы, что при разгрузке гидротерм в бескислородные наддонные воды мало вероятно.

Как уже отмечалось, в условиях впадины Атлантис-II окисление восстановленных форм происходит на значительном удалении от придонных условий гидротермальной разгрузки, при появлении в толще рассолов растворенного кислорода. В то же время, поступающий в составе гидротерм эндогенный сероводород практически полностью расходуется на образование поли-

компонентных сульфидных фаз в придонных водах, близ поверхности осадка, что подтверждается отсутствием свободного H_2S в толще рассолов.

Таким образом, условия существования бескислородных рассолов неблагоприятны для формирования пирита путем взаимодействия моносульфида Fe(II) с элементной серой.

Другим возможным механизмом сульфидообразования, в том числе и в гидротермально-осадочном процессе, является прямое взаимодействие сероводорода с аморфными гидроксидами железа. Химическая модель такого взаимодействия подробно рассмотрена в работе [Морозов, 1980]. При этом показано, что состав сульфидных соединений, образующихся в результате этого процесса, контролируется прежде всего такими параметрами, как величина pH и концентрация сульфидной серы.

Так, содержание сульфидной серы определяет степень сульфидизации аморфных гидроксидов железа, в процессе которой формируются неустойчивые сульфидные соединения Fe(III) переменного состава. Последние в зависимости от величины pH трансформируются в различные минеральные фазы сульфидов железа. В кислых средах образуется преимущественно пирит, в более щелочных условиях возможно формирование кислоторастворимых сульфидов и, в частности, грейгита – минерала с предположительной формулой Fe_3S_4.

В рамках изложенных представлений становится понятным и характер локализации гидротермальных сульфидов железа в красноморских осадках. Так, широкое развитие пирита в отложениях впадины Атлантис-II и полное отсутствие там кислоторастворимых кристаллических фаз связано, по-видимому, с относительно низкими значениями pH осадков (порядка 5,4–6,0). В осадках таких впадин, как Дискавери, Суакин, Альбатрос, где pH осадков возрастает до 7–7,5, в значительных количествах развит хорошо окристаллизованный *грейгит*.

Все сказанное дает нам основание рассматривать процесс прямого взаимодействия сероводорода с аморфными гидроксидами железа как основной механизм образования сульфидов железа в гидротермально-осадочном красноморском рудогенезе. Подобный процесс мы наблюдали и при формировании сульфидов в железорудных осадках кальдеры о-ва Санторин в Эгейском море [Бутузова, 1969].

При обсуждении механизмов сульфидообразования в Красном море особое место занимает вопрос об источниках восстановленной серы.

В работах [Truper, 1969; Watson, Waterbury, 1969] утверждается, что в рассолах и осадках впадины Атлантис-II сульфатредуцирующие бактерии не обнаружены. Они появляются лишь в зоне, переходной от рассолов к нормальной морской воде. Следовательно, основная масса сульфидов во впадине Атлантис-II образуется за счет эндогенного H_2S, поступающего в составе высокотемпературных гидротерм. С этим положнением полностью согласуется изотопный состав серы сульфидов (значения $\delta^{34}S$ варьируют, как правило, в пределах +3 – +10‰) [Kaplan et al., 1969; наши данные].

Судя по изотопному составу сульфидной серы в образцах из других рифтовых впадин, можно предположить развитие там сульфидов, формирующихся в результате процессов бактериальной сульфатредукции. Так, в отложениях впадин Дискавери и Чейн значения $\delta^{34}S$ в сульфидах варьируют от -20 до -37‰ [Kaplan et al., 1969], по нашим данным, в образце ст. 1996 из впадины Дискавери значение $\delta^{34}S$ пирита составляет -23,1‰, в пирите из осадков ст. 399 (впадина Эрба) – -14,7‰.В осадках впадины Суакин присутствуют сульфиды Fe, значения $\delta^{34}S$ которых составляют -20 – -35‰ [Shanks, Bischoff, 1980]. Такой изотопный состав сульфидной серы типичен для минералов, образованных в диагенезе в результате бактериальной сульфатредукции [Kaplan et al., 1963; Goldhaber, Kaplan, 1975; Волков, 1984]. Дополнительным свидетельством участия бактериальных процессов в формировании сульфидов в осадках впадины Суакин является положительная корреляция в отдельных прослоях между сульфидной серой и содержанием $C_{орг}$.

Таким образом, в гидротермально-осадочных отложениях Красного моря наряду с собственно гидротермальными сульфидами развиты полигенные сульфиды железа, где основным источником металла служат гидротермальные растворы, а восстановленная сера может иметь как биогенную, так и гидротермальную природу.

Для уточнения соотношения генетически разных сульфидов в осадках отдельных впадин необходимы более детальные исследования изотопного состава сульфидной серы.

Образование карбонатов и сульфатов

Аутигенные карбонаты железа и марганца с переменным соотношением металлов (*манганосидериты*), развитые в осадках практически всех рифтовых впадин, формируются в результате взаимодействия гидротермальных ионов Fe^{2+} и Mn^{2+} с углекислотой. При этом источником CO_2 могут быть как термальные растворы, так и процессы растворения биогенного карбоната кальция в условиях низких значений pH. Не исключено, что частично манганосидериты могут фрмироваться в самом осадке в ходе диагенетического замещения Ca в биогенном кальцитовом материале на Fe(II) и Mn(II) из иловых вод.

Более подробно механизмы карбонатообразования в красноморском рудогенезе нами не рассматриваются.

Наиболее распространенным сульфатным соединением, зафиксированным практически на всех участках высокотемпературной гидротермальной разгрузки, является *ангидрит*. Как отмечалось в главе IV, в Красном море мощные пачки и прослои либо мономинерального ангидрита, либо ангидрита, находящегося в ассоциации с гидротермальными сульфидами и кремнеземом, локализованы в юго-западной части впадины Атлантис-II на площадях разгрузки термальных вод, т.е. в наиболее высокотемпературных условиях морского дна. Отмечено также выполнение ангидритом открытых трещин в

коренных базальтах, по которым происходило движение гидротермальных растворов [Bäcker, Richter, 1973].

Учитывая, что ангидрит обладает обратной зависимостью растворимости от температуры, т.е. с ростом температуры растворимость его снижается, можно предположить, что массовое выпадение ангидрита в осадок происходит при встрече высоконагретого богатого Ca^{2+} раствора с морской водой или рассолами, содержащими ионы SO^{2-}_4 в самых горячих точках морского дна – в устьях гидротермальных источников или в путях миграции термальных вод. Подтверждением того, что главным источником SO^{2-}_4 при формировании ангидрита является морская вода, служит близость изотопного состава сульфатов морской воды и серы ангидритов.

Можно предположить, что одной из причин практически полного отсутствия иона SO^{2-}_4 в выходящих на дно высокотемпературных гидротермах рифтовых зон и обеднение им нижнего слоя рассолов во впадине Атлантис-II является массовое выпадение в осадок ангидрита. Температура образования ангидрита оценивается величиной около 300°С [Гидротермальные ..., 1992], следовательно, отложение этого минерала может происходить лишь в периоды высокой интенсивности гидротермальной разгрузки, при этом скорость выпадения ангидрита оценивается величинами от сантиметров до десятков сантиметров в день [Von Damm, 1990].

Образование самородных металлов

В настоящее время установлено, что широкий спектр самородных металлов и интерметаллических соединений распространен в самых разнообразных геологических образованиях, в том числе в гидротермально-осадочных отложениях дна Мирового океана [Новгородова,1983; Штеренберг, Васильева, 1979; Штеренберг и др., 1981; Гидротермальные ..., 1992; и др.].

В рудоносных осадках Красного моря *самородные металлы (Al, Fe, Pb)* были обнаружены нами впервые [Бутузова и др., 1987], при этом было показано, что металлические частицы приурочены только к отложениям впадины Атлантис-II, преимущественно к прослоям, расположенным на участках гидротермальной разгрузки и отвечающим периодам активизации гидротермального процесса. В отложениях других рифтовых впадин самородные металлы не найдены.

Подобный характер локализации металлов достаточно определенно свидетельствует об их связи с активной гидротермальной разгрузкой, а точнее – с поступлением в осадки в составе высокотемпературных растворов.

Согласно существующим представлениям, образование самородных металлов происходит в безводной восстановительной среде, в условиях формирования углеродсодержащих метаново-водородных флюидов, главным образом путем газоконденсатной кристаллизации [Новгородова, 1979,1983; Луканин, Кадик, 1984; Зотов и др., 1980]. Предполагается, что сохранению метал-

лов в кислородсодержащих средах способствуют тончайшие пассивирующие, преимущественно оксидные пленки, развитые на поверхности металлических частиц [Новгородова,1983].

Вопрос о происхождении и поведении самородных металлов в гидротермально-осадочном процессе требует дальнейшей, более углубленной разработки.

В заключение отметим, что все многообразие гидротермально-осадочных рудопроявлений, формирующихся из близких по составу термальных растворов океанических рифтовых зон, характер их локализации и минеральные парагенезы определяются совокупным воздействием таких основных факторов, как дебит и температурный режим гидротермальных источников, физико-химические условия осадкообразующей среды и морфометрия донной поверхности.

Глава VII
Связь гидротермального процесса с тектоникой, магматизмом и историей развития красноморского рифта

Modern centers of hydrothermal discharge in the Red Sea tend to localize in the relatively deep basins along the axial rift zone. Most of these basins including the Atlantis-II Deep are localized in the central (transitional) segment. This segment of the Red Sea suffer initial stage of the oceanic riftogenesis with destruction of the continental crust.

Intense seismic activity and highly variable heat flow accompany formation of individual spreading areas.

Judging from the structure of sedimentary sections in 13 rift depressions, ore horizons differ in thicknesses even in adjacent deeps. Also, they demonstrate inhomogeneous and asynchronous distribution, that is supported by radiocarbon dating of sediments.

Such a pattern of localization of ore interlayers results from pulsating character of hydrothermal activity. The latter demonstrates extreme variability and periodicity of various scale. These, most probably, is primarily predetermined by the behaviour of small isolated transitional magmatic chambers as well as by their shapes, sizes, and depths of location.

Разработка общей модели гидротермально-осадочного рудообразующего процесса в Мировом океане требует детального анализа пространственно-временных и причинно-следственных связей между гидротермальной активностью и геолого-тектонической ситуацией на конкретных участках океанского дна. Попытка такого анализа была предпринята для рифтовой зоны Красного моря.

В главе I были рассмотрены главные особенности структурно-тектонического строения и эволюции красноморской рифтовой зоны. При этом была показана неоднородность геолого-тектонического и морфологического строения рифта, отражающая последовательные этапы его развития по простиранию структуры.

Как уже отмечалось, в современном структурном плане красноморского рифта можно выделить три зоны: южную – со сплошным развитием океанической коры, среднюю – переходную от континентальной коры к коре океанического типа и северную – где, по мнению большинства исследователей, развита континентальная кора (см. фиг. 1).

Главная особенность локализации современных очагов гидротермальной разгрузки в Красном море заключается в их приуроченности к относительно глубоководным депрессиям морского дна, большая часть которых сосредоточена в центральном (переходном) сегменте рифта, в районе наивысшей тектоно-магматической активности, где зафиксированы экстремально высокие значения теплового потока, сосредоточены самые активные разломы и большинство эпицентров землетрясений. К югу и северу от этой зоны рудообразующий процесс протекает менее напряженно, впадины более редкие, содержание в осадках рудного вещества в целом уменьшается, что особенно характерно для группы северных впадин.

Сочетание гидротермальной поставки вещества с параллельно идущей нормальной биогенно-терригенной седиментацией при наличии морфологически выраженных ловушек позволяет по строению осадочных разрезов выделять этапы активизации гидротермальной деятельности в каждом конкретном очаге разгрузки, а также сопоставлять их между собой, т.е. достаточно достоверно реконструировать особенности развития гидротермально-осадочного процесса во времени и пространстве.

Для подобных сопоставлений были выбраны разрезы 10 впадин, расположенных в разных структурных сегментах осевой части красноморского рифта – Суакин, Судан (южный сегмент), Атлантис-II, Эрба, Альбатрос, Шагара, Тетис (переходная зона), Вима, Гипсум, Кебрит (северный сегмент).

Литолого-геохимическая характеристика осадков этих впадин приведена в главе III. Для поставленных целей достаточно в самом общем виде рассмотреть особенности распределения рудного вещества в разрезах, выделив при этом три группы осадков – нормальные, практически лишенные рудных компонентов, металлоносные – с содержаниями Fe + Mn не более 30% и рудоносные, где преобладает гидротермальный материал. Понятно, что первая группа образуется при практическом отсутствии гидротермальной разгрузки, вторая – при сравнительно малой ее активности, а формирование четко выраженных рудных горизонтов фиксирует этапы значительной активизации гидротермального процесса. Распределение выделенных разновидностей осадков в разрезах десяти рифтовых впадин, а также имеющиеся данные по их возрасту приведены на фиг. 53.

Как следует из фиг. 53, отложения южных впадин (Суакин, Судан) по всей их видимой мощности не содержат ни четко выраженных рудных горизонтов, ни нормальных осадков без примеси гидротермального вещества, содержания которого, однако, в осадочных разрезах существенно варьируют.

Подобный характер распределения компонентов свидетельствует о сравнительно малой интенсивности гидротермального процесса, в течение которого не происходило резких импульсов его активизации. В то же время, повсеместную примесь рудного вещества можно рассматривать как признак непрерывности функционирования ослабленного гидротермального источника на протяжении как минимум 30–35 тыс. лет. Колебания в составе и коли-

Глава VII
Связь гидротермального процесса с тектоникой, магматизмом и историей развития красноморского рифта

Modern centers of hydrothermal discharge in the Red Sea tend to localize in the relatively deep basins along the axial rift zone. Most of these basins including the Atlantis-II Deep are localized in the central (transitional) segment. This segment of the Red Sea suffer initial stage of the oceanic riftogenesis with destruction of the continental crust.

Intense seismic activity and highly variable heat flow accompany formation of individual spreading areas.

Judging from the structure of sedimentary sections in 13 rift depressions, ore horizons differ in thicknesses even in adjacent deeps. Also, they demonstrate inhomogeneous and asynchronous distribution, that is supported by radiocarbon dating of sediments.

Such a pattern of localization of ore interlayers results from pulsating character of hydrothermal activity. The latter demonstrates extreme variability and periodicity of various scale. These, most probably, is primarily predetermined by the behaviour of small isolated transitional magmatic chambers as well as by their shapes, sizes, and depths of location.

Разработка общей модели гидротермально-осадочного рудообразующего процесса в Мировом океане требует детального анализа пространственно-временных и причинно-следственных связей между гидротермальной активностью и геолого-тектонической ситуацией на конкретных участках океанского дна. Попытка такого анализа была предпринята для рифтовой зоны Красного моря.

В главе I были рассмотрены главные особенности структурно-тектонического строения и эволюции красноморской рифтовой зоны. При этом была показана неоднородность геолого-тектонического и морфологического строения рифта, отражающая последовательные этапы его развития по простиранию структуры.

Как уже отмечалось, в современном структурном плане красноморского рифта можно выделить три зоны: южную – со сплошным развитием океанической коры, среднюю – переходную от континентальной коры к коре океанического типа и северную – где, по мнению большинства исследователей, развита континентальная кора (см. фиг. 1).

Главная особенность локализации современных очагов гидротермальной разгрузки в Красном море заключается в их приуроченности к относительно глубоководным депрессиям морского дна, большая часть которых сосредоточена в центральном (переходном) сегменте рифта, в районе наивысшей тектоно-магматической активности, где зафиксированы экстремально высокие значения теплового потока, сосредоточены самые активные разломы и большинство эпицентров землетрясений. К югу и северу от этой зоны рудообразующий процесс протекает менее напряженно, впадины более редкие, содержание в осадках рудного вещества в целом уменьшается, что особенно характерно для группы северных впадин.

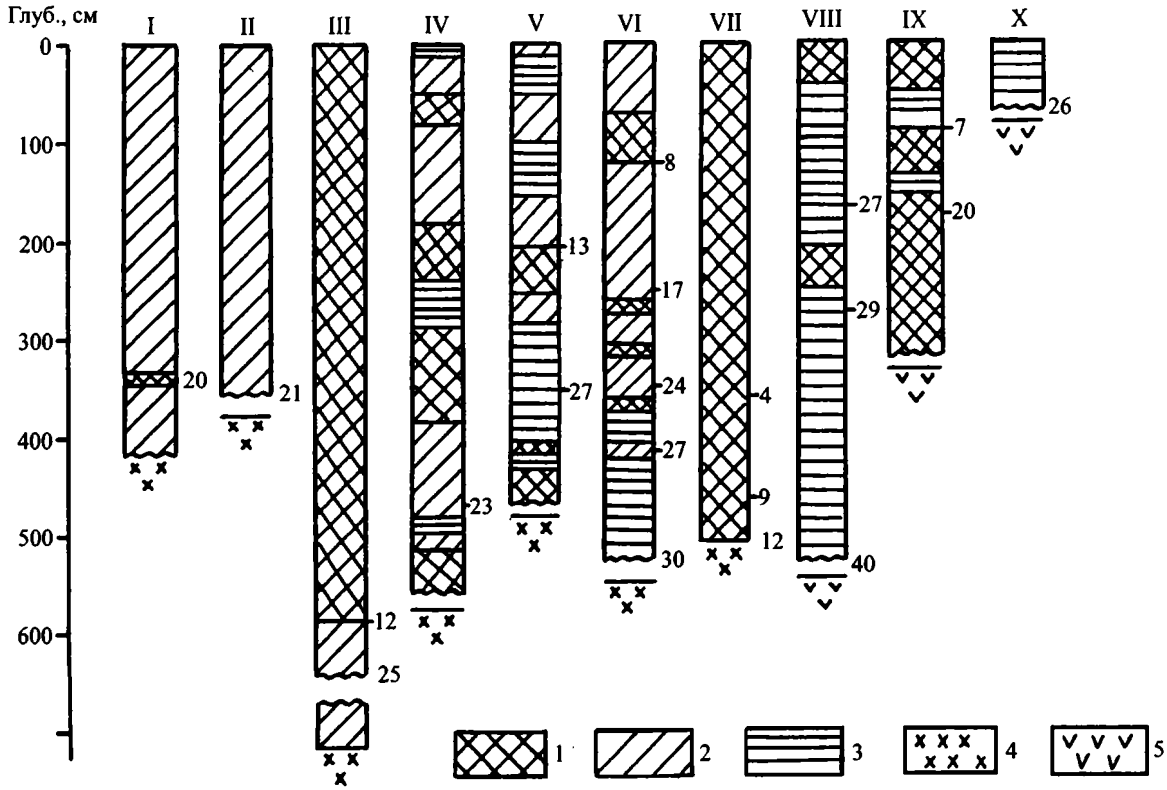
Сочетание гидротермальной поставки вещества с параллельно идущей нормальной биогенно-терригенной седиментацией при наличии морфологически выраженных ловушек позволяет по строению осадочных разрезов выделять этапы активизации гидротермальной деятельности в каждом конкретном очаге разгрузки, а также сопоставлять их между собой, т.е. достаточно достоверно реконструировать особенности развития гидротермально-осадочного процесса во времени и пространстве.

Для подобных сопоставлений были выбраны разрезы 10 впадин, расположенных в разных структурных сегментах осевой части красноморского рифта – Суакин, Судан (южный сегмент), Атлантис-II, Эрба, Альбатрос, Шагара, Тетис (переходная зона), Вима, Гипсум, Кебрит (северный сегмент).

Литолого-геохимическая характеристика осадков этих впадин приведена в главе III. Для поставленных целей достаточно в самом общем виде рассмотреть особенности распределения рудного вещества в разрезах, выделив при этом три группы осадков – нормальные, практически лишенные рудных компонентов, металлоносные – с содержаниями Fe + Mn не более 30% и рудоносные, где преобладает гидротермальный материал. Понятно, что первая группа образуется при практическом отсутствии гидротермальной разгрузки, вторая – при сравнительно малой ее активности, а формирование четко выраженных рудных горизонтов фиксирует этапы значительной активизации гидротермального процесса. Распределение выделенных разновидностей осадков в разрезах десяти рифтовых впадин, а также имеющиеся данные по их возрасту приведены на фиг. 53.

Как следует из фиг. 53, отложения южных впадин (Суакин, Судан) по всей их видимой мощности не содержат ни четко выраженных рудных горизонтов, ни нормальных осадков без примеси гидротермального вещества, содержания которого, однако, в осадочных разрезах существенно варьируют.

Подобный характер распределения компонентов свидетельствует о сравнительно малой интенсивности гидротермального процесса, в течение которого не происходило резких импульсов его активизации. В то же время, повсеместную примесь рудного вещества можно рассматривать как признак непрерывности функционирования ослабленного гидротермального источника на протяжении как минимум 30–35 тыс. лет. Колебания в составе и коли-



Фиг. 53. Схематическое строение осадочных разрезов рифтовых впадин Красного моря

1–3 – типы осадков: 1 – рудоносные, 2 – металлоносные, 3 – нормальные фоновые, биогенно-терригенные; 4 – базальты; 5 – миоценовые эвапориты. I–X – впадины: I – Суакин, II – Судан, III – Атлантис-II, IV – Эрба, V – Альбатрос, VI – Шагара, VII – Тетис, VIII – Вима, IX – Гипсум, X – Кебрит. Цифры на колонках – возраст осадков, тыс. лет

Fig. 53. The structure of sedimentary sections of the Red Sea rifting deeps

1–3 – Types of sediments: 1 – ore-bearing; 2 – metalliferous; 3 – background; 4 – basalts; 5 – evaporites. I–X – Deeps: I – Suakin, II – Sudan, III – Atlantis-II, IV – Erba, V – Albatros, VI – Shagara, VII – Thetis, VIII – Vema, IX – Gypsum, X – Kebrit. Figures on geologic columns – age of sediment, KY

честве рудной составляющей отражают, по-видимому, некоторые флуктуации интенсивности гидротермальной разгрузки.

Существенно иным строением характеризуются отложения впадин переходной зоны (Атлантис-II, Эрба, Шагара, Альбатрос, Тетис). В целом они более рудоносны и отличаются крайне неравномерным распределением рудного вещества, которое часто сосредоточено в отдельных горизонтах, маркирующих периоды вспышек гидротермальной активности.

В северном сегменте моря лишь одна впадина (Гипсум) содержит сравнительно мощные пачки рудоносных осадков, во впадинах Вима и Кебрит рудные горизонты единичны и маломощны, а отложения впадины Океанограф, заполненной толщей высокоминерализованных рассолов, вообще лишены следов гидротермального влияния.

В связи с этим уместно подчеркнуть, что наличие во впадинах рассолов не является признаком разгрузки там глубинных гидротерм, так же, как отсутствие рассолов – признаком низкой степени гидротермальной активности.

Главный, принципиально важный вывод, вытекающий из анализа строения осадков различных впадин, заключается в установлении неравномерного и строго индивидуального характера распределения рудного вещества даже на близко расположенных участках гидротермальной разгрузки, несопоставимости мощностей рудных горизонтов и их асинхронности, что однозначно следует как из литолого-геохимических данных, так и из радиоуглеродных датировок абсолютного возраста осадков (см. фиг. 53).

Пульсационный режим гидротермального рудообразующего процесса и локальность его проявления во времени и пространстве свойственны всем тектонически активным зонам Мирового океана и составляют фундаментальную закономерность гидротермальной деятельности вообще. Вместе с тем, на примере красноморского рудогенеза отчетливо проявляются важные детали этого процесса. Становится очевидным, что периодичность и продолжительность фаз гидротермальной активности в конкретных, даже близко расположенных очагах, несопоставимы между собой, асинхронны и изменчивы во времени.

Подобный режим гидротермального процесса с неизбежностью предполагает независимость функционирования обособленных гидротермальных систем, существование локальных источников вещества и энергии для каждого очага гидротермальной разгрузки. Такими источниками служат внутрикоровые, промежуточные магматические камеры, которые не только обеспечивают тепломассоперенос, но и, как показано в работах [Cochran, Martinez, 1988; Guennoc et al., 1988], способствуют образованию в Красном море морфологически выраженных депрессий морского дна.

Непосредственная связь гидротермальной деятельности с функционированием промежуточных внутрикоровых магматических камер в настоящее время сомнению не подвергается. Доказательство этого факта стало возможным благодаря широкому использованию в океанологических работах новейших подводных технических средств, геофизических методов и петрохимических

исследований. Такого рода работы были проведены на отдельных отрезках рифтовых зон Мирового океана, главным образом в районах современной интенсивной гидротемальной деятельности, где существуют "черные курильщики" и образуются сульфидные постройки (на 21° с.ш., 13° с.ш. и 20° ю.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия, на активных участках Срединно-Атлантического хребта, в Галапагосском районе) [Ballard et al., 1979; Detrick et al., 1987; Harding et al., 1989; Karson et al., 1987; Langmuir et al., 1986; Stakes et al., 1984; Haymon et al., 1991].

Картирование с помощью подводных аппаратов, геофизические исследования и петрохимическое опробование показали, что независимо от скоростей спрединга очаги разгрузки гидротерм приурочены к депрессиям топографически сложных и в целом приподнятых участков, расположенных между трансформными разломами. Эти участки рассматриваются как отдельные отрезки оси спрединга, под которыми расположены промежуточные магматические камеры.

Установлено, что активные гидротермальные поля ассоциируют, как правило, с областями развития флюидных (покровных) лав. Преобладание флюидных лав над более обычными пиллоу-лавами рассматривается как индикатор существования промежуточной магматической камеры в стадии ее наполнения, что сопровождается выделением большого количества тепловой энергии и способствует активизации гидротермальной конвекции [Francheteau, Ballard, 1983; Macdonald, 1982]. Высказывается также мнение, что наличие магматической камеры в активной стадии ее жизни отражается и в петрохимических особенностях океанических базальтов [Bryan, Moore, 1977; Langmuir, 1987; Langmuir et al., 1986]. В частности, сопряженные с камерами участки сложены, как правило, наиболее высокотемпературными (высокомагнезиальными) базальтами, к ним же обычно приурочены очаги гидротермальной разгрузки.

Учитывая несомненную связь современной гидротермальной активности в Мировом океане с магматическим процессом, целесообразно коротко рассмотреть существующие представления о размерах, форме, глубинах залегания, а также условиях локализации и функционирования магматических камер, расположенных в океанической коре рифтовых систем.

Концепция о существовании в океанической коре очагов, где скапливается магма до ее излияния на дно, является одной из центральных геологических идей текущего столетия [Macdonald, 1982]. Эта идея – важный элемент общепринятой модели формирования океанической коры. Однако, несмотря на очевидную важность проблемы магматизма для решения многих аспектов тектогенеза и гидротермального рудообразования, такие вопросы, как функционирование и развитие магматических очагов, состав расплавов, реальная роль и доля флюидной фазы в гидротермах, причины эпизодичности выплавок и периодичности вулканомагматических событий, определение геометрических параметров камер и их влияния на гидротермальную активность, еще весьма слабо изучены, дискуссионны и пока еще далеки от своего решения.

Рассматривая механизм формирования отдельных спрединговых зон, одни исследователи развивают модель крупной (шириной до 30 км) устойчивой магматической камеры, другие отдают предпочтение существованию мелких резервуаров, локализованных дискретно или собранных в "пучки" по простиранию оси рифта и действующих во времени асинхронно. Размер (ширина) такого рода камер оценивается величинами порядка 1–2, максимум 5 км [Detrick et al., 1987; Karson et al., 1987; Stakes et al., 1984; и др.]. Последнее предположение о характере внутрикоровых магматических очагов подтверждается совокупностью новейших сейсмических данных, температурного баланса, расчетами, а также строением офиолитовых комплексов. Дополнительным веским аргументом служат, на наш взгляд, и приведенные выше эмпирические данные о характере гидротермальной деятельности в Красном море, где строение осадочных разрезов четко отражает асинхронность интенсивности и периодичности поставки рудных компонентов в каждом отдельном очаге гидротермальной разгрузки, что свидетельствует о независимом функционировании мелких разобщенных магматических резервуаров.

Таким образом, пространственная и генетическая связь гидротермальной деятельности с небольшими изолированными внутрикоровыми магматическими камерами может рассматриваться как твердо установленная реальность.

Значительно менее изучены и понятны условия, контролирующие режим гидротермальной деятельности, специфичный, как было показано выше, в каждом конкретном очаге разгрузки. По-видимому, главная причина такого рода мелкомасштабных неоднородностей кроется в самом характере магматических камер (в их размерах, конфигурации, глубинах залегания) и, конечно, в режиме их функционирования (в периодичности поступления новых порций расплава, его кристаллизации и эволюции состава).

Следует отметить, что в рамках проблемы магматизма и гидротермальной деятельности именно эти вопросы наименее изучены, главным образом из-за отсутствия надежных методов и способов исследования. Тем не менее, существуют общие петрологические и геохимические модели развития близповерхностных камер, а также некоторые представления о зависимости гидротермальной активности от размеров магматических очагов и глубин их залегания. Эти представления и модели носят, как правило, умозрительный характер и основаны в большинстве случаев на теоретических расчетах.

В работе [Stakes et al., 1984], с учетом детальных петрологических исследований базальтов рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта, приведена схема эволюции внутрикоровой магматической камеры, согласно которой выделяются четыре этапа ее функционирования. На первом этапе вновь образованная камера наполнена нефракционированным примитивным мантийным расплавом; далее происходит ее наполнение, сбалансированное процессами кристаллизации в открытой системе. Следующая стадия характеризуется преобладанием кристаллизации над наполнением, и фракционирование развивается в сторону образования Fe–Ti - разностей толеитовых базальтов. Наконец, на последнем этапе поступление новых порций расплава пре-

кращается, магма затвердевает, объем очага быстро сокращается, остаточный расплав становится более кислым.

В период отсутствия магматической камеры под рифтовой долиной происходит интенсивное излияние на дно базальтового расплава. Эти периоды оцениваются временем порядка 100–1000 лет, тогда как периоды относительного вулканического покоя, которым сопутствует образование промежуточных камер, более длительны (10–100 тыс. лет). Согласно модели, основанной на расчетах термальной диффузии, магматическая камера шириной 1,6 км может существовать 30 тыс. лет и затем полностью кристаллизоваться в последующие 100 тыс. лет [Stakes et al., 1984].

В действительности режим функционирования магматических камер, по-видимому, гораздо сложнее рассмотренной чисто умозрительной и далеко не бесспорной схемы. Как уже отмечалось, этот режим можно достаточно надежно реконструировать с помощью изучения гидротермальной деятельности, которая, в свою очередь, отражается в строении осадочных разрезов с абсолютной датировкой времени формирования рудных горизонтов. Анализ конкретных разрезов однозначно демонстрирует крайнюю неравномерность чередования периодов резкой активизации и относительного покоя гидротермальной и, соответственно, магматической деятельности.

Так, во впадине Атлантис-II начальный этап гидротермального процесса был мало интенсивен и продолжался ~13 тыс. лет. В течение последующих 12 тыс. лет активность резко возросла, на ее фоне отмечен период (2–2,5 тыс. лет) некоторого снижения гидротермальной активности, соответствующий формированию зоны СО (см. главу III). В других впадинах (Тетис, Шагара, Альбатрос) этапы высокоинтенсивной гидротермальной разгрузки измеряются временем порядка 1тыс., максимум 4 тыс. лет, разделяющие их периоды относительного покоя несколько более продолжительны (ориентировочно до 10 тыс. лет), причем в течение этих периодов на какое-то время гидротермальная деятельность может полностью прекратиться, интенсивность ее также широко варьирует.

Таким образом, анализ фактического материала показывает, что соотношение длительности этапов покоя и различной активности рудного процесса, интервалы повторяемости событий крайне изменчивы, неравномерны и специфичны для каждого конкретного очага разгрузки.

Сложный характер изменчивости гидротермального процесса, широкие вариации его периодичности в течение коротких промежутков времени затрудняют анализ связи гидротермально-осадочного рудогенеза с определенными стадиями развития магматических очагов. Вместе с тем, эмпирически выявленная сопряженность современной гидротермальной деятельности с развитием на дне высокотемпературных (высокомагнезиальных) флюидных лав позволяет предполагать, что гидротермальная активность сопровождает ранние стадии эволюции магматической камеры или этапы ее подпитки новыми порциями расплава.

Для понимания многих важных деталей гидротермального процесса, связанного с магматическими резервуарами, большой интерес представляют исследования интрузивного массива Скаергаард (Восточная Гренландия), который считается эталоном древних магматических камер [Norton, Taylor, 1979]. Прекрасная обнаженность, полнота разреза и хорошая его сохранность позволили детально изучить форму, размеры, глубину залегания, а также соотношение минерального, химического, изотопного состава вещества в разрезе интрузии, что послужило базой для реконструкции эволюции плутона и выявления конкретных соотношений между магматическими и гидротермальными явлениями с учетом температуры, давления, флюидного потока и проницаемости вмещающих пород.

Предложенная модель предполагает, что от плутона отделяется большое количество флюидной фазы во вмещающую породу, проницаемость которой достигает 10^{-3} мД. Соответствующие расчеты показали, что на ранних стадиях жизни магматического очага (~ 50 тыс. лет) гидротермальная циркуляция ограничивается вмещающими породами от контакта их с расплавом, при этом средняя величина флюидного потока, направленного от плутона, составляет $5 \cdot 10^{-6}$ г·см$^{-2}$/с, а общий флюидный поток за 50 тыс. лет оценивается в 500 кг·см$^{-2}$.

Максимальные термические аномалии, возникающие в результате тепло- и массопереноса от очага, проявляются в высоких значениях теплового потока (~ 2000 мВт/м^2) и наблюдаются в интервале 20–30 тыс. лет. При дальнейшем остывании и раскристаллизации расплава происходит ионная диффузия воды внутрь плутона, что отражается в изменении изотопного состава кислорода различных силикатных фаз. Время полной кристаллизации магматической камеры оценивается величиной ~ 200 тыс. лет [Norton, Taylor, 1979].

Отмеченные выше локальные различия в уровне и периодичности гидротермальной активности контролируются, вероятно, не только режимом функционирования промежуточных камер, но и в значительной степени их размерами, конфигурацией и глубинами залегания.

Геометрия магматических очагов в современных рифтовых зонах трудно определима из-за отсутствия надежных геофизических методов. В работе [Gudmundsson, 1986] высказано мнение о связи периодичности вулканизма и внедрения интрузий с формой магматической камеры; предполагается, что, чем уже очаг, тем чаще происходят вулканические извержения и наполнение камеры новыми порциями расплава, что соответственно влияет на периодичность активизации гидротермальной разгрузки.

Глубины залегания магматических камер достаточно надежно фиксируются с помощью новейших сейсмических методов. По этим данным, кровля камер в океанической коре современных рифтовых зон располагается, как правило, на глубинах порядка 1–5 км [Detrick et al., 1987; Haymon et al., 1991; и др.]. В частности, по сейсмическим данным установлено, что на 13° с.ш. ВТП магматическая камера расположена на глубине 1–2 км [Choucroune et al., 1984],

а в бассейне Гуаймас – на глубине 600–700 м [Lonsdale, Becker, 1985]. Разноглубинность резервуаров создает неодинаковые условия теплового питания подземных флюидов, что сопровождается разными эффектами их разгрузки.

Гидротермальная циркуляция, связанная с глубоко залегающими камерами, характеризуется относительно низкими градиентами температур, сравнительно слабой интенсивностью и большой продолжительностью (порядка 10–100 тыс. лет). При неглубоком залегании очагов и высоких градиентах температур возникают высокоинтенсивные системы, периоды активной жизни которых более кратковременны (1–1000 лет) [Рона, 1986]. Такой характер гидротермальной активности связывается с высокой скоростью выноса тепла, превышающей скорость поступления в резервуар новых порций магматического расплава; иными словами, чем выше температура и дебит источника, тем быстрее расходуется тепло очага и короче период излияния рудоносных растворов. В свою очередь, гидротермальная циркуляция значительно ускоряет кристаллизацию магмы, укорачивая тем самым жизнь магматической камеры. Масштабы теплоотдачи фиксируются в значениях конвективного теплового потока и их дисперсии.

Рассмотренные выше особенности развития гидротермального процесса по простиранию красноморского рифта позволяют предположить, что в переходной зоне, где отложения впадин в целом характеризуются высокой металлоносностью и наличием многочисленных обособленных рудных горизонтов, очаги современной разгрузки гидротерм сопряжены с малоглубинными мелкими магматическими очагами.

В южном сегменте рифта, где молодые рудопроявления обнаружены в области замыкания зоны сплошного развития океанической коры и характеризуются сравнительно невысокой металлоносностью при непрерывном длительном действии источника, гидротермальная циркуляция связана, по-видимому, с более глубоко залегающими единичными камерами.

Вопрос о существовании современной гидротермальной активности южнее впадины Суакин остается открытым. Депрессии с металлоносными осадками там не обнаружены. При детальном химическом опробовании осадков на 18°с.ш., развитых в осевой части рифта, отмечены крайне слабо выраженные геохимические аномалии, выявление которых оказалось возможным лишь при помощи некоторых не вполне надежных геохимических модулей (в частности, по отношению содержаний рудных компонентов (Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Sb) к Sc [Металлоносные осадки Красного ..., 1986]. По всем остальным признакам (литология, минералогия, химический состав) осадки рифтовой зоны на 18° с.ш. ничем не отличаются от нормальных фоновых илов.

В пользу отсутствия в южном сегменте моря современной активной гидротермальной разгрузки свидетельствуют сравнительно однородные и в целом низкие значения теплового потока [Girdler, 1970]. Южная часть красноморского рифта отличается также высокой интенсивностью магмовыведения, что, согласно общей модели развития магматизма, говорит об отсутствии под рифтовой долиной промежуточных магматических камер [Кузьмин, Зоненшайн, 1987].

Вместе с тем, в работах [Металлоносные осадки Красного ..., 1986; Подводные ..., 1985] описана рудная постройка высотой 20–25 см, обнаруженная на 18°с.ш., которая рассматривается как гидротермальное образование. Однако как парагенез слагающих ее минералов, так и особенности геохимии не свойственны широко известным и хорошо изученным в настоящее время гидротермальным проявлениям рифтовых зон. С точки зрения гидротермального процесса не поддается интерпретации наличие внутри рудной постройки геометрически правильного тела (параллелепипед размерами 12x6x1,5 см), состоящего из фосфида Fe, сульфида Mn и антраксолита, существенно обогащенного такими не характерными для гидротермальных образований элементами, как Ni и Cr. Генезис этого рудного тела остается загадочным и нуждается в аргументированном обосновании.

Геохимически аномальные осадки в южной части моря обнаружены также в пределах глубоководной равнины, так называемой Comission Plain, расположенной к западу от осевой зоны рифта [Bäcker et al., 1991]. Сильно колеблющиеся значения возраста осадков и отчетливые следы их переотложения затрудняют определение времени и места их образования. Отсутствует ясность и относительно генезиса металлоносных осадков, развитых в области Comission Plain.

Таким образом, имеющиеся на данный момент фактические данные не оставляют сомнений в том, что современная максимальная гидротермальная активность в Красном море локализована в центральном сегменте рифта и приурочена к области становления океанической коры, смены континентальной коры корой океанического типа.

Если отмеченная приуроченность наиболее активного гидротермального процесса к определенному этапу красноморского рифтогенеза является генетически обоснованной, а не случайной, то логично ожидать в ископаемых отложениях южного сегмента рудопроявлений, близких тем, которые развиты в современных осадках переходной зоны. Формирование их должно отвечать этапу становления океанической коры в южной части моря.

Такого рода отложения были обнаружены в результате проводимого в Красном море глубоководного бурения. Так, в скв. 328, расположенной в 40–50 км западнее современного осевого трога (координаты 19° 05,16' с.ш.; 39° 00,2' в.д.), в самых верхах миоцена, на границе его с плиоценом встречена сланцево-ангидритовая брекчия, резко обогащенная сульфидами цинка (сфалерит) и железа (пирит), а также марганцем (до 1%). Содержание цинка в породах достигает 5%; помимо Zn, Fe, Mn, значительно повышены также концентрации Cu, Pb и Cd, значение $\delta^{34}S$ сульфидов составляет +2,4‰ [Manheim, 1974]. Иными словами, комплекс минералого-геохимических и изотопных особенностей рудной минерализации, возраст которой равен ~5 млн лет, полностью соответствует молодым рудным накоплениям современной переходной зоны и особенно близок отложениям впадины Атлантис-II. Можно предположить, что гидротермальная минерализация в ископаемых

осадках южной части моря распространена гораздо шире, однако ограниченность точек глубоководного бурения не позволяет более определенно судить о локализации и масштабах рудопроявлений в прошлом.

В чем же генетический смысл эмпирически установленной пространственно-временной связи между определенной стадией рифтогенеза и гидротермальной активностью в Красном море?

Широко известно, что современные гидротермальные системы приурочены к глобальной системе рифтовых зон, которые находятся на разных стадиях своего развития. Общая закономерность пространственного расположения очагов разгрузки гидротерм заключается в спорадичности, неравномерности их локализации вдоль осевых частей рифтов.

В последние годы с помощью детальных геолого-геофизических исследований удалось установить ярко выраженную неоднородность строения осевых зон по простиранию рифтовых систем; при этом выделяются отдельные сегменты спрединга, разделенные, как правило, трансформными разломами [Francheteau, Ballard, 1983; Langmuir et al., 1986; Macdonald, 1982; Stakes et al., 1984; и др.]. Важно, что очаги гидротермальной разгрузки приурочены не к самим разломам, как считалось ранее, а к участкам между ними, и не к каждому отрезку спрединга, а только к магматически активным сегментам, под которыми располагаются промежуточные камеры в активной стадии их развития – к так называемым неовулканическим зонам. Как показывают геолого-геофизические исследования, все участки современной высокотемпературной гидротермальной деятельности развитых океанических рифтов сопряжены именно с неовулканическими зонами, т.е. с районами реактивизации магматических процессов [Karson et al., 1987; Pockalny et al., 1985].

Таким образом, не само по себе тектоническое положение контролирует локализацию гидротермальных систем, а связанные с ним магматические процессы, проникновение в кору магматических расплавов, которые служат энергетической и вещественной основой для тепло- и массопереноса, а также гидротермальной конвекции.

Приведенные выше данные по Красному морю показывают, что в ходе океанского рифтогенеза (на его ранних стадиях) процессы преобразования континентальной коры в кору океанического типа сопровождаются высокой сейсмической напряженностью, интенсивным магматизмом и высокотемпературной гидротермальной деятельностью.

В условиях развитых рифтов гидротермальная деятельность возобновляется при активизации магматических процессов в неовулканических зонах, что обусловлено общей периодичностью вулканомагматических циклов, причины которых еще недостаточно ясны. По мнению некоторых авторов [Кузьмин, Зоненшайн, 1987], одна из причин эпизодичности мантийных выплавок связана с периодическим снижением давления, происходящим в результате тектонических причин, и в частности, при неравномерном раздвижении литосферных плит.

Рассматривая тектономагматические аспекты локализации гидротермальных систем, коротко остановимся на вопросе о связи гидротермального рудогенеза со скоростями спрединга.

Традиционно принято считать, что масштабы и интенсивность гидротермальной активности непосредственно зависят от скорости спрединга. Однако анализ распределения очагов гидротермальной разгрузки и масштабов ее интенсивности в рифтовых зонах Мирового океана такой закономерности не обнаруживает. Приведем лишь некоторые примеры. Так, в пределах ВТП на участках разгрузки высокотемпературных гидротерм с "черными курильщиками" и полиметаллическими сульфидами скорости спрединга меняются от 6 (21° с.ш.) до 16 см/год (20° ю.ш.) [Francheteau, Ballard, 1983]. Сульфидные гидротермальные постройки и "черные курильщики" были открыты и в районе низкоспредингового Срединно-Атлантического хребта в пределах геотермального поля TAG на 26° с.ш. [Rona, 1985] и на 23° 22' с.ш. в 25 км южнее разлома Кейн. Формы и масштабы гидротермальной активности на этих участках вполне сопоставимы, а иногда и превосходят соответствующие процессы в высокоспрединговых районах ВТП.

В результате детального анализа гидротермальных отложений из керна, отобранного на западном склоне ВТП с точными возрастными привязками, был сделан вывод о полном отсутствии корреляции между этапами активизации гидротермальной деятельности и изменениями скоростей спрединга [Mitchell, 1987].

Наконец, как было показано выше, в пределах красноморского рифта локализация самых активных очагов гидротермальной разгрузки не связана с участками максимальных скоростей спрединга.

Об отсутствии прямой зависимости гидротермальной деятельности от скоростей спрединга свидетельствуют и расчеты конвективного выноса тепла, согласно которым в рифтовых зонах с малыми скоростями спрединга суммарная величина конвективного теплового потока, выше, чем на высокоспрединговых хребтах, и составляет соответственно $15{,}1 \cdot 10^8$ кал/см^2 [Wolery, Sleep, 1976].

Приведенные факты на первый взгляд противоречат широко распространенной гипотезе о прямой зависимости гидротермального рудообразующего процесса от скоростей спрединга.

Однако очевидно, что для объективного и аргументированного доказательства или опровержения этого принципиального положения существующих в настоящее время данных явно недостаточно. И дело заключается не только в перспективе открытия новых рудопроявлений и возможной корректировке наблюдаемой картины их распределения на дне океана. Наиболее уязвимым моментом является то обстоятельство, что оценка скоростей спрединга в океанических рифтах, определяемых по магнитным аномалиям, дается для больших интервалов геологического времени, представляет собой интегрированную величину, где сглажены, усреднены возможные существенные колебания, скачки раздвига. Для уверенного решения вопроса о связи подвод-

ного гидротермального рудогенеза со скоростями спрединга необходимо совместное изучение этих явлений в одном и том же масштабе времени.

Подводя итоги рассмотрению данных по локализации гидротермальных систем, режиму их функционирования и связи с тектоникой и магматизмом в рифтовой зоне Красного моря, а также анализу литературных материалов по другим океаническим рифтам, можно констатировать следующие общие положения.

I. Тектонический контроль гидротермально-осадочного рудогенеза в общем виде осуществляется через связанные с тектоникой магматические процессы.

2. Определяющим фактором для циркуляции термальных рудообразующих растворов является наличие магматогенного тепло- и массоносителя – промежуточных внутрикоровых магматических камер.

3. Гидротермальная деятельность рифтовых зон имеет ярко выраженный пульсационный характер с крайне изменчивой и разномасштабной периодичностью в каждом очаге разгрузки, что, по-видимому, обусловлено главным образом режимом функционирования мелких разобщенных промежуточных камер, а также их формой, размерами и глубинами залегания.

4. В рифтовой зоне Красного моря максимальная гидротермальная активность сопряжена с ранней стадией океанского рифтогенеза, с этапом преобразования континентальной коры в океаническую, с тектонической деструкцией и формированием отдельных спрединговых зон, что сочетается с высокой сейсмической активностью, обилием промежуточных магматических камер, самыми высокими значениями теплового потока и наивысшей его дисперсией. В пределах развитых рифтов срединно-океанических хребтов очаги гидротермальной разгрузки приурочены к магматически активным участкам, к так называемым неовулканическим зонам.

В заключение отметим, что совокупность геологических, геофизических, петрохимических и литолого-геохимических данных однозначно свидетельствует о существовании пространственно-временных и причинно-следственных связей между тектоникой, магматизмом, гидротермальной деятельностью и рудообразованием в рифтовых зонах Мирового океана, что говорит о целесообразности совместного анализа этих явлений в рамках общей концепции океанского тектогенеза.

Перспективными путями дальнейших исследований нам представляется также детальное сопоставление тонких геохимических и кристаллохимических особенностей базальтов дна со спецификой гидротермальной деятельности, ее интенсивностью, периодичностью, температурным режимом, установление природы петрохимических вариаций базальтов в зависимости от режима гидротермальной разгрузки и функционирования магматического очага. Подобные исследования будут способствовать пониманию самого механизма формирования гидротерм и смогут приблизить нас к решению одной из кардинальных задач гидротермально-осадочного рудогенеза – к проблеме источников рудного вещества.

Глава VIII
Источники вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе

The Chapter presents discussion on the problem of genesis and sources of individual components of the ore-forming hydrotherms.

Water of all hydrothermal systems of the World Ocean is of mostly exogenous (oceanic) origin so the juvenile component is no more than few percents in abundance.

The most prominent peculiarity of gas composition in oceanic hydrotherms is the relative predominance of carbon dioxide, high concentrations of hydrogen, methane, and helium enriched in light (initial) ^3He isotope ($^3He/^4He$ ratio in oceanic hydrotherms is about 10^{-5}). These gases have mainly deep magmatogenic source.

Hydrogen sulfide which participate in processes of hydrothermal sulfide genesis is magmatogenic. Reduction of sulfates from the sea water is strictly subordinate. This conclusion is based on the isotope composition of sulfide sulphur as well as on results of both experimental studies and theoretical calculations.

As a rule, hydrotherms are similar to the sea water in terms of Na and Cl concentrations as well as in terms of total mineralization. Basically, they differ from the sea water in higher concentrations of K^+ and Ca^{2+} ions and sharp decrease (up to zero) of Mg^{2+} and SO^{2-}_4 ions in abundance.

The presence of highly mineralized waters (brines) within individual active regions is not typical for the rift zones of the World Ocean.

At present, two main hypotheses touch the problem of sources of metals in the hydrothermal ore-genesis. The first one implies the important influence of fluids from magmatic melts on the composition of ore-forming hydrotherms and related ore deposits. The second one shows preference to processes of interaction between hydrotherms and rocks of the oceanic crust with accompanying leaching of metals.

Not denying processes of the water-rock interaction, we consider that complex of mineralogic-geochemical, petrochemical, geological, and isotopic data provides evidence on the important and/or leading role of the fluid phase of magmatic melts in the formation of metallogenic specificity of high-temperature oceanic hydrotherms and related ore deposits.

В рамках общей генетической модели гидротермально-осадочного рудообразования одно из ключевых мест отводится проблеме генезиса рудообразующих гидротермальных растворов и прежде всего вопросу об источниках вещества, формирующего гидротермы.

В связи с этим представляется целесообразным рассмотреть существующие в литературе данные по составу и особенностям формирования совре-

менных гидротерм и связанных с ними рудопроявлений, развитых в пределах океанского сектора Земли. Вопрос о происхождении гидротерм и гидротермальных руд континентального блока является самостоятельной проблемой и в работе практически не анализируется.

Представления о химическом составе и свойствах океанских гидротерм долгое время базировались на изучении газово-жидких включений в гидротермально измененных породах, а также на изучении продуктов гидротермальной разгрузки как внутри коренных пород, так и на дне океана.

Однако в последние годы благодаря широкому внедрению в практику океанологических работ подводных обитаемых аппаратов получены и проанализированы пробы гидротермальных растворов, отобранных непосредственно в устьях источников на разных участках срединно-океанических хребтов.

Информация о составе и свойствах океанских гидротерм содержится в целом ряде публикаций [Michard et al., 1983, 1984; Michard, Albaréde, 1986; Michard, 1989; Von Damm et al., 1985a,b; Von Damm, Bischoff, 1987; Von Damm, 1990; Thompson, 1983; Edmond, 1983; Edmond et al., 1979,1982, 1986; Edmond, Von Damm, 1985; Bowers et al., 1988; Campbell et al., 1987, 1988; Butterfield et al., 1990; и др.]. Установлено, что температура источников в местах их разгрузки составляет 350–400°С [Edmond et al., 1979; Von Damm et al., 1985a,b], а, судя по анализу стабильных изотопов и изотопов гелия газовой составляющей, она может достигать 550°С [Merlivat et al., 1987]. pH неразбавленных морской водой гидротерм обычно колеблется в пределах 3,1–3,8. Особенности химического состава термальных растворов рифтовых зон Мирового океана будут рассмотрены ниже.

При обсуждении проблемы генезиса гидротерм и источников формирующих их компонентов необходимо иметь в виду, что мы располагаем данными по составу растворов, достигших морского дна и уже прошедших сложную эволюцию в процессе их миграции от области мобилизации (магматического очага) через толщу пород океанической коры до очагов разгрузки.

Невозможность прямых наблюдений над изменениями состава и свойств гидротерм не позволяет зафиксировать исходные физико-химические параметры первичных глубинных флюидов. Важная косвенная информация об их истинной природе и источниках разных компонентов заключена во флюидных включениях пород океанической коры, а также в продуктах извержений наземных вулканов.

Для установления источников воды, газов, макро- и микроэлементов в гидротермах обычно используется комплекс таких показателей, как химический состав растворов, данные об их тепловом режиме, состав вулканических газоконденсатов и фумарольных парогазовых струй, а также изотопный состав компонентов, что стало возможным благодаря большим успехам в развитии изотопной геохимии.

Учитывая, что рудообразующий раствор представляет собой сложную многокомпонентную физико-химическую систему, целесообразным представляется раздельный анализ данных о происхождении воды и газовой со-

ставляющей, рассмотрение особенностей основного солевого состава и степени минерализации гидротерм и, наконец, обсуждение вопроса об источниках рудных элементов.

Вода

Исходя из представлений о крайне низких содержаниях H_2O в мантийном веществе, практически общепринятым является положение о преобладании в гидротермальных растворах вод экзогенного (морского, метеорного) происхождения, что в последнее время подтверждено серией изотопных исследований.

Морское происхождение водной составляющей по изотопным данным (δD и $\delta^{18}O$) установлено в рудообразующих рассолах Красного моря и озера Солтон-Си [Craig, 1966], в палеогидротермах, формирующих сульфидные руды офиолитовых комплексов Италии, Греции и Кипра [Spooner et al., 1974], в колчеданных рудах Куроко [Омото, Рай, 1982], в многочисленных источниках различных геотермальных областей мира [Craig, 1963] и, что наиболее показательно, в современных высокотемпературных гидротермах ВТП [Merlivat et al., 1987]. В последних иногда отмечаются крайне незначительные отклонения значений $\delta^{18}O$ и δD от стандартной океанской воды (SMOW). Отклонения, как правило, находятся в пределах аналитической ошибки, а их небольшие превышения могут быть связаны с обменными реакциями между морской водой и минералами коренных пород.

Вместе с тем, ряд специалистов предполагают присутствие в составе гидротерм примеси глубинной, магматогенной воды [Taylor, 1974; White, 1970, 1974], максимальное количество которой, по их мнению, не превышает 5–10%.

Конкретный источник глубинной воды и более точную ее количественную оценку в настоящее время определить крайне сложно, практически невозможно, прежде всего из-за ограниченности и противоречивости данных о изотопном составе водорода и кислорода в мантийной воде. Такие данные имеются, в частности, в работах [Kobayakawa, Horibe, 1960; Kyser, 1986; Карпенко и др., 1986; Рожков и др., 1990; и др.].

Пробы вулканического газа также обычно недостаточно информативны для определения изотопного состава и источника водной составляющей гидротерм, так как в их составе помимо магматогенной воды может присутствовать и поверхностная вода (метеорная, заимствованная из вмещающих пород). Но главная трудность заключается в том, что, как отмечено в работе [Вейсберг и др., 1982], вклад магматогенной воды в количестве <10% изотопными методами не улавливается. Кроме того, изотопные отношения D/H и $^{18}O/^{16}O$ могут изменяться в ходе миграции глубинных растворов от магматического очага через породы океанической коры, сглаживая тем самым изотопные метки ювенильной воды.

Предположение об участии глубинной (ювенильной) воды в составе высокотемпературных гидротерм рифтовых зон океана подвергается сомнению,

исходя из идеи "сухой" мантии. Действительно, количество воды в первичных магматических (мантийных) расплавах оценивалось ранее величиной 0,1 мас. % [Wyllie, 1971]. Однако впоследствии независимыми методами были получены иные количественные оценки содержания воды в мантийных расплавах, в том числе и в исходных магмах срединно-океанических хребтов и офиолитовых комплексов.

Так, на основании исследования расплавных включений в океанических ферробазальтах содержание воды в родоначальной магме до начала ее кристаллизации оценивается в 1,5–3 мас. % [Рябчиков и др., 1984]; в исходном расплаве ультраосновных лав офиолитового комплекса Троодос (Кипр) – в 1,3 мас. % [Соболев, Наумов, 1985]. По данным Л.В. Таусона [Таусон, 1976], среднее содержание воды в недегазированных расплавах базальтового состава составляет 2–3%, а максимальное количество H_2O в основных магмах рядом исследователей оценивается в 5–6% [Кадик и др., 1971].

В более поздних работах содержание H_2O в магмах срединно-океанических хребтов оценивается величинами 0,5–0,6 мас. %, при этом подчеркивается, что количество воды в магмах в 1,5–2 раза выше, чем в вулканических стеклах соответствующего состава [Шилобреева и др., 1983].

Уменьшение содержания воды в океанических базальтах по сравнению с исходными расплавами обусловлено главным образом процессом ее удаления в составе летучих и переходом во флюидную фазу в ходе кристаллизации магмы. Показано, что в процессе кристаллизации базальтоидных расплавов из них удаляется более половины воды и 90% хлора [Таусон, 1976]. При дегазации базальтовых лав вулкана Большой Толбачик было вынесено 99,9% содержащейся в магме воды, 96% хлора и 48% серы [Меняйлов и др., 1984].

Эволюция состава летучих компонентов магмы (в том числе воды) по мере ее подъема от мест зарождения к поверхности Земли была изучена на основании лабораторных экспериментов и термодинамических расчетов. При этом было убедительно показано, что H_2O, являясь одним из наиболее растворимых компонентов летучей фазы, практически не меняет своей концентрации в магмах в широком диапазоне давлений и лишь в области низких давлений (<1 кбар) содержание воды в расплаве резко снижается и происходит ее переход во флюидную фазу [Кадик и др., 1971].

Подтверждением предположения о наличии в гидротермах глубинной воды являются результаты изучения теплового питания высокотемпературных гидротермальных систем разных геолого-тектонических обстановок. Систематизация многочисленных данных по тепловому балансу гидротермальных систем и собственные расчеты, проведенные на примере красноморского геотермального поля, привели к выводу о существовании дополнительного к региональному теплопотоку источника тепла. Таким источником, вероятнее всего, служит магматический очаг и связанное с ним поступление в гидротермальную систему высоконагретой газоводной флюидной фазы [Кононов,

1983]. Важная роль магматической паровой фазы в нагревании гидротермальных систем отводится У.Махоном и Г.Макдоуэллом [Mahon, McDowell, 1977].

Заканчивая краткий анализ проблемы источника водной составляющей термальных рудообразующих растворов, необходимо еще раз подчеркнуть, что подавляющая часть воды в океанских гидротермальных системах имеет поверхностное (морское) происхождение, а максимальная доля глубинной воды не превышает 10%. Иными словами, основой для формирования рудоносных гидротерм рифтовых зон океана является морская вода.

Газовый состав

Газовый состав термальных вод является одним из важных показателей условий их формирования. Именно этот критерий положен в основу многочисленных классификаций гидротермальных растворов и парогидротерм различных структурных элементов Земной коры.

В составе гидротерм срединно-океанических рифтов присутствует большой набор газов, включающий HCl, Cl_2, H_2S, CO_2, CO, CH_4, H_2, He. Наиболее характерной особенностью газового состава высокотемпературных термальных вод рифтовых зон планеты (при преобладании в составе газовой фазы CO_2) является высокая концентрация водорода, присутствие метана и гелия определенного изотопного состава.

Водород. Исследованиями последних лет установлены высокие содержания водорода в термальных флюидах практически всех современных рифтовых зон. Так, аномально высокие концентрации H_2 (до $1500 \cdot 10^{-4}$ мл/л) были обнаружены в придонных водах юго-западной части впадины Атлантис-II (Красное море) в местах разгрузки гидротерм, при этом было отмечено, что за пределами впадины содержание H_2 в придонных водах резко падает [Геодекян и др., 1984]. В высокотемпературных гидротермах на 21° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия содержание H_2 в 1 г воды составляет $2 \cdot 10^{-5}$ см^3 [Welhan, Craig, 1979]. По оценке этих же исследователей, общий поток водорода в глобальной системе срединно-океанических хребтов составляет $1{,}3 \cdot 10^9$ м^3/год.

Высокое, а часто преобладающее содержание водорода характерно также для флюидных газовых включений из магматических пород рифтовых зон. Так, в пробах газа из пород рифтовых зон Восточной Африки резко преобладает водород, содержание которого достигает 1,27 см^3/кг [Икорский, Поляков, 1973]. Исследование газов в базальтах Калифорнийского залива, по данным глубоководного бурения, показало, что максимальная величина среднего содержания H_2 (4,62 см^3/кг) обнаружена в скважине, расположенной на пересечении трещинной зоны с центральной палеомагнитной аномалией [Zolotarev, Voitov, 1983].

Высокие концентрации водорода в газах наземных гидротермальных систем отмечены лишь в районах, примыкающих к срединно-океаническим хребтам. Так, в гидротермах Срединной зоны Исландии, являющейся назем-

ным продолжением Атлантического рифта, содержание H_2 достигает 64% от общего количества газов [Кононов, Поляк, 1974]. В парогазовых струях скважины Ахуачапан в Сальвадоре содержится до 40% H_2, в газах гейзеров Калифорнии – до 15% [Эллис, 1982]; районы развития этих термопроявлений расположены на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Если учесть, что в составе газов большинства гидротермальных систем мира водород либо отсутствует, либо содержания его крайне малы, вполне справедливо утверждение, что водородный тип термальных вод весьма специфичен и характерен для областей высокой тектономагматической активности, прежде всего для глобальной системы рифтовых зон [Кононов, Поляк, 1982].

Вопрос о происхождении или источнике водорода, выделяющегося в составе термальных растворов, нельзя считать окончательно решенным. Однако целый ряд фактов позволяет предполагать его глубинный генезис, связанный либо с процессами дегазации мантии, либо с генерацией водорода в ходе магмообразования.

Еще в 20-х годах В.И.Вернадский высказал предположение о наличии водорода в глубоких недрах планеты. В дальнейшем представления о мантийном источнике H_2 и о его ведущей роли в процессе дегазации Земли успешно разрабатывались целым рядом ученых.

Полученные за последние годы и приведенные выше данные, касающиеся приуроченности водородных терм к планетарной системе рифтов, также свидетельствуют в пользу глубинного происхождения водорода. Предположение это подтверждается присутствием H_2 во флюидных включениях минералов основных и ультраосновных пород, в кимберлитовых трубках Якутии (40–53 об. %), в вулканических газах Гавайских островов и Камчатки [Летников и др., 1977], в газовых включениях алмазов Африки и Бразилии (43–50 об. %) [Melton, Giardini, 1974]. Следует отметить также, что при бурении сверхглубокой скважины на Кольском полуострове в пределах древнего Балтийского щита на глубине 12000 м были обнаружены потоки водорода, а также гелия и метана.

Наконец, весьма веский аргумент в пользу глубинного источника водорода – его связь с поступлением мантийного гелия.

Гелий. Важная отличительная особенность газового состава флюидов в мобильных зонах океанической коры заключается в высокой концентрации в них гелия, обогащенного легким "первичным" изотопом – ^3He.

Впервые аномально высокие содержания гелия в придонных водах над гребнем Восточно-Тихоокеанского поднятия были отмечены К.Бостремом и М.Петерсоном в 1966 г. [Boström, Peterson, 1966]. С тех пор гелиевые аномалии установлены в придонных водах и термальных растворах в целом ряде районов рифтовых зон с активной гидротермальной деятельностью. Так, в Красном море высокие содержания гелия ($200–260 \cdot 10^{-4}$ мл/л) отмечены во впадине Атлантис-II [Геодекян и др., 1984]. В районе гидротермального поля TAG на 26° с.ш. Срединно-Атлантического хребта самые высокие концентрации гелия установлены в придонных водах центральных частей рифтовой долины, особенно в разломных зонах [Jenkins et al., 1980].

Аномально высокие содержания гелия обнаружены в гидротермах различных участков Восточно-Тихоокеанского поднятия – на 11° с.ш. – $2{,}5\cdot10^{-5}$ см^3/г, на 21° с.ш. – $2{,}1–5{,}0\cdot10^{-5}$ см^3 /г, на 13°с.ш. – $2{,}7–5{,}0\cdot10^{-5}$ см^3/г [Kim et al., 1984]. В целом, концентрация гелия в гидротермальных растворах рифтовых зон в 500–1500 раз выше, чем в обычной морской воде [Merlivat et al., 1987].

Одним из наиболее важных и достоверных показателей присутствия в термальных флюидах глубинной, ювенильной составляющей считается величина отношения изотопов $^3He/^4He$, так называемая изотопно-гелиевая метка. Для современной мантии это отношение оценивается величиной $n\cdot10^{-5}$.

В настоящее время накоплен большой фактический материал по изотопии гелия в разных природных объектах в пределах развития как континентальной, так и океанической земной коры. Систематизация и глубокий генетический анализ всех имеющихся сведений по изотопии гелия проведены Б.Г.Поляком [Поляк, 1988].

В табл. 43 приведены заимствованные из литературы данные по изотопному составу гелия в высокотемпературных гидротермах рифтовых зон и океанических базальтах. Из этих данных следует, что все изученные гидротермы рифтовых зон имеют близкие значения отношения $^3He/^4He$ – $1{,}1–1{,}2\cdot10^{-5}$, что свидетельствует о преобладании в этих районах мантийного гелия и о гомогенности состава магматических резервуаров, поставляющих гелий в гидротермальные растворы.

Таблица 43. Изотопный состав гелия в базальтах (I) и гидротермах (II) рифтовых зон Мирового океана

Район	$^3He/^4He\cdot10^{-5}$		Литературный источник
	I	II	
ВТП: 21°с.ш.	1,09–1,32	1,02; 1,09	Lupton, 1983; Welhan, Craig, 1979; Lupton et al., 1980
13° с.ш.	–	1,1±0,01	Kim et al., 1984
11° с.ш.	–	1,16±0,01	Kim et al., 1984
20° ю.ш.	1,27	-	Lupton, 1983
Калифорнийский залив (впадина Гуаймас)	–	1,1	Lupton, 1979
Галапагосский рифт	1,11	1,19; 1,08±0,02	Kurz, Jenkins, 1981; Jenkins et al., 1978
Марианский трог	–	1,19	Craig, Lupton, 1981
Впадина Атлантис-II (Красное море)	–	1,22	Lupton et al., 1977
САХ (23° с.ш.)	1,13	–	Kurz, Jenkins, 1981

Углеродсодержащие газы. В океанских гидротермах эти газы представлены как восстановленными (CH_4), так и окисленными (CO_2, CO) формами.

Значительные концентрации метана являются одной из характерных особенностей газового состава термальных растворов рифтовых зон. Обогащенные метаном воды обнаружены на 23 и 26° с.ш. Срединно-Атлантического хребта [Charlou, Donval, 1993], на Восточно-Тихоокеанском поднятии [Kim et al., 1984; Charlou et al., 1991], в бассейне Гуаймас и на хребте Горда [Baker et al., 1987], на хребте Хуан-де-Фука [Evans et al., 1988; Butterfield et al., 1990], в целом ряде гидротермально активных участков задуговых бассейнов [Auzende et al., 1988; Sedwick et al., 1990; Horibe et al., 1986; Kimura et al., 1988], а также в рифтовой зоне Красного моря [Геодекян и др., 1984; Blanc et al., 1990]. Общий поток метана в системе срединно-океанических рифтов оценивается величиной $1{,}6 \cdot 10^8$ $м^3$ /год [Welhan, Craig, 1979].

В табл. 44 приведены конкретные содержания CH_4 в высокотемпературных гидротермах различных районов Мирового океана. Предполагается, что метан в гидротермальных растворах в основном ювенильный, т.е. является продуктом дегазации магмы [Craig, Lupton, 1981], другим возможным способом образования CH_4 может быть неорганический синтез в условиях высоких температур [Charlon, Donval, 1993]. Значения $\delta^{13}C$ метана в гидротермах ВТП варьируют от -15 до -26‰ [Welhan, Craig, 1983; Merlivat et al., 1987], тогда как для глубинного, мантийного метана характерен более тяжелый изотопный состав углерода – значения $\delta^{13}C$ CH_4 ювенильного происхождения составляют -3 ÷ -12‰ [Галимов, 1968]. Отличия значений $\delta^{13}C$ гидротермального метана от соответствующих величин глубинного CH_4 объясняется обычно примесью в гидротермах метана биогенной природы из придонной морской воды [Merlivat et al., 1987].

Таблица 44. Содержания CH_4 в первичных ("end-member")* гидротермальных растворах различных участков рифтовых зон океана

Район исследования		CH_4, μmol/кг	Литературный источник
ВТП:	11° с.ш.	67–117	Kim et al., 1984
	13° с.ш.	27–54	Merlivat et al., 1987
	21° с.ш.	58–90	Lilley et al., 1983
САХ	TAG 26° с.ш.	144	Charlou, Donval, 1993
	MARK (23° с.ш.)	45	Charlou, Donval, 1993
	Снейкпит (23° с.ш.)	62	Jean-Baptiste et al., 1991
Галапагосский рифт		85–301	Lilley et al., 1983
Впадина Атлантис-II (Красное море)**		18	Геодекян и др., 1984

* "End-member" – чистые гидротермальные растворы, лишенные примеси придонной морской воды, где содержания компонентов пересчитаны на нулевое количество Mg.
** Содержание CH_4 определено в придонных водах юго-западной части впадины, т.е. гидротермальный раствор смешан с морской водой.

В последние годы вопрос о происхождении метана, его поступления из глубоких недр планеты, приобрел особое значение в связи с проблемами нефтегазообразования, что нашло отражение в многочисленных научных публикациях [Дегазация ..., 1985; Gold, Soter, 1982; и др.].

В составе газовой фазы океанских гидротерм диоксид углерода (CO_2) количественно преобладает над другими газами и его концентрация в растворах 21° с.ш. ВТП составляет 252 мг/кг [Mottl, 1983], на 13° с.ш. ВТП – 132–484 мг/кг [Merlivat et al., 1987].

Значения $\delta^{13}C$ диоксида углерода в термальных растворах ВТП варьируют от -4,13 до -7‰ [Welhan, Craig, 1983; Merlivat et al., 1987]. Если принять, что значение $\delta^{13}C$ в ювенильной углекислоте составляет -7‰ [Галимов, 1968], то, судя по изотопным данным, основная часть углекислого газа океанских гидротерм имеет глубинный, магматогенный источник, что отмечается в частности в работе [Von Damm, 1990].

Интересные данные по изотопии углерода в рассольной толще впадины Атлантис-II опубликованы в работе [Deuser, Degens, 1969], где показано, что значение $\delta^{13}C$ углекислоты, растворенной в нормальной воде Красного моря, составляет +0,8‰, в верхнем слое рассолов -22‰, а в нижнем, придонном слое -4‰. Эти данные свидетельствуют о преобладании в придонных водах эндогенной углекислоты, которая принимает участие в гидротермально-осадочном карбонатообразовании.

Содержания в гидротермах моноксида углерода (CO) на 2–3 порядка ниже, чем углекислого газа [Merlivat et al., 1987].

Представления об источниках ***серных газов*** и прежде всего ***сероводорода*** непосредственно связаны с проблемой гидротермального сульфидообразования и базируются главным образом на особенностях изотопного состава серы, при этом за эталон сравнения принимается метеоритная сера со значениями $\delta^{34}S$, равными нулю.

В современных океанских гидротермах рифтовых зон содержания H_2S достаточно широко варьируют и согласно существующим данным составляют (в мг/кг): на 21° с.ш. ВТП – 224–285 [Von Damm et al., 1985a], на 13° с.ш. ВТП – 98,8–279 [Bowers et al., 1988], на 11° с.ш. ВТП – 150–416 [Bowers et al., 1988], в районе хребта Хуан-де-Фука: на 44° с.ш. – 102–150 [Von Damm, Bischoff, 1987], на 46° с.ш. – 238–681 [Massot et al., 1989], на геотермальном поле ASHES – 241 [Butterfield et al., 1990].

Многочисленные исследования изотопного состава серы сульфидов в гидротермально-осадочных образованиях океанского дна показали, что значения $\delta^{34}S$ в них колеблются в весьма незначительных пределах. Так, в сульфидах из гидротермальных построек на 21° с.ш. ВТП они меняются от +0,9 до +6,2‰ [Styrt et al., 1981; Woodruff, Shanks, 1988], причем наиболее обычный интервал значений $\delta^{34}S$ еще уже (+1,9 – +3,3‰, среднее – +2,1‰). Значения $\delta^{34}S$ для H_2S растворов составляют +1,3 – +5,5‰, при этом отмечается сходство изотопных величин $\delta^{34}S$ в H_2S гидротерм и в сульфидах, слагающих

внутренние стенки рудоподводящих каналов [Woodruff, Shanks, 1988]. В сульфидах южной части хребта Хуан-де-Фука $\delta^{34}S$ варьирует от +1,6 до +5,7‰ (среднее – +3,1‰), значения $\delta^{34}S$ сероводорода в гидротермах этого района составляют +4,0 – +7,4‰ [Shanks, Seyfried, 1987]. Значения $\delta^{34}S$ всех изученных гидротермальных сульфидов Атлантики варьируют в пределах +4,1 – +5,8‰ [Гидротермальные ..., 1993].

В сульфидах из осадков впадины Атлантис-II по нашим и литературным данным значения $\delta^{34}S$ несколько выше, чем в сульфидных фазах из массивных построек Тихого океана, и составляют +3,1 – +6,3‰ , в единичных пробах повышаясь до +10‰.

Важно отметить, что для рудных залежей древних стратиформных колчеданных месторождений также характерна достаточная однородность изотопного состава сульфидной серы и его сходство с изотопным составом серы современных гидротермальных сульфидов дна океана [Франклин и др., 1984; Коваль и др., 1993; и др.].

Вариации изотопного состава серы в гидротермальных сульфидах, его отклонения от субнулевых значений магматогенной, глубинной серы, объясняются, как правило, участием в сульфидообразовании сероводорода, образованного в результате абиогенного восстановления сульфатов морской воды; при этом предполагается, что главным восстановителем является двухвалентное железо базальтов. Возможность образования H_2S за счет сульфатредукции двухвалентным железом предполагается, в частности, в геохимической модели красноморского сульфидообразования, разработанной В.Шенксом и Дж.Бишоффом [Shanks, Bischoff, 1977]. На основании изотопных данных авторы делают вывод об ограниченности масштабов сульфатредукционного процесса. Основанием для такого вывода служит практически полная идентичность изотопного состава серы сульфатов в придонных рассолах впадины Атлантис-II и в нормальной морской воде ($\delta^{34}S$ = +20‰). В случае восстановления значительного количества сульфатов, вследствие изотопного обмена с сульфидами, сульфатная сера гидротерм была бы обогащена тяжелым изотопом $\delta^{34}S$, что нарушило бы существующее соответствие изотопного состава серы сульфатов в рассолах и морской воде.

Учитывая принципиальную возможность разных способов формирования H_2S в гидротермальном процессе, была предпринята попытка количественно оценить вклад серы разного происхождения, участвующей в формировании сульфидных руд на 21° с.ш. ВТП. Полученные при расчете материально-изотопного баланса данные показали, что для обеспечения реально существующих изотопных значений сульфидной серы ($\delta^{34}S$ = +1,9 – +3,3‰) преобладающую роль (порядка 80–90%) должна играть магматогенная сера с субнулевыми значениями $\delta^{34}S$ [Styrt et al., 1981; Edmond, 1983].

Важная информация, позволяющая по изотопным данным судить об источниках серы в новообразованных сульфидах, получена в результате экспериментальных работ по взаимодействию базальтов с морской водой. Показа-

но, что в результате такого взаимодействия при температуре 250°С и выше происходит восстановление сульфатов морской воды двухвалентным железом базальтов по схеме $SO_4^{2-} + 8Fe^{2+} + 10H^+ \rightarrow H_2S + 8Fe^{3+} + 4H_2O$ и образуются сульфиды (пирит, пирротин) со значениями $\delta^{34}S$ от +8 до +20,7‰ [Mottl et al., 1979]. Широкие вариации изотопного состава серы в экспериментально полученных сульфидах авторы ставят в зависимость от соотношения разных источников серы – выщелоченной из базальтов и образованной абиогенным восстановлением морских сульфатов.

Интересные данные по изменению изотопного состава сульфидной серы получены на примере термопроявлений Исландии. Показано, что в сульфидах вулканически активных областей изотопный состав серы близок к метеоритному стандарту, что свидетельствует о вулканогенном источнике H_2S. За пределами активных полей сера обогащается тяжелым изотопом ($\delta^{34}S$ = +3,3 – +7,3‰), что происходит в результате участия сульфатов морской воды в аутигенном сульфидообразовании [Виноградов и др., 1974]. Утяжеление сульфидной серы по мере удаления от мест гидротермальной разгрузки отмечено и в работе по древним колчеданным месторождениям [Франклин и др., 1984].

Согласно нашим данным по изотопии серы сульфидов из осадков впадины Атлантис-II, значение $\delta^{34}S$ сульфидов, локализованных в непосредственной близости от гидротермальных источников в юго-западной части впадины, составляет +3,1‰, а за пределами этого района, в отложениях окраинной части бассейна оно возрастает до +6,9‰. Можно предположить, что отмеченное выше утяжеление серы в сульфидах Красного моря по сравнению с сульфидными рудами ВТП обусловлено относительно повышенной интенсивностью сульфатредукционных процессов, что, возможно, связано с участием в восстановлении сульфатов, помимо двухвалентного железа, глинистых сланцев из эвапоритовых толщ.

Принимая во внимание присутствие в составе термальных вод глубинного водорода, нельзя исключить его участие в восстановлении сульфатов морской воды, тем более, что возможность и условия протекания этого процесса достаточно подробно изучены [Кулибакина, 1985].

Некоторые различия изотопного состава серы гидротермальных сульфидов и сероводорода, отмеченные в районе хребта Хуан-де-Фука, а именно относительное утяжеление изотопного состава серы H_2S, объясняется возможностью дополнительного восстановления морских сульфатов при прохождении растворов сквозь стенки и основание гидротермальных сульфидных построек, а также возможным частичным восстановлением сульфата ангидрита из этих построек [Shanks, Seyfried, 1987].

Таким образом, многочисленные данные по изотопии серы гидротермальных сульфидов и отдельные анализы сероводорода гидротерм свидетельствуют о резко подчиненной роли сульфатредукционных процессов как источника H_2S в океанических гидротермальных системах.

Итак, исходя из современных данных по составу, количеству и изотопной геохимии газов, растворенных в гидротермах рифтовых зон океана, можно

предположить, что преобладающую роль для таких газов, как He, H_2, CH_4, CO_2 и H_2S, играет глубинный, магматогенный источник. Вместе с тем, необходимо учитывать, что существуют два пути поступления газов в термальные растворы – непосредственное отделение от магмы при ее дегазации в виде флюидной фазы и вымывание из базальтов циркулирующей морской водой. Количественно оценить роль каждого из способов поступления газов в гидротермальные растворы в настоящее время невозможно, поскольку изотопные показатели газов, выделяющихся из магмы и захваченных расплавом при его кристаллизации, практически не различимы.

Основной солевой состав

При обсуждении особенностей химического состава океанских гидротерм, базирующихся на данных их прямого анализа, необходимо иметь в виду, что обычно изучаются пробы, в которых исходный гидротермальный раствор в той или иной степени разбавлен нормальной придонной водой. Строгая зависимость содержания ионов Mg^{2+} и SO^{2-}_4 от температуры и кислотности растворов, а также лабораторные эксперименты показали, что чистые гидротермальные растворы ("end-member") практически не содержат в своем составе магний и сульфат-ион [Von Damm et al., 1985a; Bowers et al., 1988; Campbell et al., 1988].

Исходя из этого предположения, содержание в растворах Mg^{2+} и SO^{2-}_4 обычно рассматривается как показатель присутствия там примеси морской воды, и для определения состава чистого глубинного раствора производится пересчет аналитических данных путем их экстраполяции на нулевое содержание магния. Удаление из растворов ионов Mg^{2+} происходит как в путях их миграции через базальты океанского дна, так и в самом устье источников при разгрузке растворов, где в твердую фазу выпадает комплекс Mg-содержащих минералов, таких, как тальк, хлорит, сапонит, вермикулит, гидратированные сульфаты Mg. Такого рода аутигенные образования обнаружены в трещинах базальтов, в стенках труб, по которым поступают на дно растворы, а также в осадках близ гидротермальных источников на разных участках рифтовых зон. Потери магния и сульфат-иона в ходе взаимодействия растворов с коренными породами подтверждаются термодинамическими расчетами [Гричук и др., 1985] и сравнением состава измененных и свежих океанических базальтов [Humphris, Thompson, 1978a].

Одним из возможных процессов, извлекающих из гидротерм ионы SO^{2-}_4, является абиогенное их восстановление в ходе взаимодействия с коренными породами, сквозь которые мигрируют растворы. Вероятность этого процесса, как было показано выше, доказана экспериментально и подтверждена термодинамическими расчетами.

Другой, по-видимому, более важной причиной снижения концентрации сульфат-иона в термальных водах может быть интенсивное образование ан-

гидрита, происходящее при разгрузке высокотемпературных гидротерм как внутри коренных пород, так и на океанском дне. Известно, что стенки труб, по которым мигрируют термальные воды, сложены в основном ангидритом и сульфидами, открытые трещины в базальтах также часто выполнены ангидритом. Крупные скопления чистого ангидрита или в ассоциации с сульфидами, кремнеземом и Mg-содержащими силикатами развиты в юго-западной части впадины Атлантис-II, маркируя участки гидротермальной разгрузки. Существенные количества ангидрита совместно с тальком обнаружены близ высокотемпературных источников на ВТП.

В табл. 45 приведены содержания главных компонентов, определяющих солевой фон и степень минерализации чистых гидротермальных растворов в сравнении их со средним составом нормальной морской воды. В целом, по содержанию Na и Cl, а также по общей минерализации гидротермы близки к морской воде, за исключением рассолов некоторых регионов, в частности Красного моря и Солтон-Си, т.е. являются хлорнатриевыми водами[1]. Существующие незначительные отклонения в содержаниях и соотношениях Na и Cl, а также общей минерализации гидротерм от нормальной морской воды связываются обычно с процессами взаимодействия растворов с коренными базальтами, частичной гидратацией пород, вторичным минералообразованием и растворением новообразованных минералов, а также с фазовой дифференциацией рудообразующих гидротерм [Bischoff, Rosenbauer, 1987; Bowers, Taylor, 1985; Von Damm, Bischoff, 1987; Campbell, Edmond, 1989; Butterfield et al., 1990]. В частности, относительное уменьшение величин отношения Na/Cl в некоторых гидротермах Тихого океана может быть обусловлено процессом альбитизации пород [Von Damm 1990], а увеличение этого отношения – образованием минеральных Cl-содержащих фаз, таких, как амфиболы, гидроксохлоридные минералы [Edmond et al., 1979; Von Damm, Bischoff, 1987], а также атакамит, который обнаружен в осадках впадины Атлантис-II и на геотермальном поле TAG [Бутузова и др., 1989]. Совокупность возможных причин, определяющих наблюдающиеся вариации в распределении Na и Cl в гидротермах различных участков океанского дна, детально проанализирована в работе [Von Damm, Bischoff, 1987].

Характерным признаком состава высокотемпературных океанских гидротерм (помимо отсутствия ионов Mg^{2+} и SO^{2-}_4) являются существенно повышенные относительно морской воды содержания калия, кальция и особенно кремнезема (см. табл. 45), что, по всей видимости, обусловлено прежде всего процессами взаимодействия растворов с океаническими базальтами. Это предположение подтверждается термодинамическими расчетами [Гричук и др., 1985].

Содержания Br и Sr в гидротермальных растворах, как правило, выше, чем в морской воде, однако превышения эти весьма незначительны, а в ряде проб концентрации элементов в гидротермах и в морской воде примерно равны (см. табл. 45). Данные по распределению Br и Sr в термальных водах не по-

[1] Проблема происхождения рассолов будет рассмотрена в следующей главе.

Таблица 45. Основной солевой состав океанских гидротерм и рассолов в сравнении с морской водой в г/кг

Район исследования		Na	K	Ca	Si	Cl	Br	Na/Cl	Br/Cl	Литературный источник
ВТП	21° с.ш.	9,9–11,7	0,91–1,01	0,47-0,83	0,44–0,55	17,3–20,5	0,064–0,074	0,57	0,003	Von Damm et al., 1985
	13° с.ш	12,7–15,1	1,07–1,31	1,78–2,75	0,62–0,8	25,24–32,4	0,072–0,093	0,47–0,5	0,003	Michard et al., 1984; Bowers et al., 1988
	11° с.ш.	6,67–13,27	0,73–1,29	0,42–1,41	0,16–0,44	11,98–24,32	0,043–0,088	0,55–0,57	0,003	Bowers et al., 1988
Калифорнийский залив Впадина Гуаймас		10,92–11,8	1,18–1,92	1,04–1,66	0,26–0,39	20,6–22,59	0,084–0,089	0,52–0,53	0,004	Von Damm et al., 1985
Хребет Хуан-де-Фука	44° с.ш..	15,2–18,3	1,45–2,02	3,09–3,86	0,63–0,65	33,72–38,65	0,113–0,147	0,45–0,47	0,003–0,004	Von Damm, Bischoff, 1987
	46° с.ш	9,58–11,46	0,85–1,05	1,56–1,87	0,85	17,06–22,08	0,063–0,076	0,52–0,56	0,003	Butterfield et al., 1990
Галапагосский рифт		5,96–11,2	0,73	0,98–1,6	0,63	11,4–21	–	0,52	–.	Краснов, Судариков, 1990
САХ	TAG (26°с.ш)	13,43	0,66	1,04	0,8	23,37	–	0,57	–.	Campbell et al., 1988
	MARK (23° с.ш).	11,7	0,93	0,40	0,66	19,82	0,068	0,59	0,003	Campbell et al., 1988
Красное море, впадины	Атлантис-II	92,6	1,87	5,15	0,03	156,03	0,128	0,59	0,001	Brewer, Spenser, 1969
	Дискавери	93,05	2,14	5,12	0,003	155,3	0,120	0,60	0,001	Brewer, Spenser, 1969
	Суакин	50,59	1,13	2,19	–.	84,81	0,132	0,59	0,001	Baumann et. al., 1973
Морская вода		10,5–10,76	0,38–0,39	0,40–0,41	0,003–0,008	19,0–19,35	0,065–0,066	0,55–0,56	0,003	Emery et.al., 1969; Хорн, 1972

Примечание. Приведенные данные отвечают по составу исходным ("end-member") растворам (за исключением впадины Атлантис-II), т.е. цифры экстраполированы на нулевое содержание Mg.

зволяют с достаточной определенностью судить о роли гидротермальной поставки этих элементов в бассейн седиментации. Вместе с тем, изотопный состав Sr в гидротермах ВТП и рассолах Красного моря наглядно свидетельствуют о существенной роли магматогенного или базальтового источника поступления элемента в термальные растворы. Так, в чистых, свободных от обычной морской воды, высокотемпературных гидротермах Тихого океана значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ на 21° с.ш. ВТП составляют 0,7030 [Albaréde et al., 1981], на 13° с.ш. ВТП – 0,7034 [Hinkley, Tatsumoto, 1987]. В верхнем слое рассолов впадины Атлантис-II отношение ^{87}Sr к ^{86}Sr оценивается величиной 0,7086, в нижнем – 0,7082, среднее значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в придонных водах впадин Атлантис-II и Дискавери составляет 0,7080±0,0002, а в красноморской морской воде – 0,7097 [Faure, Jones, 1969].

Таким образом, судя по изотопным данным, присутствие в гидротермах рифтовых зон эндогенного Sr сомнений не вызывает. Однако конкретный способ поступления элемента в термальные воды (отделение от магмы или выщелачивание из базальтов), как и в случае с газовой компонентой, по изотопным показателям определить нельзя, имея в виду идентичность изотопного состава Sr в магматических расплавах и в твердых базальтах океанической коры.

Важно отметить, что высокотемпературные рудообразующие гидротермы, разгружающиеся на разных участках рифтовой системы Мирового океана, по основному химическому составу и свойствам в целом достаточно близки, что становится особенно очевидным после соответствующих пересчетов, снимающих разбавляющее влияние морской воды. Сходство это, подтвержденное также анализом флюидных включений [Гидротермальные ..., 1993], вполне естественно, если учесть, что все современные гидротермальные растворы океанических рифтовых зон формируются главным образом за счет гомогенной океанской воды и сходных по составу базальтовых магм и базальтовых пород океанической коры.

Источники рудообразующих металлов

Вопрос об источниках металлов, формирующих рудные скопления, является одним из наиболее важных в теории гидротермально-осадочного рудогенеза. Установление таких источников имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение, поскольку именно происхождение металлов в значительной степени определяет геохимическую специфику руд, их экономическую значимость и условия локализации, а, следовательно, и направленность поисковых и разведочных работ.

Широкое обсуждение этой проблемы в геологической литературе не привело к единой точке зрения на происхождение металлов в современных океанских гидротермах и образующихся при их разгрузке разнообразных минеральных отложениях.

Можно наметить два основных направления в решении проблемы источников рудного вещества.

Одно из них развивает традиционные представления геологов-рудников о важном значении магматогенной флюидной фазы в гидротермальном рудообразующем процессе. Положение об участии в составе рудообразующих растворов вещества, поступающего непосредственно из магмы при ее дегазации, основывается прежде всего на том, что выделение летучих компонентов в ходе эволюции глубинных расплавов – одна из фундаментальных особенностей магматического процесса. Более того, режим выделения летучих является определяющим фактором рудоносности магматических систем.

В рамках другого направления ведущая роль в мобилизации и поставке металлов в гидротермальные системы отводится процессам взаимодействия термальных растворов с породами океанической коры. При этом влияние магматогенного источника сводится к минимуму, а часто отрицается полностью.

Гипотеза выщелачивания коренных пород океанского дна и определяющей роли этого процесса в гидротермальном рудогенезе особенно широкое развитие получила в последнее время в связи с развитием глубоководного бурения, что открыло возможности для непосредственного изучения гидротермально измененных базальтов и послужило стимулом для постановки серии лабораторных экспериментов, результатам которых придается важное значение для обоснования этой гипотезы.

Очевидно, что любая из гипотез, касающихся источников рудного вещества, должна опираться на реальный характер распределения элементов в рудообразующих растворах и связанных с ними минеральных отложениях, при этом необходимо выявлять конкретные геохимические связи между рудообразующим процессом и вещественной его реализацией.

Имеющийся в настоящее время весьма представительный геохимический материал по составу океанских гидротерм и образующихся при их разгрузке рудопроявлений служит надежной фактической основой для обсуждения проблемы источников металлов в гидротермальном рудообразующем процессе.

В табл. 46 приведены данные разных исследователей по содержанию главных рудообразующих металлов в высокотемпературных океанских гидротермах, которые демонстрируют общее геохимическое сходство гидротермальных систем, локализованных на различных участках морского дна.

Из этих данных следует, что термальные растворы по сравнению с морской водой наиболее резко (на несколько порядков) обогащены такими металлами, как Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Cd, Ag и Co, в меньшей степени – As. Помимо этих элементов в гидротермах отмечаются также повышенные относительно морской воды концентрации Ba, Li, Rb, РЗЭ, Al [Von Damm et al., 1985; Michard et al., 1984; и др.]. Вместе с тем, среди большого аналитического материала по составу океанских гидротерм данные по количеству Ti, Ni, Cr, Sc, V, P, U отсутствуют, что позволяет предположить их устойчиво низкие содержания в растворах, находящиеся ниже чувствительности методов определения.

Таблица 46. Содержания металлов в высокотемпературных океанских гидротермах

Район исследования			Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Cd	Ag	Co	As	T,°C	pH	Литературный источник
ВТП	21° с.ш.	1	135,6	48,2	6,8	2,8	82,7	20,2	4,0	13,4	33,8	351	3,3	Von Damm et al., 1985a; Von Damm, 1980
		2	92,4	52,7	6,9	2,2	63,8	17,4	4,1	12,5	18,5	350	3,4	
		3	41,9	38,4	5,8	0,6	40,2	16,2	2,8	3,9	16,0	355	3,6	
		4	48,6	55,0	2,6	<0,001	37,9	1,9	0,1	1,3	2,2	273	3,8	
	13° с.ш.	1	80,1	54,9	–	–	–	–	–	–	–	317	3,2	Michard et al., 1984; Bowers et al., 1988; Von Damm, 1990
		2	222,1	92,8	6,7	–	28,0	6,2	–	–	–	317	3,2	
		3	578,6	161,1	0,3	–	5,6	7,8	–	–	–	354	3,1	
		4	600,4	111,8	0,1	–	2,9	7,3	–	–	–	380	3,3	
	11° с.ш.	1	361,3	42,0	6,9	–	10,3	3,4	–	–	–	347	3,1	Bowers et al., 1988; Von Damm, 1990
		2	91,6	40,1	4,8	–	55,9	4,8	–	–	–	347	3,7	
		3	147,4	50,8	2,9	–	1,9	0,1	–	–	–	347	3,1	
Хребет Хуан-де-Фука	44°с.ш.	1	1046	196,9	58,8	<0,1	186,5	–	–	–	–	224	3,2	Von Damm, et.al., 1987; Von Damm, 1990
		2	578	143,4	39,2	<0,1	–	–	–	–	–	285	3,2	
		3	992,4	246,1	–	<0,1	–	–	–	–	–	>340	3,2	
	46°с.ш.	1	59,5	63,2	7,2	0,62	62,6	–	–	–	–	328	3,5	Massoth et al., 1989; Batterfield et al., 1990
		2	48,5	62,4	8,7	0,076	–	–	–	–	–	301	3,5	
		3	58,6	60,6	8,0	0,61	–	–	–	–	–	283	–	
		4	48,7	47,6	6,9	0,65	–	–	–	–	–	323	–	
Осевой вулкан			56,2	59,4	7,4	0,76	62,6	–	–	–	–	136–328	3,5	Massoth et al., 1989; Von Damm, 1990
САХ	TAG		91,6	54,9	–	–	–	–	–	–	–	321	–	Campbell et al., 1988
	MARK	1	121,8	27,0	1,08	3,27						350	3,9	Campbell et al., 1988
		2	102,3	27,1	0,63	3,07	–	–	–	–	–	335	3,7	
Красное море, впадина Атлантис-II		1	90	94	7,84	0,23	230	–	–	7,8	–	62	3,5	Brooks et al., 1969
		2	86	87	9,2	0,33	320	–	–	4,0	–	62	3,5	
		3	87	90	5,36	0,14	190	–	–	3,0	–	62	3,5	
Морская вода			$n\cdot10^{-2}$ – $n\cdot10^{-5}$	$n\cdot10^{-3}$ – $n\cdot10^{-5}$	$n\cdot10^{-2}$ – $n\cdot10^{-4}$	$n\cdot10^{-3}$ – $n\cdot10^{-4}$	$n\cdot10^{-3}$	$n\cdot10^{-1}$	$n\cdot10^{-2}$ – $n\cdot10^{-3}$	$n\cdot10^{-1}$ – $n\cdot10^{-3}$	2–3	2–5	7,8	Von Damm et al., 1985a; Krauskopf, 1956; Хорн, 1972

Примечание. Fe, Mn, Zn, Cu – в мг/кг; Pb, Cd, Ag, Co, As – в мкг/кг.

Следует отметить, что при общем сходстве химического состава высокотемпературных гидротерм рифтовых зон Мирового океана наблюдаются существенные вариации абсолютных содержаний металлов в растворах различных гидротермальных систем, имеющих одинаковые свойства (T, °C, pH) и расположенных на близких глубинах (см. табл. 46).

Как справедливо отмечено в работе [Von Damm, Bischoff, 1987], в настоящее время невозможно установить достоверные причины существующих различий, прежде всего из-за отсутствия надежной информации, касающейся процессов, происходящих на глубине.

Несмотря на существование региональных вариаций в распределении металлов в термальных водах, можно с полной уверенностью утверждать, что общая геохимическая специфика гидротермальных рудопроявлений, локализованных на участках гидротермальной разгрузки и рассмотренная в главе V, полностью соответствует главным химическим особенностям термальных вод.

Говоря о роли экспериментальных работ в обосновании решающей роли корового (базальтового) источника металлов в океанском гидротермальном рудообразовании, целесообразно рассмотреть некоторые их конкретные результаты, полученные разными исследователями.

Действительно, лабораторные эксперименты по взаимодействию морской воды с океаническими базальтами, проводимые в определенных P-T-условиях при разных соотношениях в системе вода-порода, показали, что морская вода способна выщелачивать из пород океанической коры целый ряд химических элементов, в том числе металлов. Однако реальный состав металлов, переходящих в раствор, в разных экспериментах не всегда одинаков, что касается прежде всего малых элементов, находящихся в растворах на уровне микроконцентраций.

Так, в работе [Seyfried, Mottl, 1982] показано, что в результате взаимодействия базальтов срединно-океанических хребтов с морской водой из силикатной составляющей базальтов практически полностью извлекаются Cu и Zn, большая часть Ba, Sr, Mn и, возможно, Co; неподвижны в этом процессе V, Cr и Ni. Однако при сопоставлении данных по содержанию микроэлементов в свежем и гидротермально измененном базальтовом стекле видно, что содержание Ni в свежем стекле составляет 146 ppm, а в измененном оно понижается до 116–63 ppm. В результате остается не совсем понятным поведение никеля в ходе данного экспериментального исследования.

В других экспериментальных работах получены несколько иные результаты. Так, в статье [Bischoff, Dickson, 1975] приводятся данные, согласно которым при T = 220°C, P = 500 бар и соотношении вода-порода, равном 10:1, из базальтов наряду с Fe и Mn извлекаются прежде всего Ni и Cu, которые на 2–3 порядка обогащают раствор относительно морской воды, тогда как Zn, Pb и Al остаются практически неподвижными. Последующие эксперименты, проведенные в близких условиях (T = 300°C, P = 500 бар, соотношение вода-порода 10:1), показали, что при взаимодействии с базальтами раствор значительно обогащается Fe и Mn, тогда как содержание Ni и Cu во всех пробах независимо от времени взаимодействия (от 24 до 2208 часов) остаются по-

стоянными ($0{,}01 \cdot 10^{-4}$%) и соответствуют содержаниям этих элементов в исходном растворе [Seyfried, Bischoff, 1981].

Некоторые исследователи обращают внимание на важную роль лабораторной аппаратуры, детали которой иногда существенно влияют на результаты экспериментов. Так, например, показано, что обогащение растворов никелем происходит только при использовании в эксперименте тефлоновых лент, хотя причина этого осталась невыясненной, а отсутствие меди в экспериментах с использованием деталей из золота может быть связано с образованием Cu-Au сплавов [Seyfried, Mottl, 1982].

Важно отметить, что ни в одном из проводимых экспериментов по взаимодействию вода-порода не было зафиксировано формирование сульфидных фаз Cu, Zn и Pb, лишь в отдельных случаях получены сульфиды железа – пирит и пирротин, при этом значения $\delta^{34}S$ в новообразованном пирите варьировали от +8,0 до +20,7‰ [Mottl et al., 1979]. Очевидно, что по изотопным значениям сульфидной серы экспериментально полученный пирит существенно отличается от природных гидротермальных сульфидов.

Приведенные примеры ставят под сомнение возможность использования данных лабораторных экспериментов для строгого и однозначного обоснования геохимической специфики поведения элементов при гидротермальном выщелачивании базальтов. Это касается прежде всего тяжелых металлов, что в значительной степени связано, вероятно, с крайне низкими их содержаниями как в породах, так и особенно в реагирующих с этими породами растворах.

Помимо лабораторных опытов для обоснования решающей роли корового источника металлов в океанском рудогенезе используются данные по гидротермальным преобразованиям пород океанского дна, образцы которых получены при драгировании и глубоководном бурении, при этом не только определяется химический состав экстрагируемых компонентов, но и проводятся балансовые расчеты масштабов их участия в океанском рудогенезе.

К сожалению, приходится признать, что если минералогическая сторона процесса изучена весьма основательно и полно, то материалы по геохимии не всегда поддаются однозначной интерпретации; кроме того пока слабо изучены механизмы взаимодействия растворов с породами океанической коры, и, в частности, не рассматриваются специфические реакции, обеспечивающие извлечение изоморфных примесей из содержащих их минералов.

Исходя из состава экстрагируемых из базальтов элементов и балансовых расчетов, часто трудно объяснить реальные геохимические особенности океанских рудопроявлений. Так, например, согласно расчетам, основанным на материалах глубоководного бурения и приведенным в работе В.Б.Курносова, из базальтов срединно-океанических хребтов и подводных гор в результате гидротермальной деятельности ежегодно выносится (в млн т): Fe – 117,5; Mn – 4,85; Ni – 0,9; Zn – 0,47; Cu – 0,24; Co – 0,17 [Курносов, 1984]. В соответствии с приведенными данными при взаимодействии с растворами из базальтов никеля выщелачивается в 2 раза больше, чем цинка, и в 3 раза больше, чем меди.

Полученные количественные оценки вступают в противоречие с реальными геохимическими особенностями высокотемпературных гидротерм и связанных с ними рудопроявлений. Как уже отмечалось, в составе термальных растворов никель практически отсутствует, а содержания меди и цинка на несколько порядков выше, чем в морской воде. Для сульфидных рудопроявлений дна океана никель также не характерен – его количество в гидротермальных сульфидах на 3–4 порядка ниже по сравнению с медью и цинком, несмотря на более высокие содержания элемента в толеитовых базальтах (Ni – 144, Cu – 81, Zn – $78 \cdot 10^{-4}$%) [Wedepohl, 1981]. Если учесть, что в базальтах никель связан не только с труднорастворимыми сульфидами, но и с таким легко разрушающимся минералом, как оливин, где содержание элемента составляет 0,19–0,5%, то тем более трудно объяснить столь малые количества никеля не только в гидротермах и сульфидных рудопроявлениях, но и в составе вторичных прожилков и рассеянной сульфидной минерализации в толще океанической коры.

Если бы коровый источник был определяющим в гидротермальном рудообразующем процессе, то, учитывая высокую степень химического сродства никеля с сульфидной серой и связанную с этим невозможность его миграции далеко за пределы очагов разгрузки, с неизбежностью следовало бы ожидать высокой его концентрации в сульфидных рудах дна океана, либо в составе прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации базальтового фундамента, чего на самом деле нигде не наблюдается.

Вместе с тем, как отмечалось выше, во всех гидротермальных океанских сульфидных рудопроявлениях одним из характерных и постоянно присутствующих элементов-примесей является кадмий, содержание которого в океанических базальтах находится на уровне трудно определимых микроконцентраций (до $0{,}128 \cdot 10^{-4}$%), а в сульфидах достигает 1%. Ни в одном из экспериментально полученных растворов кадмий не зафиксирован.

В целом, важно отметить отсутствие связи между содержаниями металлов в базальтах СОХ и гидротермальных рудопроявлениях дна океана. В частности, в работе [Weber-Diefenbach, 1977] подчеркивается широкий разброс соотношений металлов в рудных отложениях Красного моря и базальтах дна (фактор обогащения для различных металлов варьирует от 7 до 1200); в связи с этим высказывается предположение о незначительной роли процессов выщелачивания базальтов в процессе рудообразования.

Известные исследователи современного гидротермального рудообразования в Мировом океане Р.Хэймон и М.Кастнер также обращают специальное внимание на ряд несоответствий между реальной минералогией и геохимией сульфидных образований на ВТП и особенностями процессов выщелачивания базальтов дна. В частности, по их мнению, не находит удовлетворительного объяснения тот факт, что при максимальном распространении в гидротермальных рудопроявлениях сульфидов цинка, в экспериментах этот элемент выщелачивается крайне незначительно, и нигде в полученных продук-

тах минеральные формы цинка не обнаружены. Подчеркивается также отсутствие в гидротермальных отложениях никеля, который в базальтах связан преимущественно с оливином, легко разрушающимся при гидротермальном выщелачивании [Haymon, Kasther, 1981].

В соответствии с обсуждаемой гипотезой трудно интерпретировать также некоторые геохимические и изотопные данные, полученные в результате прямых анализов высокотемпературных океанских гидротерм. В частности, установлено, что характерная особенность состава РЗЭ в гидротермальных растворах заключается в их обогащении легкими лантаноидами и Eu. Вместе с тем, в магматических породах Eu концентрируется в плагиоклазах – минералах, наиболее устойчивых при гидротермальных изменениях, а в легко разрушающихся темноцветных минералах (оливин, пироксены, амфиболы) сосредоточены в основном средние и тяжелые РЗЭ. Более того, показано, что первичные спектры РЗЭ в коренных породах не влияют на состав лантаноидов в растворах и что высокотемпературные гидротермы, мигрирующие через различные типы пород, могут иметь сходные спектры РЗЭ [Michard, 1989].

В работе [Michard, Albaréde, 1986] отмечаются существенные различия изотопных значений Nd в базальтах и в термальных растворах ВТП (εNd в базальтах +10, в гидротермах – +4,7 – +6,2), при этом подчеркивается близость содержаний РЗЭ в свежих и гидротермально измененных базальтах. Одно из объяснений наблюдаемых фактов авторы видят в существовании "постороннего" источника. Вместе с тем, изотопный состав Nd в свежих и гидротермально измененных базальтах практически идентичен [White et al., 1987].

Значения изотопов Li и Sr в гидротермальных растворах и океанических базальтах также неодинаковы. Так, величины $\delta\ ^{6}Li$ в гидротермах ВТП и Срединно-Атлантического хребта составляют -6 – -11‰, в базальтах тех же регионов -3 – -6‰ [Chan et al., 1993]; отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в термальных растворах на 0,0005–0,0015‰ выше, чем в базальтах дна океана, при этом отмечаются некоторые вариации изотопного состава Sr в гидротермах разных участков рифтовых зон [Hinkley, Tatsumoto, 1987]. Эти вариации обычно объясняют разным соотношением в системе вода-порода при взаимодействии растворов с базальтами, что в свою очередь связывают со скоростями спрединга [Albaréde et al., 1981]. Однако реальные соотношения между изотопным составом Sr в растворах, рассчитанными величинами отношения вода/порода и скоростями спрединга не подтверждают существования прямой зависимости количества воды в гидротермальных системах от скоростей спрединга [Hinkley, Tatsumoto, 1987].

Сравнение химического состава свежих и гидротермально измененных базальтов также не дает основания рассматривать породы океанической коры как основной источник рудных элементов.

В табл. 47 и 48 приведены данные по составу свежих и гидротермально измененных базальтов Срединно-Атлантического хребта, из которых следует, что поведение элементов при взаимодействии вода-порода неоднозначно. В

частности, не наблюдается закономерных различий в распределении элементов, участвующих в гидротермальном рудообразующем процессе (Fe, Mn, Cu, Co) и элементов, для этого процесса не характерных (Ni, Cr, V, Sc, Zr).

Таблица 47. Средние содержания элементов в свежих (I) и гидротермально измененных (II) базальтах Срединно-Атлантического хребта [Humphris, Thompson, 1978b], г/т

Элементы	Mn	B	Ba	Sr	Li	V	Cr	Co	Ni	Cu	Y	Zr
I (среднее из 8 образцов)	1280	6	6	116	5	270	349	44,7	124	77	35,5	109
II (среднее из 28 образцов)	1498	8	9	126	8	260	283	44,5	125	91 (57)*	39,5	116

* исключая аномально высокие содержания (>200), возможно связанные с вторичной сульфидной минерализацией в базальтах

Таблица 48. Состав свежих и гидротермально измененных базальтов Срединно-Атлантического хребта, 26° с.ш. [Воробьев, 1989]

Компоненты	Свежие базальты,				Гидротермально измененные базальты, (n = 30)	
	оливин-плагиопорфировые (n = 24)		афировые (n = 70)			
	а	б	а	б	а	б
SiO_2	48,14	0,54	48,66	0,44	47,76	1,37
TiO_2	1,16	0,29	1,50	0,14	1,43	0,19
Al_2O_3	16,94	0,74	16,14	0,35	16,71	0,98
$Fe_2O_{3\,общ.}$	10,64	0,80	11,56	0,64	10,43	1,06
MnO	0,21	0,25	0,17	0,01	0,21	0,23
MgO	9,05	0,75	8,76	0,43	8,63	1,79
CaO	11,33	0,55	10,68	0,32	8,22	2,58
Na_2O	2,75	0,26	3,17	0,19	3,57	0,59
K_2O	0,07	0,03	0,09	0,03	0,29	0,22
P_2O_5	0,15	0,05	0,15	0,03	0,21	0,15
S	0,23	0,10	0,29	0,10	0,21	0,19
H_2O	0,19	0,28	0,17	0,77	2,14	0,29
Ni	247	64,08	209	49,61	165	37,77
Sc	39	5,49	40	4,42	35	2,51
Y	28	4,79	32	5,17	26	3,48
Cu	90	15,91	87	36,08	161	105,1
Zr	58	11,52	102	128	66	17,9
V	253	39,27	274	39,33	222	30,11
Cr	345	42,15	317	85,97	296	46,57
Cd	15	4,18	14	6,25	15	2,76

Примечание. а – среднее содержание элемента; б – дисперсия; n – количество анализов. SiO_2–H_2O – в %; Ni–Cd – в г/т.

Таблица 49. Соотношение привноса (+) и выноса (-) некоторых компонентов при гидротермальном изменении базальтов [Humphris, Thompson, 1978a], г/100 см^3

Компоненты	Колебания значений	Компоненты	Колебания значений
SiO_2	(-32,48)–(+3,56)	Na_2O	(-1,89)–(+4,22)
CaO	(-24,92)–(+4,14)	K_2O	(-0,56)–(+0,71)
MgO	(-1,82)–(+19,74)	TiO_2	(-2)–(+1,95)
H_2O	(-1,48)–(+13,76)	P_2O_5	(-0,26)–(+0,32)
FeO	(-9,07)–(+13,52)	MnO	(-0,28)–(+0,12)
Fe_2O_3	(-4,92)–(+6,58)		

Более того, как следует из табл. 49, где даны количественные расчеты соотношения привноса и выноса элементов при гидротермальном выщелачивании базальтов, даже для железа – одного из главных рудообразующих металлов – в ходе изменения коренных пород привнос несколько превышает вынос.

По-видимому, процесс гидротермального взаимодействия вода-порода достаточно сложен и в основном изохимичен, по крайней мере для основных рудообразующих металлов.

В ряде работ отмечается явное несоответствие между количеством металлов, концентрирующихся в рудных скоплениях, объемами базальтов, необходимыми для обеспечения этих количеств, и степенью их гидротермальных изменений. В частности, по данным Х.Беккера и Г.Ланге, для накопления 2 млн т цинка в осадках впадины Атлантис-II (Красное море) при выщелачивании базальтов, содержащих в среднем $100 \cdot 10^{-4}$% этого металла, требуется 67 км^3 пород, при этом авторы справедливо полагают, что рудные залежи на ВТП требуют выщелачивания значительно больших объемов базальтов [Bäcker, Lange, 1987].

Анализ геотемпературных полей в пределах активных центров спрединга показал, что гидротермальная циркуляция в океанической коре прекращается при перекрытии базальтов чехлом осадков мощностью >50 м [Sclater et al., 1974; Williams et al., 1974]. Следовательно, в Красном море гидротермальная циркуляционная система ограничена узкой осевой зоной рифта шириной 4–5 км, поскольку за ее пределами мощность плиоцен-четвертичных отложений достигает 300 м [Ельников и др., 1985]. В то же время базальты, вскрытые скв. 226 в осевой зоне красноморского рифта, лишены каких-либо следов гидротермального влияния [Init. Rep. DSDP, 1973]. Отсутствие признаков изменения коренных пород отмечено и для гидротермально активного района Срединно-Атлантического хребта площадью более 40000 м^2 [Detrick et al., 1986].

Следует отметить, что, по данным некоторых исследователей, при петролого-геохимическом изучении рудовмещающих пород в ряде областей развития древних гидротермально-осадочных колчеданных месторождений континентального блока Земли также не обнаружено явных признаков выноса ру-

дообразующих металлов из пространственно связанных с рудами магматических пород [Твалчрелидзе, Ярошевич, 1981; Фролова и др., 1979].

Дополнительным, косвенным аргументом против представлений о решающей роли процессов выщелачивания базальтов в гидротермальном рудообразовании служат и результаты исследования наддонной воды в области развития так называемых "мегаплюмов". Это уникальное природное явление – быстрый выброс из недр Земли колоссальных масс глубинного тепла и вещества – было обнаружено в 1986 г. в районе хребта Хуан-де-Фука и связывается с инъекцией в океаническую кору магматического расплава, резко обогащенного летучими компонентами [Baker et al., 1989; Poreda, 1990]. Внутри "мегаплюма" наблюдается тесная корреляция содержаний рудных компонентов – железа и марганца – с мантийным гелием, что трудно интерпретировать, предполагая постепенный, достаточно длительный процесс выщелачивания элементов из коренных пород.

И, наконец, принимая во внимание большое сходство химического состава высокотемпературных гидротерм на разных участках разгрузки, необходимо предположить и близкие условия их формирования, т.е. при процессах выщелачивания базальтов – близость соотношения вода/порода, PT-параметров, глубин зарождения гидротермальных систем и др. Это предположение противоречит реальным условиям взаимодействия термальных растворов с породами океанической коры.

Таким образом, приходится признать, что в настоящее время не существует строгих геологических, петрологических, геохимических и экспериментальных доказательств определяющей роли процесса выщелачивания океанических пород при формировании металлогенического облика гидротерм и связанных с ними рудопроявлений, не решен вопрос о доле и конкретной геохимической специфике коровой составляющей в общем балансе металлов.

Естественным следствием сказанного является существующая в литературе диаметрально противоположная оценка роли базальтов как источника рудообразующих компонентов. Для примера приведем выводы из двух работ, базирующихся на детальных геохимических исследованиях гидротермально преобразованных базальтов с проведением балансовых расчетов.

В одной из них делается вывод о том, что базальты являются главным поставщиком рудной составляющей гидротерм, разгружающихся на дне океана и под его уровнем [Курносов, 1984], в другой констатируется, что геохимические преобразования базальтов при гидротермальном выщелачивании не могут быть источником вещества для накопления рудоносных осадков на дне океана [Харин, 1978].

Обсуждая проблему источников вещества в гидротермальном процессе, нельзя исключить из рассмотрения возможность магматогенной поставки металлов в рудообразующие гидротермальные системы в составе флюидной фазы магматических расплавов. Принципиальная возможность участия магматогенной составляющей в формировании состава и свойств высокотемпературных океанских гидротерм, а значит и в переносе рудообразующих ме-

таллов, сомнения не вызывает, что подтверждается как анализом газовой фазы, так и расчетами баланса теплового питания гидротермальных систем.

Представления о газоводных флюидах как естественных компонентах магмообразующих процессов и о роли летучих соединений в отделении различных элементов, включая металлы, от магматических расплавов развиваются в многочисленных трудах ученых, начиная с прошлого века.

Положение о важной роли магматогенных флюидов в формировании океанских гидротерм и связанных с ними рудопроявлений подвергается критике сторонниками идеи "сухой" мантии, которые придают универсальный характер процессам гидротермального выщелачивания пород океанической коры и сводят к минимуму возможное участие эндогенных флюидов в гидротермальном океанском рудогенезе. При этом делаются попытки количественно оценить долю магматогенных компонентов в циркулирующей гидротермальной системе [Гричук, Краснов, 1989; Гричук, 1992].

Один из способов такого рода конкретных оценок заключается в сопоставлении глобальных данных по среднему ежегодному поступлению воды из мантии и общему потоку воды в гидротермальных системах срединно-океанических хребтов. Расчет поступления воды из мантии основан на теоретической модели эволюции Земли [Геофизика ..., 1979], а также на содержании H_2O в базальтовых расплавах [Ito et al., 1983].

Вряд ли такого рода глобальные оценки можно использовать для конкретных рудообразующих систем, связанных с вполне определенной стадией развития магматического процесса. При расчетах не принимается во внимание также пульсационный характер гидротермальной деятельности, предполагающей существенные различия количества флюидной фазы как во времени, так и в разных гидротермальных системах. Отметим, что и сами авторы совершенно справедливо не исключают "локальных вариаций" в содержании магматогенной воды в отдельных гидротермальных системах [Гричук, Краснов, 1989; Гричук, 1992].

Другой способ оценки предельно возможной доли магматогенных флюидов в гидротермах базируется на данных по содержанию в них CO_2, учитывая, что углекислый газ в термальных водах количественно преобладает в составе газовой фазы. Более того, CO_2 используется как "геохимическая метка", определяющая присутствие и количество магматогенной фазы в современных океанских гидротермах [Гричук, Краснов, 1989].

С этим положением трудно согласиться прежде всего потому, что именно углекислота в ходе миграции растворов через базальты в значительной степени расходуется на широко развитые процессы вторичной карбонатизации. Известно, что карбонаты (кальцит, реже арагонит) часто заполняют пустоты в базальтах, а также образуют многочисленные выделения в виде разнообразных по форме и размерам прожилков и линзовидных включений. Учитывая, что в свежих, неизмененных базальтах CO_2 либо отсутствует, либо находится в ничтожно малых количествах (сотые доли процента), образование вторичных карбонатов происходит не путем мобилизации CO_2 из вмещающих пород, а за счет глубинной магматогенной углекислоты, содержащейся в термальных водах.

Механизм гидротермального карбонатообразования достаточно хорошо изучен в работах С.Д.Малинина, при этом показано, что при температурах выше 250–300°С отложение карбонатов из растворов происходит вследствие одновременного снижения температуры и давления [Малинин, 1965].

Таким образом, реальные количества CO_2, определяемые в составе гидротерм в приповерхностных условиях, ни в коей мере не отвечают первичным содержаниям глубинной углекислоты и не могут служить основой, "геохимической меткой" для количественной оценки в гидротермах доли магматогенного флюида.

На основании рассмотренных выше методических приемов максимально возможная доля магматогенных флюидов оценивается величинами порядка 0,0*n*–0,*n*% [Гричук, Краснов, 1989]. Минимальная доля магматогенных флюидов, необходимая для обеспечения металлоносности гидротерм, также рассчитывалась на основании косвенных данных – по расчетным коэффициентам распределения в системе "расплав-флюид", относящихся к гранитам, и по составу газоконденсатов современного извержения вулкана Большой Толбачик (Камчатка). Эта доля оценивается в n-$n \cdot 10\%$. Из сравнения максимально возможных и минимально необходимых количеств магматогенной флюидной фазы делается вывод о крайне незначительной роли ювенильных флюидов в гидротермальном океанском рудогенезе [Гричук, Краснов, 1989; Гричук, 1992].

Очевидно, что для количественных оценок химической, физико-химической и термодинамической информации по составу и свойствам термальных растворов на первый план выдвигается проблема ее достоверности и точности. В этой связи следует отметить, что количественные оценки, полученные по коэффициентам распределения "расплав-флюид" для гранитов, весьма приблизительны, что отмечают и сами авторы. Определение предельной доли флюидной фазы, обеспечивающей металлоносность гидротерм, по среднему составу вулканических газоконденсатов Большого Толбачика тем более непредставительно, если иметь в виду значительный разброс содержаний металлов в отдельных пробах, из которых брались для расчета средние значения. Так, содержания меди меняются на 3 порядка (от 0,02 до 16,96 мг/л), цинка более чем в 150 раз (0,67–113,4 мг/л), серебра на 2 порядка и т.п., при этом специально подчеркивается ориентировочность оценок выноса металлов при вулканическом извержении [Меняйлов и др., 1984].

Однако не только достоверность количественных оценок доли флюидной фазы вызывает наибольшие сомнения в определении источников рудообразующих металлов, основанных на этих оценках. Нам представляется неправомерным напрямую связывать долю магматогенной составляющей, рассчитанную по содержанию в гидротермах мантийной воды и CO_2, с масштабами поступления металлов в гидротермальные системы, т.е. с их металлоносностью.

Известно, что в состав продуктов дегазации магматических расплавов, помимо таких летучих компонентов, как вода и CO_2, входят и другие легкоплавкие соединения и прежде всего хлориды определенных металлов, таких, как цинк, свинец, медь, кадмий и др.

Принципиальная возможность переноса металлов в составе отделяющейся от магмы газовой фазы при температурах выше 400°С в настоящее время сомнения не вызывает и подтверждена экспериментально. Известно также, что относительно низкие температуры плавления и кипения солей этих металлов широко используются в технологической, металлургической практике их разделения методами дистилляции и ректификации [Коршунов, Стефанюк, 1970].

Показано, что конечный этап ликвации базальтовой магмы сопровождается бурным выделением летучих флюидной фазы, концентрирующей значительную часть рудных компонентов, поступающих в океанические высокотемпературные гидротермальные системы [Прокопцев, Прокопцев, 1990]. Этот процесс назван авторами флюидно-магматической дифференциацией.

Таким образом, летучая газовая фаза, будучи одним из важнейших агентов переноса металлов, должна существенным образом влиять на металлоносность гидротерм, при этом количество этой фазы напрямую не связано с долей магматогенной воды или углекислого газа. Более того, трудно не согласиться с мнением известных исследователей магматогенных рудных систем Г.Бримхолла и Д.Крерара о том, что для рудообразующих процессов источник и происхождение воды принципиального значения не имеют [Brimhall, Crerar, 1987].

Вопросам поведения и распределения элементов между магматическими расплавами и надкритическими флюидами посвящены многочисленные исследования [Малинин, Хитаров, 1984; Holland, 1972; Brimhall, Crerar, 1987; Малинин, Кравчук, 1991; и др.]. Несмотря на отсутствие методов прямого определения летучих компонентов в магме в настоящее время твердо установлено, что для большинства элементов участие в магматических процессах хлоридов является непременным условием их экстракции из магматических расплавов; иными словами хлор играет определяющую роль в мобилизации рудообразующих металлов [Малинин, Кравчук, 1995].

Хлор, образуя с многими металлами комплексные соединения различной устойчивости, обладает по отношению к расплаву сильным экстрагирующим действием. Экспериментально установлено, что для Zn, Cu и Pb величины коэффициентов распределения между расплавом и флюидной фазой не зависят от содержания металлов в расплаве по крайней мере в пределах порядка [Хитаров и др., 1982]. Показано, что распределение элементов между фазами зависит от величин свободных энергий образования их оксидов – чем выше эти величины, тем ниже значения коэффициентов распределения (при прочих равных условиях). Иными словами, прочность удержания металлов в расплаве в общих чертах определяется прочностью их связей с кислородом, т.е. свободной энергией образования оксидов металлов или сродством к кислороду. Предполагается, что основной формой нахождения металлов (Zn, Cu, Pb) в расплаве является Me^{2+}, а во флюиде – гидроксохлоридные комплексы типа Me(OH)Cl [Малинин, Хитаров, 1984].

Перенос металлов в высокотемпературных условиях хлоридными комплексами в настоящее время сомнений не вызывает и подтверждается серией экспериментальных работ и термодинамическими расчетами [Рябчиков,

1976; Helgeson, 1964, 1969; Рафальский, 1989]. Об этом же свидетельствует широкое развитие хлоридов и оксихлоридов металлов среди продуктов фумарольной деятельности современных вулканов. Более того, в высокотемпературных вулканических возгонах хлориды являются основными минералами – носителями рудных элементов. Хлориды металлов являются также важными компонентами флюидных включений [Барнс, 1982].

Теоретический аспект изучения поведения металлов в гидротермальном рудообразующем процессе детально рассмотрен в работе [Brimhall, Crerar, 1987], при этом показано, что переход металлов из расплава в водный флюид определяется прежде всего фундаментальными химическими свойствами элементов – размерами ионных радиусов, строением электронных оболочек, величиной энергии стабилизации лигандных полей. Показано также, что с учетом всех этих свойств наиболее типичными для гидротермальных отложений являются Fe, Mn, Cu и Zn.

Несмотря на обилие экспериментальных и теоретических исследований поведения металлов в магматическом процессе прямая информация о составе и свойствах постмагматических растворов, недоступных для непосредственного анализа, отсутствует. Очевидно, что состав гидротерм, изливающихся на поверхности морского дна, не отвечает составу первичного раствора, сформированного в результате поступления в воду продуктов дегазации магматических расплавов, поскольку раствор преобразуется в ходе миграции через твердые породы океанической коры.

Для выявления геохимической специфики состава магматогенных летучих компонентов чрезвычайно важное значение имеют результаты вулканологических исследований, основанных на непосредственном анализе поведения летучих в магматическом процессе, и, в частности, результаты детального и всестороннего изучения Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ, Камчатка) 1975–1976 гг. [Большое ..., 1984]. Правомочность использования данных по наземному вулканизму для установления металлогенической специфики магматогенных растворов основана на характере данного извержения, в ходе которого влияние ассимиляции корового материала практически исключено, что убедительно доказано детальными исследованиями петрологических особенностей базальтов БТТИ [Флеров и др., 1984].

При рассмотрении обсуждаемой проблемы источников рудного вещества особую ценность имеют уникальные данные по составу газов, выделяющихся при дегазации базальтового расплава, а также газоконденсатов из слабо дегазированной магмы, образующихся в непосредственной близости от высокотемпературных газовых струй, которые не изменены взаимодействием с вмещающими породами и отражают основные особенности состава и свойств первичных магматогенных флюидов. Флюидный источник подтверждается также соотношением рудных элементов в свежих и метасоматических измененных базальтах – в последних содержания металлов обычно выше, чем в неизмененных породах [Набоко, Главатских, 1984].

Путем сопоставления распределения металлов в базальтах и газоконденсатах ориентировочно рассчитана доля их выноса из магматического расплава и тем самым установлена степень летучести элементов или геохимическая подвижность при переходе в газовую фазу [Меняйлов и др., 1980, 1984]. Анализ полученных данных показал, что к числу активно извлекаемых из магмы микроэлементов относятся: Sb, Cd, As, Hg, Zn, Pb, Au, Cu, Sn, Ag, тогда как Ni, Cr, Ti, Co в постмагматическом процессе мало подвижны. Подчеркивается, что в составе фумарольных вулканических возгонов преобладающими металлами повсеместно являются Cu, Zn и Pb, в отдельных пробах обнаружены высокие содержания Cd и Ag [Меняйлов и др., 1980]. Согласно расчетам, в ходе извержения вулкана Большой Толбачик вынос никеля в 100 раз меньше выноса цинка и в 18 раз меньше выноса меди.

Имеющиеся в литературе немногочисленные данные по составу газоконденсатов других вулканически активных районов свидетельствуют об их геохимическом сходстве. Так, газоконденсаты вулканической области Шова-Шинзан (Япония) обогащены Zn, As, Cu, Pb, Sb, Sn, Bi, Ag [Nemoto et al., 1957], близкая ассоциация элементов концентрируется в сублиматах эруптивных газов в кратере вулкана Алаид [Лебедев, 1988].

Важным источником информации о составе первичных рудообразующих флюидов, практически не претерпевших изменений при их миграции, заключена во флюидных включениях коренных пород. Наиболее обычными металлами во флюидных включениях, помимо Fe и Mn, являются Cu и Zn, содержания которых по данным разных авторов варьируют от десятков до 4600 ppm [Rye, Haffty, 1969; Ohmoto, 1971; Pinckney, Haffty, 1970; Hall et al., 1974], а иногда превышают 10000 ppm [Рёддер, 1982; Kwak et al., 1986].

Наиболее важным следствием из приведенных данных является близость ассоциации химических элементов, обогащающих, с одной стороны, газоконденсаты базальтовых извержений и флюидные включения и, с другой – высокотемпературные океанские гидротермы и образующиеся при их разгрузке рудопроявления центров спрединга дна океана. Наблюдаемое геохимическое сходство предполагает близкий источник поступления металлов в эти природные системы и, следовательно, может свидетельствовать о важной роли магматогенных флюидов в океанском гидротермальном рудогенезе.

В рамках этой гипотезы многие особенности геохимии рудных накоплений дна находят достаточно непротиворечивое объяснение. Так, например, устойчиво низкие содержания никеля в сульфидных рудах, гидротермах и вулканических газоконденсатах при сравнительно высоких его количествах в базальтах, по-видимому, объясняются такими химическими свойствами элемента, как высокая тугоплавкость его силикатных соединений и сильная степень сродства с сульфидной серой, что способствует выпадению Ni в твердые фазы на ранних стадиях кристаллизации расплава и затрудняет переход элемента во флюид. Именно поэтому собственно магматогенные сульфиды, в отличие от сульфидов дна океана, характеризуются высокими содержаниями никеля.

Показательным также является поведение в магматическом процессе цинка. Показано, что при кристаллизации магмы переход Zn в сульфидные фазы достаточно затруднен из-за его относительно низкого сродства с сульфидной серой [Toth, 1980], что подтверждается практически полным отсутствием в океанических базальтах сульфидов цинка. Вместе с тем, как было показано, Zn – один из характерных и широко распространенных элементов как в термальных растворах и гидротермальных рудопроявлениях, так и в составе вулканических газоконденсатов.

Следует, однако, отметить, что не все элементы, обладающие высокой летучестью и активно выносящиеся из магмы в составе вулканических эксгаляций, заметно обогащают гидротермальные рудопроявления; к ним, в частности, относится олово. Можно предположить, что отсутствие или крайне низкие содержания некоторых летучих металлов в значительной степени связаны с формами их миграции в растворах и прежде всего со свойствами тех комплексных соединений, в составе которых они переносятся. Так, например, относительно низкие содержания олова в гидротермальных рудопроявлениях связаны, по-видимому, с возможностью переноса этого металла в виде устойчивых сульфидных комплексов. Косвенным подтверждением такого предположения служат рассчитанные нами коэффициенты корреляции между различными компонентами газоконденсатных проб вулканического извержения Большого Толбачика. Расчеты показали, что все рудообразующие металлы имеют положительную корреляцию с хлором и отрицательную с серой. Исключением является лишь олово, коэффициент корреляции которого с хлором составляет -0,5, с серой – +0,811. В целом же основная геохимическая специализация гидротермально-осадочных и прежде всего сульфидных рудопроявлений рифтовых зон океана достаточно отчетливо контролируется поведением металлов в магматическом процессе.

Можно предположить, что степень участия магматогенной флюидной фазы в составе термальных растворов не только в значительной степени определяет их металлогеническую нагрузку, но и влияет также на кислотно-щелочные свойства.

Предположение о влиянии магматогенных флюидов на величину pH высокотемпературных растворов подтверждается, в частности, результатами расчетов термодинамических моделей формирования гидротермальных систем при взаимодействии морской воды с океаническими базальтами [Helgeson, 1969; Гричук, 1992]. Согласно расчетным данным первой модели, значение pH морской воды, равное 7,8, в ходе гидротермального выщелачивания базальтов постепенно снижается до 6,38 при 100°C и до 5,67 при 350°C [Bowers, Taylor, 1985]. Согласно второй модели, pH раствора снижается от 8,15 в исходной морской воде до 4,5–4,9 при температурах 200–250°C, при этом отмечается, что при высоких отношениях порода/вода pH растворов возрастает до 6 [Гричук, 1992].

Вместе с тем, известно, что чистые высокотемпературные “end-member” растворы имеют значительно более кислую реакцию. Измеренные значения

pH при температурах 300–350°C составляют 3,1–3,5 [Von Damm et al., 1985а,б; Von Damm, Bischoff, 1987; Bowers et al., 1988]. Одной из возможных причин несоответствия реальных величин pH гидротерм с их рассчитанными значениями может быть участие в их составе ультракислых магматогенных флюидов, pH которых обычно <1.

Веским аргументом в пользу существования глубинной поставки вещества в гидротермальные системы служат появившиеся в последние годы многочисленные данные по находкам самородных металлов и интерметаллических соединений в отложениях, приуроченных к районам развития гидротермальных систем в океане, а также в областях современного наземного вулканизма.

Так, самородные металлы обнаружены в сульфидных рудах ВТП [Cronan, 1979; Гидротермальные ..., 1992], в металлоносных осадках осевой части ВТП [Штеренберг и др., 1981], в пределах Узонской гидротермальной системы на Камчатке [Карпов и др., 1984] и в других местах. В Красном море, как было отмечено в главе IV, самородные металлы обнаружены в осадках впадины Атлантис-II преимущественно на участке гидротермальной разгрузки.

Как известно, формирование самородных металлов и интерметаллических соединений происходит в высокотемпературных глубинных условиях, в резко восстановительной среде, и их присутствие в поверхностных гидротермальных отложениях служит прямым свидетельством поступления мантийного вещества в гидротермальные системы. Одним из возможных механизмов перехода самородных металлов во флюидную фазу может быть ионная флотация [Панков, Олейников, 1983].

Магматогенному происхождению металлов в рудообразующих системах, формирующих гидротермально-осадочные полиметаллические месторождения типа Куроко, отдают предпочтение большинство японских исследователей [Matsukuma, Horikoshi, 1970; Sato, 1974; Urabe, Marumo, 1991; и др.]; ту же точку зрения разделяют многие геологи, изучающие колчеданные месторождения Урала и Кавказа [Твалчрелидзе, Ярошевич, 1981; и др.], а также российские вулканологи [Набоко, Главатских, 1984; Меняйлов, 1977; и др.].

Важная роль остаточных первично магматогенных растворов в формировании состава океанских гидротерм отмечается в работе [Boström, 1973]. Д.Кронан, признавая большое значение процессов гидротермального выщелачивания базальтов, считает, вместе с тем, необоснованным исключение возможности магматогенного привноса элементов в гидротермальные рудообразующие системы, особенно тех металлов, которые концентрируются во флюидах поздней стадии магматической кристаллизации [Кронен, 1982].

Признание существенной роли магматогенного флюидного источника металлов ни в коей мере не отрицает влияния процессов взаимодействия вода-порода на формирование состава и свойств циркулирующих в коре рудообразующих гидротерм. Более того, представляется неправомерным рассматривать обсуждаемые основные гипотезы источников вещества в гидротермальном океанском рудогенезе как альтернативные. Очевидно, что рудоносный раствор, сформированный при поступлении в морскую воду продуктов дега-

зации магмы, существенно преобразуется в ходе миграции через твердые породы океанической коры.

Как уже отмечалось, при взаимодействии с базальтами термальные воды теряют магний и сульфат-ион, обогащаются калием, кальцием и кремнеземом. Что касается металлов, то, к сожалению, приходится признать, что на современном этапе исследований не существует прямых методов количественной оценки доли генетически различных компонентов в гидротермальных системах, остаются нерешенными многие вопросы, связанные с механизмами извлечения металлов из магмы.

Тем более важным представляется комплексное исследование проблемы источников вещества, обсуждение разных точек зрения, учитывающих всю совокупность данных по геохимии, минералогии, изотопным характеристикам и физико-химическим свойствам как рудообразующих растворов, так и образующихся при их разгрузке минеральных отложений.

Неизбежное в будущем более углубленное исследование этой проблемы должно учесть все многообразие форм проявлений генетической связи гидротермального рудогенеза с магматическими процессами, необходимо более детально изучить реальные механизмы извлечения химических компонентов из магмы и коренных пород океанского дна, установить изменения состава и свойств гидротермальных растворов в ходе их транспортировки от магматического резервуара до поверхности дна океана.

Глава IX
Происхождение высокоминерализованных рассолов и их роль в гидротермально-осадочном рудогенезе

Highly-mineralized and often metal-bearing waters (brines) occur at individual areas of the modern rift system of the World Ocean. Genesis of these brines has no a single explanation. In particular, there is a hypothesis on their endogenous nature, i.e. on the formation of brines due to income of gas emanations from bowels of the earth. A complex of some empiric facts contradicts the hypothesis of the endogenous genesis of brines. These are:

1. The majority of high-temperature hydrotherms in rift zones of the World Ocean is similar to the sea water in terms of mineralization degree. Brines are exceptions of this rule.
2. Brines of the modern hydrothermal systems are spatially related to evaporites.
3. Even in a single system of the Red Sea rift hydrothermal ore-forming process occurs irrelatively to the mineralization degree of the near-floor waters.

Highly-mineralized brines of the Red Sea represent the mixture of sea water, brines of evaporites, and products of dissolution of salt-bearing deposits which form walls of the rift deeps. The main role of such brines in hydrothermal ore-genesis is in the formation of some physical-chemical conditions in the mineral-forming medium which control deposition and bury of mineral phases of the ore matter.

Особенности химического и минерального состава гидротермального рудного вещества и основные минералообразующие механизмы, рассмотренные выше, позволяют говорить о принципиальном сходстве минеральных ассоциаций, геохимической специфики и процессов формирования аутигенных минералов как в рифтовых впадинах Красного моря, так и в других спрединговых зонах Мирового океана. Наиболее существенные различия проявляются лишь в особенностях локализации минеральных фаз и в условиях их захоронения.

Вместе с тем, физико-химические условия разгрузки гидротерм в Красном море и в открытом океане существенно различны благодаря наличию в целом ряде красноморских впадин высокоминерализованных вод (рассолов). В связи с этим встает вопрос о происхождении рассолов и о их роли в гидротермальном океанском рудогенезе.

Проблема формирования металлоносных рассолов, развитых как в древних толщах континентального блока Земли, так и в отдельных современных океанических рифтовых зонах, в последние годы приобрела остродискуссионный характер. Высказывается целый ряд гипотез, среди которых наряду с представлениями об экзогенном, поверхностном происхождении рассолов

существует и точка зрения об их эндогенной природе, т.е. о формировании рассолов за счет поступления газовых эманаций из недр планеты.

Предполагая эндогенное происхождение металлоносных рассолов, естественно ожидать их приуроченности к глобальной системе океанических рифтов, где влияние эндогенных процессов проявляется с максимальной интенсивностью – выделяются мантийные газы, отмечаются самые высокие значения теплового потока и, наконец, существуют мощные гидротермальные рудообразующие системы.

Однако анализ данных по основному катионно-анионному составу и степени минерализации высокотемпературных гидротерм рифтовых зон Мирового океана свидетельствует о том, что по содержанию основных солеобразующих элементов – Na и Cl, а также по общей минерализации термальные растворы незначительно отличаются от нормальной морской воды (см. табл. 45). Более того, из обобщенных данных по составу разнообразных термальных вод современных вулканически активных областей мира следует, что при достаточно широком диапазоне концентраций хлора в растворах его количество практически нигде не превышает (как правило, значительно ниже) содержания хлора в морской воде и что низкая степень общей минерализации является характерной особенностью высокотемпературных гидротерм океанических рифтовых зон [Кононов, 1983].

Исключением являются высокоминерализованные рассолы, развитые на отдельных гидротермально активных участках Мирового океана, а именно: в целом ряде глубоководных впадин красноморского рифта, в пределах геотермальной системы Солтон-Си и в некоторых других регионах. Повышенной относительно морской воды соленостью обладают также некоторые береговые гидротермы.

Прежде всего необходимо отметить, что высокоминерализованные растворы в современных гидротермальных системах пространственно всегда связаны с наличием эвапоритовых отложений или с поверхностными солеными водами, формирование которых обусловлено главным образом климатическими факторами [Страхов, 1962].

Пространственная связь рассолов с соленосными толщами предполагает наличие между ними и генетической связи. В настоящее время многие исследователи рассматривают красноморские рассолы как результат растворения морской водой верхнемиоценовых эвапоритов, широко развитых в прибортовых частях рифтовой долины, а в северной части моря – и на дне впадин. В последние годы установлено, что в осадочных толщах всех эвапоритовых бассейнов накапливается огромная масса высококонцентрированной маточной рапы [Валяшко, Власова, 1975; Жарков, Куриленко, 1996], которая также может играть решающую роль в формировании высокоминерализованных рассолов, в том числе и в рифтовых впадинах Красного моря. Значительные вариации мощностей рассольных линз и степени минерализации вод в разных глубоководных впадинах контролируются вероятнее всего размерами, глубиной и морфометрией депрессий, а также величиной обнажающихся в их стенках поверхностей отложений и их составом.

Одним из убедительных подтверждений экзогенного происхождения красноморских рассолов могут служить данные по изотопному составу серы сульфатов. По значениям $\delta^{34}S$ сульфаты рассолов впадины Атлантис-II занимают промежуточное положение между сульфатами морской воды и сульфатами миоценовых эвапоритов [Zierenberg, Shanks, 1988]. Иными словами, основными источниками сульфатов, как и остальных солеобразующих компонентов высокоминерализованных рассолов, являются современная морская вода, маточная рапа и продукты растворения соленосных отложений, слагающих стенки впадин.

В большинстве работ, где рассматривается происхождение рассолов в геотермальной системе озера Солтон-Си, при некоторых различиях в трактовке деталей механизма, также признается их экзогенная природа. Высокая минерализация растворов в районе Солтон-Си объясняется либо проникновением соленых вод озера по трещинам и разломам [Кононов, 1983], либо взаимодействием гидротерм с прослоями соленосных отложений, развитых в метаморфизованных базальтах океанского дна [McKibben et al., 1988]. Возможно, формирование рассолов в геотермальной системе Солтон-Си происходит в результате совместного действия обоих процессов. Некоторое повышение минерализации отдельных гидротерм, разгружающихся в прибрежных мелководных участках морского дна, обычно связывают с их частичным выпариванием в очагах разгрузки в результате вскипания растворов [Кононов, 1983].

Сторонники глубинного источника хлора и эндогенного происхождения рассолов в качестве одного из главных аргументов используют тот факт, что хлор является характерным газовым компонентом при вулканических извержениях. Действительно, хлор выделяется из магмы при ее дегазации и несомненно входит в состав глубинных магматогенных флюидов. Поэтому для оценки его истинной роли в формировании состава современных океанских гидротерм и возможности определять степень их общей минерализации необходимо знать количество или концентрацию хлора в магматогенных флюидах, что можно сделать с помощью анализа состава вулканических газоконденсатов.

Детальное изучение газоконденсатов базальтового извержения вулкана Большой Толбачик (Камчатка) показало, что концентрация хлора в них колеблется от 23,8 до 0,7 г/кг и в среднем составляет 15,82 г/кг [Меняйлов и др., 1984], т.е. находится на уровне и даже ниже содержания хлора в нормальной морской воде (19,0–19,35 г/кг) (см. табл. 45). Приведенные данные свидетельствуют о том, что, несмотря на постоянное присутствие Cl в составе флюидной фазы магматических расплавов, эндогенный источник не может обеспечить высокую концентрацию элемента в высокоминерализованных рассолах рифтовых зон.

Более того, как следует из табл. 45, во всех изученных термальных растворах независимо от степени их минерализации величины отношения Na и Br к Cl меняются незначительно и в целом близки к значениям, характерным для морской воды. Близость значений Br/Cl в гидротермах с разной соленостью подчеркивается в работе [Campbell, Edmond, 1989]. Причины существующих

вариаций соотношений Na и Cl в океанских гидротермах рассмотрены выше. Предполагается, что главными из них являются процессы вторичного минералообразования в базальтах и фазовая дифференциация растворов.

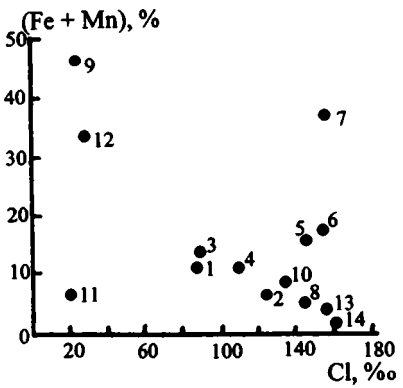
Таким образом, высокоминерализованные воды (рассолы), развитые в отдельных гидротермально активных районах Мирового океана, генетически не связаны с разгрузкой глубинных растворов, а причиной их образования служат экзогенные факторы и прежде всего наличие в этих районах эвапоритовых толщ разного геологического возраста.

Поскольку гидротермально-осадочное рудообразование часто генетически связывается с высокоминерализованными рассолами, необходимо оценить их истинную роль в процессе рудогенеза, по крайней мере для современных гидротермальных систем.

Выше было показано, что в пределах глобальной системы рифтовых зон в областях развития мощного гидротермального рудообразующего процесса степень минерализации термальных вод за редким исключением соответствует солености обычной морской воды. Одно это является бесспорным доказательством отсутствия определяющей роли рассолов в гидротермальном океанском рудогенезе.

Более того, даже в единой геотермальной системе красноморского рифта при наличии там высокоминерализованных рассолов гидротермальный процесс протекает независимо от степени минерализации придонных вод. Анализ состава осадочных разрезов наглядно свидетельствует о том, что рудные илы развиты как во впадинах с рассолами (Атлантис-II, Дискавери, Эрба, Шагара и др.), так и в депрессиях, заполненных обычной морской водой (Тетис, Гипсум); вместе с тем, имеются впадины, заполненные рассолами, где гидротермальная разгрузка полностью отсутствует (Океанограф).

На графике (фиг. 54) показано соотношение солености водных растворов, заполняющих впадины, и уровня металлоносности развитых там осадков (по суммарным содержаниям главных рудных элементов – Fe и Mn). Очевидно полное отсутствие связи между этими параметрами.



Фиг. 54. Соотношение степени минерализации рассолов и рудоносности осадков глубоководных впадин Красного моря

1–14 – названия впадин: 1 – Суакин, 2 – Судан, 3 – Эрба, 4 – Шагара, 5 – Альбатрос, 6 – Дискавери, 7 – Атлантис-II, 8 – Вальдивия, 9 – Тетис, 10 – Нереус, 11 – Вима, 12 – Гипсум, 13 – Кебрит, 14 – Океанограф

Fig. 54. Relation between mineralization degree of brines and ore-concentration in sediments of the Red Sea deeps

1–14 – deeps: 1 – Suakin; 2 – Sudan; 3 – Erba; 4 – Shagara; 5 – Albatros; 6 – Discovery; 7 – Atlantis-II, 8 – Valdivia; 9 – Thetis; 10 – Nereus; 11 – Vema; 12 – Gypsum; 13 – Kebrit; 14 – Oceanographer

Весьма показательной представляется еще одна деталь состава осадков красноморских впадин, а именно: высокие содержания солей только в отложениях северных впадин, дно которых сложено соленосными породами (Вима, Гипсум). Большое количество кристаллического галита в этих осадках связано, по-видимому, с просачиванием термальных вод через эвапориты дна, в результате чего гидротермы сильно минерализуются и при дальнейшей их миграции через осадочный чехол "сбрасывают" часть растворенных компонентов из пересыщенных солями растворов. Наблюдаемая особенность распределения в осадках солей лишний раз подчеркивает экзогенное происхождение рассолов, а точнее – образование их при растворении эвапоритов, слагающих стенки и дно рассолоносных депрессий.

Судя по изотопному составу кислорода и водорода в красноморских рассолах, время их формирования в различных впадинах заметно варьирует – от миоцена до современности, при этом только во впадине Вальдивия рассолы образуются при растворении эвапоритов современными водами Красного моря, а рассолы впадины Атлантис-II являются палеоводами, возраст которых составляет 7–15 тыс. лет [Schoell, Faber, 1978].

Из приведенных выше данных со всей определенностью следует, что степень минерализации термальных вод не играет решающей роли в гидротермально-осадочном рудообразующем процессе, непосредственно не влияет на формы и масштабы рудогенеза, по крайней мере в областях с океаническим типом земной коры.

Роль рассолов проявляется главным образом в создании определенных физико-химических условий минералообразующей среды, влияющих прежде всего на отложение и захоронение в осадках различных минеральных фаз рудного вещества. В частности, плотные минерализованные рассолы препятствуют проникновению в придонные слои кислорода, обеспечивая высокую сохранность гидротермальных сульфидов в пределах впадины Атлантис-II.

Добавим, что на примере базальтов хребта Хуан-де-Фука экспериментально показано, что растворы с высокой концентрацией извлекают из породы значительно меньше элементов (в том числе рудных), чем морская вода [Rosenbauer et al., 1983]. Экспериментальные исследования показали также, что растворимость сульфидов в термальных растворах практически не зависит от концентрации в них хлора [Рафальский, 1985].

Глава X
Масштабы влияния гидротермальной деятельности на осадочный процесс в Красном море

Geological literature contains various estimations of how intensely the hydrothermal activity affects on sedimentation in the World Ocean. The portion of principal metals (Fe, Mn, Zn, Cu, and Pb) in modern sediments of the Red Sea is calculated on the basis of the absolute mass method. These calculations represent estimation of the hydrothermal influence on sedimentation in one of hydrothermally active areas.

The calculations show that in deposits from rift deeps located along the axial trough hydrothermal component of all metals sharply dominates over the background biogenic-terrigenous one. Elements of hydrothermal origin in sediments are as follows: Fe – 78%, Mn – 89%, Zn – 88%, Cu – 90%, and Pb – 72%.

The pattern will significantly change if the ratios of genetically different elements to be calculated for sediments of the entire Red Sea. The portion of hydrothermal matter in the total mass of the Red Sea sediments is as follows: Fe – 2.2%, Mn – 5%, Zn – 5.1%, Cu – 5.9%, Pb – 1.6%.

Thus, in spite of the approximate character of the obtained values, the conclusion on the subordinate role of hydrothermal source in the supply of metals into sedimentary basin seems to be valid.

Biogenic-terrigenous source is responsible for supply of at least 90% of metals into the Red Sea. The influence of the hydrothermal activity is restricted mainly by deeps in the axial rift segment.

Вопрос о масштабах гидротермальной (эндогенной) поставки вещества и ее влиянии на процессы седиментации и рудогенеза в Мировом океане является одной из ключевых и, вместе с тем, традиционно дискуссионных проблем морской геологии. Несмотря на повышенный интерес к этой проблеме и обилие публикаций, до сих пор существуют различные точки зрения на роль гидротермальной деятельности в формировании состава современных осадков и рудопроявлений Мирового океана, на соотношение в них генетически разных компонентов.

Так, Н.М.Страхов, подчеркивая локальный характер гидротермального процесса, оценивал долю эндогенной, глубинной составляющей для главных рудных металлов (Fe+Mn) в осадках Тихого океана первыми процентами [Страхов, 1976]. Принципиально близкие оценки приводятся И.И.Волковым, в частности для марганца, доля которого, по его данным, в океанских осадках

в целом составляет 3%, в пелагических областях она повышается до 8% [Волков, 1981,1993].

Вместе с тем, существует и другая точка зрения, согласно которой гидротермальный источник играет существенную, а в ряде случаев и решающую роль в поставке металлов, участвующих в процессах океанской седиментации. В частности, доля гидротермального марганца в пелагических осадках оценивается в 70–80%, железа – в 30% [Лисицын, 1981, 1983; Лисицын и др., 1985; Богданов и др., 1979].

В задачу работы не входит анализ и обсуждение причин существующих противоречий в балансовых расчетах. Важно иметь в виду, что для обоснованной оценки относительной роли генетически различных компонентов, участвующих в осадочном процессе, необходимо исследование представительного литолого-геохимического материала в конкретных регионах и прежде всего получение реальных количественных оценок распределения абсолютных масс химических элементов на площади бассейна седиментации.

Метод абсолютных масс был разработан Н.М.Страховым как один из важнейших методов объективного изучения осадкообразующего процесса на количественной основе [Страхов, 1976]. Опираясь на этот метод, мы попытались определить долю гидротермальной составляющей для главных рудообразующих металлов – Fe, Mn, Zn, Cu и Pb – в современных осадках Красного моря, т.е. оценить масштабы гидротермального влияния на седиментацию в этом тектонически активном регионе.

Перспективность Красного моря для решения поставленных задач обусловлена целым рядом обстоятельств и прежде всего достаточно узкой локализацией основной массы рудного вещества в пределах впадин-ловушек центральной осевой части рифта. Как уже отмечалось, влияние гидротермальной деятельности за пределами рифтовой долины практически не ощущается, что подтверждается как составом фоновых красноморских илов, так и значениями их геохимических модулей (см. главу III). При этом следует иметь в виду, что сам бассейн Красного моря, благодаря небольшим размерам и ограниченности водообмена с океаном, служит морфологической ловушкой для осадочного, в том числе гидротермального вещества, что исключает его рассеивание за пределами моря.

Другим, не менее важным обстоятельством является большая детальность литолого-геохимической изученности осадочных разрезов, представительность данных по скоростям седиментации, объемным весам и содержаниям рудных компонентов в осадках, что делает достаточно надежными проведенные расчеты по распределению абсолютных масс рудообразующих металлов и обоснованной оценку роли гидротермального процесса в красноморской седиментации в целом.

Учитывая широкие вариации гидротермально-осадочных отложений рифтовых впадин как по химическому составу, так и по физическим свойствам – влажности и объемным весам – были рассчитаны средневзвешенные значения этих параметров.

Объемный вес твердой фазы осадка (вес сухого вещества в 1см^3 осадка естественной влажности) определялся непосредственно на борту судна, либо рассчитывался по естественной влажности, кроме того были использованы литературные данные [Baumann et al., 1973; Bischoff, Manheim, 1969]. Всего было выполнено около 40 определений объемных весов и более 100 определений влажности. Средние скорости накопления осадков определялись с учетом радиоуглеродных датировок их абсолютного возраста, а также по литературным данным. В некоторых впадинах скорости осадконакопления были определены ориентировочно по соотношению в разрезах рудных прослоев и нормальных фоновых отложений. Средневзвешенные содержания элементов в осадках впадин были рассчитаны по конкретным анализам, выполненным различными методами в Институте океанологии РАН и Геологическом институте РАН. Количество выполненных элементоопределений превышает 2000.

Абсолютные скорости накопления (абсолютные массы) осадка в целом рассчитывались путем умножения объемного веса (V, г/см^3) на скорость седиментации (h, см в 1000 лет), абсолютные массы рудообразующих металлов – умножением абсолютной массы осадка на средневзвешенные содержания в нем соответствующего элемента.

Использование более или менее точных данных по размерам глубоководных депрессий, заимствованные из работ [Bäcker, Shoell, 1972; Bignell et al., 1976], позволило ориентировочно оценить общее количество рудных, в том числе гидротермальных, компонентов, накапливающихся в рифтовых депрессиях за определенное время (1000 лет).

Общая масса металлов, накопленная за это же время в отложениях, развитых на всей площади Красного моря, определялась с учетом его размеров, среднего объемного веса осадков, скоростей седиментации и средних содержаний элементов в фоновых красноморских илах вне зон гидротермального влияния.

Скорости нормальной биогенно-терригенной седиментации в Красном море колеблются от 2 до 15 см в 1000 лет [Geyh, Hohndorf, 1976]. Для расчетов была использована средняя величина – 8,5 см в 1000 лет.

Все фактические данные по объемным весам, скоростям седиментации, площадям впадин, содержаниям металлов, их абсолютным и общим массам, накапливающимся как в рифтовых впадинах, так и на всей площади Красного моря, приведены в табл. 50. В этой же таблице дана оценка доли гидротермальной составляющей рудных металлов, содержащихся в осадках каждой из глубоководных впадин осевой части рифта, суммарные ее содержания во всех впадинах и в красноморских илах в целом. Результаты этой оценки для наглядности представлены на фиг. 55.

Графики демонстрируют достаточно широкие вариации содержаний в осадках рифтовых депрессий гидротермального рудного вещества, при этом максимальный уровень его концентрации характерен для впадин Атлантис-II и Тетис, где доля гидротермальной составляющей для большинства рудообразующих металлов больше 90%.

Как следует из данных, приведенных в табл. 50 и на фиг. 55, суммарный вклад гидротермального материала в отложениях всех рифтовых впадин составляет: для Fe – 78%, Mn – 89%, Zn – 88%, Cu – 90% и Pb – 72%, т.е. гидротермальная составляющая всех рудообразующих металлов резко преобладает над биогенно-терригенной.

Таким образом очевидно, что при формировании гидротермально-осадочных отложений, локализованных в непосредственной близости от очагов разгрузки термальных вод и приуроченных к депрессиям осевой зоны красноморского рифта, гидротермальный источник является определяющим.

Картина резко меняется при расчете соотношения генетически разных компонентов в отложениях Красного моря в целом. Доля гидротермального материала в общей массе красноморских осадков составляет для Fe – 2,2%, Mn – 5%, Zn – 5,1%, Cu – 5,9%, Pb – 1,6%; (см. табл. 50, фиг. 55) суммарная доля главных рудообразующих металлов оценивается величиной 2,5%.

Иными словами, в масштабе всего Красного моря нормально-осадочный, терригенный источник обеспечивает не менее 90% общей поставки металлов в бассейн седиментации; гидротермальная деятельность играет подчиненную роль, ее влияние локально и ограничивается в основном областью развития депрессий, приуроченных к центральной, осевой части красноморского рифта.

Полученные оценки соотношения гидротермальной и биогенно-терригенной долей элементов в осадках и следующие из них выводы можно считать реальными и достоверными при условии, что подавляющая часть гидротермального материала не выходит за пределы рифтовых депрессий. Уже отмечалось, что состав фоновых отложений Красного моря и значения геохимических модулей говорят об отсутствии в них заметной примеси гидротермальных компонентов, т.е. свидетельствуют о накоплении основной массы гидротермального материала в пределах рифтовых впадин.

Для Fe, Cu и Zn, учитывая их химические свойства, этот вывод очевиден. Что касается более миграционноспособных элементов – Mn и Pb, то нельзя исключать их рассеивания в осадках за пределами рифтовых впадин. И такое рассеивание действительно имеет место, что подтверждается, в частности, данными о повышенных по сравнению с фоном содержаниях в отложениях, примыкающих к некоторым впадинам.

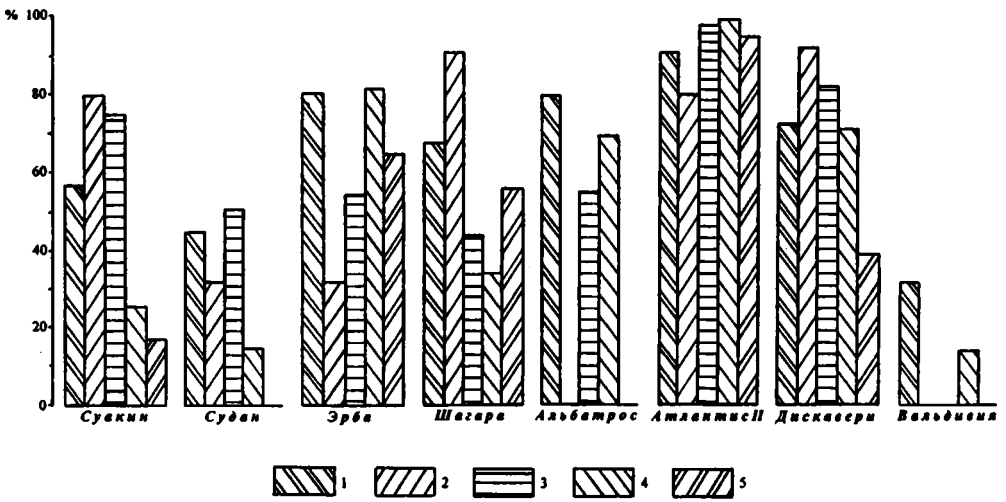
Вместе с тем, количество гидротермального марганца в этих отложениях и дальность его разноса весьма незначительны. Так, в одной из наиболее гидротермально активных и сравнительно небольших по размерам депрессий – впадине Атлантис-II – ореолы рассеивания частиц гидротермального Mn оцениваются расстоянием около 11 км от области распространения рудоносных илов, при этом содержание Mn в окружающих впадину осадках не превышает 1% [Bignell et al., 1976].

Расчеты показывают, что за пределами впадины Атлантис-II, в области повышенных относительно фона содержаний Mn, накапливается $\sim 30 \cdot 10^4$ т элемента. Добавка этого количества к общей массе гидротермального марганца увеличивает содержание гидротермальной составляющей всего на 0,05%.

Таблица 50. Распределение абсолютных масс Fe, Mn, Zn, Cu, Pb и доля их

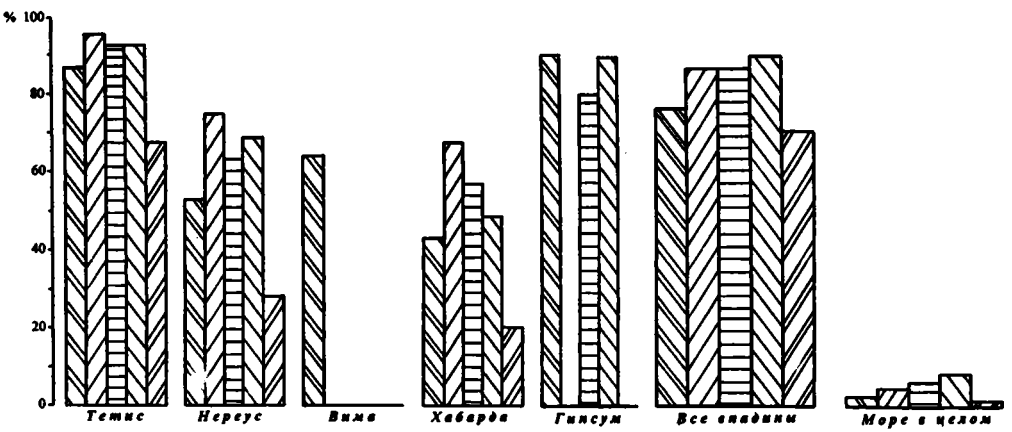
Впадины	Объемный вес, г/см^3	Скорость седиментации, см/1000 лет	Площадь впад. км^2	Средние содержания, %					Абсолютные массы, г/см^2 в 1000 лет*			
				Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Осадок	Fe	Mn	Zn
Суакин	0,57	27	290	8,0	2,0	0,1	0,008	0,003	15,4	1,23 0,69	0,31 0,25	0,015 0,012
Судан	0,6	18	50	6,3	0,58	0,05	0,007	0,0025	10,8	0,68 0,30	0,06 0,02	0,005 0,003
Эрба	0,5	15	70	17,1	0,58	0,054	0,033	0,007	7,5	1,28 1,02	0,04 0,01	0,004 0,002
Шагара	0,5	20	15	10,6	4,0	0,044	0,009	0,0055	10	1,06 0,71	0,40 0,36	0,004 0,002
Альбатрос	0,45	20	12	16,6	0,35	0,054	0,019	0,0016	9	1,49 1,18	0,03 –	0,005 0,003
Атлантис-II	0,3	100	70	34,0	1,85	0,88	0,31	0,044	30	10,20 9,15	0,56 0,44	0,264 0,257
Дискавери	0,4	20	12	12,0	4,5	0,13	0,02	0,004	8	0,96 0,68	0,36 0,33	0,010 0,008
Вальдивия	0,7	14	4	5,1	0,35	0,024	0,007	0,002	9,8	0,50 0,16	0,03 –	0,002 –
Тетис	0,35	80	144	28,3	10,6	0,37	0,08	0,0077	28	7,92 6,94	2,97 2,86	0,104 0,097
Нереус	0,6	17	480	7,6	1,7	0,07	0,02	0,0035	10,2	0,78 0,42	0,17 0,13	0,007 0,005
Вима	0,6	10	140	10,0	0,29	0,025	0,002	0,002	7	0,70 0,46	0,02 –	0,002 –
Хадарба	0,6	20	70	6,3	1,3	0,06	0,012	0,0032	12	0,76 0,34	0,16 0,11	0,007 0,004
Гипсум	0,4	50	12	41,7	0,31	0,13	0,07	0,002	20	8,34 7,64	0,06 –	0,026 0,021
Все впадины			1369							35,90 29,68	5,17 4,50	0,457 0,412
Нормальные осадки	0,8	8,5	438000	3,5	0,4	0,025	0,006	0,0025	6,8	0,24	0,03	0,002

* В числителе – валовые содержания элемента, в знаменателе – его гидротермальная составляющая.



гидротермальной составляющей в осадках Красного моря

Абсолютные массы, г/см^2 в 1000 лет*		Общие массы, 10^4 т в 1000 лет*					Содержание гидротермальной составляющей, % (отношение металла гидротермального к металлу валовому)				
Cu	Pb	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb
0,0012 0,0003	0,0005 0,0001	357 201	89,3 71,5	4,47 3,35	0,357 0,089	0,134 0,022	56	80	75	25	17
0,0008 0,0001	0,0003 –	34 15	3,1 1,0	0,27 0,14	0,038 0,005	0,014 –	44	31	50	14	–
0,0025 0,0020	0,0005 0,0003	90 71	3,0 0,9	0,28 0,15	0,173 0,142	0,037 0,024	80	31	54	82	64
0,0009 0,0003	0,0006 0,0003	16 11	6,0 5,4	0,07 0,03	0,014 0,005	0,008 0,005	67	90	43	33	55
0,0017 0,0012	0,0001 –	18 14	0,4 –	0,06 0,03	0,021 0,014	0,002 –	79	–	54	68	–
0,0930 0,0912	0,0132 0,0125	714 641	38,9 30,5	18,48 17,96	6,510 6,384	0,924 0,872	90	78	97	98	94
0,0016 0,0011	0,0003 0,0001	12 8	4,3 3,9	0,12 0,10	0,019 0,013	0,004 0,001	71	91	81	70	38
0,0007 0,0001	0,0002 –	2 1	0,1 –	0,01 –	0,003 0,000	0,001 –	31	–	–	14	–
0,0224 0,0207	0,0022 0,0015	1141 1000	427,4 411,3	14,92 13,91	3,226 2,984	0,310 0,210	88	96	93	93	68
0,0020 0,0014	0,0004 0,0001	372 201	83,2 63,6	3,43 2,20	0,979 0,685	0,171 0,049	54	76	64	70	29
0,0001 –	0,0001 –	98 64	2,8 –	0,25 –	0,020 –	0,020 –	65	–	–	–	–
0,0014 0,0007	0,0004 0,0001	53 24	10,9 7,6	0,50 0,29	0,101 0,050	0,027 0,006	44	69	58	50	22
0,0140 0,0128	0,0004 –	100 92	0,7 –	0,31 0,25	0,168 0,154	0,005 –	92	–	81	91	–
0,1424 0,1320	0,0191 0,0149	3007 2341	670,3 595,6	43,16 38,41	11,627 10,526	1,656 1,188	78	89	89	91	72
0,0004	0,0002	104244	11914	745	179	74	2,2	5,0	5,2	5,9	1,6



Фиг. 55. Доля гидротермальной составляющей рудообразующих металлов в осадках Красного моря

1 – Fe; 2 – Mn; 3 – Zn; 4 – Cu; 5 – Pb

Fig. 55. Fraction of hydrothermal ore-forming metals in the Red Sea sediments.

1 – Fe; 2 – Mn; 3 – Zn; 4 – Cu; 5 – Pb

Таблица 51. Абсолютные количества металлов в рассолах впадин Атлантис-II и Дискавери

Впадины	Объем рассола, 10^9 м^3	Плотность рассола, т/м^3	Масса рассола, 10^9 т	Концентрация, кг/т					Общая масса, 10^4 т				
				Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb
Атлантис-II	5,5	1,18	6,49	$8\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	52	52	3.9	0,13	0,39
Дискавери	1,5	1,18	1,77	$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-4}$	0,053	8,85	0,14	0,012	0,035

Если учесть, что во впадине Атлантис-II существуют условия, неблагоприятные для выпадения марганца в осадок (см. главу III), то дальность его разноса и степень обогащения отложений за пределами депрессии можно считать максимальной. А это значит, что влияние гидротермального источника даже для марганца, наиболее миграционноспособного элемента, практически целиком ограничивается областью развития рифтовых депрессий центральной части моря.

Для корректности балансовых расчетов необходимо было учесть и то количество металлов, которое благодаря наличию в ряде впадин бескислородных рассольных вод находится в растворенном состоянии, т.е. не зафиксировано в осадочном материале.

Мы располагаем данными по объемам рассолов, их плотности и содержаниям рудных элементов в двух из наиболее рудоносных впадин – Атлантис-II и Дискавери [Hot brines ..., 1969]. В других впадинах с активной гидротермальной разгрузкой, таких, как Тетис и Гипсум, рассолы отсутствуют и металлы в придонных водах не накапливаются.

В табл. 51 даны результаты определения общих масс элементов, содержащихся в рассолах впадин Атлантис-II и Дискавери. Они рассчитывались путем умножения содержаний металлов (в кг/т) на массу рассолов (в т), которая в свою очередь определялась умножением объема рассольных линз (в м^3) на плотность рассолов (в т/м^3).

Сопоставление данных, приведенных в табл. 50 и 51, показывает, что добавка растворенной части рудных компонентов к общей массе металлов, сосредоточенных в осадках впадин, увеличивает долю гидротермальной составляющей для Fe на 0,1%, Mn и Zn – на 0,5%, Cu – на 0,06% и Pb – на 0,6%, для суммы рудных элементов на 0,12%.

Из приведенных цифр очевидно, что прибавка доли растворенных металлов практически не меняет соотношение компонентов, поступающих из разных источников в бассейн седиментации.

С учетом растворенного материала в общем балансе вещества доля гидротермального Fe составляет 2,3%, Mn – 5,5%, Zn – 5,6%, Cu – 5,96%, Pb – 2,2%, суммарное содержание гидротермальной составляющей для главных рудообразующих металлов оценивается в 2,62%.

Таблица 52. Запасы металлов во впадине Атлантис-II

Запасы металлов						Литературный источник
млн т			тыс. т		т	
Zn	Cu	Pb	Ag	Co	Au	
3,22	0,8	0,08	4,5	–	45	Hackett, Bischoff, 1973
2,5	0,5	–	9	–	–	Luke, Glyn, 1981
2,2	0,5	–	6	–	–	Bäcker, 1982
1,8	0,45	–	3,75	5,37	47	Guney et al., 1988
2,16	0,77	0,1	–	–	–	Наши данные

Очевидно, что полученные результаты нельзя рассматривать как точную количественную оценку соотношения компонентов, поступающих из разных источников, поскольку при расчетах имеется целый ряд допущений. В частности, не во всех случаях есть достоверные данные о площадях впадин, с разной точностью и детальностью определены объемные веса, скорости седиментации и средневзвешенные содержания металлов, не для всех впадин учтена доля растворенных в рассолах металлов.

Вместе с тем, несмотря на ориентировочный характер полученных итоговых цифр и возможную их дальнейшую корректировку, они несомненно отражают реальные масштабы влияния гидротермального источника на осадочный процесс в Красном море.

Дополнительным подтверждением достоверности полученных нами оценок являются имеющиеся в литературе подсчеты запасов цветных металлов, сосредоточенных в отложениях впадины Атлантис-II [Hackett, Bischoff, 1973; Luke, Glyn, 1981; Bäcker, 1982; Guney et al., 1988]. Результаты этих подсчетов, по данным различных авторов, приведены в табл. 52; там же показаны наши оценки запасов, полученные путем умножения абсолютных масс металлов, накопленных за 1000 лет во впадине Атлантис-II (см. табл. 50), на 12 тыс. лет – время активной гидротермальной деятельности на этом участке рифта. Как следует из табл. 52, полученные нами цифры близко совпадают с оценками других исследователей.

Таким образом, основной вывод о подчиненной роли гидротермального источника в поставке металлов в бассейн Красного моря можно считать достаточно обоснованным и достоверным. Вывод этот согласуется с мнением Н.М.Страхова о локальном характере гидротермальной активности и слабом ее влиянии на осадочный процесс в Мировом океане [Страхов, 1976].

Заключение

В заключение еще раз следует отметить, что открытие и всестороннее исследование современных гидротермальных рудообразующих систем спрединговых зон морей и океанов вносит большой вклад в решение общей проблемы гидротермально-осадочного рудогенеза.

В пределах глобальной рифтовой системы Мирового океана красноморский рифт занимает особое место. Являясь одним из участков этой системы, Красное море находится на начальной стадии океанообразования. Благодаря этому в районе Красного моря гидротермальная активность протекает на фоне разнообразных структурно-тектонических, физико-химических и геоморфологических обстановок, что позволяет изучить влияние на рудообразующий процесс различных рудогенерирующих факторов.

Наличие во впадинах красноморского рифта разнообразных по составу, свойствам и степени минерализации придонных вод создает условия для непосредственного изучения физико-химических минералообразующих механизмов.

Все отмеченные особенности красноморской рифтовой зоны позволяют рассматривать ее как уникальную лабораторию, созданную природой для познания разных аспектов подводного гидротермально-осадочного рудогенеза, для разработки общей его модели.

Однако роль рассматриваемого объекта не ограничивается чисто теоретическими, научными аспектами. В условиях рифтовой зоны Красного моря реализуется совокупность природных факторов (тектоно-магматических, геоморфологических, физико-химических), способствующих формированию рудной залежи гидротермально-осадочного генезиса.

Так, высокая тектономагматическая активность региона сопровождается активной гидротермальной деятельностью, мобилизующей и поставляющей в бассейн седиментации комплекс рудообразующих металлов. Существование в области разгрузки гидротерм морфологически выраженных депрессий препятствует распространению рудного вещества на широких площадях морского дна, способствует его локальному концентрированию. И, наконец, наличие в ряде впадин плотных высокоминерализованных бескислородных вод (рассолов) создает физико-химические условия, благоприятные для сохранения в осадках сульфидных фаз – главных носителей рудных металлов. Благодаря совместному действию всех рудогенерирующих факторов Красное море

является единственным примером современных рифтовых зон Мирового океана, где гидротермальный процесс приводит к формированию перспективного для промышленной эксплуатации полиметаллического месторождения.

В связи с этим целесообразно коротко остановиться на проблеме экономического потенциала современных рудных скоплений дна Мирового океана. Эта проблема достаточно активно обсуждается в печати, начиная с открытия богатых металлами отложений и прежде всего сульфидных построек, приуроченных к спрединговым зонам океанского дна.

На первых этапах делались весьма оптимистические выводы, основанные главным образом на масштабах проявления гидротермального процесса и высоких содержаниях в сульфидных накоплениях таких необходимых мировой промышленности металлов, как Zn, Cu, Pb, Co, Ag, Au. Стоимость океанских руд оценивалась миллиардами долларов, они рассматривались как главный источник минерального сырья ближайшего будущего.

Еще в сентябре 1982 г. на конференции "Океаны-82", проходящей в Вашингтоне и посвященной полиметаллическим сульфидным проявлениям океанского дна, было высказано предположение о возможности промышленной разработки океанских месторождений к началу XXI века.

В 1983 г. в работе Дж.Бишоффа с соавторами дана оценка стоимости сульфидных руд из ряда районов Мирового океана. В качестве основных полезных компонентов рассматривались Zn, Cu и Ag. На 21° с.ш. ВТП и в районе хребта Хуан-де-Фука стоимость тонны сульфидной руды оценивалась в 338,6 доллара (267 долларов – Zn, 71,6 – Ag); в районе Галапагосского рифта – 74,78 доллара (73 – Cu, 1,78 – Zn), на Кипре – 38,28 доллара (36,5 – Cu, 1,78 – Zn) [Bischoff et al., 1983].

Однако в дальнейшем, при более внимательном и детальном анализе этой проблемы, большинство исследователей стали осторожнее относиться к прогнозным оценкам экономической рентабельности современных рудных скоплений Мирового океана.

Так, по мнению П.Рона, “большинство известных на сегодняшний день гидротермальных минеральных отложений в центрах спрединга океанского дна, будучи обнаруженными на суше, попало бы в категорию признаков минерализации” [Рона, 1986, с. 79]. Несмотря на широкое распространение полиметаллических рудопроявлений в породах океанической коры промышленно перспективные залежи металлов там пока также не обнаружены [Malahoff, 1985]

В работе [Johnson, Clark, 1985], при обобщении главных геологических и экономических аспектов, касающихся различных видов минеральных накоплений на дне Тихого океана, сделан вывод о том, что по крайней мере в текущем столетии подводные гидротермальные сульфиды промышленного значения иметь не будут.

Наиболее обстоятельное исследование экономического потенциала современных минеральных ресурсов Мирового океана было проведено специальной комиссией, состоящей из ученых разного профиля, под руководством

доктора Дж.Бродаса. В его сообщении, сделанном в Москве в 1988 г. в ИО РАН, были доложены итоги этих исследований. Подчеркивалось, что при оценке экономической перспективности минерального сырья необходимо учитывать не только его запасы и рыночную стоимость, но и расходы на добычу, технологию извлечения металлов, систематическое опробование и т.п. Необходимо также хорошо ориентироваться в соотношении роста запасов и потребления металлов в месторождениях континентального блока.

Большую отрицательную роль в плане промышленного использования современных сульфидных залежей, находящихся в окислительной обстановке океанского дна, играют и естественные процессы их химического и физического разрушения.

Учитывая, что истинная ценность любых полезных ископаемых определяется возможностью их рентабельной добычи, комиссия пришла к однозначному заключению об экономической нецелесообразности и неэффективности эксплуатации гидротермальных сульфидных руд океана в обозримом будущем. Очевидно, что сделанный вывод не исключает возможности эксплуатации океанических руд в дальнейшем, при условии усовершенствования технологии, создании новой специализированной техники добычи и разработке четкой международно-правовой базы. Не исключено, что в перспективе данный тип рудных образований будет служить важным звеном минерально-сырьевой базы мира.

Вместе с тем, необходимо подчеркнуть, что если промышленное значение сульфидных руд океана, по крайней мере в настоящее время, проблематично, то с научной точки зрения они представляют огромный и бесспорный интерес.

Как уже отмечалось, среди современных гидротермальных отложений спрединговых зон Мирового океана красноморские рудные скопления занимают особое место и в плане их практической значимости.

По мнению ряда исследователей, отложения впадины Атлантис-II и прибыль от них сопоставимы с крупными месторождениями полиметаллических руд, развитых на континентах [Рона, 1986; Sardar, 1978; Hahlbrock, 1979]. Основными полезными металлами рудной залежи впадины являются Zn, Cu, Pb, Ag и Au, а общая ее стоимость оценивается в 2,5 млрд долларов [Bischoff et al., 1983].

Основные отличия сульфидсодержащих рудных илов впадины Атлантис-II от массивных океанических сульфидов заключаются в условиях их накопления, локализации и захоронения. Как уже отмечалось, красноморская залежь расположена в естественной впадине-ловушке, что способствует концентрации рудных металлов, а существование бескислородных придонных рассолов предохраняет сульфидные фазы от процессов их окисления. Кроме того, рудоносные осадки сильно обводнены, неконсолидированы и пластичны, что обеспечивает благоприятные условия для их добычи.

Район впадины Атлантис-II уже давно выбран в качестве полигона для разработки методов эксплуатации морских полиметаллических сульфидных месторождений и для отработки технологии извлечения из них полезных металлов [Bäcker, 1975; Mustafa, Amann, 1980].

Предполагается, что эксплуатация рудоносной залежи из впадины Атлантис-II начнется к 2000 году под эгидой Красноморской комиссии двух стран – Судана и Саудовской Аравии в содружестве с западногерманской фирмой Preussag.

Приведенные в книге результаты исследования красноморского рудообразующего процесса позволяют, на наш взгляд, рассматривать изученный регион как модельный, полигонный объект, занимающий особое место в рамках единой металлогенической провинции, приуроченной к планетарной рифтовой системе Мирового океана.

Систематизация материалов по современному рудообразующему процессу, установление его минеральных и геохимических индикаторных характеристик открывает возможности для обоснованного выявления сходных по генезису полезных ископаемых геологического прошлого, а следовательно, и для целенаправленных их поисков и разведки.

Summary

The discovery and thorough study of modern hydrothermal ore-forming systems in both marine and oceanic spreading zones valuably contribute to solving the general problem of hydrothermal-sedimentary ore-genesis.

Within the global rift system of the World Ocean the Red Sea rift occupies a particular place. Being a part of this system, the Red Sea is at the initial stage of the ocean growth. Therefore the hydrothermal activity in the Red Sea area occurs against the background of various structural-tectonic, physical-chemical, and geomorphologic environments. Their combination allows us to the study all interdependent ore-generation factors influencing on the ore-forming process to the study all interdependent ore-generating factors influencing on the ore-forming process.

Various in composition, properties, and degree of mineralization floor waters are localized in deeps of the Red Sea rift that is favorable for the direct study of physical-chemical mineral-forming mechanisms.

The described peculiarities of the Red Sea rift zone characterize it as a unique natural laboratory for both the study of various aspects of ore genesis and further development of the general model of hydrothermal-sedimentary ore genesis.

Besides the scientific value, this area is economically significant. The Red Sea rift zone is characterized by a combination of natural factors (i.e. tectonic-magmatic, geomorphologic, physical-chemical, etc.) which is favorable for the formation of minable hydrothermal-sedimentary ore deposit.

Thus, high tectonic-magmatic activity of the region is accompanied by intense hydrothermal activity which mobilizes and transports a number of ore-forming metals into the sedimentary basin. The presence of morphologically expressed depressions in the vicinity of hydrothermal vents prevents dispersion of the ore matter along vast areas of the marine floor. This results in local concentration of the ore matter.

And, at least, the presence of dense highly mineralized oxygen-free waters (brines) within some deeps results in physical-chemical conditions favorable for preservation in sediments of sulfide phases which are considered to be dominant metal bearers. Owing to joint influence of all ore-generating factors the Red Sea represents a unique example of the modern rift zone in the World Ocean where hydrothermal process leads to formation of economically significant polymetallic deposit. Zinc, copper, lead, silver, and gold are the principle economic metals in the ore deposit of the Atlantis-II Deep to a total value of 2.5 billion US dollars (Bischoff et al., 1983).

Sedimentary environments, peculiarities of localization and burial history of the sulfide-bearing muds in the Atlantis-II Deep are responsible for their distinction from massive oceanic sulfides. As it was already mentioned, the Red Sea deposit is localized in the natural trap. This is favorable for concentration of ore metals while the presence of oxygen-free floor brines prevents sulfide phases from oxidation. Besides, the ore-bearing sediments are plastic and highly saturated by water that is useful for their extraction.

For a long time the Atlantis-II Deep is a testing area for both exploitation of marine polymetallic sulfide deposits and extraction of economic minerals.

Based on the presented data on the Red Sea ore-forming process we consider this region as a test site which occupies a special place within an general metallogenic province in the planetary rift system of the World Ocean.

Both systematization of data on the modern ore-forming process and determination of its mineral and geochemical indicative characteristics form the basis for valid determination of genetically similar mineral resources of geological past and, hence, for their reconnaissance and prospecting.

Литература

Багин В.И., Багина О.Л., Богданов Ю.А. и др. Железо в рудоносных осадках депрессии Бауэр и Восточно-Тихоокеанского поднятия // Геохимия. 1975. N 3. С. 431–452.

Багин В.И., Гендлер Т.С., Деков В.М., Полищук О.Б. Мессбауровские исследования металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия (20°30' – 22°00' ю.ш.) // Океанология. 1993. Т. 33. N 5. С. 802–816.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.

Барнс Х.Л. Растворимость рудных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 328–369.

Батурин Г.Н., Дмитриев Л.В., Гурвич Е.Г. и др. Европиевая аномалия в сульфидных рудах океана // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. N 1. С. 207–209.

Батурин Г.Н., Коченов А.В., Тримонис Э.С. О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море // Океанология. 1969. N 3. С. 442–451.

Батурин Г.Н., Тамбиев С.Б., Ляпунов С.М. Редкоземельные элементы в биогенных фосфатах со дна океана // Геохимия. 1986. N 11. С. 1636–1643.

Богданов Ю.А., Лисицын А.П.. Мигдисов А.А. и др. О генезисе металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 249–274.

Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. 637 с.

Бутузова Г.Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере острова Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М.: Наука, 1969. 114 с.

Бутузова Г.Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение 1. Минеральный состав рудного вещества. Сообщение 2. Основные процессы минерало- и рудообразования во впадине Атлантис-II // Литология и полезн. ископаемые. 1984. N 2. С. 3–22. N 4. С. 11–32.

Бутузова Г.Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Сообщение I. Источники воды, газов, серы и формирования основного солевого состава рудообразующих растворов // Литология и полезн. ископаемые. 1986а. N 5. С. 3–18.

Бутузова Г.Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном рудогенезе. Сообщение II. Источники рудообразующих металлов // Литология и полезн. ископаемые. 1986б. N 6. С. 3–18.

Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочная рудная минерализация в рифтовой зоне Красного моря (минералогия, геохимия, процессы формирования) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. N 2. С. 99–114.

Бутузова Г.Ю., Дриц В.А., Лисицына Н.А. и др. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантис-II (Красное море) // Литология и полезн. ископаемые. 1979. N 1. С. 30–42.

Бутузова Г.Ю., Дриц В.А., Соколова А.Л. и др. Состав и генезис минеральных новообразований в активной зоне Малоантильской островной дуги // Литология и полезн. ископаемые. 1990. N 5. С. 3–20.

Бутузова Г.Ю., Ляпунов С.М. Редкоземельные элементы в гидротермально-осадочных отложениях Красного моря // Литология и полезн. ископаемые. 1995. N 1. С. 16–30.

Бутузова Г.Ю., Морозов А.А., Дриц В.А., Горшков А.И. Минералогия и процессы формирования окисных форм железа и марганца в рифтовой зоне Красного моря. Сообщение 2. Ос-

новные процессы минералообразования // Литология и полезн. ископаемые. 1988. N 6. С. 17–30.

Бутузова Г.Ю., Холодов В.Н. Генезис металлоносных рассолов и их рудообразующее значение // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Докл. сов. геологов на XXVIII сессии Междунар. геол. конгресса. М.: Наука, 1989. С. 120–131.

Бутузова Г.Ю., Штеренберг Л.Е., Воронин Б.И., Горькова Н.В. Атакамит в металлоносных осадках Атлантического океана // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. N С. 1177–1181.

Бутузова Г.Ю., Штеренберг Л.Е., Воронин Б.И., Корина Е.А. Самородные металлы в рудоносных осадках Красного моря // Литология и полезн. ископаемые. 1987. N 2. С. 122–125.

Ваганов П.А., Краснов С.Г., Куликов В.Д. и др. О фракционировании золота и платиноидов в океанских гидротермальных сульфидных рудах // Геохимия. 1995. N 2. С. 295–302.

Валяшко М.Г., Власова Н.К. Устойчивость магнезиальных солей в морских растворах и их геохимическое значение // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1975. № 4. С. 16–27.

Варенцов И.М., Дриц В.А., Горшков А.И. и др. Процессы формирования Mn-Fe корок в Атлантике: минералогия, геохимия главных и рассеянных элементов. Подводная гора Крылова // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 58–78.

Вейсберг Б.Д., Браун П.Р., Сьюард Т.М. Рудные элементы в активных гидротермальных системах // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 578–609.

Вержбицкий Е.В., Шнейдер А.А. Скорость спрединга дна в Красноморско-Аденском регионе по геомагнитным и геотермическим данным // Океанология. 1994. Т. 34. N 4. С. 614–616.

Виноградов В.И., Кононов В.И., Поляк Б.Г. Изотопный состав серы в термопроявлениях Исландии // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217. N 1. С. 1149–1152.

Волков И.И. Баланс марганца в океанском осадочном цикле // Литология и полезн. ископаемые. 1981. N 3. С. 25–34.

Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 271 с.

Волков И.И. Источники металлов современного железомарганцевого рудообразования в пелагиали океанов. Сообщение 1. Марганец // Литология и полезн. ископаемые. 1993. N 3. С. 17–40.

Волков И.И., Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в гидротермальных накоплениях железа и марганца в океане // Литология и полезн. ископаемые. 1987. N 6. С. 40–56.

Воробьев П.В. Гидротермальные изменения базальтов Срединно-Атлантического хребта (26° с.ш.) // Литогенез и рудообразование в океане. Л.: Недра, 1989. С. 7–81.

Гаврилов А.А. Эксгаляционно-осадочное рудонакопление марганца. М.: Недра, 1972. 216 с.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.

Геодекян А.А., Авилов В.И., Большаков А.М., Свинаренко В.К. Газы придонных вод Красного моря // Океанология. 1984. Т. 24. Вып.4. С. 624–627.

Геофизика океанов. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 416 с.

Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики. М.: Наука, 1993. 256 с.

Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. С-Пб.: Недра, 1992. 278 с.

Гричук Д.В. Ювенильная поставка вещества в гидротермы океанических рифтов // Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. С.-Пб.: Недра, 1992. С. 57–61.

Гричук Д.В., Борисов М.В., Мельникова Г.П. Термодинамическая модель гидротермальной системы в океанической коре: оценка эволюции раствора // Геология рудных месторождений. 1985. Т. 27. N 4. С. 3–23.

Гричук Д.В., Краснов С.Г. Об источниках рудообразующих металлов в современных гидротермах дна океана // Литология и полезн. ископаемые. 1989. N 1. С. 123–131.

Гурвич Е.Г., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. Типы гидротермальных образований на дне океана и их эволюция // Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. С. 41–65.

Гурвич Е.Г., Лукашин В.Н., Лисицын А.П., Куринов А.Д. Редкоземельные элементы и иттрий // Геохимия элементов-гидролизатов. М.: Наука, 1980. С. 71–116.

Дегазация Земли и геотектоника (Тезисы докладов II Всесоюзного совещания). М.: Наука, 1985. 199 с.

Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.

Дубинин А.В., Волков И.И. Редкоземельные элементы металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия // Геохимия. 1986. N 5. С. 647–662.

Дубинин А.В., Волков И.И.. Механизмы накопления РЗЭ в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия // Геохимия. 1988. N 8. С. 557–566.

Ельников И.Н., Зоненшайн Л.П., Сорохтин О.Г. Структура осадочного чехла красноморского рифта в районе 18°с.ш. // Океанология. 1985. Т. 25. Вып. 5. С. 801–808.

Жарков М.А., Куриленко В.В. Эвапоритовые рассолы в геологической истории // Закономерности эволюции земной коры. Тезисы Междунар. конференции. С-Пб.: 1996. С. 165.

Звягин Б.Б., Чухров В.Ф., Горшков А.И. Структура ферригидрита, ее формирование и трансформации // Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М.: Наука, 1975. С. 42–48.

Зеленов К.К. Железо и марганец в эксгаляциях подводного вулкана Бану-Вуху (Индонезия) // Докл. АН СССР. 1964. Т. 155. N 6. С. 1415–1418.

Золотарев Б.П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией // Геотектоника. 1979. N 1. С. 22–35.

Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18°с.ш. // Геотектоника. 1981. N 2. С. 3–22.

Зотов И.А., Олейников Б.В., Округин А.В., Курдюков Е.Б. Оценка физико-химических условий появления и устойчивости самородных металлов в магматических образованиях // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. N 5. С. 1183–1186.

Икорский С.В., Поляков А.И. Результаты исследования газов в магматических породах рифтовых зон Восточной Африки // Геохимия. 1973. N 6. С. 816–823.

Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 265 с.

Карпенко С.Ф., Балашов Ю.А., Ляликов А.В. и др. Источник магматизма некоторых островных дуг по изотопно-геохимическим данным // Эволюция системы кора–мантия. М.: Наука, 1986. С. 55–62.

Карпов Г.В., Киреев Ф.А., Ерощев-Шак В.А. Самородное железо в гидротермальной системе Камчатки // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. N 6. С. 1440–1443.

Коваль К.Р., Гаськов И.В., Акимцев В.А. Колчеданное рудообразование древних вулканических областей и современных спрединговых зон. Новосибирск: Наука, 1993. 63 с.

Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 212 с.

Кононов В.И., Поляк Б.Г. Гидрохимическая зональность Исландии как отражение ее геологического строения // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214. N 1. С. 163–165.

Кононов В.И., Поляк Б.Г. Проблема выявления ювенильной компоненты в современных гидротермальных системах // Геохимия. 1982. N 2. С. 163–177.

Коршунов Б.Г., Стефанюк С.Л. Введение в хлорную металлургию редких элементов. М.: Металлургия, 1970. 186 с.

Краснов С.Г., Судариков С.М. Химический состав и происхождение океанских рудообразующих гидротерм // Вулканология и сейсмология. 1990. N 5. С. 37–50.

Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 390 с.

Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П. Модель магматического очага под срединно-океаническими хребтами // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 4–22.

Кулибакина И.Б. О роли водорода в процессах абиогенной сульфатредукции // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. N 2. С. 495–497.

Курносов В.Б. Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана (по материалам глубоководного бурения). М.: Наука, 1982. 222 с.

Курносов В.Б. Гидротермальные изменения базальтов коры океана // Тихоокеанская геология. 1984. N 6. С. 90–94.

Лебедев Л.М. О природе металлоносности кислых гидротерм аппаратов вулканов // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 22–24.

Леин А.Ю., Ульянова Н.В., Гриненко В.А., Лисицын А.П. Геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд Срединно-Атлантического хребта (26° с.ш.) // Геохимия. 1991. N 3. С. 307–319.

Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 209 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 192 с.

Лисицын А.П. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 20–45.

Лисицын А.П. Биокосная система океанских гидротерм (поступление эндогенного вещества) // Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. С. 60–72.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О. и др. Металлоносные осадки и их генезис // Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 289–379.

Лисицын А.П., Гордеев В.В., Дёмина Л.Л., Лукашин В.Н. Геохимия марганца в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол.1985. N 3. С. 3–29.

Лисицына Н.А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. 224 с.

Луканин О.А., Кадик А.А. Возможная роль частичного плавления в формировании окислительно-восстановительного режима верхней мантии // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. N 4. С. 996–998.

Ляпунов С.М., Чувилева А.И., Бахматов Б.А. Определение редкоземельных элементов в ильмените ядерно-физическими методами // Минералого-геохимические исследования с применением ядерно-физических методов. М.: ИМГРЭ, 1980. С. 25–40.

Малинин С.Д. Физико-химическая характеристика углекислых гидротерм // Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М.: Наука, 1965. С. 40–96.

Малинин С.Д., Кравчук И.Ф. Распределение элементов в равновесиях с участием флюидов // Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М.: Наука, 1991. 256 с.

Малинин С.Д., Кравчук И.Ф. Поведение хлора в равновесиях: силикатный расплав – водно-хлоридный флюид // Геохимия. 1995. N 8. С. 1110–1130.

Малинин С.Д., Хитаров Н.И. Рудные и петрогенные элементы в системе: магматический расплав – флюид // Геохимия. 1984. N 2. С. 183–197.

Меняйлов И.А. Вулканические газы на различных стадиях вулканической активности // Гидротермальный процесс в области тектономагматической активности. М.: Наука, 1977. С. 126–140.

Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 234 с.

Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности вулканических газов // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 285–309.

Металлоносные осадки Индийского океана. М.: Наука, 1987. 166 с.

Металлоносные осадки Красного моря. М.: Наука, 1986. 288 с.

Маклишанский А.З., Яковлев Ю.В., Меняйлов И.А. и др. О геохимической роли поступления химических элементов с летучей компонентой активного вулканизма // Геохимия. 1979. N 11. С. 1652–1661.

Мигдисов А.А., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. и др. Геохимия металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 122–200.

Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.

Монин А.С., Плахин Е.А., Прохоров В.И. О горизонтальной неоднородности вод красноморских впадин // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. N 2. С. 483–487.

Морозов А.А. Исследования взаимодействия железа с сульфидной серой. Автореф. дис. ... канд. химических наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980. 24 с.

Мурдмаа И.О., Розанова Т.В. Донные отложения впадины Хесса // Океанологические исследования. М.: Наука, 1976. N 29. С. 26–42.

Набоко С.И., Главатских С.Ф. Постэруптивный процесс // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 309–340.

Новгородова М.И. Находка самородного алюминия в кварцевых жилах // Докл. АН СССР. 1979. Т. 284. N 4. С. 989–992.

Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 288 с.

Омото Х., Рай Р.О. Изотопы серы и углерода // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 405–446.

Панков В.Ю., Олейников Б.В. Самородная форма нахождения Cu и Zn в продуктах протокристаллизации магмы Большого трещинного Толбачинского извержения // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. N 6. С. 1467–1470.

Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. М.: Наука, 1985. 229 с.

Поляк Б.Г. Тепломассоперенос из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 190 с.

Прокопцев Г.Н., Прокопцев Н.Г. Образование металлоносных гидротерм на дне океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. N 4. С. 32–45.

Пушкина З.В., Степанец М.И., Орлова Л.П., Синани Т.И. Fe, Mn, Cu, Co,Ni, Zn, Pb, Cd, B, Si в иловых водах рудоносных осадков Красного моря (впадины Атлантис-II и Дискавери) // Литология и полезн. ископаемые. 1981. N 6. С. 62–69.

Рафальский Р.П. Растворимость сульфидов Zn, Pb и Ag в гидротермальных растворах // Геохимия. 1982. N 12. С. 1780–1797.

Рафальский Р.П. Растворимость пирита в гидротермальных растворах // Геохимия. 1985. N 1. С. 78–92.

Рафальский Р.П. Рудные элементы в гидротермальных растворах // Рудообразующие процессы и системы. М.: Наука, 1989. С. 49–67.

Рёддер Э. Флюидные включения – реликты рудообразующих растворов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 535–577.

Рожков А.М., Таран Ю.А., Серафимова Е.К. Химический и изотопный состав магматических газов Ключевского вулкана (изверж. 1988 г.) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 4. С. 28–36.

Розанова Т.В., Батурин Г.Н. О рудоносных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана // Океанология. 1971. Т. 2. N 6. С. 874–879.

Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 159 с.

Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры // Геохимия. 1967. № 12. С. 1652–1678.

Рябчиков И.Д. Физико-химический анализ условий отделения рудоносных растворов из гранитных магм // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 165–177.

Рябчиков И.Д., Соловьева И.П., Дмитриев Ю.И., Муравицкий Г.Н. Вода в родоначальной магме океанских ферробазальтов // Геохимия. 1984. N 2. С. 209–216.

Свальнов В.Н., Стрижов В.П., Богданов Ю.А., Исаева А.Б. Гидротермальные баритовые корки на базальтах впадины Атлантис-II (Красное море) // Океанология. 1984. Т. 24. N 6. С. 954–959.

Скиннер Б. Ю. Генетическое разнообразие гидротермальных минеральных месторождений // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 11–27.

Соболев А.В., Наумов В.Б. Первое прямое доказательство присутствия H_2O в ультраосновном расплаве и оценка ее концентрации // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. N 2. С. 458–461.

Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974. 280 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 2. 574 с.

Страхов Н.М. Срединно-океанические поднятия как источник рудных компонентов // Литология и полезн. ископаемые. 1974. N 3. С. 20–37.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. с.

Таусон Л.В. Гранитоидные магмы как источники рудного вещества эндогенных месторождений // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 43–58.

Твалчрелидзе А.Г., Ярошевич В.З. Генезис стратиформных колчеданных месторождений. М.: Недра, 1981. 131 с.

Флеров Г.Б., Андреев В.Н., Будников В.А., Цюрупа А.И. Петрология продуктов извержения // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 223–284.

Франклин Дж.М., Лайдон Дж.У., Сангстер Д.Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. Т. 2. С. 39–253.

Фролова Т.И., Жарикова Э.Н., Золотарев Б.П. и др. Магматические породы дна юго-восточной части Тихого океана и их вторичные преобразования в свете проблемы происхождения металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 48–72.

Харин Г.С. О роли гальмиролиза и гидротермального выщелачивания в поставке рудного вещества в океан // Геохимия. 1978. N 7. С. 1040–1056.

Хитаров Н.И., Малинин С.Д., Лебедев Е.Б., Шибаева Н.П. Распределение Zn, Cu, Pb и Mo между флюидной фазой и силикатным расплавом при высоких температурах и давлениях // Геохимия. 1982. N 8. С. 1094–1099.

Ходаковский И.Л., Попова М.Я., Озерова Н.А. О формах переноса ртути в гидротермальных растворах // Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977. С. 86–119.

Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 398 с.

Ципурский С.И., Дриц В.А., Чекин С.С. Выявление структурной упорядоченности нонтронитов электронографическим методом косых текстур // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. N 10. С. 105–113.

Черкашев Г.А., Ваганов П.А. Особенности состава редкоземельных элементов в металлоносных осадках вблизи гидротермальных зон // Литогенез и рудообразование в океане. Л.: Наука, 1989. С. 82–91.

Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. Гипергенные окислы марганца. М.: Наука, 1989. 208 с.

Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А., Диков Ю.П. О структурных разновидностях тодорокита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 12. С. 61–71.

Чухров Ф.В., Ермилова Л.П., Горшков А.И. и др. Экспериментальные данные об условиях образования окислов железа // Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М.: Наука, 1975а. С. 11–33.

Чухров Ф.В., Ермилова Л.П., Звягин Б.Б., Горшков А.И. Общие данные о ферригидрите // Там же. М.: Наука, 1975б. С. 33–42.

Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Ермилова Л.П., Горшков А.И. Образование и превращения лепидокрокита (γ-FeOOH) // Там же. М.: Наука, 1975в. С. 48–61.

Чухров Ф.В., Ермилова Л.П., Горшков А.И., Бугельский Ю.Ю. Бетагидроокисел железа и акаганеит // Там же. М.: Наука, 1975г. С. 61–71.

Шилобреева С.Н., Кадик А.А., Луканин О.А. Дегазация магм океанического дна как отражение режима летучих компонентов в области магмообразования // Геохимия. 1983. N 9. С. 1257–1274.

Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Козак С.А., Щербаков И.Б. Иоцит и самородное железо из зоны разломов Мария Целеста (Индийский океан) // Минералогический журнал. 1981. Т. 3. N 5. С. 48–54.

Штеренберг Л.Е. Современное рудообразование на дне океанов // Геология рудных месторождений. 1984. N 4. С. 76–91.

Штеренберг Л.Е., Васильева Г.Л., Воронин Б.И., Корина Е.А. Минералы золота и серебра в металлоносных осадках Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 7. С. 151–154.

Штеренберг Л.Е., Васильева Г.Л. Самородные металлы и интерметаллические соединения среди осадков северо-восточной части Тихого океана // Литология и полезн. ископаемые. 1979. N 2. С. 133–139.

Эллис А.Д. Исследованные гидротермальные системы // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 497–530.

Albaréde F., Michard J., Minster F., Michard G. $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in hydrothermal waters and deposits from the East Pacific Rise at 21° N // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. V. 55. P. 29–36.

Allan T.D. Magnetic and gravity fields over the Red Sea // Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. 1970. V. 267. P. 153–180.

Alt J.C., Lonsdale P., Haymon R., Muchlenbachs K. Hydrothermal sulfide and oxide deposits on seamounts near 21° N, East Pacific Rise // Geol. Soc. of Amer. Bull. 1987. V. 98. N 2. P. 157–168.

Anschutz P., Blanc G., Stille P. Origin of fluids and the evolution of the Atlantis-II deep hydrothermal system, Red Sea: Strontium isotope study // Geoch. et Cosmoch. Acta. 1995. V. 59. N 23. P. 4799–4808.

Ausende J.M., Eissen J.P., Lafou Y., Gente P., Charlou J.L. Seafloor spreding in the North Fiji Basin (Southwest Pacific) // Tectonophysics. 1988. V. 146. P. 317–351.

Bäcker H. Exploration of the Red Sea and Gulf of Aden during the M.S.Valdivia Cruises "Erzchlamme A" and "Erzchlamme B" // Geol. Jahrb. R.D. 1975. H. 13. S.3–78.

Bäcker H. Fazies und chemische Zusammensetzung rezenter Ausfallungen aus Mineralguellon im Roten Meer // Geol. Jahrb. 1976. Bd. 17. S. 151–172.

Bäcker H. Metalliferous sediments of hydrothermal origin from the Red Sea // Mar. Miner. Deposits-New Results and Econ. Prospects. Proc. Clausthaler Workshop. Sept., 1982. Essen, 1982. P. 102–136.

Bäcker H., Lange J. Recent hydrothermal metal accumulation, products and conditions of formation // Marine Minerals Advances in Research. Resource Assessment. NATO. Asi. Ser. 1987. P. 317–336.

Bäcker H., Lange K., Richter H. Morphology of the Red Sea central graben between Subair Islands and Abul Kizaan // Geol. Jahrb. D. 1975. Bd. 13. S. 79–135.

Bäcker H., Marchig V., Stackelbert V.et al. Hydrothermal Activitat auf dem Meeresboden // Geol. Jahrb. 1991. R.D., H. 93. S. 103–198.

Bäcker H., Richter H. Die rezente hydrothermal-sedimentare Lagerstatte Atlantis-II Tief im Roten Meer // Geologische Rundschau. 1973. Bd. 62. S. 697–741.

Bäcker H., Schoell M. New deeps with brines and metalliferous sediments in the Red Sea // Nature Phys. Sci. 1972. V. 204. N 103. P. 153–158.

Badaut D., Blanc G., Decarreau A. Variation des mineraux argileus ferriferes en fonction du temps et de l'espace, dans les depots metalliferes de la fosse Atlantis-II en Mer Rouge // C. r. Acad. Sci. Ser. 1990. V. 310. N 8. P. 1069–1075.

Baker E.T., Lavelle J.W., Feely R.A. et al. Episodic venting of hydrothermal fluids from the Juan-de Fuca ridge // J. Geophys, Res. 1989. V. 94. N B7. P. 9237–9250.

Baker E.T., Massoth G.J., Collier R.W. et al. Evidence for high-temperature hydrothermal venting on the Gorda Ridge northeast Pacific Ocean // Deep Sea Res. 1987. V. 34. P. 1461–1476.

Ballard R.D., Holcomb R.T., van Andel T.H. The Galapagos Rift at 86°W. Sheet flows, collapse pits and lava lakes of the rift valley // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 5407–5422.

Barrett T.J., Jarvis J. Rare-earth element geochemistry of metalliferous sediments from DSDP Leg 92: the East Pacific Rise transect // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 243–259.

Baumann A., Richter H., Schoell M. Suakin Deep: brines and hydrothermal sediments in the deepest part of the Red Sea // Geol. Rundschau. 1973. Bd. 62. Hf. 3. S. 684–697.

Baurdillon Ch., Gideiri Y. Etude micropaleontòlogique de deux carottes prelevees dans la fosse Atlantis-II (Mer Rouge): la mise en place et milieu de depot des biues metaliferes // "C.R. Acad. Sci." 1983. S. 2. N 16. P. 1271–1274.

Berz K.C. Uber Magneteisen in marinen Ablagerungen // Zentralblatt fur Mineralogie, Geologie und Paleontologie. Stuttgart, 1922. S. 569–577.

Bignell R.D., Ali S.S. Geochemistry and stratigraphy of Nereus deep, Red Sea // Geol. Jahrb. D. 1976. Bd. 17. S. 173–186.

Bignell R.D., Cronan D.S., Tooms J.S. Red Sea metalliferous brine precipitates // Metallogeny and Plate Tectonics. Geol. Assoc. of Canada. 1976. Sp.papers N 14. P. 147–179.

Bischoff J.L. Red Sea geothermal brine deposits: their mineralogy, chemistry and genesis // Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer-Verlag: New York. 1969. P. 368–401.

Bischoff J.L. A ferroan nontronite from the Red Sea geothermal system // Clays and clay minerals. 1972. V. 20. N 4. P. 217–223.

Bischoff J.L., Dickson F.N. Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bars: implications for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 25. N 3. P. 385–398.

Bischoff J.L., Manheim F.T. Economic potential of the Red Sea heavy mineral deposits // Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer-Verlag: New York. 1969. P. 535–541.

Bischoff J.L., Rosenbauer R.J., Aruscavage P.J. et. al. Sea-floor massive sulfide deposits from 21°N, East Pacific Rise, Juan-de-Fuca Ridge; and Galapagos rift: Bulk chemical composition and economic implications // Econ. Geol. 1983. V. 78. P. 1711–1720.

Bischoff J.L., Rosenbauer R.J. Phase separation in seafloor geothermal systems: an experimental study of the effects on metal transport // Amer. Journ. Sci. 1987. V. 287. P. 957–978.

Blanc G., Boulegue J., Charlou J.L. Profils d'hydrocarbures legers dans l'eau de mer, les saumures et les eaux inters: cielles de la fosse Atlantis-II (Mer Rouge) // Oceanol. Acta. 1990. V. 13. P. 187–197.

Blanc G., Boulegue J., Michard A. Isotope compositions of the Red Sea hydrothermal end-member // C.R.Acad. Sci. 1995. V. 320. P. 1187–1193.

Bonatti E. The origin of metal deposits in the oceanic lithosphere // Sci. Amer., 1978. V. 238. P. 54–68.

Bonatti E. Hydrothermal metal deposits from the oceanic rifts: a classification // Hydrothermal process seafloor spreding cent. Proc. NATO ADV. Res. Inst., Cambridge, 5-8 apr., 1982. New York, London, 1983. P. 491–502.

Bonatti E. Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental to an oceanic rift // Nature, 1985. V. 316. P. 33–37.

Bonatti E., Colantoni P., Della Vedova B., Taviani M. Geology of the Red-Sea transitional zone (22°N–25°N) // Oceanol. Acta. 1984. V. 7. P. 385–398.

Bonatti E., Honnorez J., Honnorez-Guerstein M.B. Copper-iron sulfide mineralization in the equatorial Mid-Atlantic // Econ. Geol., 1976. V. 71. N 8. P. 1515–1525.

Boström K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments // Stockholm Contrib. Geol. 1973. V. 27. N 2. P. 148–243.

Boström K., Peterson M. Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise // Econ. Geol. 1966. V. 61. P. 1258–1265.

Boström K., Peterson M. Aluminium-poor ferromanganoan sediments on active oceanic ridges // J. Geophys. Res. 1969. V. 74. P. 3261–3270.

Bowers T.S., Campbell A.C., Measures C.I. et al. Chemical controls on the composition of vent fluids at 13-11°N and 21°N, East Pasific Rise // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. N B5. P. 4522–4536.

Bowers T.S., Taylor H.P. An integrated chemical and stable-isotope model of the origin of mid-ocean ridge hot-spring system // J. Geophys. Res. 1985. V. 890. N 14. P. 12583–12606.

Brewer P.G., Densmore C.D., Munns R., Stanley R.J. Hydrography of the Red Sea brines // Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer-Verlag: New York, 1969. P. 138–147.

Brewer P.G., Spencer D.W. A note on the chemical composition of the Red Sea brines // Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer-Verlag: New York, 1969. N 4. P. 174–179.

Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore fluids: magmatic to supergene // Thermodinamic modeling of geological materials: minerals, fluids and melts // Rev. in mineralogy. 1987. V. 17. P. 235–322.

Brockamp O., Goulart E., Harder H., Heydemann A. Amorphous copper and zinc sulfides in the metalliferous sediments of the Red Sea // Contrib. Miner. and Petrol. 1978. V. 68. N 1. P. 85–88.

Brooks R.R., Kaplan I.R., Peterson M.H. Trace element composition of the Red Sea geothermal brine and interstitial water // Hot brine and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer-Verlag: New York, 1969. P. 180–203.

Brown G.F., Coleman R.G. The tectonic framework of the Arabian Peninsula // Intern. Geol. Cong. 24th Proc., Montreal, 1972. Sec. 3.

Bruneau L., Jerlov N.G., Koczy F. Reports of the Swedish Deep Sea expedition // Physics and Chemistry. 1953. V. 3. P.

Bryan W.B., Moore J.G. Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic Ridge rift valley near lat. 36°40' N // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. V. 88. P. 556–570.

Butterfield D.A., Massoth G.J., Mac Duff R.E. et al. Geochemistry of hydrothermal fluids from axial seamount hydrothermal emissions study vent field Juan-de-Fuca Ridge: subseafloor boiling and subsequent fluid rock interaction // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 12895–12921.

Butuzova G.Yu., Drits V.A., Morozov A.A., Gorschkov A.I. Processes of formation of iron-manganese oxyhydroxides in the Atlantis-II and Thetis deeps of the Red Sea // Spec. Publs Int. Ass. Sediment. 1990. V. 11. P. 57–72.

Campbell A.C., Edmond J.M., Colodner D. et al. Chemistry of hydrothermal fluids from the Marian Trough back arc basin in comparison to mid-ocean ridge fluids // E.O.S, 1987. V. 68. N 44. P. 1531.

Campbell A.C., Edmond J.M. Halide systematics of submarine hydrothermal vents // Nature. 1989. V. 342. N 6246. P. 168–170.

Campbell A.C., Palmer M.R., Klinkhammer J.P. et al. Chemistry of hot springs on the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1988. V. 335. N 6190. P. 514–519.

Cann J.R., Winter C.K., Pritchard R.G. A hydrothermal deposits from the floor of the gulf of Aden // Miner. Mag. 1977. V. 41. P. 193–199.

Chan L.H., Edmond J.M., Thompson G. A lithium isotope study of hot springs and metabasalts from mid-ocean ridge hydrothermal systems // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. N B6. P. 9653–9659.

Charlou J.L., Bougault H., Appriou P. et al. Water column anomalies with hydrothermal activity between 11°40' and 13°N in the East Pacific Rise: Discrepancies between tracers // Deep Sea Res. 1991. V. 38. P. 569–596.

Charlou J.L., Donval J.P. Hydrothermal methane venting between 12°N and 26°N along the Mid-Atlantic Ridge // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. N B6. P. 9625–9642.

Choukrqune P., Francheteau J., Hekinian R. Tectonics of the East Pacific Rise near 12°51'N: a submersible study // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 68. P. 115–127.

Cochran J.R. A model for the development of the Red Sea // Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull. 1983. V. 67.P. 41–69.

Cochran J.R., Martinez F. Evidence from the northern Red Sea on the transition from continental to oceanic rifting // Tectonophysics. 1988. V. 153. N 1–4. P. 25–53.

Cole T.G. The nature and origin of smectite in the Atlantis-II Deep, Red Sea // Can. Miner. 1988. V. 26.P. 755–765.

Coleman R.G. Geologic background of the Red Sea // Init. Rep. DSDP. Washington, 1974. V. 23. P. 813–820.

Corliss J.B., Lyle M., Dymond J., Crane K. The chemistry of hydrothermal sediment mounds deposits near the Galapagos rift // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. N 1 P. 12–24.

Courtous Ch., Treuil M. Distribution des terres rares et de quelques elements en trace dans les sediments recents des fosses de la Mer Rouge // Chem. Geol. 1977. V. 20. N 1. P. 57–72.

Craig H. The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas // Nuclear Geology on Geothermal Areas. Pisa, 1963. P. 17–53.

Craig H. Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines // Science. 1966. V. 154. P. 1544–1548.

Craig H. Geochemistry and origin of the Red Sea brines // Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer-Verlag: New York, 1969. P. 208–242.

Craig H., Lupton J.E. Helium-3 and mantle volatiles in the ocean and oceanic crust // The sea, 1981. V. 7. P. 391–428.

Cronan D.S. Metallogenesis at oceanic spreading centres.- Conference report. // J. Geol. Soc. Amer. London. 1979. V. 136. P. 621–626.

Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification. Miner. Soc. London, 1980. 495 p.

De Baar H.J.W., German Ch.R., Elderfield H., Van Gaans P. Rare earth element distributions in anoxic waters of the Cariaco Trench // Geochim. et Cosmochim. acta. 1988. V. 52. N 5. P.

Detrick R.S., Buhl P., Vera E. et al. Multy-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise // Nature. 1987. V. 326. N 6108. P. 35–41.

Detrick R.S., Honnorez J., Adamson A.C. et al. Drilling the Snake Pit hydrothermal sulfide deposits on the Mid-Atlantic Ridge. Lat. 23°22'N // Geology. 1986. V. 14. P. 1004–1007.

Deuser W.G., Degens E.T. $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ ratios of fossils from the hot brine deep area of central Red Sea // Hot brines and resent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer-Verlag: New York, 1969. P. 336–347.

Dymond J., Corliss J.B., Heath C.R. et al. Origin of metalliferous sediments from the Pasific ocean // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. V. 84. N 10. P. 3355–3372.

Dymond J., Eklund W. A microprobe study of metalliferous sediment components (M.S.thesis). Convallis-Oregon: Oregon state University, 1974. P. 77.

Edmond J.M. Chemistry of the 350°C hot springe on the crest of the East Pacific Rise at 21°N // J. Geochem. Explor. 1983. V. 19. N 1-3. P. 491–492.

Edmond J.M., Campbell A.C., Palmer M.R. et al. Preliminary report on the chemistry of hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge // Trans. Amer. Geophys. Union. 1986. V. 67. N 44. P. 1021.

Edmond J.M., Measures C., Mangum B. et al. On the formation of metal rich deposits at ridge crests // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. V. 46. P. 19–30.

Edmond J.M., Von Damm K.L. Chemistry of ridge crest hot springs // Biol. Soc. Wash. Bull. 1985. N 6. P. 43–47.

Edmond J.M., Von Damm K.L., Mc Duff R.E., Measures C.I. Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal // Nature. 1982. V. 297. P. 187–290.

Emery K.O., Hunt J.M., Hays E.E. Summary of hot brines and heavy metal deposits in the Red Sea // Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. 1969. Springer-Verlag: New York, P. 557–571.

Evans W.C., White L.D., Rapp J.B. Geohemistry of some gases in hydrothermal fluids from the Southern Juan de Fuca Ridge // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 15305–15313.

Fairhead J.D., Girdler R.W. The seismicity of the Red Sea, Gulf of Aden and Afar Triangle // Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1970. Series A.V. 267. P. 49–71.

Faure G., Jones L. Anomalous strontium in the Red Sea brines // Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer-Verlag: New York, 1969. P. 243–250.

Feely R.A., Massoth G.Y., Baker E.T. et al. The effect of hydrothermal processes on midwater phosphorus distributions in the northeast Pacific // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. V. 96. N 3/4. P. 305–318.

Francheteau J., Ballard K.D. The East Pacific Rise near 21°N, 13°N and 20°S: inferences for along-strike variability of axial processes of the Mid-Ocean Ridge. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 64. P. 93–116.

Geyh M., Hohndorf A. The contribution of complementary 14°C and Th/U analyses to the stratigraphy of the Red Sea sediments // Geol. Jahrb. D. 1976. Bd 17. H. 1. S. 79–91.

Girdler R.W. A review of Red Sea heat flow // Phill. Trans. Roy Soc. London. 1970. Ser. A. V. 267. P. 191–203.

Girdler R.W. The evolution of the Gulf of Aden in space and time // School of phisics, the University Newcastle-upon-Tyne. U.K. 1985. P. 747–762.

Girdler R.W., Whitmarsh R.B. Miocene evaporites in Red Sea cores, their relevance to the problem of the wight and age of oceanic crust beneath the Red Sea // Init. Rep. DSDP. Washington, 1974. V. 23. P. 913–922.

Gold T., Soter S. Abiogenic methane and the origin of petroleum // Energy Explor Exploit, 1982. V. 1. P. 89–104.

Goldhaber M.B., Kaplan I.R. Apparent dissociation constants of hydrogen sulfide in chloride solutions // Mar. Chem. 1975. V. 3. N 2. P. 83–104.

Goulart P.E. Different smectite types in sediments of the Red Sea // Geol. Jahrb. 1976. N 17. P. 135–149.

Graf J.L. Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks // Econ. Geol. 1977. V. 72. P. 527–548.

Gudmundsson A. Possible affect of aspect ratios of magma chambers on eruption frequence // Geology. 1986. V. 14. N 12. P. 991–994.

Guennoc P., Pautot G., Coutelle A. Surficial structures of the northern Red Sea axial valley from 23°N to 28°N: time and space evolution of neo-oceanic structures // Tectonophysics. 1988. V. 153. N 1-4. P. 1–23.

Guney M., Al-Marhoun M.A., Nawab Z.A. Metalliferous sub-marine sediments of the Atlantis-II Deep, Red Sea // CIM Bull. 1988. V. 81. N 910. P. 33–39.

Hackett J.P., Bischoff J.L. New data on the stratigraphy, extent and geological history of the Red Sea geothermal deposits // Econ. Geol. 1973. V. 68. P. 553–564.

Hahlbrock U. Mining metalliferous mud in the Red Sea // Ocean Ind. May issue. 1979. P. 45–48.

Hall W.E., Friedman I., Nash J.T. Fluid inclusion and light stable isotope study of the climax molibdenum deposits, Colorado // Econ. Geol. 1974. V. 69. P. 884–901.

Hannington M.D., Scott S.D. Mineralogy and geochemistry of a hydrothermal silica-sulfide-sulfate spire in the caldera of axial seamonnt, Juan de Fuca Ridge // Canad. Miner. 1988. V. 26. N 3. P. 603–625.

Harder H. Nontronite synthesis at low temperature // Chem. Geol. 1976. V. 16. P. 141–152.

Hardie L.A. The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure // Amer. Miner. 1967. V. 52. N 171. P. 30–34.

Harding A.J., Orcutt J.A., Kappus M.E. et al. Structure of young oceanic crust at 13° N on the East Pacific Rise from expanding spread profiles // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. N B9. P. 12163–12196.

Hartmann M. Untersuchung von suspendiertem material in den hydrothermallaugen des Atlantis-II Tiefs // Geol. Rdsch. 1973. Bd. 62. H. 3. S. 742–754.

Hartmann M. Atlantis-II Deep geothermal brine system. Hydrographic situation in 1977 and changes since 1965 // Deep-Sea Res. 1980. V. 27. N 2A. P. 164–171.

Hartmann M. Atlantis-II geothermal brine system; chemical processes between hydrothermal brines and Red Sea deep water // Marine Geol. 1985. V. 64. N 1–2. P. 157–177.

Haymon R.M. Hydrothermal deposition on the East Pacific Rise at 21°N // J. Geochem. Explor. 1983. V. 19. N 1-3. P. 493–495.

Haymon R.M., Fornari D.J., Edwards M.H., et al. Hydrothermal vent distribution along the East Pacific Rise crest (9°09'–54'N) and its relationship to magmatic and tectonic processes on fast-spreading mid-ocean ridges // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 104. P. 513–534.

Haymon R.M., Kastner M. Hot spring deposits on the East Pacific Rise at 21°N: Preliminary description of mineralogy and genesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. V. 53. N 3. P. 363–381.

Heath G.R., Dymond J. Genesis and transformations of metalliferous sediments from the East Pacific Rise, Bauer Deep and Central Basin North-West Nasca Plate // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. V. 88. N 5. S.

Hekinian R., Fevrier M., Bischoff J.L., Shanks W.C. Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21°N // Science. 1980. V. 207 p. 1433–1444.

Hekinian R., Fouquet Y. Volcanism and metallogenesis of axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 13°N // Econ. Geol. 1985. V. 80. N 2. P. 221–255.

Helgeson H.C. Complexing and hydrothermal ore deposition. Oxford. Pergamon press, 1964. 320 p.

Helgeson H.C. Thermodynamics of hydrothermal systems et elevated temperatures and pressures // Amer. Journ. Sci. 1969. V. 267. P. 729–804.

Hendricks R.L., Reisbick F.B., Mahaffeu E.Y. et al. Chemical composition of sediments and interstitial brines from the Atlantis-II, Discovery and Chain deeps // Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer-Verlag: New York, 1969. P. 407–440.

Hinkley T.K., Tatsumoto M. Metals and isotopes in Juan de Fuca Ridge hydrothermal fluids and their associated solid materials // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 11400–11410.

Hoffert M., Perseil A., Hekinian R. et al. Hydrothermal deposits sampled by diving saucer in transform fault A near 37°N on the Mid-Atlantic Ridge, Famous area // Oceanologica Acta. 1978. V. 1. N. 1. P. 73–86.

Hoffert M., Person A., Courtois C. et al. Sedimentology, mineralogy and geochemistry of hydrothermal deposits from holes 424 (A,B,C), Galapagos spreading center // Init. Rep. DSDP. Washington, 1980. V. 54. P. 339–375.

Holland H.D. Granites, solutions and base metal deposits // Econ. Geol. 1972. V. 67. P. 281–301.

Holm N.G., Wadsteu T., Dowler U.I. ß-FOOH (akaganeit) in Red Sea brine // Etude Geol. 1982. V. 38. N 3–4. P. 367–371.

Horibe Y.K., Kim R., Craig H. Hydrothermal methane plumes in the Marianna back-are spreading // Nature. 1986. V. 324. P. 131–133.

Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer-Verlag: New York, 1969. 600 p.

Humphris S.E., Thompson G. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978a. V. 42. N 1. P. 107–125.

Humphris S.E., Thompson G. Trace elements mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978b. V. 42. N 1. P. 127–136.

Initial Report of the Deep Sea Drilling Project. Washington. 1973. V. 23. P. 595–600.

Ito E., Harris D.M., Anderson A.T. Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and seawater // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. N 9. P. 1613–1624.

Jean-Baptiste P., Charlou J.L., Stievenard M. et al. Helium and methane measurements in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: The Snakepit site at 23°N // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 106. P. 17–28.

Jenkins W.J., Edmond J.M., Corliss J.B. Excess ^{3}He and ^{4}He in Galapagos submarine hydrothermal waters // Nature. 1978. V. 272. P. 156.

Jenkins W.J., Rona P.A., Edmond J.M. Excess ^{3}He in the deep water over the Mid-Atlantic Ridge at 26°N: evidence of hydrothermal activity // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 49. P. 39–44.

Jonson Ch.J., Clark A.L. Potencial of Pacific ocean nodule, crust and sulfide mineral deposits // Natur. Resour. Forum. 1985. V. 9. N 3. P. 179–186.

Kaplan I.R., Emery K.O., Rittenberg S.C. The distribution and isotopic abundance of sulfur in recent marine sediments of Southern California // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1963. V. 27. P. 297–331.

Kaplan I.R., Sweeney R.E., Nissenbaum A. Sulfur isotope studies on Red Sea geothermal brines and sediments // Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer-Varlag: New York, 1969. P. 474–498.

Karson J.A., Thompson G., Hamphris S.E. et al. Along-axis variations in seafloor spreading in the MARK area // Nature. 1987. V. 328. P. 681–685.

Kazimirz J.B., Madjar J.B. Recovery of europium from a low-grade mixture of rare-earth // U.S. Patent N 3092449 (c. 123-22). 1958. 3 p.

Kim K.R., Welhan J.A., Craig H. The hydrothermal vent fields at 13°N and 11°N on the East Pacific Rise: Alvin 1984 results // E.O.S. Trans. Am. Geophys. Union. 1984. V. 65. P. 973.

Kimura M., Uyeda S., Kato Y. et al. Active hydrothermal mounds in the Okinawa Trough backarc basin, Japan // Tectonophysics. 1988. V. 145. P. 319–324.

Kobayakawa H.Y., Horibe Y. Deuterium abundance of natural waters // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1960. V. 20. P. 273–283.

Koski R.A., Clague D.A., Oudin E. Mineralogy and chemistry of massive sulfide deposits from the Juan de Fuca Ridge // Geol. Soc. Amer. Bull. 1984. V. 95. P. 930–945.

Koski R.A., Lonsdale P.E., Shanks W.C. et al. Mineralogy and geochemistry of sediment-hosted hydrotermal sulfide deposits from the Southern Trough of Guaymas Basin, Gulf of California // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. N 8. P. 6695–6707.

Krauskopf K.I. Dissolution and precipitation of silica low temperatures // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1956. V. 10. N 1–2. P. 137–148.

Ku T.L., Turber D.L., Mathieu G.G. Radiocarbon chronology of Red Sea sediments // Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. New York: Springer-Verlag. 1969. P. 348–359.

Kurz M.D., Jenkins M.J. The distribution of helium in oceanic basalt glasses // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. V. 53. P. 41–54.

Kwak T.A.P., Brown W.M., Abeysinghe P.B., Tan T.H. Fe solubilities in very saline hydrothermal fluides: Their relation to zoning in some ore deposits // Econ. Geol. 1986. V. 81. P. 447–465.

Kyser T.K. Stable isotope variations in the mantle // Rev. Miner. 1986. V. 16. P. 141–164.

Langmuir Ch. H. A magma chamber observed // Nature. 1987. V. 326. P. 15–16.

Langmuir Ch.H.,Bender J., Batiza R. Petrological and tectonic segmentation of the East Pacific Rise, 5°30'N-14°30'N // Nature. 1986. V. 322. P. 421–429.

Lillay M.D., Baress J.A., Gordon L.I. Reduced gases and bacteria in hydrothermal fluids: The Galapagos spreading center and 21°N East Pacific Rise // Hydrothermal processes at seafloor spreading centers. Plenum, New York. 1983. P. 411–419.

Lonsdale P., Becker K. Hydrothermal plumes, hot springs and conductive heat flow in the southern trough of Guaymas Basin // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. V. 73. P. 211–225.

Lonsdale P., Bischoff J.L., Burns V.M. et al. A high-temperature hydrothermal deposit on the seabed at a Gulf of California spreading center // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 49. P. 8–20.

Luke G., Glyn F. Arab silver from the Red Sea mud // New Sci., 1981. V. 89. N 1241. P. 470–472.

Lupton J.E. Helium-3 in the Guaymas Basin: evidence for injection of mantle volatiles in the Gulf of California // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. N 13. P. 7446–7452.

Lupton J.E. Terrestrial inert gases: isotope tracer studies and clues to primondial components in the mantle // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1983. V. II. P. 371–414.

Lupton J.E., Klinkhammer A.P., Normark W.R. et al. Helium-3 and manganese at the 21°N East Pacific Rise hydrothermal cite // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. N 1. P. 115–127.

Lupton J.E., Weiss R.F., Craig H. Mantle helium in the Red Sea brines // Nature. 1977. V. 266. N. 5599. P. 2440–2446.

Macdonald K.C. Mid-ocean ridges fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone // Ann. Rev. Earth. Planet. Sci. 1982. V. 10. P. 155–190.

Mahon W.A.I., McDowell G.D. Magmatic-volcanic steam: its geothermal areas // Geochemistry. 1977. V. 218. P. 11–18.

Malahoff A. A comparison of the massive submarine polymetallic sulfides of the Galapagos rift with some continental deposits // Marine Technology Soc. Journ. 1982. V. 16. N 3. P. 39–45.

Manceau A.G., Gorshkov A.I., Drits V.A. Structure chemistry of Fe and Mn hydrous oxides: II. Information from exafs spectroscopy and X-ray diffraction // Amer. Miner. 1992. V. 77. P. 1144–1157.

Manheim F.T. Red Sea hot brine-metal deposits // Acta Geologica. 1973. T. 17. Fasc. 4. P. 2–38.

Manheim F.T. Red Sea geochemistry. Init. Rep. DSDP. Washington. 1974. V. 23. P. 975–998.

Marching V., Erzinger L., Rosch H. Sediments from a hydrothermal field in the central valley of the Galapagos rift spreading center // Marine Geol. 1987. V. 76. N 3/4. P. 243–250.

Martinez F., Cochran J.R. Geothermal measurements in the nortnern Red Sea: implication for lithospheric thermal structure and mode of extension during continental rifting // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. N B9. P. 12239–12265.

Massoth J.J., Butterfield D.A., Lupton J.E. et al. Submarine venting of phase-separated hydrothermal fluids et axial volcano Juan de Fuca Ridge // Nature. 1989. V. 310. N 236. P. 702–705.

Matsukuma T., Horikoshi E. Kuroko deposits in Japan, a review // Volcanism and ore genesis: Tokyo, Univ. Tokyo Press, 1970. P. 153–179.

McKibben M.A., Elders W.A. Fe-Zn-Cu-Pb mineralization in the Salton Sea geothermal sistem, Imperial Valley, California // Econ. Geol. 1985. V. 80. N 3. P. 539–559.

McKibben M.A., Williams A.E., Okubo S. Metamorphosed Plio-Pleistocene evaporites and the origins of hypersaline brines in the Salton Sea geothermal system, California: fluid inclusion evidence // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. N 5. P. 1047–1056.

McMartry G., Yen Hsueh-Wen. Hydrothermal clay mineral formation of East Pacific Rise and Bauer basin sediments // Chem. Geol. 1981. V. 32. N 3/4. P. 189–205.

Melton Ch.E., Giardini A.A. The composition and significance of gas released from Africa and Brasil // Amer. Miner. 1974. V. 59. N 7–8. P. 742–757.

Merlivat L., Pineau F., Javey M. Hydrothermal vents waters at 13°N on the East Pacific Rise: isotopic composition and gas concentration // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. N 1. P. 100–108.

Michard A. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids // Geochim. et Cosmochim Acta. 1989. V. 53. N 3. P. 745–750.

Michard A., Albaréde F. The REE content of some hydrothermal fluids // Chem. Geol. 1986. V. 55. P. 51–60.

Michard A., Albaréde F., Michard G. et al. Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N) // Nature. 1983. V. 303. P. 795–797.

Michard G., Albaréde F., Michard A. et al. Chemistry of solutions from the 13°N East Pacific Rise hydrothermal site // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. N 3. P. 297–307.

Miller A.R., Densmore C.D., Degens E.T. et al. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1966. V. 30. N 3. P. 341–359.

Missack E., Stoffers P., Goresy E. Mineralogy, parageneses and phase relations of copper-iron sulfides in the Atlantis II deep, Red Sea // Mineralium Deposita. 1989. V. 24. P. 82–91.

Mitchell L. Late Tertiary history of hydrothermal deposition at the East Pacific Rise, 19°S: correlation to volcanotectonic events // Geophys. Res. Lett. 1987. V. 14. N 6. P. 595–598.

Morgan J.W., Wandless G.A. Rare earth element distribution in some hydrothermal minerals: evidence for crystallographic control // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. P. 973–980.

Mossman D.G., Hefferson K.G. Possible primary precipitation of atacamite and other metal chlorides in certain stratabound deposits // Chem. Geol., 1978. V. 21. N 1–2. P. 151–159.

Mottl M.J. Metabasalts, axial hot springs and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges // Geol. Soc. Amer. Bull. 1983. V. 94. P. 161.

Mottl M.J., Holland H.D., Corr R.F. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalts by seawater. 2. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1979. V. 43. P. 869–884.

Muffler L.J., White D.E. Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, Southeastern California // Bull. Geol. Soc. Amer. 1969. V. 80. N 2. P. 157–181.

Murray G.W. Iron oxides // Marine minerals. Washington. Miner. Amer. Short course notes. 1979. V. 6. P. 47–107.

Nemoto T., Nayakava M., Takahashi K. et al. Report on the geological, geophysical and geochemical studies of Showashinzan Usu volcano // Geol. Surv. Jap. Rep. 1957. V. 170. P. –

Norton D., Taylor J. Quantitative simulation of the hydrothermal systems of crystallizing magmas on the basic of transport theory and oxygen isotope data: An analisis of the Skaergaard intrusion // J. Petrol. 1979. V. 20. N. 3. P. 421–486.

Ohmoto H. Fluid inclusions and isotope study of the lead-zinc deposits at the Bluebell mine, British Columbia, Canada // Soc. Mining. Geol. Japan. Spec. Issue 2, 1971. P. 93–99.

Oudin E. Hydrothermal sulfide deposits of the East Pacific Rise (21°N). Part I. Descriptive mineralogy // Marine Mining. 1983. V. 4. N 1. P. 39–72.

Oudin E., Cocherie A. Fish debris record the hydrothermal activity in the Atlantis-II Deep sediments (Red Sea) // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. P. 177–184.

Oudin E., Thisse Y., Ramboz C. Fluid inclusion and mineralogical evidence for high-temperature saline hydrothermal curculation in the Red Sea metalliferous sediments: Preliminary results // Marine Mining. 1984. V. 5. P. 3–31.

Owen R.M., Olivarez A.M. Geochemistry of rare earth elements in Pacific hydrothermal sediments // Marine. Chem. 1988. V. 25. P. 183–196.

Picard L. On Afro-Arabian tectonics // Geol. Rundsch. 1970. V. 59. P. 337–381.

Pinckney D.M., Haffty J. Content of zinc and copper in some fluid inclusions from the Cave-in-Rock district, southern Illinois // Econ. Geol. 1970. V. 65. P. 451–458.

Piper D.Z., Graef P.A. Gold and rare-earth elements in sediments from the East Pacific Rise // Marine Geol. 1974. V. 17. N 5. P. 287–297.

Pockalny R.A., Detrick R.S., Fox P.J. Sea Beam map of the Kane transform: Implications for the tectonics of slow-slipping transform faults // EOS. (American Geophysical Union Trans-actions). 1985. V. 66. P. 1092.

Poreda R.J. Hydrothermal vents: Ocean ridges in hot water // Nature. 1990. V. 346. N 6284. P. 516.

Pottorf R., Barnes H.L. Mineralogy, geochemistry and ore genesis of hydrothermal sediments from the Atlantis-II Deep, Red Sea // Econ. Geol. Monogr., 1983. V. 5. P. 198–223.

Pugh D.T. Origin of hot brines in the Red Sea // Nature. 1967. V. 214. P. 1003–1005.

Ramboz C., Oudin E., Thisse Y. Geyser-type discharge in Atlantis-II Deep, Red Sea: evidence of boiling from fluid inclusions in epigenetic anhydrite // Canad. Miner. 1988. V. 26. P. 765–786.

Rasmy M., Yonan A.A. Mineralogy and geochemistry of the lead-zinc mineralization at Ranga, Red Sea coast // Acta mineral. 1982. T. 25. F. 2. P. 211–221.

Risch H. Microbiostratigraphy of core-sections of the Red Sea // Geol. Jahrb. D. 1976. Bd. 17. Hf. 1. S. 3–14.

Roeser H.A. A detailed magnetic survey of the southern Red Sea // Geol. Jahrb. 1975. Bd. 13. S. 131–153.

Rona P.A. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust // Econ. Geol. 1978. V. 73. N 2. P. 135–161.

Rona P.A. Black smokers and massive sulfides at the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge, 26°N // E.O.S. (American Geophysical Union Transactions). 1985. V. 66. P. 936.

Rosenbauer R.J., Bischoff J.L., Radtke A.S. Hydrothermal alteration of grauwacke and basalt by 4Molal NaCl // Econ. Geol. 1983. V. 78. N 8. P. 1701–1710.

Ross D.A., Hays E.E., Allstrom F.C. Bathymetry and continuous seismic profiles of the hot brine region of the Red Sea // Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. New York: Springer-Verlag, 1969. P. 82–97.

Ruhlin D.E., Owen R.M. The rare element geochemistry of hydrothermal sediments from the East Pacific Rise: examination of a seawater scavenging mechanism // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. N. 3. P. 393–400.

Rye R.O., Haffty J. Chemical composition of the hydrothermal fluids responsible for the lead-zinc deposits at Providencia, Zacatecas, Mexico // Econ. Geol. 1969. V. 64. P. 629–643.

Sardar Z. Red Sea muds ripe for exploitation // Nature. 1978. V. 275. P. 582–583.

Sato T. Distribution and geological setting of the Kuroko deposits // Soc. Mining Geologist Japan. Spec. Issue. 1974. V. 6. P. 1–9.

Sayles F.L., Ku T.L., Bowker P.C. Chemistry of ferromanganoan sediments of the Bawer Deep // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. V. 86. N 10. P. 1423–1431.

Schmitz W., Singer A., Bäcker H., Stoffers P. Hydrothermal serpentine in a Hess deep sediment core // Marine Geol. 1982. V. 46. N 1/2. M17–M26.

Schneider W., Schumann D. Tonminerale in Normalsedimenten, hydrothermal beinflussten Sedimenten und Erzschlammen der Roten Meeres // Geol. Rundsch. 1979. Bd. 68. S. 631–648.

Schoell M., Faber E. New isotopic evidence for the origin of Red Sea brines // Nature. 1978. V. 275. P. 436–438.

Schoell M., Hartmann M. Changing hydrothermal activity in the Atlantis-II Deep geothermal system // Nature. 1978. V. 274. P. 784–785.

Sclater J.D., Herzen R.P., Williams D.L. et al. The Galapagos spreading center: Heat flow on the north flank // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1974. V. 38. P. 609–626.

Scott M.R., Scott R.B., Rona P.A. et al. Rapidly accumulating manganese deposit from the median valey of the Mid-Atlantic Ridge // Geophys. Res. Lett. Washington. 1974. V. 1. P. 355–358.

Scott S.D. Seafloor polymetallic sulfides: scientific curiosities or mines of the sulfure? // Marine minerals. 1985. NATO ASI Ser. C. V. 194. P. 277–300.

Sedwick P.N., Gamo T., McMurtry G.M. Manganese and methane anomalies in the North Fiji Basin // Deep Sea Res. 1990. V. 37. P. 891–896.

Seyfried W.E., Bischoff J.L. Experimental seawater-basalt interaction at 300°C, 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implication for the transport of heavy metals // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1981. V. 45. N 2. P. 135–149.

Seyfried W.E., Mottl M.J. Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater dominated conditions // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. N 6. P. 985–1003.

Shanks W.C., Bischoff J.L. Ore transport and deposition in the Red Sea geothermal model // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. N 10. P. 1507–1519.

Shanks W.C., Bischoff J.L. Geochemistry, sulfur isotope composition and accumulation rates of Red Sea geothermal deposits // Econ. Geol. 1980. V. 75. P. 445–459.

Shanks W.C., Seyfried W.E. Stable isotope studies of vent and chimney minerals, Southern Juan de Fuca Ridge: sodium metasomatism and seawater sulfate reduction // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 11387–11399.

Shearme S., Cronan D.S., Rona P.A. Geochemistry of sediments from the TAG. hydrothermal field, M.A.R. at latitude 26°N // Marine Geol. 1983. V. 51. P. 269–293.

Shimmield G.B., Price N.B. The scavenging of U, Th and Ra during pulsed hydrothermal activity at 20°S, East Pacific Rise // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. N 3. P. 669–678.

Singer A., Stoffers P. Hydrothermal vermiculite from the Atlantis-II Deep, Red Sea // Clays and clay minerals. 1981. V. 29. P. 454–458.

Singer A., Stoffers P. Mineralogy of a hydrothermal sequence in a core from the Atlantis-II Deep, Red Sea // Clay minerals. 1987. V. 22. N 3. P. 251–267.

Spooner E.T., Besckinsale R.D., Fyle W.S., Smewing J.D. ^{18}O enriched ophiolitic metabasic rocks from E.Ligiria (Italy), Pindos (Greece) and Troodos (Cyprus) // Contrib. Miner. Petrol. 1974. V. 47. P. 41–62.

Stackerberg U., Stoffers P., Putenaus D., Tufar W. Hydrothermal Activität auf dem Meeresboden // Geol. Jahrb R.D. 1991. H. 93. S. 103–198.

Stakes D.S., Shervais J.N., Hofson C.A. The volcanic-tectonic cycle of the Famous and Amar valleys, Mid-Atlantic Ridge (36°47'N). Evidence from basalt glass and phenocryst compositional variations for a non-stedy magma chamber beneath the valley midsections Amar-3 // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. N 8. P. 6995–7028.

Styrt M.M., Brackmann A.J., Holland H.D. et al. The mineralogy and the isotopic composition of sulfur in hydrothermal sulfide/sulfate deposits on the East Pacific Rise, 21° N latitude // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. V. 53. P. 382–390.

Sverjensky D.M. Europium redox equilibrium in aqueous solutions // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 70–78.

Taylor H.P. The application of oxigen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // Econ. Geol. 1974. V. 69. P. 843–883.

Thisse Y. Sediments Metalliferes de la Fosse d'Atlantis-II (Mer Rouge). Contribution a l'Etude de Leur Contexte Morpho-Structural et de Leurs Carateristiques Mineralogiques et Geochimiques. Ph. D. thesis, Universite Orleans et B.R.G.M., Orleans, France. 1982. p.

Thisse Y., Guennoc P., Nawab Z. The Red Sea: a natural geodynamic and metallogenic laboratory // Episodes. 1983. V. 1. N 3. P. 3–9.

Thompson G. Hydrothermal fluxec in the Ocean // Chemical oceanography Academ. Press, 1983. V. 8. P. 271–337.

Thompson G., Humphris S.E., Schroeder B. et al. Active vents and massive sulfides at 26°N(TAG) and 23°N (Snakpit) on the Mid-Atlantic Ridge // Canad. Miner. 1988. V. 26. P. 697–713.

Toth G.R. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron // Bull. Geol. Soc. Amer. 1980. V. 91. N 1. P. 44–54.

Trüper H.G. Bacterial sulfate reduction in the Red Sea hot brines // Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. New York: Springer-Verlag, 1969. P. 263–271.

Turekian K., Wedepohl K.H. Distribution of the trace elements in some major units of the Earth's crust // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. V. 72. N 2. P.

Urabe T., Marumo K. A new model for Kuroko-type deposits of Japan // Episodes. 1991. V. 14. N 3. P.

Varentsov I.M., Sakharov B.A., Drits V.A. et al. Hydrothermal deposits of the Galapagos rift zone, Leg. 70: mineralogy and geochemistry of major components. Init. Rep. DSDP. Washigton. 1983. V. 70. P. 235–268.

Von Damm K.L. Seafloor hydrothermal activity: black smoker chemistry and chimneys // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. Palo Alto (Calif.), 1990. V. 13. P. 173–204.

Von Damm K.L., Bischoff J.L. Chemistry of hydrothermal solution from the southern Juan de Fuca Ridge // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. N B11. P. 334–346.

Von Damm K.L., Edmond J.M., Grant B., Measures C.J. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21°N, East Pacific Rise // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1985a. V. 49. N 11. P. 2197–2220.

Von Damm K.L., Edmond J.M., Measures C.J., Grant B. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1985b, V. 49. N 11. P. 2221–2237.

Watson S.W., Waterbury J.B. The sterile hot brines of the Red Sea // Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. New York: Springer-Verlag, 1969. P. 272–281.

Weber-Diefenbach K. Geochemistry and diagenesis of recent heavy metal ore deposits at the Atlantis-II Deep (Red Sea) // Time and Stratabound Ore Deposits. New York: Springer-Verlag, 1977. P. 419–436.

Wedepohl K.H. Tholeitic basalts from spreading ocean ridges. The growth of the oceanic crust // Naturwissenschaften. 1981. B. 68. H. 3. S. 110–119.

Weiss H.M., Nölltner T., Stoffers P. Occurence of ilvait in metalliferous brine muds from the Red Sea // Neues Jahrb. Mineral. Abh. 1980. V. 139. P. 239–253.

Welhan J.A., Craig H. Methane and hydrogen in East Pacific Rise hydrothermal fluids // Geophys. Res. Lett. 1979. V. 6. N 11.P. 829–831.

Welhan J.A., Craig H. Methane, hydrogen and helium in hydrothermal fluids // Hydrothermal processes at sea floor spreading centers. Plenum press. 1983. N 4. P. 391.

White D.E. Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resourses // Geothermics. 1970. Spec. iss. 2. V. 1. P. 58–80.

White D.E. Diverse origin of hydrothermal ore fluids // Econ. Geol. 1974. V. 69. P. 954–973.

White W.M., Hofmann A.W., Puchelt H. Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalt // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. N 6. P. 4881–4893.

Whitney G., Ebert D.D. Mineral paragenesis in talk-water experimental hydrothermal system // Amer. Miner. 1982. V. 67. P. 944–949.

Williams D.L., Herzen R.P., Sclater J.G., Anderson P.N. The Galapagos spreading center: lithospheric cooling and hydrothermal circulation // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1974. V. 38. P. 587–608.

Wolery T.J., Sleep N.H. Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges // J. Geol. 1976. V. 84. P. 249–275.

Wong H., Degens E. The crust beneath the Red Sea - Gulf Aden - East African system: a review // Mitt. Geol. Paleontol. Humburg. 1984. H. 56. S. 53–94.

Woodruff L.G., Shanks W.C. Sulfure isotope study of chimney minerals and vent fluids from 21°N, East Pacific Rise: hydrothermal sulfur sources and desequilibrium sulfate reduction // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. N B5. P. 4562–4572.

Wright J., Schrader H., Holser W.T. Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. P. 631–644.

Wyllie P. The role of water in magma generation and initiation of diapiric uprise in the mantle // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. N 5. P. 1328–1338.

Zierenberg R.A., Shanks W.C. Mineralogy and geochemistry of epigenetic features in metalliferous sediment, Atlantis-II Deep, Red Sea // Econ. Geol. 1983. V. 78. N 1. P. 57–72.

Zierenberg R.A., Shanks W.C. Isotopic constraints on the origin of the Atlantis-II, Suakin and Valdivia brines, Red Sea // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 2205–2214.

Zierenberg R.A., Shanks W.C. Isotopic studies of epigenetic in metalliferous sediment, Atlantis-II Deep, Red Sea // Canad. Miner. 1988. V. 26. P. 737–753.

Zierenberg R.A., Shanks W.C., Bischoff J.L. Massive sulfide deposits at 21°N East Pacific Rise: chemical composition, stable isotopes and phase equilibria // Geol. Soc. Amer. Bull. 1984. V. 95. P. 922–929.

Zolotarev B.P., Voitov G.J. Gases in basalts the gulf of California // Init. Rep. of DSDP, 1983. Leg 65. P. 667–672.

Фототаблицы

Фототаблица I. Оксигидроксиды железа из осадков впадин Красного моря

1–6 – впадина Атлантис-II. 1,2 – скопления микроглобулярных частиц кремнево-железистого геля: 1 – ст. 1905(5), глуб. 465–469 см, увел. 300, 2 – ст. 1991, глуб. 580–605 см, увел. 400; 3,4 – морфология скоплений рентгеноаморфных гидроксидов железа: 3 – ст. 389, глуб. 310–320 см, увел. 1700, 4 – ст. 1905(4), глуб. 215–220 см, увел. 4000; 5 – удлиненные пластинчатые кристаллы гетита, ст. 1905(4), глуб. 290–300 см, увел. 40000; 6 – агрегат тонкодисперсных частиц гетита, ст. 1905(4), глуб. 252–257 см, увел. 60000; 7 – морфология частиц Mn-гетита, впадина Тетис, ст. 224, глуб. 500–510 см, увел. 40000; 8 – электронограмма (а) и энергодисперсионный спектр (б) частиц Mn-гетита, впадина Атлантис-II, ст. 1905(5), глуб. 483–500 см; 9 – агрегат тонкочешуйчатых частиц гематита, впадина Атлантис-II, ст. 1905(5), глуб. 520–525 см, увел. 60000; 10 – скопление кристаллов гематита из осадков юго-западной части впадины Атлантис-II, ст. 389, глуб. 310–320 см, увел. 450; 11 – агрегат частиц ферригидрита бактериальной природы, впадина Атлантис-II, ст. 1905(5), глуб. 5–10 см, увел. 60000; 12 – кольцевая электронограмма частиц бактериального ферригидрита; 13 – глобулярные агрегаты игольчатых кристаллов лепидокрокита, впадина Атлантис-II, ст. 1905(5), глуб. 483–500 см, увел. 36000; 14 – кольцевая электронограмма игольчатых кристаллов лепидокрокита; 15 – агрегаты частиц лепидокрокита бактериальной природы, впадина Атлантис-II, ст. 1905(4), глуб. 338–350 см, увел. 40000; 16 – кольцевая электронограмма частиц бактериального лепидокрокита; 17 – скопление кристаллов магнетита в ассоциации с гематитом из осадков юго-западной части впадины Атлантис-II, ст. 389, глуб. 310–320 см, увел. 2000; 18 – кристаллы магнетита, впадина Тетис, ст. 224, глуб. 142–145 см, увел. 5000

Plate I. Iron oxyhydroxides from sediments of the deeps of the Red Sea

1–6 – Atlantis-II Deep. 1,2 – aggregate of microglobular iron-silica particles: 1 – site 1905 (5), horizon 465–469 cm, x300, 2 – site 1991, horizon 580–605 cm, x400; 3,4 – morphology of amorphous aggregates iron oxyhydroxides: 3 – site 389, horizon 310–320 cm, x1700, 4 – site 1905 (4), horizon 215–220 cm, x4000; 5 – elongate platy crystals of goethite, site 1905 (4), horizon 290–300 cm, x40000; 6 – aggregate of finely dispersed particles of goethite, site 1905 (4), horizon 252–257 cm, x40000; 7 – morphology of Mn-goethite particles, Thetis Deep, site 224, horizon 500–510 cm, x40000; 8 – electron diffraction pattern (a) and energy dispersion spectrum (б) of Mn-goethite microparticles, Atlantis-II Deep, site 1905 (5), horizon 483–500 cm; 9 – aggregate of finely flaked hematite, Atlantis-II Deep, site 1905 (5), horizon 520–525 cm, x40000; 10 – crystals of hematite, Atlantis-II Deep, site 389, horizon 310–320 cm, x450; 11 – aggregate of particles of bacterial ferrihydrite, Atlantis-II Deep, site 1905 (5), horizon 5–10 cm, x40000; 12 – electron diffraction pattern of bacterial ferrihydrite; 13 – globular aggregates of spicular crystals of lepidocrocite, Atlantis-II Deep, site 1905 (5), horizon 483–500 cm, x36000; 14 – electron diffraction pattern of spicular crystals of lepidocrocite; 15 – aggregate of particles of bacterial lepidocrocite, Atlantis-II Deep, site 1905 (4), horizon 338–350 cm, x40000; 16 – electron diffraction pattern of bacterial lepidocrocite; 17 – aggregate of magnetite and hematite crystals, Atlantis-II Deep, site 389, horizon 310–320 cm, x2000; 18 – crystals of magnetite, Thetis Deep, site 224, horizon 142–145 cm, x5000

Фототаблица II. Оксигидроксиды марганца из осадков впадин Красного моря

1 – колломорфные и дендритовидные выделения гидроксидов Mn, впадина Тетис, ст. 224, глуб. 98–100 см, увел. 10; 2,3 – глобулярные частицы тодорокита, слагающие основную массу

марганцеворудных горизонтов, впадина Атлантис-II, ст. 1905(5), глуб. 483–500 см: 2 – увел. 1800; 3 – увел. 4500; 4 – тройниковый сросток кристалла тодорокита, увел. 50000; 5 – электронограмма от тройникового сростка тодорокита с a = 9,75Å; 6 – электронограмма от монокристалла тодорокита с a = 24,4Å; 7–10 – морфологические особенности стяжений манганита из марганцеворудных горизонтов, впадина Тетис, увел. 200; 11 – кристалл манганита на поверхности стяжения, увел. 1000; 12 – стяжения манганита в массе микроглобулярного тодорокита, увел. 1800; 13,14 – внутреннее строение манганитовых стяжений, увел. 2000; 15–18 – морфологически сложные стяжения, состоящие в основном из манганита и тодорокита: 15,16 – впадина Атлантис-II, ст. 1905(5), глуб. 483–500 см, увел. 40; 17,18 – впадина Атлантис-II, ст. 1905(4), глуб. 338–350 см, увел. 100; 19 – агрегат мелких чешуйчатых частиц асболана, впадина Тетис, ст. 224, глуб. 225–235 см, увел. 40000; 20 – энергодисперсионный спектр асболана; 21 – электронограмма от частиц асболана; 22 – агрегат бесформенных частиц асболаноподобной X-фазы, впадина Тетис, ст. 224, глуб. 20–35 см, увел. 50000; 23 – электронограмма от частицы X-фазы

Plate II. Manganese oxyhydroxides from sediments of the deeps of the Red Sea

1 – colloform and dendritic manganese oxyhydroxides, Thetis Deep, site 224, horizon 98–100 cm, x10; 2,3 – globular todorokite particles from the groundmass of manganese ore horizon Atlantis-II Deep, site 1905 (5), horizon 483–500 cm, 2 – x1800; 3 – x4500; 4 – triple cluster of todorokite, x50000; 5 – electron diffraction pattern of the triple cluster of todorokite with a = 9,75 Å; 6 – electron diffraction pattern of todorokite with a = 24,4 Å; 7–10 – morphology of micronodules of manganite in the manganese ore horizon, Atlantis-II Deep, site1905 (5), horizon 483–500, x200; 11 – crystal of manganite of the surface of micronodule, x1000; 12 – micronodules of manganite in the major mass of globular todorokite, x1800; 13,14 – inner structure of manganite micronodules, x2000; 15–18 – aggregates of polycomponent composition (todorokite, manganite, Mn-goethite); 15,16 – Atlantis-II Deep, site 1905 (5), horizon 483–500 cm, x40; 17,18 – Atlantis-II Deep, site 1905 (4), horizon 338–350 cm, x100; 19 – aggregate of flaked absolane particles; Thetis Deep, site 224, horizon 225–235 cm, x40000; 20 – energy dispersion spectrum of absolane particles; 21 – electron diffraction pattern of flaked absolane particles; 22 – aggregate of absolane – like X-phase particles, Thetis Deep, site 224, horizon 20–35, x50000, 23 – electron diffraction pattern of absolane – like X-phase particles

Фототаблица III. Силикаты из осадков впадины Атлантис-II

Ст. 1991: 1–4 – электронограммы смектитов и смешанослойных образований: 1 – смектиты из поверхностных осадков, глуб. 5–10 см; 2 – смешанослойная фаза, содержащая ~70% разбухающих межслоев, глуб. 400–412 см.; 3 – та же фаза, обработанная в растворе K_2CO_3; 4 – смешанослойная фаза, содержащая ~20–30% разбухающих межслоев, глуб. 445–460 см.; 5,6 – гелеподобные скопления смектитовых частиц, глуб. 5–10 см, увел. 1000; 7–14 – морфологические особенности слоистых силикатов: 7 – ст. 387, глуб. 475–485 см, увел. 1500; 8,9 – ст. 1991, глуб. 445–460 см, увел. 1500; 10–13 – ст. 1991, глуб. 445–460 см, увел. 4000; 14 – ст. 1991, глуб. 445–460 см, увел. 8000; 15 – планковидные кристаллы смешанослойного смектит-селадонита, ст. 1991, глуб. 445–460 см, увел. 10000; 16 – микродифракционная картина от кристаллов смектит-селадонита; 17–22 – юго-западная часть впадины, ст. 389: 17–20 – Mg-содержащие силикаты: 17 – глуб. 310–320 см, увел. 1700; 18 – глуб. 310–320 см, увел. 4000; 19 – глуб. 450–460 см, увел. 2000; 20 – глуб. 450–460 см, увел. 4000; 21,22 – кристаллы амфиболов, глуб. 450–460 см; 21 – увел. 1800, 22 – увел. 4000

Plate III. Silicates from sediments of the Athlantis-II Deep

Site 1991: 1–4 – electron diffraction pattern of smectite and mixed-layered particles: 1 – smectite particles from surface sediments, horizon 5–10 cm; 2 – electron diffraction pattern of celadonite-smectite mixed-layered phase, containing ~ 70 % swelling smectite interlayers, horizon 400–412

cm; 3 – electron diffraction pattern of celadonite-smectite mixed-layered, K-saturated phase, horizon 400–412 cm; 4 – electron diffraction pattern of celadonite-smectite mixed-layered phase, containing ~ 20–30 % swelling smectite layers, horizon 445–460 cm; 5,6 – gelly-like aggregate of smectite particles from surface sediments, horizon 5–10 cm, x1000; 7–14 – morphology of layered silicates: 7 – site 387, horizon 475–485 cm, x1500, 8,9 – site 1991, horizon 445–460 cm, x1500, 10–13 – site 1991, horizon 445–460 cm, x4000, 14 – site 1991, horizon 445–460 cm, x8000; 15 – elongated crystals of mixed-layered smectite-celadonite, Atlantis-II Deep, site 1991, horizon 445–460 cm, x 10000; 16 – electron diffraction pattern of mixed-layered smectite-celladonite particles; 17–20 – Mg-containing silicates, South-western part of the Atlantis-II Deep, site 389: 17 – horizon 310–320 cm, x1700, 18 – horizon 310–320 cm, x4000, 19 – horizon 450–460 cm, x2000, 20 – horizon 450–460 cm, x4000; 21–22 – crystals of amphiboles, South-western part of the Atlantis-II Deep, site 389, horizon 450–460 cm: 21 – x 1800, 22 – x4000

Фототаблица IV. Сульфиды из осадков различных впадин Красного моря

1,2 – кристаллы пирита нижней сульфидной зоны, впадина Атлантис-II, ст. 1991, глуб. 615–625 см: 1 – увел. 1600; 2 – увел. 4000; 3,4 – скопления глобулярных частиц сфалерита, впадина Атлантис-II, ст. 1991, глуб. 445–460 см, увел. 1000; 5 – кристаллы сфалерита, впадина Альбатрос, ст. 402, глуб. 20–25 см, увел. 1000; 6 – кристаллы пирита (халькопирита?), впадина Атлантис-II, ст. 389, глуб. 310–320 см, увел. 1700; 7–10 – кристаллы пирротина и их скопления, впадина Атлантис-II, ст. 389, глуб. 388–400, увел. 1000; 11,12 – друзы пирита, впадина Альбатрос, ст. 402, глуб. 20–25 см, увел. 2000; 13,14 – фрамбоидальный пирит: 13 – впадина Суакин, ст. 364, глуб. 305–310 см, увел. 8000; 14 – впадина Эрба, ст. 399, глуб. 52–60 см, увел. 8000; 15–17 – кристаллы грейгита, впадина Дискавери, ст. 1996, глуб. 383–398 см: 15 – увел. 400; 16 – увел. 1000; 17 – увел. 2000; 18 – внутреннее строение стяжений грейгита, впадина Дискавери, ст. 1996, глуб. 383–398 см, увел. 4000

Plate IV. Sulfides from sediments of the different deeps of the Red Sea

1,2 – pyrite crystals, Atlantis-II Deep, SU_1 zone, site 1991, horizon 615–625: 1 – x1600, 2 – x4000; 3,4 – aggregates of globular sphalerite particles, Atlantis-II Deep, site 445–460 cm, x1000; 5 – sphalerite crystals, Albatros Deep, site 402, horizon 20–25, x1000; 6 – pyrite (chalcopyrite?) crystals, south-western part of the Atlantis-II Deep, site 389, horizon 310–320, x1700; 7–10 – pyrrhotite crystals and their aggregates, south-western part of the Atlantis-II Deep, site 389, horizon 388–400, x1000; 11,12 – pyrite druse, Albatros Deep, site 402, horizon 20–25, x2000; 13,14 – framboids of pyrite: 13 – Suakin Deep, site 364, horizon 305–310 cm, x8000, 14 – Erba Deep, site 399, horizon 52–60, x8000; 15–17 – greigite crystals, Discovery Deep, site 1996, horizon 383–398 cm: 15 – x400, 16 – x1000, 17 – x2000; 18 – inner structure of greigite aggregates, Discovery Deep, site 1996, horizon 383–398 cm, x4000

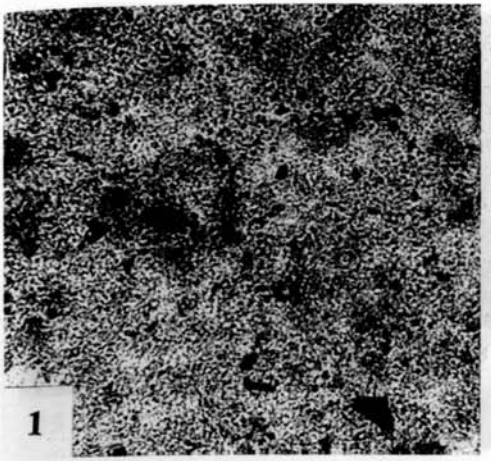
Фототаблица V. Карбонаты и сульфаты из осадков впадины Атлантис II

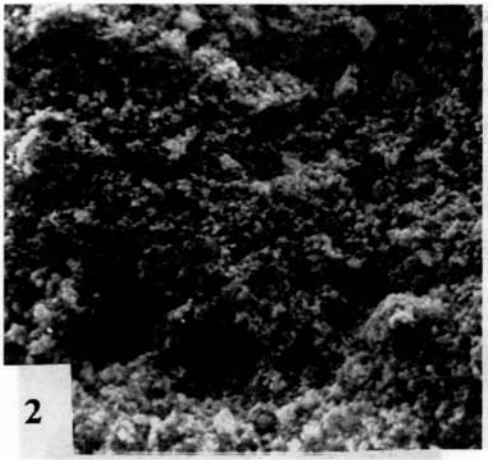
1 – скопления кристаллов манганосидерита, ст. 1905(4), глуб. 215–220 см, увел. 4000; 2 – скопление кристаллов ангидрита, ст. 396, глуб. 360–365 см, увел. 10; 3 – обломок кристалла ангидрита, ст. 389, глуб. 450–460 см, увел. 160; 4,5 – радиально-лучитсые агрегаты гипса: 4 – ст. 1905(4), глуб. 515–525 см, увел. 200, 5 – ст. 396, глуб. 490–500 см, увел. 1000; 6 – кристаллы барита в массе осадка, ст. 1991, глуб. 615–625 см, увел. 1000

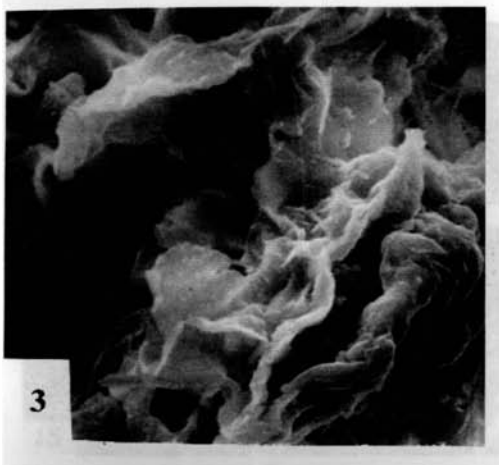
Plate V. Carbonates and sulfates from sediments of the Athlantis-II Deep

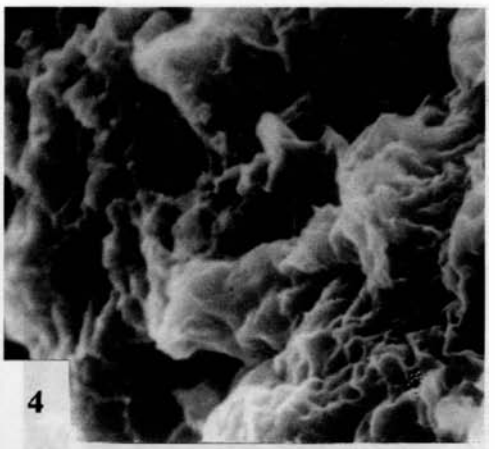
1 – manganosiderite crystals, site 1905 (4), horizon 215–220 cm, x4000; 2 – anhydrite crystals, site 396, horizon 360–365 cm, x 10; 3 – fragment of anhydrite crystal, site 389, horizon 450–460 cm, x160; 4,5 – aggregates of gypsum crystals, site 1905 (4), horizon 515–525 cm, x1000, 6 – baryte crystals in sedimentary matrix, site 1991, horizon 615–625, x1000

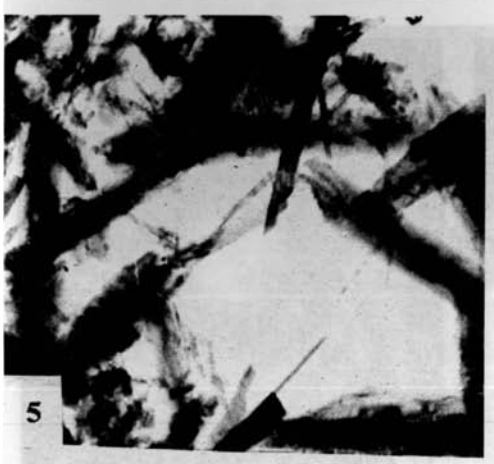
Фототаблица 1

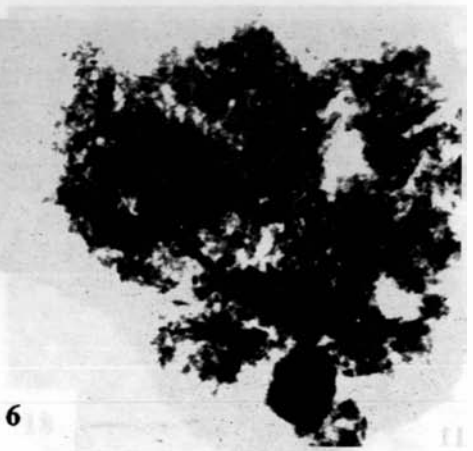


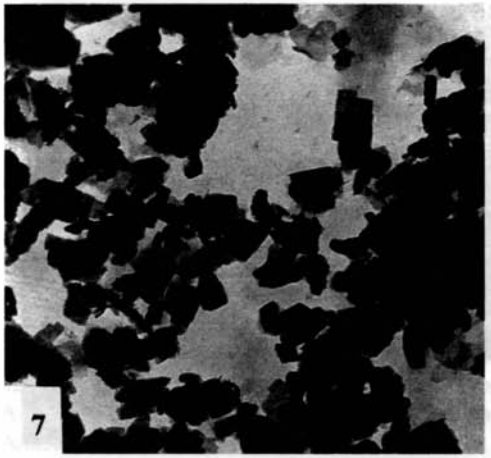








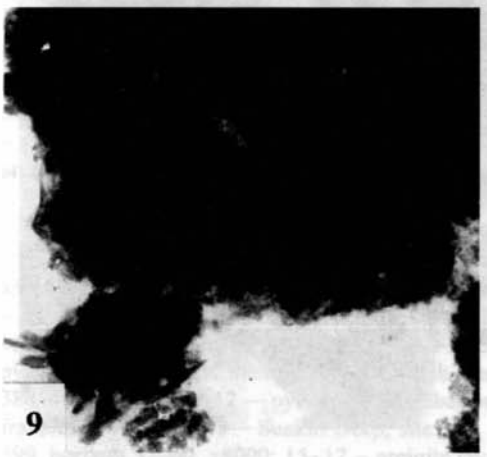




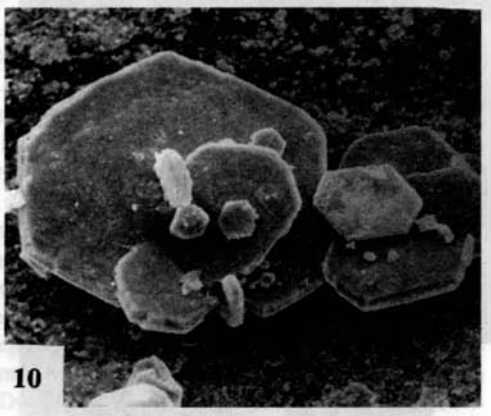
7

8а

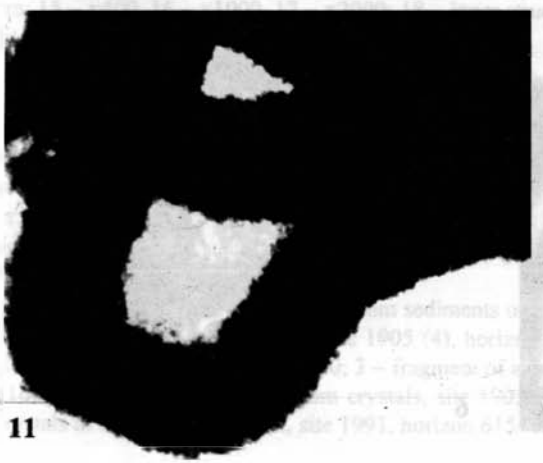
8б



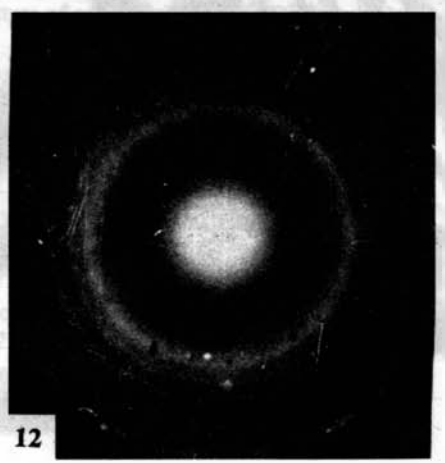
9



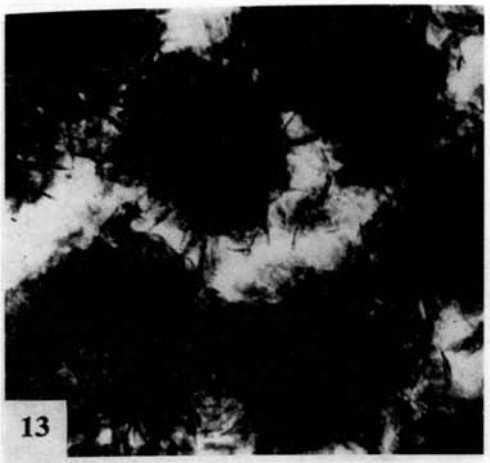
10

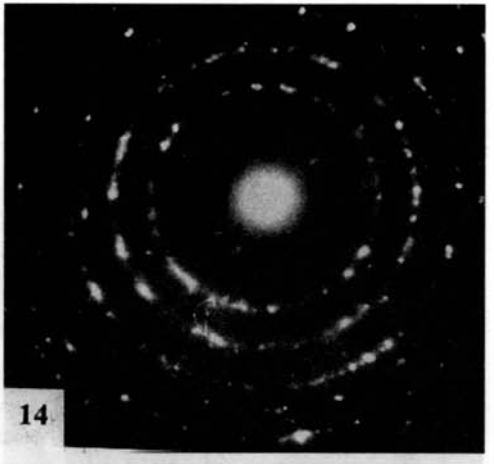


11

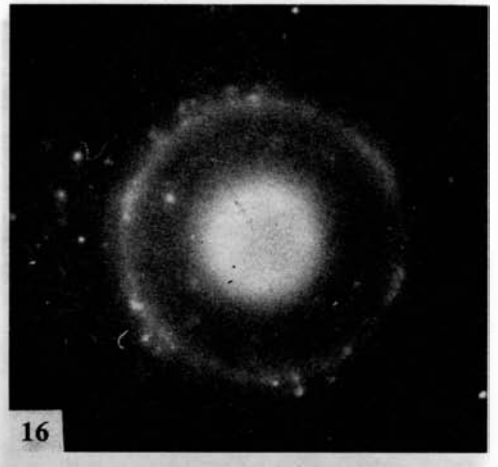


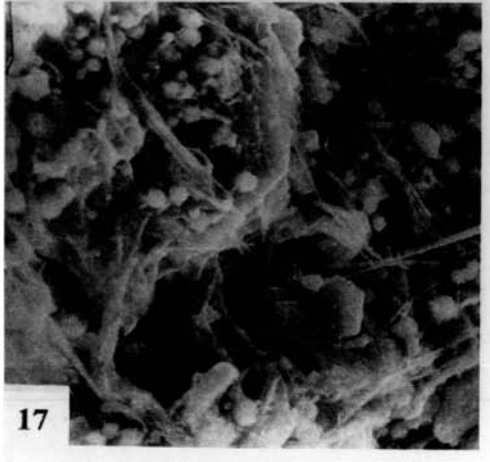
12

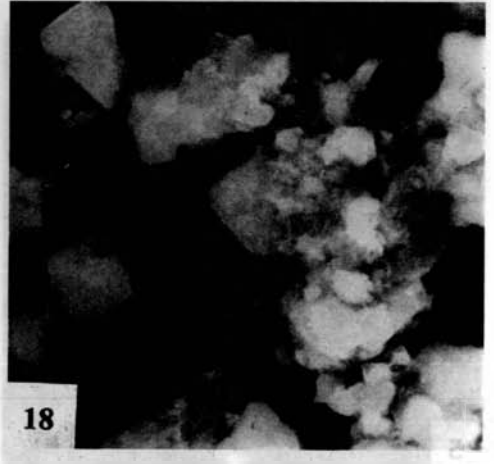

13

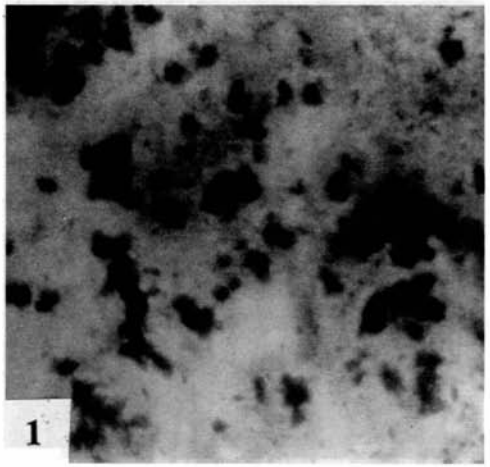

14

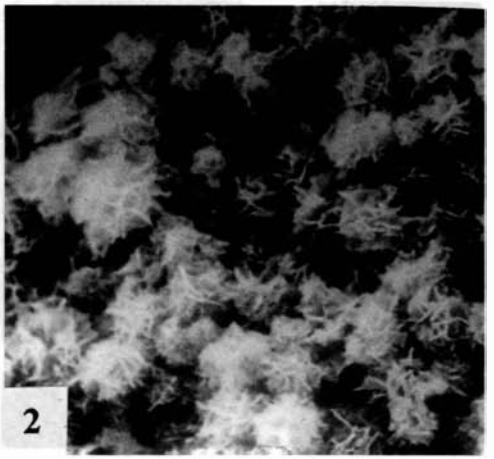
15

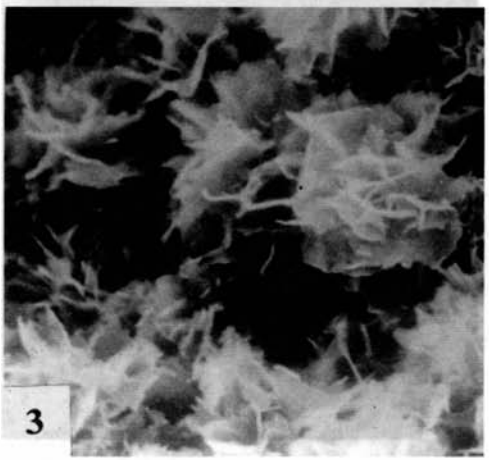

16

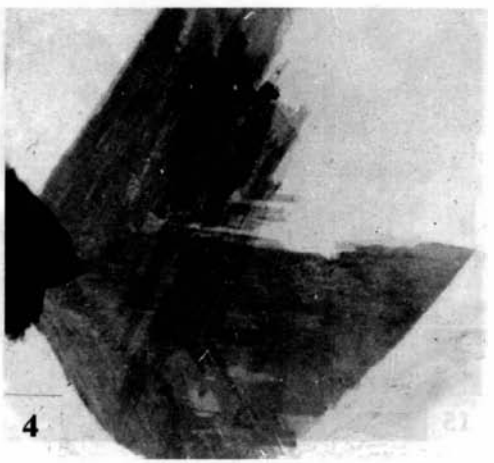

17

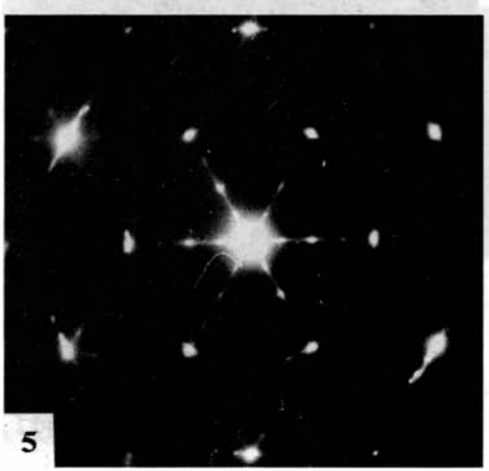

18

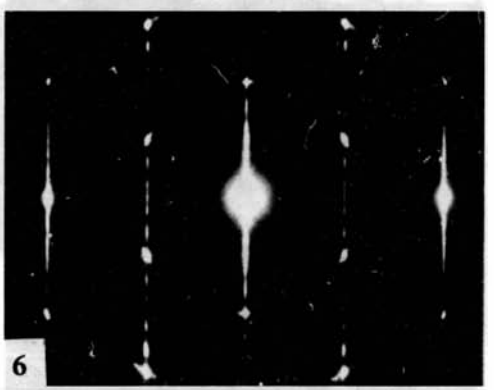

1

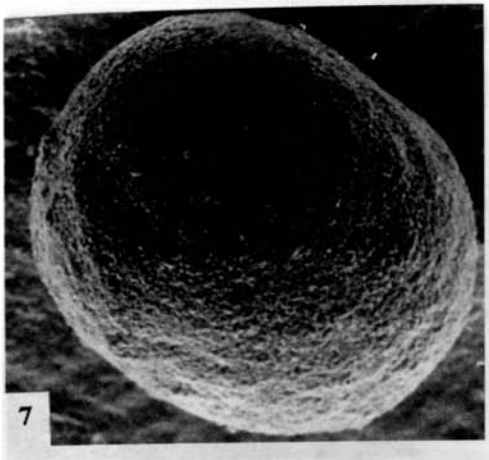

2

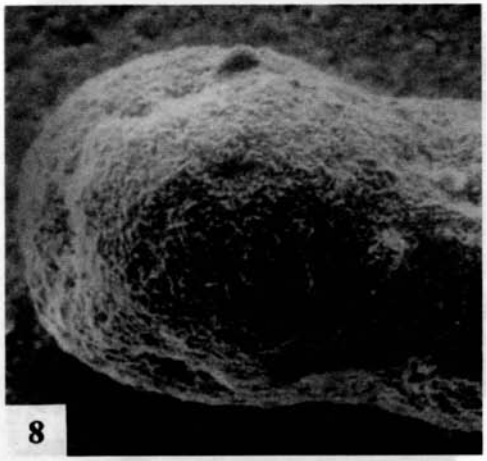

3


4

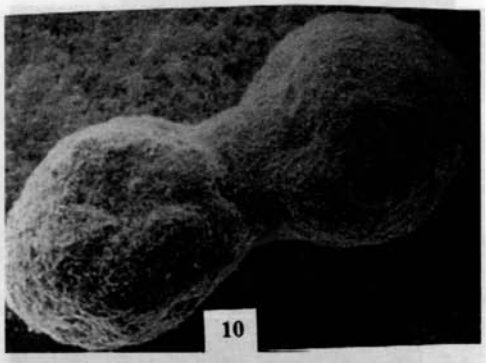

5

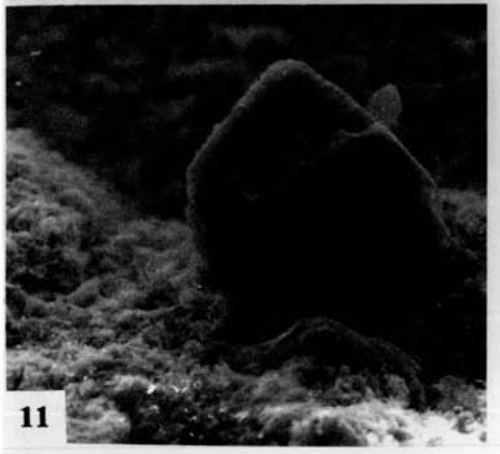

6

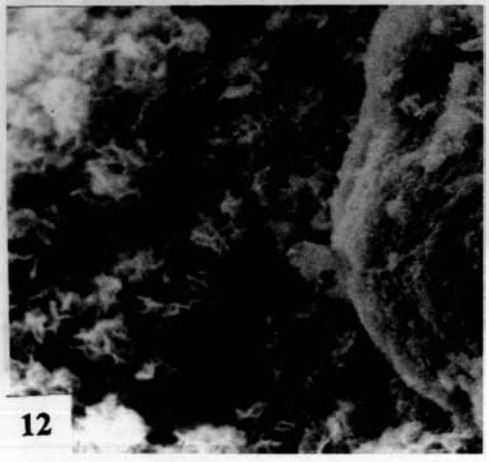

7

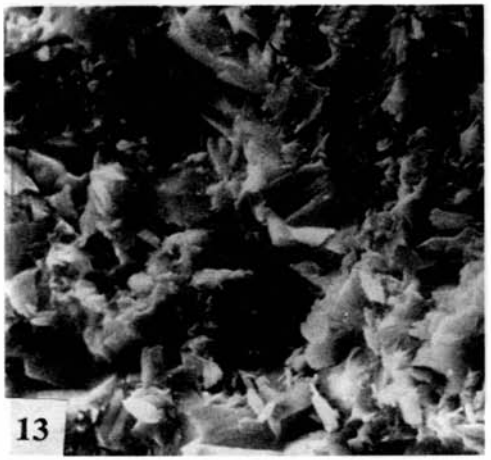

8

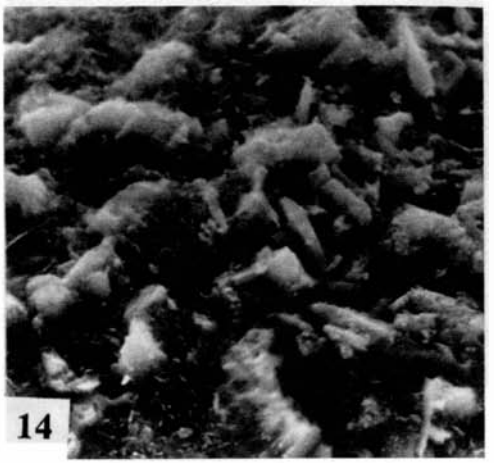
9

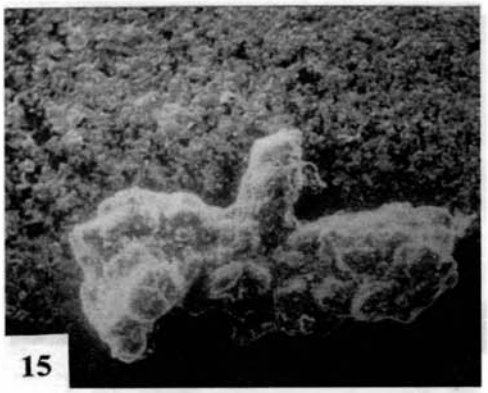

10

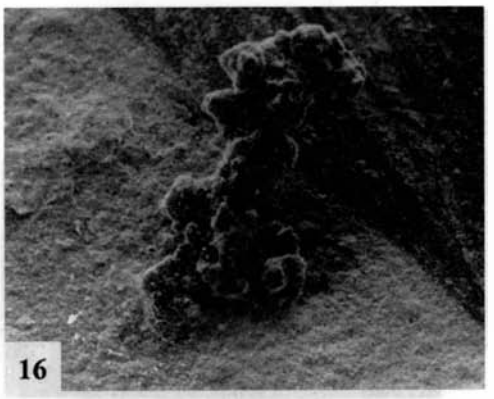

11


12

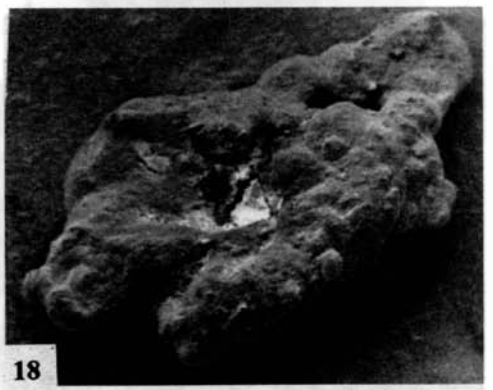

13

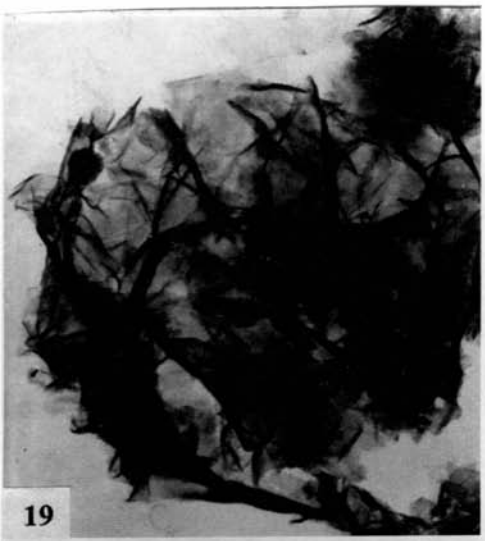

14


15

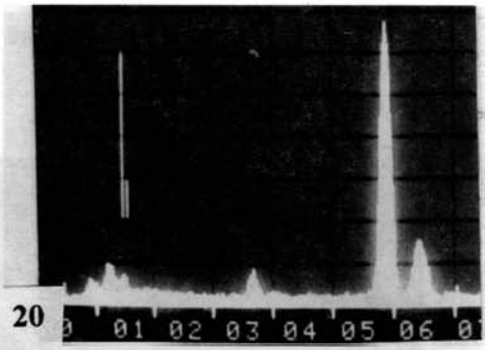

16

17

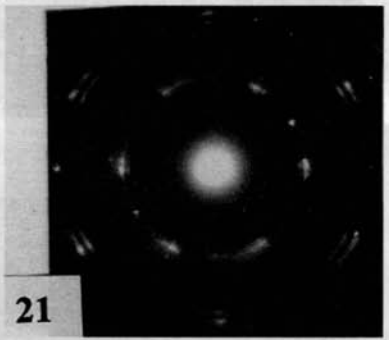

18



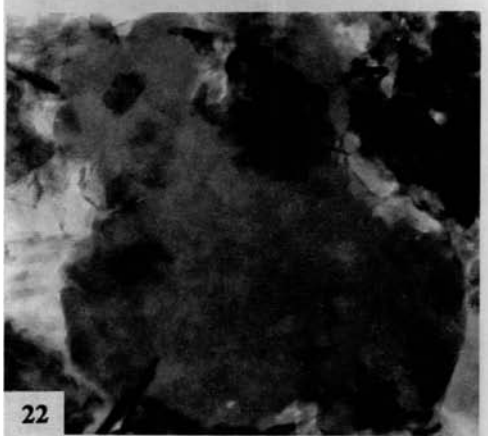
19



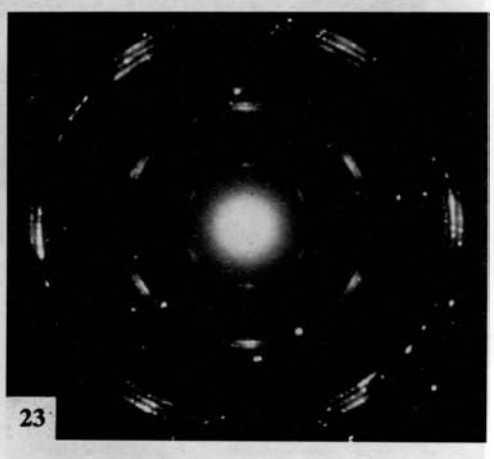
20



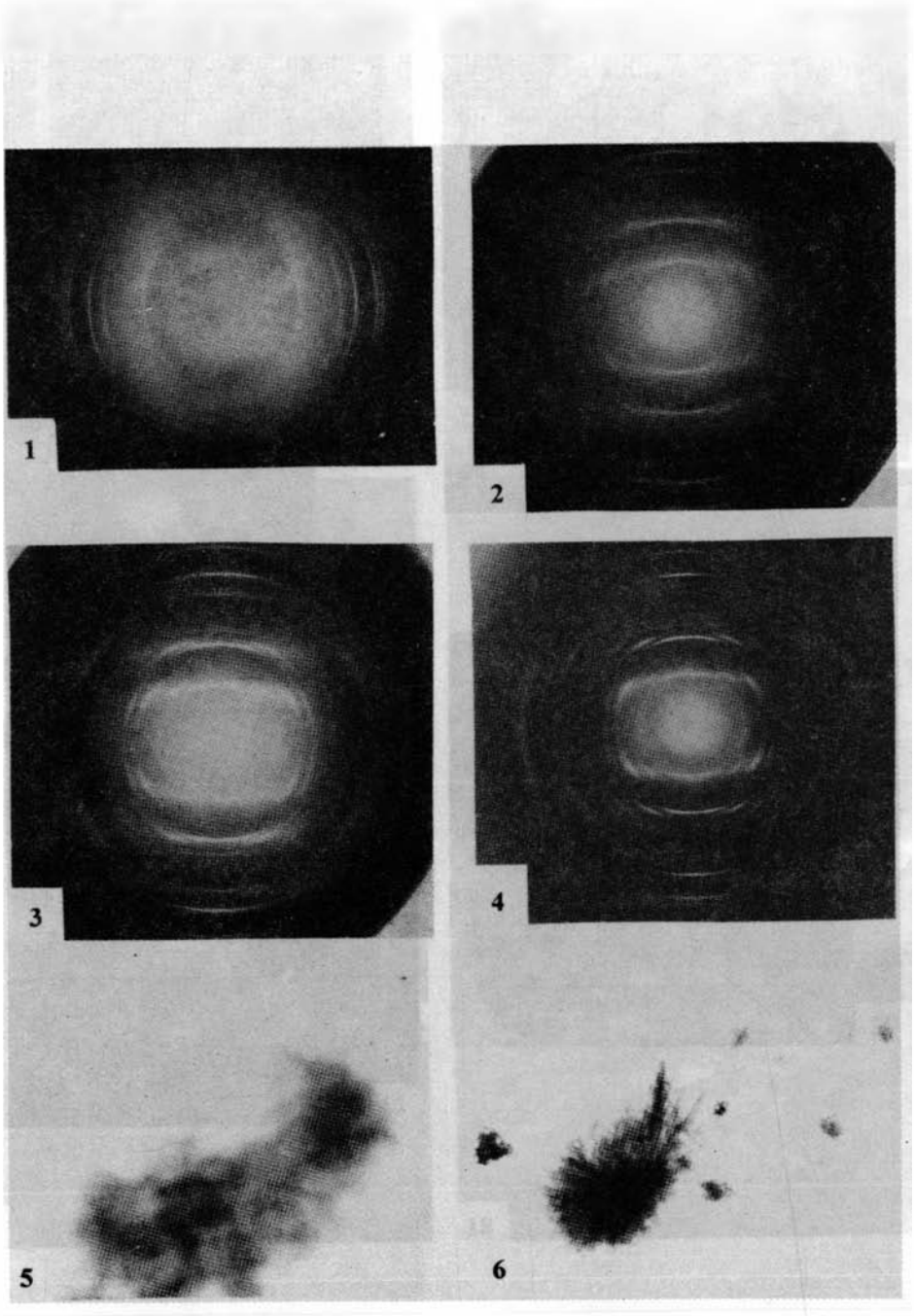
21

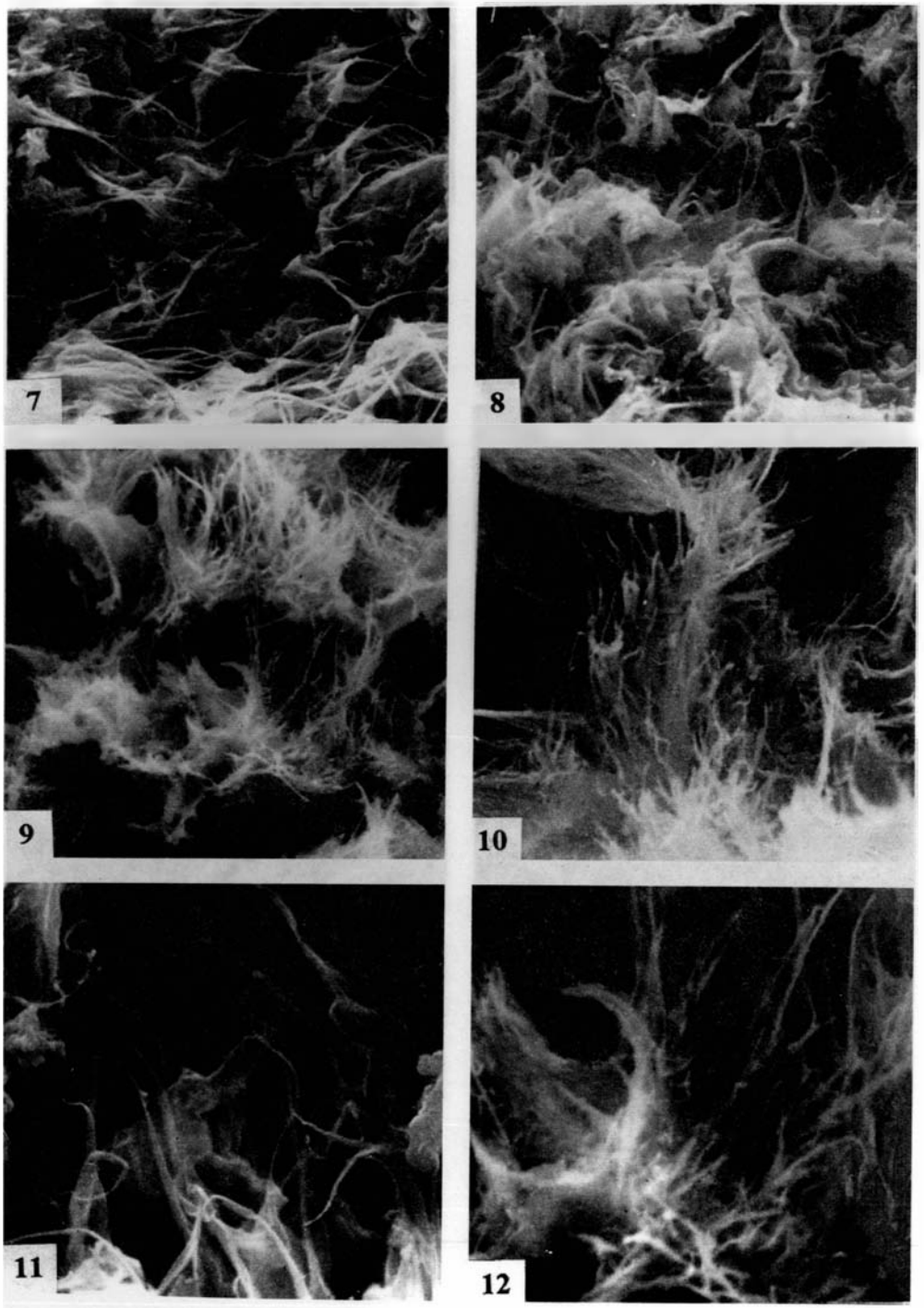


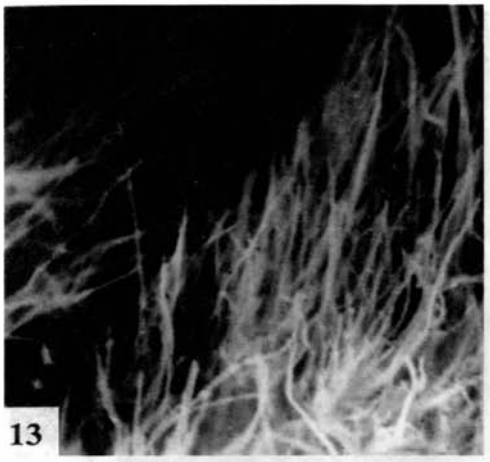
22

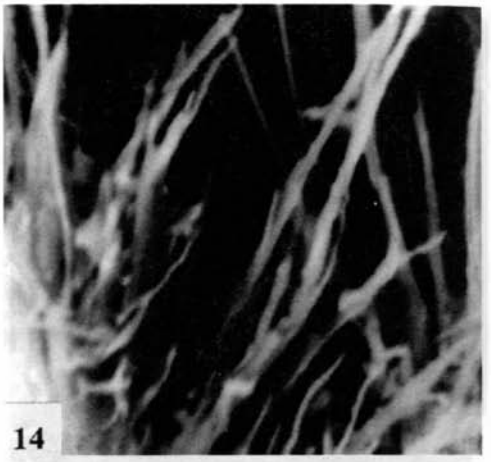


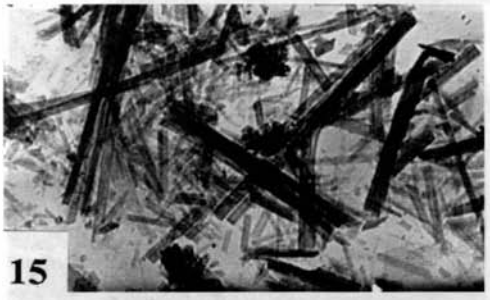
23

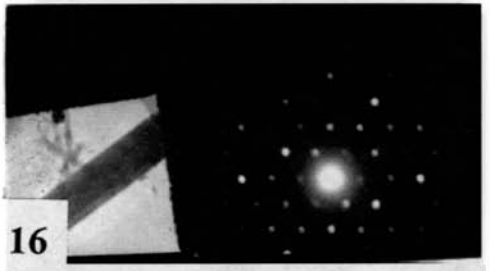

1
2
3
4
5
6


7
8
9
10
11
12

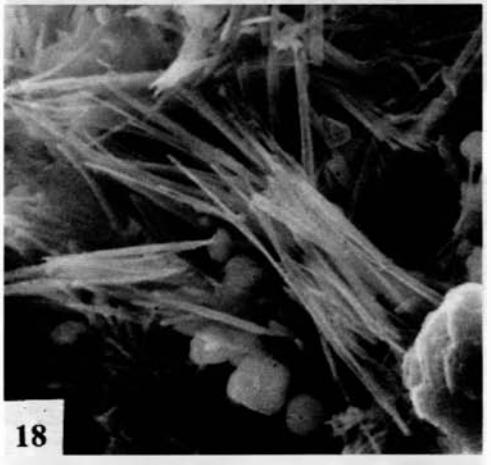

13

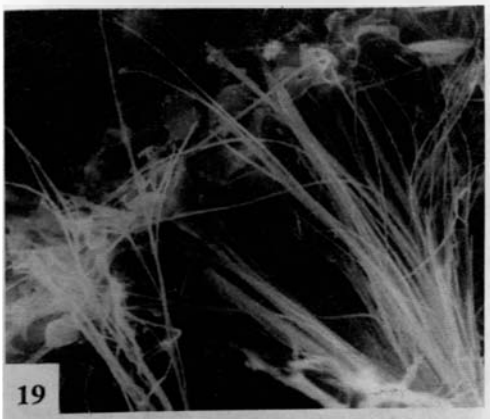

14

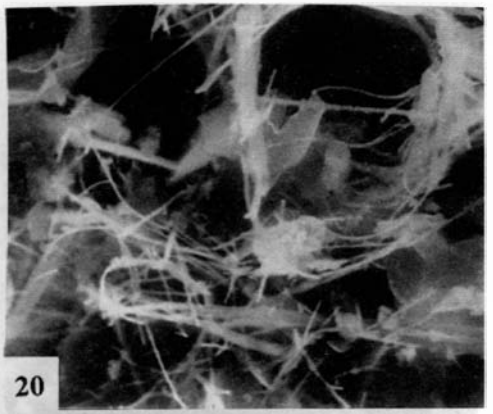

15


16

17

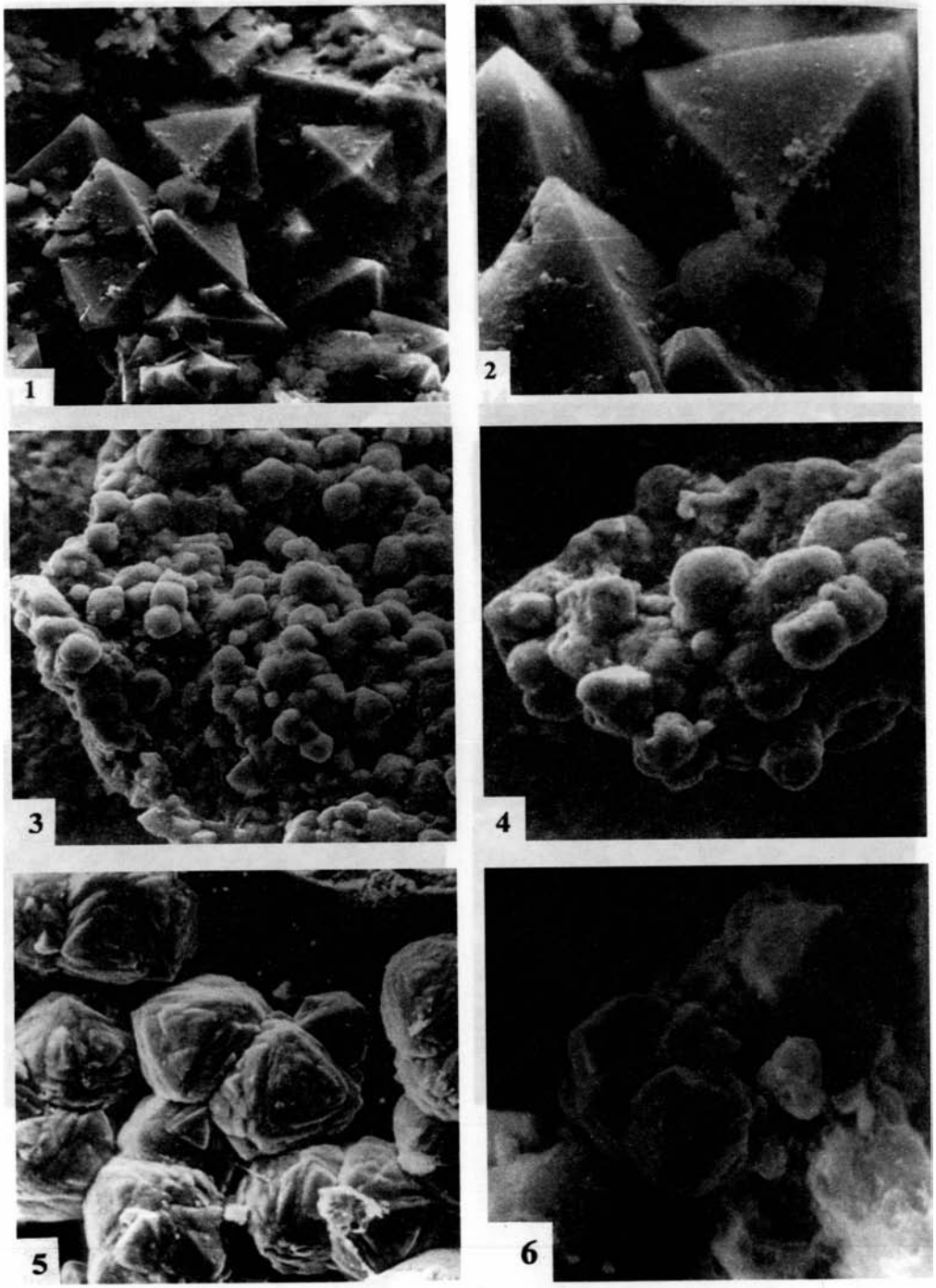

18


19

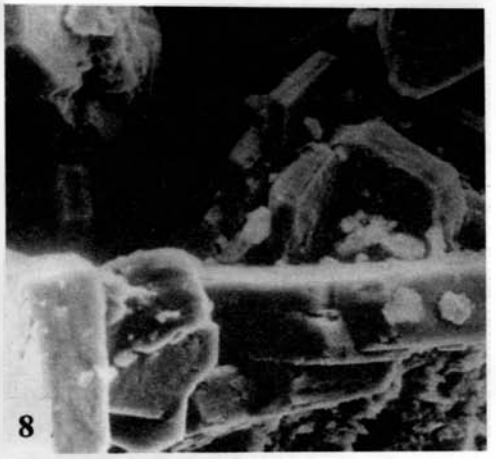

20

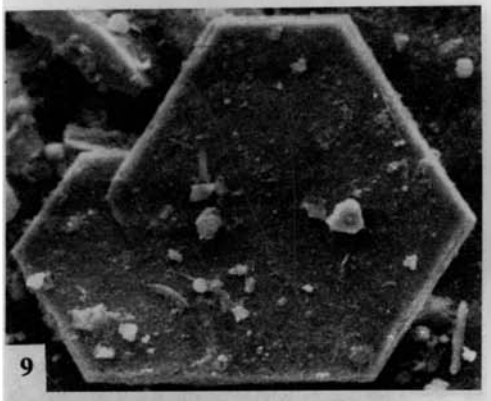
21

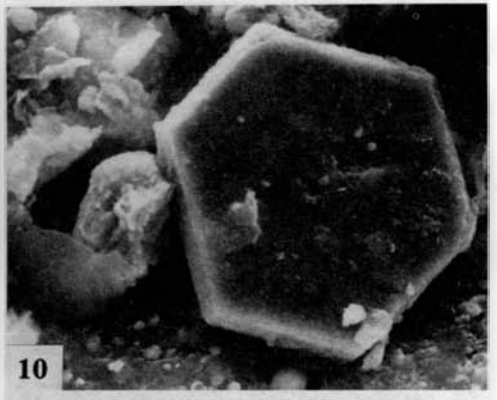
22


1
2
3
4
5
6

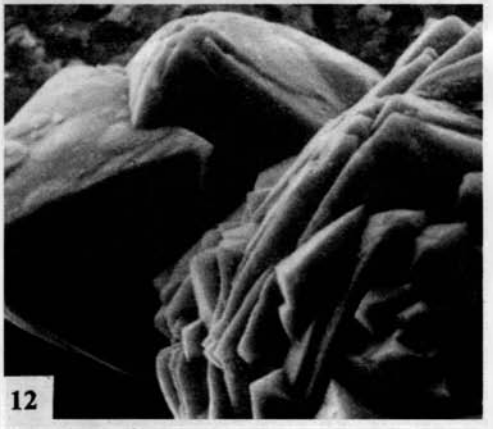
7

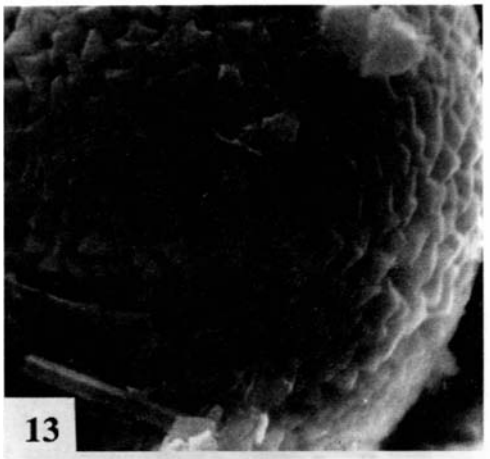

8

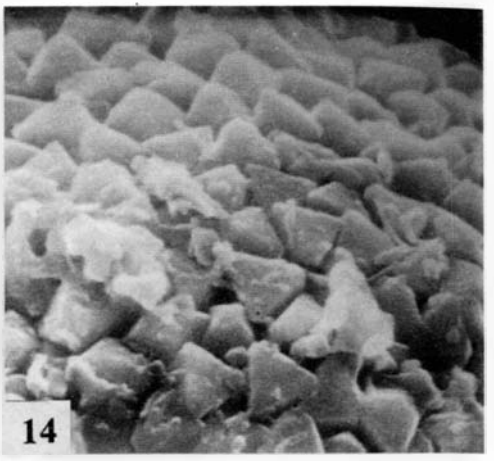

9


10

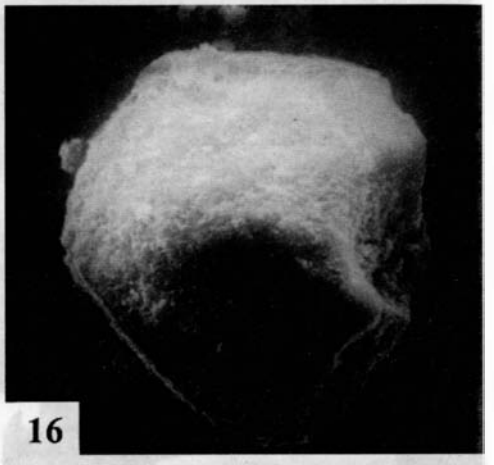
11

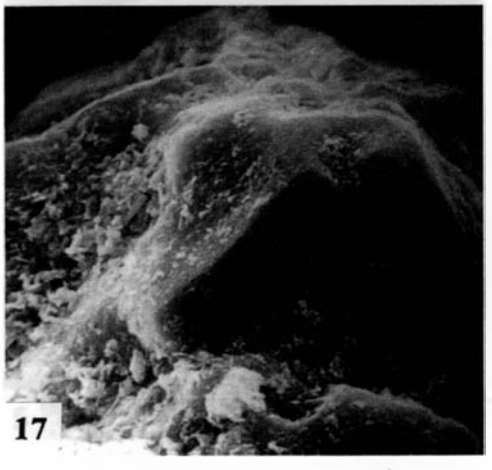

12

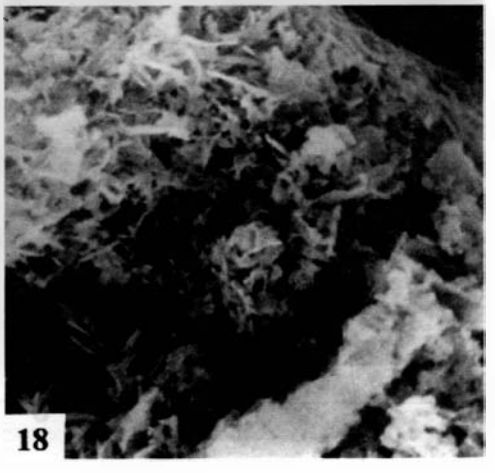

13

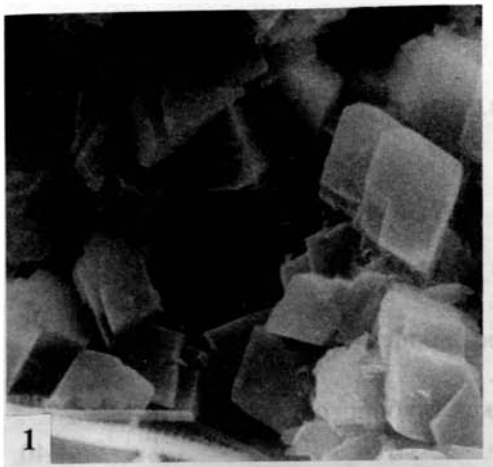

14

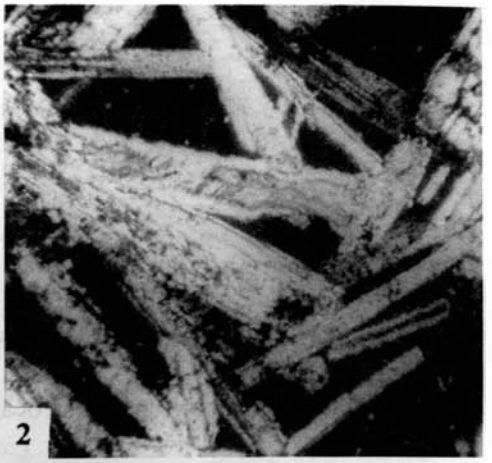
15

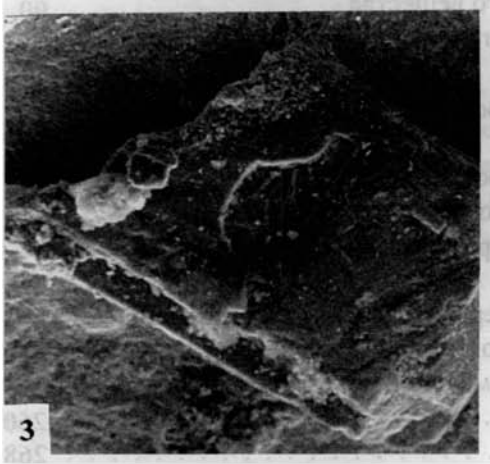

16

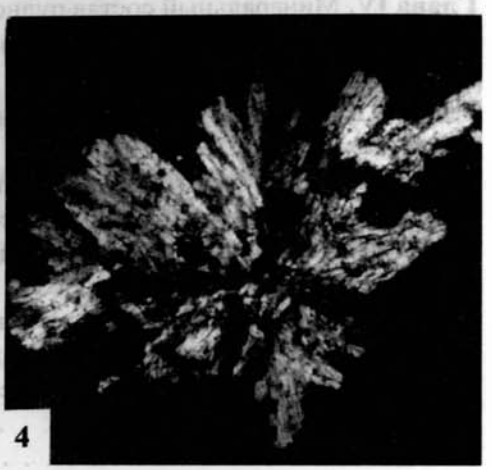

17

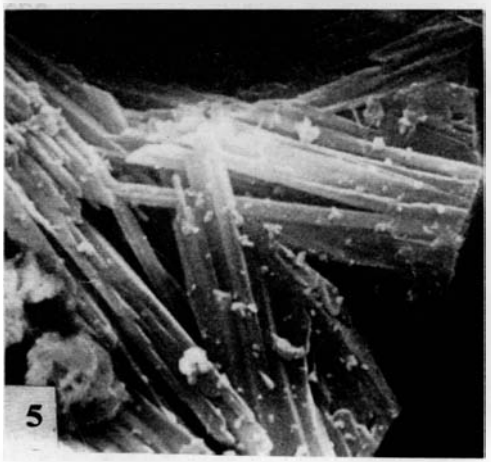

18

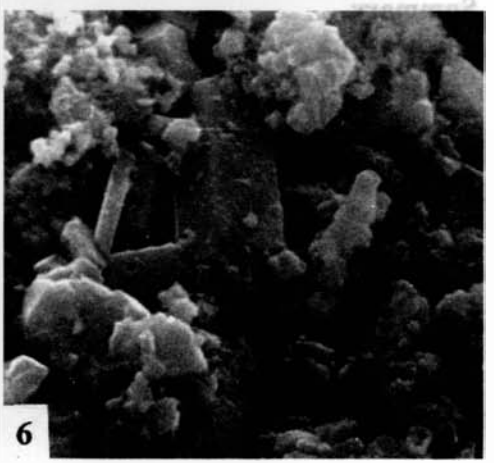

1


2


3


4


5


6

Оглавление

Введение 5
Глава I. Морфотектонические черты и история развития рифтовой зоны Красного моря 11
Глава II. Типизация гидротермально-осадочных образований активных зон Мирового океана 17
Глава III. Общая характеристика осадков глубоководных впадин Красного моря 40
Глава IV. Минеральный состав рудного вещества 90
Глава V. Геохимические особенности гидротермально-осадочных отложений 120
Глава VI. Основные процессы формирования минеральных фаз рудного вещества 180
Глава VII. Связь гидротермального процесса с тектоникой, магматизмом и историей развития Красноморского рифта 210
Глава VIII. Источники вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе 223
Глава IX. Происхождение высокоминерализованных рассолов и их роль в гидротермально-осадочном рудогенезе 255
Глава X. Масштабы влияния гидротермальной деятельности на осадочный процесс в Красном море 260
Заключение 268
Summary 272
Литература 274
Фототаблицы 292

Contents

Introduction 5
Chapter I. Morphotectonics and evolution of the Red Sea rift zone 11
Chapter II. Classification of the recent hydrothermal sediments in the World ocean rift zones 17
Chapter III. General discription of deposits of the Red Sea deeps 40
Chapter IV. Mineralogy of ore-bearing deposits 90
Chapter V. Geochemistry of hydrothermal-sedimentary deposits 120
Chapter VI. General mechanisms of formation of authigenic ore minerals 180
Chapter VII. Relationship between hydrothermal ore-formation processes and tectonics? magmatism and evolution of the Red Sea rift 210
Chapter VIII. Sources of ore-forming matter in hydrothermal processes . 223
Chapter IX. Origin of brines and its role in ore-forming processes 255
Chapter X. Effect of hydrothermal activity on the sedimentation in the Red Sea 260
Conclusion 268
Summary 272
References 274
Plates 292

Научное издание

Галина Юрьевна Бутузова

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В РИФТОВОЙ ЗОНЕ КРАСНОГО МОРЯ

Труды, вып. 508

Утверждено к печати
Редколлегией Геологического института РАН

Редактор И.М.Ерофеева
Художник О.В.Кураленко

Подписано к печати 29.01.98
Формат 72x108 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 26,0. Уч.-изд. л. 28,0.
Тираж 400 экз.
Тип. зак. № 57С , Москва

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия Л.Р. № 050112 от 09.03.95
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 231-04-43

ISSN 0002-3272. Тр. ГИН РАН. 1998. Вып. 508. 1–312.