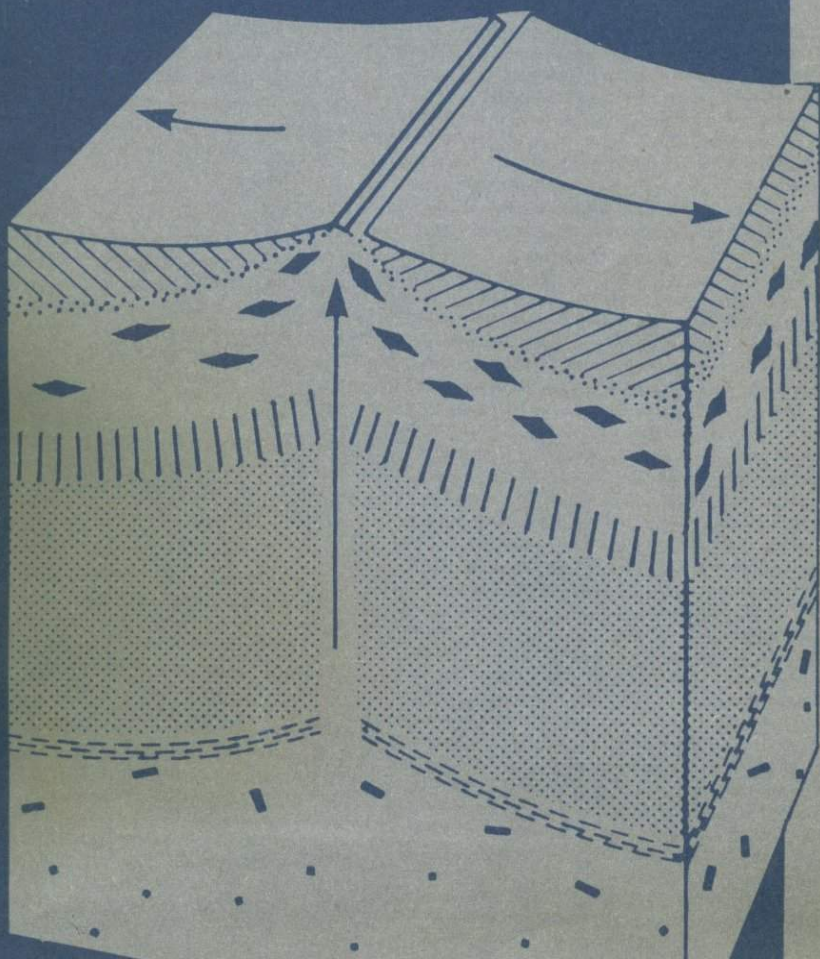


П.РОНА

Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане



ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ
МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
ОБЛАСТЕЙ СПРЕДИНГА
В ОКЕАНЕ

EARTH-SCIENCE REVIEWS

**The international geological journal bridging
the gap between research articles and textbooks**

Hydrothermal Mineralization at Seafloor Spreading Centers

Peter A. Rona

ELSEVIER

Amsterdam—Oxford—New York—Tokyo

П.РОНА

Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане

Перевод с английского
канд.геол.-мин. наук Е.Г. ГУРВИЧА

Предисловие
чл.-корр. АН СССР А.П. ЛИСИЦЫНА

4638



МОСКВА «МИР» 1986



ББК 26.325

P71

УДК 553

Рона П.

P71 Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане: Пер. с англ. — М.: Мир, 1986. — 160 с., ил.

Работа известного океанолога П. Роны (США) представляет собой обзор новейших исследований подводных месторождений, связанных с областями расширения (спрединга) на дне океанов. В ней характеризуются процессы, приводящие к появлению крупных скоплений минералов, которые могут иметь промышленное значение. Приводятся данные по 55 рудным залежам и рудопроявлениям гидротермального происхождения в рифтовых системах Мирового океана. При этом основное внимание уделяется геофизическим аспектам, а также вопросам генезиса рудоносных флюидов.

Для геологов, геохимиков, металлогенистов, геофизиков и океанологов.

P $\frac{1904040000-244}{041 (01) - 86}$ 119-86, ч. 1

ББК 26.325

Редакция литературы по геологии

Монография

Питер Рона

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ОБЛАСТЕЙ СПРЕДИНГА В ОКЕАНЕ

Научный редактор В.И. Чернышева. Мл. научный редактор А.В. Швыряева

Художественный редактор А.Я. Мусин. Художник А.Н. Кулешова

Тех. редакторы М.А. Анциферова, В.Н. Ефросимова. Корректор И.С. Голубева

ИБ № 5751

Подписано к печати 16.04.86 г. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1.

Гарнитура таймс. Печать офсетная. Объем 5,00 бум.л. Усл. печ. л. 10,00.

Усл. кр.-отт. 10,25. Уч.изд.л. 10,80. Изд. № 5/4576.

Тираж 900 экз. Зак. 315. Цена 1 р. 60 к.

Набрано в издательстве "Мир" на участке оперативной полиграфии

129820, ГСП, Москва, 1-й Рижский пер., 2

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.

300600, Тула, проспект им. В.И. Ленина, 109.

© 1984 Elsevier Science Publishers B.V.

© перевод на русский язык, "Мир", 1986

ПРЕДИСЛОВИЕ К РУССКОМУ ИЗДАНИЮ

Известно, что мировое потребление минеральных ресурсов растет очень быстро — в среднем увеличивается в два раза за каждые 15 лет. Быстро вырабатываются даже очень крупные месторождения, вовлекаются в сферу хозяйственной деятельности труднодоступные месторождения и используются более убогие и сложные по технологии получения металлов руды. По имеющимся прогнозам, в ближайшие годы, вероятно, будут исчерпаны месторождения свинца, цинка, платины, серебра, будет ощущаться недостаток многих других металлов, а также нефти и асбеста. Безусловно, в будущем будут открываться все новые и новые месторождения на суше, но в целом запасы минерального сырья на континентах, покрывающих всего $\frac{1}{3}$ поверхности Земли, нельзя считать неисчерпаемыми. Взоры ученых, естественно, все чаще обращаются к океанам, дно которых занимает $\frac{2}{3}$ поверхности Земли.

Даже после научной революции в геологии, которая произошла на основе открытий в области изучения океанского дна и свидетелями которой мы являемся, большинство специалистов крайне скептически относилось к возможности обнаружения рудных скоплений на дне океана. Казалось, что главные типы океанских руд ограничиваются железомарганцевыми конкрециями и фосфоритами. Однако в 1960–1970 гг. последовало несколько открытий, которые заставили изменить сложившиеся представления о металлогении океанической коры. Были обнаружены металлоносные (содержащие более 10% железа и повышенные концентрации ряда других металлов) осадки близ Восточно-Тихоокеанского поднятия и стратиформные сульфидные отложения на дне впадины Атлантик II в Красном море. Наконец, были найдены массивные сульфиды сначала в отдельных пробах из рифтовых долин срединно-океанических хребтов, а затем выходы высокотемпературных гидротерм с сульфидами на дне Галапагосского рифта (до $+15^{\circ}\text{C}$) и на Восточно-Тихоокеанском поднятии (до $+350^{\circ}\text{C}$). Стало совершенно очевидным, что это не случайные факты, а проявления ранее не изученного процесса металлогении в океанах, имеющего глобальные масштабы. Сходные типы рудных образований уже давно были обнаружены на суше и использовались с глубокой древности, однако генезис их толковался неверно. Это офиолитовые пояса — участки дна океанов, оказавшиеся выжатыми на континентальную кору.

Выяснились четкие связи рудопроявлений на дне океана с тектонической плит, причем эти связи оказались очень тесными и многообразными.

Главная часть рудопроявлений тектонически предопределена: она отвечает областям спрединга — срединным хребтам, занимающим в океане центральное положение и протягивающимся более чем на 50 тыс. км, а также (в меньших масштабах) областям задугового спрединга. Гидротермальные проявления встречаются и в более рассеянных формах повсюду, где горячие магматические породы контактируют с холодной океанской водой и где металлы, рассеянные в базальтах, могут выщелачиваться, а затем сгружаться в определенных местах гидротермами (подводные вулканы, трансформные разломы).

Оценивая состояние наших знаний в области металлогении океанов, мы прежде всего должны отметить, что база фактов и уровень знаний еще далеко не достаточны для надежных выводов. В самом деле, сейчас известно всего 60—70 точек, в которых проявляется гидротермальная деятельность, и это на 50 тыс. км срединных хребтов и множество других областей вероятной гидротермальной активности. Пока насчитывается менее десяти районов, где проведены детальные работы с применениями обитаемых подводных аппаратов и картирование дна с отбором проб. Это, конечно, очень мало, но в то же время и очень много, поскольку каждая такая точка — это природная подводная лаборатория, где впервые в естественных условиях в действии удалось изучить гидротермальную систему океанского дна. Понятно поэтому, что наши современные представления ограничены имеющимися фактами, и по мере получения новых они, несомненно, будут изменяться, возможно очень значительно. Книга Питера Роны представляет собой синтез знаний на начало 1980-х гг. и является важной ступенью для дальнейшего развития этих исследований.

В настоящее время гидротермальному процессу и рудообразованию в океанах посвящены многие сотни статей, которые рассеяны в специальных журналах и в ряде случаев труднодоступны. Поэтому обзор данных, сделанный Роной, представляется особенно своевременным и ценным. Ценность этой работы, однако, не только в сведении разрозненных материалов и точек зрения и объективном сопоставлении фактов. Мне представляется, что особенно большая ценность книги в том, что автор пытается — и делает это очень успешно — на основе данных по геофизике, тектонике, лабораторным и натурным наблюдениям вскрыть сам механизм процесса, факторы, определяющие состав, количество и места проявления гидротермального материала. Это на основе имеющихся материалов сделать очень трудно, но, как увидит читатель, Роне удалось выявить главные закономерности, причем в ряде случаев если не на количественном, то на полуколичественном уровне. Решающим фактором рудообразования является скорость спрединга. Это наиболее общая зако-

номерность. Выявлен еще и большой ряд региональных и локальных закономерностей, приведены рекомендации для поисков гидротерм при последующих исследованиях. От случайных счастливых находок первых лет морская геология быстро перешла к целенаправленным поискам в отдельных регионах, а затем и к детальным исследованиям в отдельных точках. Большой сложностью для исследователей является то, что объект исследований отделен от исследователя водной толщей в 2–4 км и что выходы гидротерм крайне локальны.

Вторая сложность — это то, что пока главная часть исследований может проводиться только на поверхности дна, имеется лишь два случая трехмерного изучения рудных тел, которое удалось провести в районах Галапагосского и Коста-Риканского рифтов при бурении с судна "Гломар Челенджер".

Исследование Роны — пример успешного использования теории тектоники литосферных плит для поисков месторождений на дне океана. Автор очень широко применяет данные тектоники и геофизики при всех своих построениях и дает в конечном счете основы для тектоно-геофизического прогноза поиска гидротерм и связанных с ними месторождений на дне океана. В этом особенная ценность и актуальность этой книги.

Многие положения автора спорны, иногда недостаточно подкреплены фактами, которые предстоит еще получить в будущих экспедициях, — это подчеркивает и сам автор.

Большое количество новых материалов и фактов получено за последние годы в СССР. Только Институтом океанологии АН СССР за последние десятилетия проведено более 10 крупных экспедиций по изучению гидротермальной деятельности и металлогении, причем во многих из них широко использовали обитаемые подводные аппараты. Примечательно и то, что во многих экспедициях принимали участие американские и французские ученые, а данные опубликованы в нескольких монографиях и в серии отдельных статей (см. дополнительный список литературы в конце книги).

Из таких экспедиций, которые работали по единой программе, необходимо упомянуть 8-й рейс н.и.с. "Дмитрий Менделеев" (1972 г.) и 14-й рейс того же судна (1975 г.) (см. дополн. список литературы [13, 26]).

Исследования в области Восточно-Тихоокеанского поднятия, где детально были изучены и впервые закартированы на больших площадях металлоносные осадки, выявлены признаки сульфидной минерализации и обнаружены геохимические аномалии в толще вод, были продолжены также и в 24-м рейсе н.и.с. "Академик Курчатов" (1977 г.), в котором изучалась металлогения крупных разломов (в том числе разломов Тихого и Атлантического океанов) (дополн. список литературы [14]).

В этих экспедициях изучены в основном окисленные фации гидротермальных отложений и были начаты исследования восстановленных фаций — сульфидного оруднения. Для дальнейшего их изучения особенно большое значение имела крупная советская экспедиция с участием зарубежных специалистов под общим названием "ПИКАР". В ней участвовали 3 исследовательских корабля и подводный аппарат "Пайсис". Экспедиция работала в Красном море в 1979—1980 гг., причем на дно Красного моря, включая и рассолоносные и рудоносные впадины, было проведено около 30 погружений на подводных аппаратах. Начиная с этой экспедиции такого рода исследования в нашей стране стали проводиться с применением подводных обитаемых аппаратов, что позволило разработать методику геологического картирования и детальной геологической съемки на больших глубинах океана, проводить рациональный отбор проб и изучать взаимоотношения между рудными образованиями.

За два года до этого подводные аппараты "Пайсис" с учеными на борту провели серию исследований на дне самого глубокого континентального рифта Земли — на дне озера Байкал (1977 г.).

Металлогения в области срединных хребтов и разломов Индийского океана была изучена в 25-м рейсе н.и.с. "Дмитрий Менделеев" в 1980 г. Работы проводились близ точки тройного сочленения; удалось впервые получить многочисленные пробы металлоносных осадков со дна Индийского океана, детально изучить и составить геологические карты крупнейших трансформных разломов Арго, Вима и Мария Целеста. Ранее в этом районе работала экспедиция АН УССР на судне "Академик Вернадский".

Изучение гидротермальной деятельности на дне Атлантического океана к югу от Исландии на хр. Рейкьянес с применением подводных аппаратов и буксируемых беспилотных аппаратов были проведены в 1982 г. в 4-м рейсе н.и.с. "Академик Мстислав Келдыш". В ходе этой экспедиции в тяжелых погодных условиях было выполнено 22 погружения ПОА "Пайсис", проведено геологическое картирование рифтовой зоны, получено с борта подводного аппарата около 200 проб коренных пород, рудных и осадочных образований.

Уникальная область перехода системы океанских рифтов на континент в Аденском заливе (рифт Таджура) была исследована в 1983—1984 гг. в 7-м рейсе н.и.с. "Академик Мстислав Келдыш". В ходе этой экспедиции продолжалась разработка методов геофизического и геохимического прогнозов, а также методов поиска и картирования гидротермальных образований и рудных скоплений на больших глубинах. Были разработаны новые приемы поиска на основе детального изучения геофизических и литолого-геохимических полей и аномалий, возникающих при гидротермальной деятельности. Разработана и углублена методика геоло-

гического картирования на больших глубинах и целенаправленного поиска в рифтовых зонах срединных хребтов. В этой экспедиции на дно молодого рифта Таджура (рифта на ранней стадии раскрытия, когда по его периферии сохраняется континентальная кора) было проведено 30 погружений подводных аппаратов, причем у дна аппараты прошли геологическими маршрутами в общей сложности около 100 км с отбором около 200 проб пород и рудных образований. Установлены области распространения марганцевого оруднения с содержанием марганца в ряде проб до 50—55%. По всем этим и ряду других экспедиций имеются многочисленные публикации, которые лишь частично приведены в списке литературы автора. Советский читатель без труда дополнит материалы Роны отечественной литературой и таким образом получит более полное представление о гидротермальной деятельности и рудообразовании на дне океана.

Мне представляется, что новизна постановки вопросов, их дискуссионность и большая актуальность привлекут внимание к книге широких кругов геологов и геохимиков, специалистов по рудообразованию, литологов, геофизиков, океанологов. Несомненно также и то, что эта книга призывает к новым исследованиям, которые должны восполнить пробелы в наших знаниях о рудных процессах в океане.

А. Лисицын

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ

Выявление в последние годы того факта, что в центрах спрединга океанского дна благодаря гидротермальным процессам концентрируются металлоносные минеральные отложения, явилось важным научным достижением. В центрах спрединга были обнаружены активные участки, которые могут служить природными лабораториями для исследования процессов образования рудных компонентов таких экономически важных месторождений, как месторождения массивных сульфидных руд в вулканогенных породах, разрабатываемых на суше. Открытие гидротермальных отложений повысило металлоносный потенциал океанической коры, покрывающей две трети Земли как под океанами, так и на суше – в виде офиолитовых поясов. В этой работе дается обзор наших знаний о гидротермальной минерализации, а также о встречаемости и распространенности гидротермальных рудопроявлений в глобальной системе рифтов океанических хребтов.

В центрах спрединга океанского дна в земной коре почти повсеместно происходит гидротермальная конвекция, заключающаяся в циркуляции океанской воды через трещиноватые породы. Циркуляция осуществляется за счет тепла, поступающего при генерации новой литосферы. Однако рудообразующие гидротермальные системы являются очень локализованными. Они развиваются там, где, во-первых, аномально высокие градиенты температуры и проницаемость увеличивают гидротермальную активность от повсеместного слабоинтенсивного фонового уровня ($\leq 200^\circ\text{C}$) до высокоинтенсивной, характеризующейся высокими температурами (примерно от 200 до 400°C) и где, во-вторых, скорость и объем потока в гидротермальной системе являются достаточными для поддержания химических реакций, в результате которых образуются кислые, восстановительные, обогащенные металлами первичные гидротермальные растворы. В зависимости от увеличения степени разбавленности первичных гидротермальных растворов океанской водой вдоль восходящих ветвей и в зонах выходов однофазных гидротермальных систем осаждается целый ряд минеральных фаз. Конечными высоко- и низкотемпературными членами этого ряда являются соответственно сульфиды и оксиды.

Распространение гидротермальных рудопроявлений рассматривается в пространственном и временном аспектах. Пространственный аспект включает в себя рассмотрение: 1) общих для всех центров спрединга структурных черт при движении как вдоль оси спрединга (линейные отрезки, являющиеся местами спрединга океанского дна, которые чередуются с трансформными разломами), так и по перпендикуляру от оси (осевая вулканическая экстремальная зона и краевые зоны активного растяжения); 2) скоростей (малых, средних и высоких) раскрытия океанических бассейнов относительно центров спрединга; 3) местных тектонических подбстановок с аномальными структурными и термальными условиями, способствующими концентрации гидротермальных минералов (градиент температуры, проницаемость, геометрия системы, проницаемые гидротермальные системы в сравнении с непроницаемыми). Временной аспект включает в себя рассмотрение связи между концентрацией гидротермальных минералов и последовательностью

региональных глубинных, вулканических и тектонических циклов, а также эпизодическими локальными физическими и химическими явлениями (неустановившееся напряжение, изменяющийся теплоперенос, интрузия или экструзия, образование трещин, их закупоривание и т. д.). Соответствие между типами гидротермального оруденения и конкретными тектоническими обстановками и подобстановками не является однозначным. Сходные типы гидротермальной минерализации могут встречаться в различных тектонических обстановках вследствие сходства физических и химических процессов концентрации.

К местным тектоническим подобстановкам с условиями, способствующими гидротермальной минерализации в центрах с малыми скоростями спрединга (полускорость не более 2 см в год; общая длина около 28 000 км), характеризующихся средним конвективным теплопереносом, равным $15,1 \cdot 10^8$ кал \cdot см⁻²*, глубокозалегающими (более 3 км) и сравнительно узкими (ширина у основания менее 5 км) магматическими камерами, а также большими амплитудами рельефа (1 – 5 км), относятся: 1) впадины вдоль линейных отрезков осевой вулканической экструзивной зоны вблизи трансформных разломов на ранней стадии раскрытия океанического бассейна; примером рудопроявления, сформировавшегося в такой подобстановке, является крупная стратиформная сульфидная залежь (с оцененными запасами 32,5 млн. тонн) впадины Атлантик II в Красном море; 2) стенки вдоль линейных отрезков рифтовой долины в краевой зоне активного растяжения на развитой стадии раскрытия океанического бассейна; в такой подобстановке образовались корки и слоистые отложения оксидов, гидроксидов и силикатов марганца и железа на гидротермальном поле TAG на Срединно-Атлантическом хребте на 26° с. ш.; ниже этих отложений, по-видимому, имеется штокверковая сульфидная минерализация; 3) трансформные разломы, особенно те из них, по которым происходит большое смещение отрезков хребта (более 30 км), на развитой стадии раскрытия океанического бассейна; примерами отложений в такой подобстановке является штокверковая сульфидная минерализация, обнаженная на стенках экваториальных зон разломов Атлантического и Индийского океанов; 4) осевая вулканическая экструзивная зона на развитой стадии раскрытия океанического бассейна.

К местным тектоническим подобстановкам с условиями, способствующими гидротермальной минерализации в центрах со средними и высокими скоростями спрединга (полускорость более 2 см в год; общая длина около 22 000 км), характеризующихся средним конвективным теплопереносом, равным $11,5 \cdot 10^8$ кал \cdot см⁻²*, сравнительно широкими (до 20 км у основания) и неглубокозалегающими (примерно 1 – 3 км) магматическими камерами, а также небольшими амплитудами рельефа (менее 1 км), относятся: 1) впадины вдоль линейных отрезков осевой вулканической экструзивной зоны на ранней стадии раскрытия океанического бассейна; примером отложений, сформировавшихся в такой подобстановке, являются массивные сульфидные руды впадины Гуаймас в Калифорнийском заливе; 2) осевая вулканическая экструзивная зона на развитой стадии раскрытия океанического бассейна; примерами отложений этой подобстановки служат небольшие (с запасами около 1000 т), увенчанные трубами холмики массивных сульфидов на

* Здесь имеется в виду интегральный конвективный теплоперенос за весь период существования центра спрединга. По данным Уолери и Слипа [472], на хребтах со скоростями спрединга 1–2 см в год продолжительность этого периода составляет около 23 млн. лет, на хребтах со скоростями спрединга 3–6 см в год – около 17 млн. лет. – *Прим. перев.*

Восточно-Тихоокеанском поднятии на 21° с. ш.; 3) краевая зона активного растяжения на развитой стадии раскрытия океанического бассейна; в такой подоби-становке образовалась крупная залежь массивных сульфидов (согласно предвари-тельной ориентировочной оценке, ее запасы составляют около 10 млн. т) на двухриф-товом отрезке Галапагосского центра спрединга; 4) трансформные разломы, осо-бенно те из них, по которым происходит большое смещение отрезков хребта (более 50 км); примерами рудных отложений, сформировавшихся в такой подоби-становке, являются марганцевые корки в трансформном разломе, смещающем Галапагосский центр спрединга; 5) вулканические подводные горы, связанные с устойчивыми горячими точками в центрах спрединга; в такой подоби-становке сфор-мировались отложения оксидов и сульфидов на подводных горах, находящихся на некотором расстоянии в стороне от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия; 6) части центров спрединга с аномальными конфигурациями, такие, как мультириф-ты, изогнутые, а также вытянутые рифты; в такой подоби-становке накапливались залежи массивных сульфидов на двухрифтовом отрезке Галапагосского центра спрединга; наличие аномальных конфигураций предполагает действие механизма термально-структурной обратной связи, свидетельствующего о наличии гидротер-мальной минерализации; 7) разобщенные центры спрединга в задуговых бассей-нах; примерами отложений, сформировавшихся в такой подоби-становке, являются гидротермальные отложения, встреченные в некоторых скважинах, пробуренных в окраинных морях западной части Тихого океана.

Независимо от скорости спрединга рудообразующие процессы, по-видимому, наименее эффективны в осевых вулканических экстрезивных зонах океанических хребтов на развитой стадии раскрытия океанического бассейна. В такой обстано-вке непроницаемые гидротермальные системы рассеивают основную часть содержа-щихся в них металлов. Это происходит вследствие выпадения металлов из раство-ра и их разноса во взвешенной форме от выходов типа "черных курильшиков", через которые гидротермальные растворы поступают в толщу океанской воды. Независимо от скорости спрединга рудообразующие процессы, по-видимому, наи-более эффективны во впадинах, приуроченных к линейным отрезкам осевой вул-канической экстрезивной зоны вблизи трансформных разломов на ранней стадии раскрытия океанического бассейна, а также в краевых зонах активного растяжения вдоль линейных отрезков центра спрединга на развитой стадии раскрытия океани-ческого бассейна. В таких обстановках металлы, содержащиеся как в непроницае-мых, так и в проницаемых гидротермальных системах, могут накапливаться и сох-раняться в виде крупных сульфидных залежей. Сходства сульфидной минерализа-ции штокверкового типа в центрах спрединга океанского дна с медно-порфировы-ми месторождениями в вулканических породах на суше наводят на мысль о воз-можном существовании крупных запасов бедных руд, подобных рудам медно-пор-фировых месторождений, концентрирующихся проницаемыми гидротермальными системами в центрах спрединга. Систематическое использование комплексных ме-тодов исследования способствует дальнейшим открытиям многочисленных рудных отложений. На основании имеющейся в наличии ограниченной базы данных можно заключить, что гидротермальные минеральные отложения более распространены в центрах со средними и высокими скоростями спрединга, нежели в центрах с малы-ми скоростями спрединга. Однако возможность аккумуляции крупных гидротер-мальных минеральных залежей больше в центрах с малыми скоростями спрединга.

Существующие знания о распространенности гидротермальных минеральных отложений в центрах спрединга океанского дна на современной ранней стадии ис-следований ограничиваются 55 местами. Оценки распространенности либо полей гидротермальных минеральных отложений, либо высокоинтенсивных рудообразу-

ющих гидротермальных систем в центрах спрединга океанского дна, сделанные на основе разных соображений, существенно различаются. Среднее расстояние между такими полями (или системами) вдоль центров с малыми скоростями спрединга оценивается величиной от 15 до 265 км, а вдоль центров со средними и высокими скоростями спрединга — от 1 до 100 км. Тем не менее распределение крупных по размерам рудных отложений будет оставаться спорадическим, так как для возникновения и длительной активности высокоинтенсивных рудообразующих гидротермальных систем требуются особые структурные и термальные условия.

ВВЕДЕНИЕ

Океаническая кора является наиболее распространенным типом коры на Земле. Она подстилает океанические бассейны, которые занимают две трети поверхности земного шара. Помимо этого океаническая кора встречается на некоторых островах, а также на континентах, куда она в виде офиолитов была перемещена вследствие тектонических движений (рис. 1). Когда появилась концепция образования океанической литосферы вследствие спрединга [125, 194], наличие в океанической коре металлоносных минеральных отложений (помимо уже известных железомарганцевых конкреций) ставилось под сомнение. Приводились доводы в пользу того, что гомогенный состав (толеитовый бальзат) и сравнительно молодой возраст (менее 200 млн. лет) океанической коры (хрупкие верхние 5–10 км океанической литосферы над поверхностью Мохоровичича [175]) не создают условий для развития длительных процессов дифференциации корового вещества (включая многократные циклы горообразования), в ходе которых концентрируются металлоносные минеральные залежи в континентальной коре [126, 90]. Сравнительно недавнее выявление роли гидротермальных процессов в центрах спрединга океанского дна (т. е. на дивергентных границах плит, представляющих собой рифтовые зоны и океанические хребты), а также осознание того, что они своим кратковременным, но интенсивным воздействием могут компенсировать отсутствие длительных процессов дифференциации вещества в океанической коре, заставило изменить оценку ее металлоносности [346, 357].

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЦЕНТРАХ СПРЕДИНГА ОКЕАНСКОГО ДНА

Металлоносную минерализацию в центрах спрединга океанского дна исследователи обнаружили довольно давно. Это были аномально обогащенные металлами осадки [10, 410, 11, 60] и корки [53] на Восточно-Тихоокеанском поднятии, а также осадки некоторых впадин Красного моря [290, 206]. Причиной обогащения они правильно считали гидротермальные процессы, связанные с вулканизмом в центре спрединга. Сделанные в последние годы открытия залежей полиметаллических

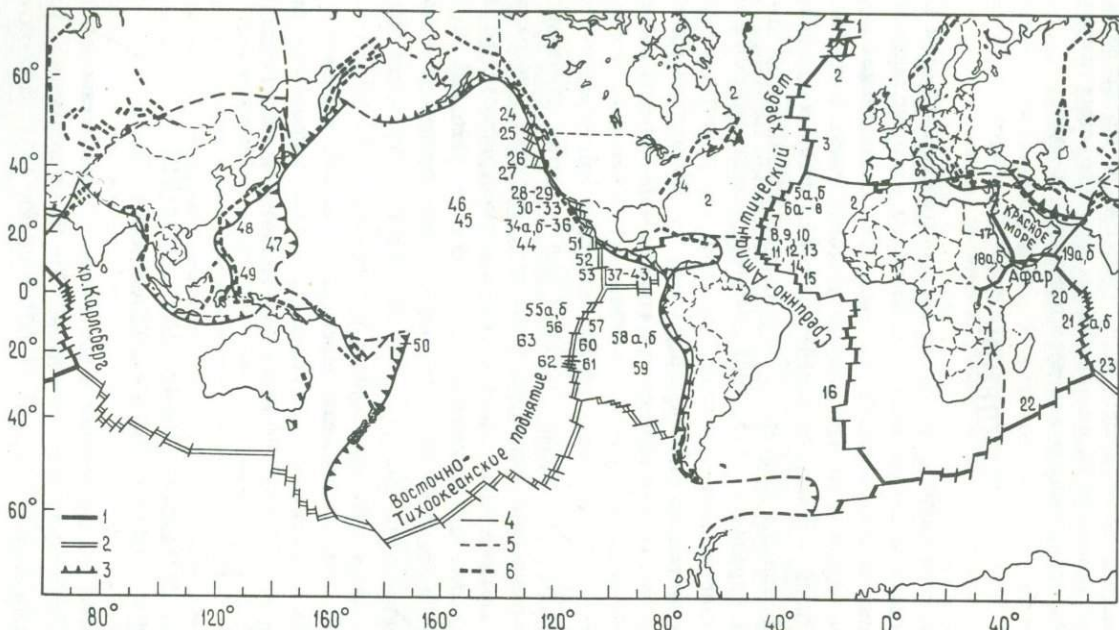


Рис. 1. Карта мира, показывающая границы литосферных плит и местоположения известных гидротермальных минеральных отложений в океанических бассейнах. Номера, соответствующие позициям в табл. 2, помещены непосредственно на гидротермальных минеральных отложениях или написаны рядом. Показаны центры с низкими, а также средними и высокими скоростями спрединга (дивергентные границы плит), а также оphiолитовые пояса [92]. 1-3 - границы плит: 1 - дивергентные со скоростью спрединга не более 2 см в год, 2 - дивергентные со скоростью спрединга более 2 см в год, 3 - конвергентные; 4 - трансформные разломы; 5 - границы, природа которых не известна; 6 - оphiолитовые пояса.

массивных сульфидных руд в отдельных точках некоторых центров спрединга океанского дна [110, 184, 185, 188, 342, 237, 312, 310, 311, 275, 276] привлекли внимание к исследованию рудообразующих процессов и металлоносности океанической коры. Эти залежи представляют собой один из членов ряда минеральных отложений (табл. 1), образующихся за счет горячих водных (гидротермальных) растворов в океанической коре в центрах спрединга. Изученность распределения гидротермальных минеральных отложений в центрах спрединга океанского дна далеко не полная; известная на сегодня картина (рис. 1) является артефактом современной ранней стадии исследований. К настоящему времени известно около 55 мест, где имеются гидротермальные минеральные отложения; они расположены вдоль примерно 50 000-километровой длины глобальной системы срединно-океанических хребтов и рифтов, протягивающихся через все главные океанические бассейны и являющихся центрами спрединга океанского дна. Помимо этого на сегодняшний день известно около четырех мест с такими отложениями в изолированных центрах со средней и высокой скоростью спрединга в задуговых бассейнах. Информация о расположении этих проявлений, их тектонической позиции, минеральном и химическом составе опробованных гидротермальных отложений сведена в табл. 2. Разрабатываются критерии для обнаружения таких проявлений и осуществляются систематические программы исследований. Предполагается, что в дальнейшем будет открыто еще большее количество гидротермальных проявлений, хотя их распределение в значительной мере останется случайным. Последнее обусловлено природой гидротермальной деятельности в центрах спрединга океанского дна [348] и будет рассмотрено ниже.

Местами концентрации гидротермальной минерализации являются восходящие ветви и зоны разгрузки гидротермальных конвекционных систем океанической коры в центрах спрединга океанского дна или в примыкающих к ним участках (рис. 2). Месторождения вкрапленных сульфидных руд и сульфидных руд штокверкового типа* формируются в пределах слоя 2 (базальтового) и верхней части слоя 3 (представленного основными и ультраосновными породами) океанической коры

* Под штокверковым оруденением подразумевается сеть прожилков, выполненных жильными и рудными минералами, в массе породы. Отдельные прожилки редко имеют толщину более одного сантиметра и длину более нескольких метров; расстояние между ними может быть от нескольких сантиметров до нескольких метров. Пространства между прожилками могут частично содержать рассеянную вкрапленность рудных минералов [212]. В горнодобывающей промышленности штокверковый тип минерализации называют "прожилковой зоной".

Таблица 1. Типы гидротермальной минерализации в центрах спрединга океан

Позиция (номер на рис. 1 и в табл. 2)	Типы ми- нерализа- ции	Сульфидная фаза			Благородные металлы в сульфид фазе	
		Главные металлы	Минеральный состав	Содержа- ние в суль- фидной фазе, %	Металлы	Содержа- ние в суль- фидной фазе, млн
25,26 31, 32, 34а, 35, 40, 52 61	Массивные сульфиды [184,179]	Cu, Fe, Zn	Пирит Марказит Сфалерит Вюртцит Пирротин Халькопирит Кубанит Дигенит Ковеллин Самородное серебро	50 34 16	Ag Au Pt	290-480 < 0,2 < 5
7, 8, 9, 11, 13, 14, 15, 21а, б, 30, 31, 42	Вкраплен- ная суль- фидная	Cu, Fe, Zn, Ti	Пирит Халькопирит Пирротин Ковеллин Ильменит			
7, 8, 13, 14, 15, 21а, б, 42	Штоквер- ковая сульфид- ная	Cu, Fe, Zn, Ti	Пирит Халькопирит Пирротин Ковеллин Ильменит			
5а, б, 6а, 10, 12, 18а, б, 19а, б, 24, 32, 41а, 43, 45, 46, 47, 52, 53, 55а, б	Корки [54]					
17	Металло- носные осадки [40, 38, 39]	Fe, Cu, Zn, Cd, Pb, Hg	Пирит Халькопирит Сфалерит		Ag Au	54 0,5

ского дна (рис. 4 и 5)

метал- ной	Сульфатная фаза	Силикат- ная фаза	Оксидная и гидро- кисдная фаза	Карбонатная фаза
Содержа- ние в опре- деленных фазах, % на сухую массу	Главные металлы	Минераль- ный состав	Минераль- ный состав	Железис- тая Марганцо- вистая
≤ 36 0,1-3 0,1-1,4	Cu, Fe, Zn	Копиапит Хальканти Мелантерит Госларит Гипс Ярозит Ангидрит Гидрокси- сульфатги- драт магния Барит Натроярозит Сульфат меди	Нонтронит Цеолит Мусковит Гидрати- рованный аморфный кремнезем	Гётит Лимонит Оксигидро- кисл желе- за Корунд
			Нонтронит (сметит)	Бёрнессит Тодорокит Пирролюзит Родохрозит Манганит Рансееит
	Ангидрит Гипс	Нонтронит Шамозит	Гётит Лимонит Лепидо- крокит Гематит Магнетит	Манганит Тодорокит Родохрозит Манганосиде- рит

4638



Таблица 2. Гидротермальная минерализация в центрах спрединга океанского

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
<i>1. Центры с низкими скоростями спрединга (полускорость не более 2 см в год)</i>				
1	Хребт Колбейн-сей, примерно в 100 км к северу от Исландии, вблизи $67^{\circ} 05,5'$ с.ш. [314, 426] 100 1,1 – 1,5	Вулкан на подводном продолжении неовулканической рифтовой зоны	Обнаружены и опробованы активные гидротермальные выходы; информация о минерализации отсутствует	Нет информации
2	Северная Атлантика между 20° и 60° с. ш. ([202, табл.1]; скв. DSDP 9A, 10, 112, 114, 117A, 118, 136, 137, 138, 141) 4700–5400 1,1 – 1,5	Базальные осадки (возраст от 106 млн. лет до современного), непосредственно перекрывающие базальты слоя 2 океанической коры в котловинах на восточном и западном флангах срединно-океанического хребта	Осадки* (реликтовые)	Гётит, железистый монтмориллонит (смектит), гидроксиды марганца
3	Гребень Срединно-Атлантического хребта вблизи 45° с.ш. [106] 2000–2600 1,1 – 1,5	Дно рифтовой долины и окаймляющие поднятия, образующие стенки и рифтовые горы вдоль линейных отрезков центра спрединга	Осадки* (реликтовые)	Аморфные оксиды железа
4	Западная часть Центральной Атлантики, $34^{\circ} 54'$ с.ш., $69^{\circ} 10'$ з.д. (скв. DSDP 105	Красный мерглевый известняк океано-кимериджского возраста, перекрывающий	Прожилки оксидов (реликтовые)	Кристаллы самородной меди, окаймленные палагонитом

дна (см. рис. 1)

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5)**

Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Ba	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th
мас. %					млн ⁻¹						

2,5–	2,3–	0,03–	5–130	–	–	25–	20–	62–	–	–	–
8,5	10,5	0,7				167	370	267			

2,7–	3,0–	0,17–	15–30	–	–	–	–	–	–	–	–
8,0	14,3	0,9									

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
[198] 5251 1,1-1,5		базальт, находя- щийся под холма- ми континенталь- ного подножия		
5а	Гребень Средин- но-Атлантическо- го хребта, 36° с.ш. [8; 196, табл. 2] 2700 1,1	Активный участок зоны трансформ- ного разлома с не- большим смеще- нием (около 22 км) отрезков хребта	Коричнево-крас- ные, желтые и зе- леные корки, обо- гащенные глини- стым веществом (реликтовые)	Смектит нонтри- нового состава, ги- дролюда, немного тодорокита, бёрнес- сита и манганита
5б	Гребень Средин- но-Атлантическо- го хребта, 36° с.ш. [8; 196 табл. 2] 2700 1,1	Активный участок зоны трансформ- ного разлома с не- большим смеще- нием (менее 30 км) отрезков хребта	Черные железоз- марганцевые конкреции (ре- ликтовые)	Тодорокит и ран- сьеит, аморфный ги- дратированный оксид железа
6а	Гидротермальное поле TAG на греб- не Срединно-Ат- лантического хребта, 26° с.ш. [394, табл. 1, 2; 358; 363] 2000 - 4000 1,3	Зоны разрывов между сбросовы- ми блоками под- нятия, образую- щего восточную стенку рифтовой долины в краевой зоне активного ра- стяжения вдоль линейного отрез- ка центра спре- динга	Прослой преципи- татов и корки (накапливаются периодически по сей день)	Бёрнессит, тодоро- кит
6б	Гидротермальное поле TAG на греб- не Срединно-Ат- лантического хребта, 26° с.ш. [363] 2950 1,3	То же	То же	Нонтронит

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5)**

Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Ba	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th
мас. %					млн ⁻¹						
2,2- 20,7	0,1- 3,1	14,5- 28,4	2,9- 8,3	3,5-5,2	56- 122	2-27	49- 135	28- 225	6-84	-	-
4,1- 7,8	0,1- 0,9	9,6- 27,0	0,79- 26,8	1,0- 12,8	43- 589	2-91	46- 275	2- 570	5-126	-	-
-	-	0,01- 0,11	38-52	0,0003- 0,0027	-	14- 25	11- 119	50- 790	-	9-16	2-5
12,2	-	32,4	0,7	46,3	-	<100	<100	<100	<100	-	-

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
6в	Гидротермальное поле TAG на гребне Срединно-Атлантического хребта, 26° с.ш. [363] 2950 1,3	—,—	Прослой преципитатов (накапливаются периодически по сей день)	Аморфные гидроксиды железа
7	Гребень Срединно-Атлантического хребта, 25° 48,5' с.ш., 44° 59,0' з. д. [362, 363] 2725 – 3295 1,2	—,—	Вкрапленность и прожилки сульфидов, кварцевые жилы в зеленокаменной породе (реликтовые)	Пирит, хлорит, кварц
8	Гребень Срединно-Атлантического хребта, 24° 12' с. ш. [358, 356] 3200 1,2	—,—	Эвгедральный кварц, отложившийся при температуре около 300°С и выстилающий стенки жсод, а также массивный кварц в жилах в зеленокаменной породе с вкрапленностью и прожилками сульфидов (реликтовые)	Кварц, хлорит, пирит, халькопирит
9	Гребень Срединно-Атлантического хребта, 23° 36' с. ш., на восточном пересечении с зоной разлома Кейн [119, 120] ~ 3400 1,3 – 1,4	Зона разрывов между сбросовыми блоками поднятия, образующего восточную стенку рифтовой долины в краевой зоне активного растяжения вблизи пересечения с	Обогащенные кварцем зеленокаменные брекчии рит с вкрапленностью сульфидов; анализ жидких включений показал, что кварц осаждался при температуре около 310°С	Кварц, пирит, халькопирит, хлорит

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5) **

Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Ba	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th
мас. %					млн ⁻¹						
5,9	-	41,5	2,4	17,3	-	200	100	<100	<100	-	-

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
		активным участ- ком зоны транс- формного разло- ма с большим сме- щением (около 170 км) отрезков хребта	(реликтовые)	
10	Западный фланг Срединно-Атлан- тического хребта, 23° с. ш. [439] ~ 4000 1,4	Блоковое подня- тие на абиссаль- ных холмах в 60 км к западу от рифтовой долины	Корки (реликтовые)	Тодорокит
11	Гребень Средин- но-Атлантического хребта, 22° 30,2' с.ш., 45° 00,3' з.д. [362, 363] 2535 - 2820 1,4	Зона разрывов между сбросовы- ми блоками под- нятия, образующе- го восточную стен- ку рифтовой до- лины в краевой зоне активного растяжения вдоль линейного отрез- ка центра спре- динга	Вкрапленность сульфидов и квар- цевые жилы в зе- ленокаменной брекчии (совре- менные)	Пирит, кварц, хло- рит (пеннин)
12	Гребень Средин- но-Атлантического хребта, 16° 47, 7' с. ш., 46° 22,8' з.д. [362, 363] 3200-3300 1,4 - 2,0	То же	Корки мощно- стью до 2,5 см (современные)	Оксид марганца
13	Гребень Средин- но-Атлантическо- го хребта, 12° 48,0' с. ш., 44° 47,3' з. д.	"	Вкрапленность и прожилки сульфидов в зеленока- менной породе (реликтовые)	Пирит, хлорит

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5) **

Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Va	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th
мас. %					млн ⁻¹						

- - Мало Много 0,0007 - - >1000 - - - -

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
	[362, 363] 2205-2440 1,4 - 2,0			
14	Экваториальный участок Средин- но-Атлантическо- го хребта в районе 11° с. ш. [55, 226] 2700-3100 2,0	Активный участ- ток зоны транс- формного разло- ма Вима с боль- шим смещением (300 км) отрез- ков хребта	Вкрапленность и прожилки сульфидов (штокверково- го типа) в мета- базальте, содер- жащем хлорит (реликтовые)	Халькопирит, пирит, пирротин
15	Экваториальный участок Средин- но-Атлантическо- го хребта на ши- роте 0° [55, 56, табл. 1; 226] 2700-3100 2,0	Активный участ- ток зоны транс- формного разло- ма Романш с боль- шим смещением (980 км) отрез- ков хребта	Сульфидные кон- креции; вкрап- ленность и про- жилки сульфидов (штокверково- го типа) в мета- базальте, со- держащем хлорит (реликтовые)	Халькопирит, пирит, пирротин, гётит
16	Гребень Средин- но-Атлантическо- го хребта и его западный фланг в Южной Атлан- тике между 28° и 31° ю. ш. ([62, табл. 4] ; скв. DSDP 14, 15, 16, 19, 20, 21, 22) 2110-4675 2,0	Базальные осадки (от позднемоло- вых до плейстоце- новых), перекры- вающие базальты слоя 2 океаниче- ской коры на за- падном фланге Срединно-Атлан- тического хребта	Осадки* (ре- ликтовые)	Сидерит; другие плохо определяемые минералы
17	Красное море. Впадины Атлан- тис II, Диска- вери, Чейн, Суакин, Судан,	Впадины, вытяну- тые вдоль линей- ных отрезков осе- вой вулканической экструзивной зо-	Осадки (современные)	Железистый монтмо- риллонит (смектит) гётит, гематит, лепи- докрокит, барит, сульфиды (сфале-

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5) **

Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Ba	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th
мас. %					млн ⁻¹						

1,8-	-	32-41	<0,1	>80	-	-	5-	-	-	-	-
5,2							50%				

5,6-	0,85-	29-51	0,05-	166-	35-	27-	35-	90-	82-	-	-
18	4,0		0,19	884	220	75	590	270	220		

-	1,6-	1,1-	0,02-	1-50	-	-	-	-	-	-	-
	12,1	16	7,3								

-	0,05-	0,4-	0,03-	1-200	300-	12-	50-	9-90	400-	-	-
	3,0	47,5	13,4		20 000	198	33 400		200 000		

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
	Эрба, Шагара, Альбатрос, Валь- дивия, Тетис, Нереус, Вима, Кебрит, Гипсум, Океанограф [115; 40; 191, табл. 8; 427; 16; 159; 38] ~ 2000 1,0	ны вблизи пересе- чений с транс- формными разло- мами на ранней стадии раскрытия океанического бас- сейна относитель- но центра спре- динга		рит, марказит, халь- копирит, пирит, мар- матит), манганосиде- рит, ангидрит, манга- нит (бёрнессит), то- дорокит
18а	Рифт Афар, деп- рессия Данакил [54, табл. 2, 3] 0 —	Осевой трог в рифтовой зоне зарождающегося океанического центра спрединга	Обогащенные же- лезом корки (ре- ликтовые)	Гётит, нонtronит (смектит)
18б	Рифт Афар, деп- рессия Данакил [54, табл. 2, 3] 0 —	То же	Обогащенные марганцем корки (реликтовые)	Пирролюзит, бёрнессит тодорокит, целестобар- рит, родохрозит, опал, гипс
19а	Аденский залив, 12° 34' с. ш., 47° 39' в. д. [82] 2550 1,0	Северный край протягивающего- ся с востока на запад линейного отрезка рифто- вой долины	Обогащенные марганцем корки (реликтовые)	Бёрнессит, тодорокит
19б	Аденский залив, 12° 34' с. ш., 47° 39' в. д. [82] 2500 1,0	То же	Обогащенные же- лезом корки (ре- ликтовые)	Смектит
20	Абиссальные холмы на юго- западном флан- ге хребта Карл- сберг (скв.	Абиссальные хол- мы на фланге срединно-океани- ческого хребта	Базальные осад- ки, перекрываю- щие слой 2 океа- нической коры (реликтовые)	Фазы, обогащенные железом ($\leq 28\%$); минеральный состав не определялся

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5) **

Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Ba	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th
мас. %					млн ⁻¹						
1,0- 20,8	3,7- 5,8	22-29	0,15- 0,30	70-200	135- 140	17- 22	11-60	<5- 22	-	0,4- 0,5	1,2- 1,4
<0,2- 4,1	0- 1,2	0,03- 1,64	31-54	0,0005- 0,0700	135- 62	<5- 500	<5-25 17	<5- 20	-	2-4	0,7- 1,2
2,0- 5,4	0,1- 1,1	0,8- 6,4	34,2- 42,5	0,0237- 0,1506	-	2-75	8-110	14- 900	18- 780	-	-
1,8- 2,1	0,1- 0,3	19,1- 24,2	<0,1	>191	-	1-12	-	1-6	0-2	-	-
-	-	<8	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
	DSDP 236, $01^{\circ}40,6'$ ю. ш. $57^{\circ}35,9'$ в. д. [108] 4487			
21а	Хребет Карле- берг, $5^{\circ}24'$ ю.ш. $68^{\circ}35'$ в. д., се- веро-западная часть Индийско- го океана [127; 371, 27, 361] 3500 2,0	Разбитое на блоки поднятие в крае- вой зоне активно- го растяжения на пересечении за- падной стенки рифтовой долины с активным участ- ком трансформно- го разлома Витязь с большим смеще- нием (около 185 км) отрезков хребта	Рассеянные зерна и жилки (шток- верки) в гидро- термально измен- ном "амфи- болите" (релик- товые)	Пирит, халькопирит, ильменит, гематит, ги- дроксида железа, ма- лахит, ковеллин
21б	Хребет Карле- берг, $5^{\circ}24'$ ю.ш., $68^{\circ}35'$ в. д., в северо-запад- ной части Ин- дийского океа- на [127, 27, 361] 3500 2,0	То же	Рассеянные зерна и жилки (шток- верки) в "метасо- матическом грану- лите" (реликто- вые)	Ильменит, пирротин, пентландит, гидрокси- ды железа, лейко- ксен, магнетит
22	Северный фланг Западно-Индий- ского хребта (скв. DSDP 251, $36^{\circ}30,3'$ ю. ш., $49^{\circ}29,1'$ в. д. [223]) 3489	Абиссальные хол- мы на фланге сре- динно-океаниче- ского хребта	Базальные пере- кристаллизован- ные карбонатные осадки, перекры- вающие слой 2 океанической ко- ры (реликтовые)	Метасоматический андрадит-гидрогрос- суляровый гранат

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5)**

Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Va	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th
мас. %					млн ⁻¹						

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
<i>II. Центры со средними скоростями спрединга (полускорость более 2–4 см в год)</i>				
23	Центрально-Индийский хребет между 16 и 40° ю. ш. [61, табл. 2] 2620–4990 2,4 – 3	Гребень срединно-океанического хребта	Осадки (реликтовые)	Не определялся
24	Хребет Эксплорер в северо-западной части Тихого океана близ 50° с. ш. и 130° з. д. [167] 3000 – 3200 2,1	Осевая вулканическая экстрезивная зона вдоль линейного отрезка рифтовой долины	Корки (реликтовые)	Нонтронит (смектит), бёрнессит, тодорокит
25	Хребет Индевер — часть гребня хребта Хуан-де-Фука, 47° 56,7' с. ш. и 129° 05,8' з. д. [Х. П. Джонсон, Дж. Р. Делани — личное сообщение, 121] 2090 – 2120 3,0	Осевая вулканическая экстрезивная зона вдоль линейного отрезка центра спрединга	Массивные сульфиды (современные)	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, вюртцит, марказит
26	Гребень хребта Хуан-де-Фука, 44° с. ш., вблизи пересечения с зоной разлома Бланко [312, 118, 263, 217, 229, 310, 311, 130] 2200 3,0	Осевая вулканическая экстрезивная зона вблизи пересечения с активным участком зоны разлома с большим смещением (около 350 км) отрезков хребта	Сульфиды в виде корок и массивных образований (имеется по крайней мере семь активных выходов)	Пирит, халькопирит, сфалерит, вюртцит, немного галенита, магнетит, гётит, гематит

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5) **											
Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Va	Co	Cu.	Ni	Zn	U	Th
мас. %					млн ⁻¹						
-	0,2- 7,4	0,03- 7,0	0,1- 2,0	3-12	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	11- 120	6000- 30 000	12	4300- 28000	-	-
-	-	1,8- 50,5	-	-	-	-	700- 3200	-	29- 54%	-	-

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
27	Центральная часть Северо- Восточной кот- ловины Тихого океана между 32 и 41° с. ш. ([129, табл. 2, 6] ; скв. DSDP 37, 38, 39) 3010 – 5137	Базальные осад- ки (возраст 32– 60 млн. лет), пе- рекрывающие ба- зальты слоя 2 океанической коры	Осадки* (реликтовые)	Гётит, железистый монтмориллонит (смектит), гидро- ксида марганца
28	Калифорнийский бордерленд, 32° 14' с. ш., 117° 44' з. д. [251] 1800 –	Уступ зоны сдвига Сан-Клементе	Осадки (реликтовые)	Барит
29	Северная часть Нижней Кали- форнии, 31° 45' с. ш., 116° 45' з. д., [453, 452] 3000 –	Вдоль зоны раз- лома Агуа-Бланка	Корки (современные)	Пирит, гипс
30	Долина Империа- л, Солтон-Си, Нижняя Кали- форния, близ 33° 30' с.ш., 116° з. д. [408, 143] 0 –	Осевой трог вдоль простираения цент- ра спрединга дна Калифорнийского залива	Вкрапленность сульфидов в от- слоениях скважин и в пористых поро- дах (современ- ная)	В отслоениях: борнит, дигенит, халькопирит, халькозин, штромейе- рит, самородное се- ребро В пористых породах: сфалерит, пирит, пир- ротин, халькопирит, галенит
31	Меднорудный район Болео, центральная часть Нижней Калифорнии	Прибрежный пояс нарушенных сброс- ами андезитовых вулканитов, при- мыкающих к	Массивные, рас- сеянные и шток- верковые суль- фиды; марганце- вые корки (ре-	Халькозин, халькопи- рит, борнит, ковел- лин, самородная медь, пирит, галенит, оксиды, карбонаты,

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5)**

Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Va	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th
мас. %					млн ⁻¹						
4,3- 8,9	1,5- 3,4	21,1- 27,8	5,7- 7,6	3-4	1500- 15 000	55- 110	800- 1490	570- 800	480- 690	2,0- 5,8	-

7,6-0,53- 7,1	3,0- 13,6	0,4- 22,6	0,6- 7,5	0- 14	200- 5000	0,05- 8600	0- 35%	0- 1300	0,05- 6%	-	-
------------------	--------------	--------------	-------------	----------	--------------	---------------	-----------	------------	-------------	---	---

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
[469] 0 —		центру спрединга дна Калифорний- ского залива	ликтовые)	силикаты, оксидо- риты меди, криптоме- лан, пиролюзит, гипс, кальцит, халцедон, яшма
32	Впадина Гуаймас в Калифорний- ском заливе на 27° 18' с.ш., 111° 32' з. д. [43, 389, 256, 252, 222] 2000 3,0	Различные обста- новки: осевая вул- каническая экст- рузивная зона, сбросовые уступы в краевой зоне ак- тивного растяже- ния и в южном троге вблизи пе- ресечения с зонной разлома Агуа- Бланка	Корки (натёки) и увенчанные тру- бами холмики массивных суль- фидов высотой до 20 метров (сов- ременные)	Обогащенный желе- зом тальк, смектит, барит, ангидрит, суль- фиды (халькопирит, пирротин, сфалерит), углеводороды
33	Впадины Кар- мен, Фараллон, Пескадеро в Ка- лифорнийском заливе, 24–27° с. ш., 109–111° з. д. [182] ~ 2000 3,0	Осевая вулкани- ческая экстрозив- ная зона вдоль ли- нейного отрезка центра спрединга	Осадки* (реликтовые)	Смектит, хлорит, аморфный кремнезем оолитовый кварц, ге- матитовые породы
34а	Гребень Восточ- но-Тихоокеан- ского поднятия на 21° с. ш. [184, 179] 2620 3,0	Разбитая на бло- ки трещиноватая краевая зона ак- тивного растяже- ния вдоль линей- ного отрезка цент- ра спрединга океанского дна	Увенчанные тру- бами холмики массивных суль- фидов высотой 3–10 метров (современные)	Пирит, халькопирит, марказит, сфалерит, вюрцит, кубанит, дигенит, самородное серебро
34б	Гребень Восточ- но-Тихоокеан- ского поднятия на 21° с. ш.	То же	Внешняя зона из- менения на холми- ках массивных сульфидов и тру-	Гётит, лимонит, нон- тропит (шляпы окси- дов железа, образо- вавшиеся за счет

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
	[184, 179] 2260 3,0		бах (реликтовая)	окисления сульфидов)
35	"Зеленый" под- водный вулкан на 20° 48,2' с.ш., 109° 17' з. д. в 11 км к западу от оси Восточно- Тихоокеанского поднятия [254, 255] ~ 2000 3,0	Кальдера и крате- ры провала на вул- канической под- водной горе	Осадки и корки оксидов железа, массивные суль- фиды, сульфаты и хлориды (несовре- менные)	Пирит, халькопирит, барит, атакамит
36	"Красный" под- водный вулкан на 20° 48,2' с.ш., 109° 22,7' з. д. в 18 км к запа- ду от оси Во- сточно-Тихо- океанского под- нятия [254, 255] ~ 2000 3,0	Кальдера на вул- канической под- водной горе	Осадки оксидов железа, трубы и корки (совре- менные)	Оксиды железа (ми- неральный состав не определялся)
37	Галапагосский центр спрединга на 2° 30' с. ш., 95° 10' з. д. [296, табл. 1] 2600 3,0	Разбитое на блоки поднятие в крае- вой зоне активно- го растяжения	Корки (реликто- вые)	Бёрнессит, тодорокит
38	Галапагосский центр спрединга около 86° з. д. [468, 462, 262, 228, 210, 138,	Осевая вулкани- ческая экструзив- ная зона вдоль линейного отрез- ка центра спре-	Корки (совре- менные)	Оксиды марганца (минеральный состав не определялся)

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5)**

Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Ba	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th
мас. %					млн ⁻¹						

-	-	Мало	47-58	0,0002- 0,0230	-	15- 86	9-203	58- 500	85- 4860	4-6	0,01 0,4
---	---	------	-------	-------------------	---	-----------	-------	------------	-------------	-----	-------------

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
	139, 94, 95, 104] 2450–2500 3,0	динга океанского дна		
39.	Галапагосский центр спрединга на $85^{\circ}23'$ з. д. [278] 2500–2600 3,0	Пересечение осевой зоны центра спре- динга океанского дна с активным участком зоны трансформного разлома	Корки (релик- товые)	Оксиды марганца (минеральный состав не определялся)
40	Галапагосский центр спрединга на $0^{\circ}45'$ с. ш., $85^{\circ}50'$ з. д. [237, 274, 275, 276, 280] и на $0^{\circ}45,3'$ с. ш., $85^{\circ}49,5'$ з. д. [409] 2600–2850 3,0	Нормальные сбросы в краевой зоне активного растя- жения вдоль ли- нейного отрезка аномальной двух- рифтовой долины (северная и южная рифтовые доли- ны	Тело массивных сульфидов длиной 1000 м, высотой 35 и шириной 150 м (по предва- рительной ориен- тировочной оцен- ке, запасы со- ставляют 10 млн. т) в южной части рифтовой доли- ны; отдельные холмики массив- ных сульфидов в северной ча- сти рифтовой до- лины (реликто- вые)	Пирит, халькопирит, сфалерит
41а	Гидротермальное поле Холми- стое близ $0^{\circ}38'$ с. ш., $86^{\circ}07'$ з. д. в 18 – 32 км к югу от оси Га- лапагосского центра спре- динга [94, 95, 96, 250, 466, 305, 197, 200]	Блоковый рельеф абиссальных хол- мов	Обогащенные железом и крем- нием слоистые корки и осадки в холмиках высотой до 10 метров (сов- ременные)	Fe–Si-сметит (нонтронит)

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5)**												
Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Ba	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th	
мас. %					млн ⁻¹							
-	-	≤43	0.03-1	10-333	-	-	0.3-27%	-	0.1-0.8%	-	-	-
50.8	0.1	21.6	0.1	216	-	22	14	16	35	-	-	-

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
	2700 3,0			
416	Гидротермальное поле Холмистое близ $0^{\circ}38'$ с. ш., $86^{\circ}07'$ з. д. в 18–32 км к югу от оси Галапагосского центра спрединга [183, табл. 2, 3; 386, 197, 200] 2700 3,0	То же	Железо-марганцевые конкреции в осадках зелено-го цвета (современные)	Fe–Mn-оксиды (минеральный состав не определялся)
42	Южный фланг рифта Коста-Рика, $1^{\circ}13,6'$ с. ш., $83^{\circ}43,8'$ з. д. (скв. DSDP 504B) [390, 7] 3460 3,25	Абиссальные холмы на фланге океанического хребта	Вкрапленность сульфидов (преимущественно пирит) в измененных базальтах слоя 2 океанической коры на глубине 275 – 1075 м; сульфидные штокверки (много пирита, халькопирит и сфалерит), вскрытые бурением в пределах слоя 2 океанической коры на глубине 635 – 655 м (реликтовые)	Пирит (кристаллы до 1 см), халькопирит, сфалерит, хлорит, лоптит, кварц, тальк
43	Впадина Хесса на пересечении Галапагосского центра спрединга с Восточно-	Полузамкнутые впадины в Галапагосской точке тройного сочленения	Литифицированные осадки и железомарганцевые корки (реликтовые)	Тальк, смектит, пирротин, троилит, керолит, минералы железа и марганца

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5)**

Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Va	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th
мас. %					млн ⁻¹						

0,7	0,2	7,3	33,0	0,2197	-	16	39	81	126	-	-
-----	-----	-----	------	--------	---	----	----	----	-----	---	---

----- 3800 ----- 200 -----

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
	Тихоокеанским поднятием око- ло $2^{\circ}15'$ с. ш., $101^{\circ}30'$ з. д., [302, 370, 74, 381] 5100-5440			
44	Область рас- пространения железо-марган- цевых конкре- ций в северо- восточной части Тихого океана [45, табл. 2], $15^{\circ}12,2'$ с. ш., $126^{\circ}58,6'$ з. д. 4295	Абиссальные хол- мы между зона- ми разломов Кла- рион и Клиппер- тон; металлонос- ные осадки, по-ви- димому, релик- товые	Осадки* (реликтовые)	Глобули со средним диаметром 100 мкм, сложенные непрозрач- ными красновато- желтыми агрегатами и обломочными ми- нералами с низким показателем прелом- ления, а также не- большим количест- вом обломков радио- лярий и микровклю- чений вулканического стекла
45	Зона разлома Кларион вблизи Гавайского хребта, 14° с.ш., 153° з. д. [32] 5600-5840	Трог в зоне раз- лома шириной 2 км и длиной 7 км	Корки (совре- менные)	Корки оксидов желе- за и марганца, содер- жащие кремнистый материал, ассоцииру- ются с аномально теп- лой придонной водой
46	Подводная гора Лоихи, $19^{\circ}00'$ с. ш., $155^{\circ}15'$ з. д., располо- женная по со- седству с о. Га- вайи [279] 980-4026	Пример внутри- плитового подвод- ного вулкана	Корки и осад- ки (совре- менные)	Гётит и смектит (нон- тронит)

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5) **

Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Va	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th
мас. %								млн ⁻¹			
25,67	0	16,31	9,50	2	-	-	2300	-	-	-	-
15	-	11	8	1,4	-	1000	3200	3600	450	-	-
9,3-	0,5-	22,3-	0,015-	380-	-	-	-	-	-	-	-
23,5	1,3	47,4	0,08	1435	-	-	-	-	-	-	-

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
47	Марианский трог [181, 239, 201] ~ 3700 —	Задуговой актив- ный центр спре- динга	Осадки и корки (современные)	Нонтронит, смектит, оксид марганца
48	Западно-Филиппинский бассейн, скв. DSDP 291 [57] 5217 —	Задуговой бассейн на фланге неактивного центра спрединга	Базальные осадки, перекрывающие базальт слоя 2 океанической коры (реликтовые)	Смектит, гётит, клиноптилолит, кварц, полевой шпат
49	Западно-Филиппинский бассейн, скв. DSDP 294, 295 [57] 5784 —	То же	То же	Гематит, кварц, полевой шпат, гетит, смектит
50	Бассейн Лау, 16° 55' ю. ш., 176° 50' з. д. [34] 1664–1990 —	Зона разлома, смещающая активный центр спрединга в задуговом бассейне	Гиалокластиты (реликтовые)	Сцементированные опалом гиалокластиты, содержащие фрагменты стекла, палагонит, плагиоклаз, авгит, а также кристаллы аутигенных монтмориллонита, филлипсита и барита

III. Центры с высокими скоростями спрединга (полускорость более 4 см в год)

51	Восточно-Тихоокеанское поднятие между 10 и 15° с. ш. ([107, табл. 1]; скв. DSDP 159 160, 161, 162, 163) 4500–4940 4,5	Базальные осадки, ранний кампан – поздний олигоцен), перекрывающие базальт слоя 2 океанической коры на западном фланге срединно-океанического хребта	Осадки* (реликтовые)	Гётит, железистый монтмориллонит (смектит), гидроксиды марганца
----	---	--	----------------------	---

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5) **

Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Ba	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th
мас. %					млн ⁻¹						
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6,1- 37	1,2- 11,6	1,0- 14,0	0,2- 2,0	0,5-70	<100- 1450	12- 63	60- 370	15- 310	88-295	-	-
2,3- 27	2,0- 10,6	5,0- 44,0	0,6- 9,24	0,6-73	180- 3050	32- 100	185- 1200	45- 850	110- 520	3,6- 7,2	1,7- 2,8
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	2,1- 30,6	0,4- 9,6	3-16	-	10- 182	220- 1814	62- 1680	33- 1518	-	-

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
52	Восточно-Тихо- океанское под- нятие, 11 и 12° 50' с. ш. [18, 185, 187, 289] 2600 4,5	Осевая вулкани- ческая экструзив- ная зона и склон вулканической подводной горы в 6 км от осевой зоны	Осадки, корки, а также увенчан- ные трубами хол- мики массивных сульфидов (24 ак- тивных, 60 релик- товых)	Оксид марганца, вюртцит, пирит, мар- казит, халькопирит — иногда с высоким со- держанием кобальта
53	Гребень Восточ- но-Тихоокеан- ского поднятия около 10° с. ш. [26] 1720—1827 4,5	Кальдера на вул- канической под- водной горе в 15 км от оси хребта	Корки (реликто- вые)	"Оранжево-коричне- вый пористый и зем- листый материал", вероятно, гётит
54	Гребень Восточ- но-Тихоокеан- ского поднятия, 8° 48' с. ш., 103° 54' з. д. [253] 1875 4,5	Кальдера на вул- канической под- водной горе в 30 км от оси хребта	Конкреции (реликтовые)	Бёрнессит
55а	Восточно-Тихо- океанское под- нятие, 10° 38' ю. ш., 109° 36' з. д. Железистая фракция [53, табл. 1, фракция а; 451, табл. 1] 1790—2130 7,5	Вулканическая подводная гора вблизи оси хребта	Корки (ре- ликтовые)	Гётит
55б	Восточно-Тихо- океанское под- нятие, 10° 38' ю. ш., 109° 36'	Вулканическая подводная гора вблизи оси хребта	Корки	Оксиды марганца (предположитель- но бёрнессит и то- дорокит)

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5)**

Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Ba	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th
мас. %					млн ⁻¹						

-	-	0,3- 16,7	25,2- 43,6	0,0119- 0,3830	-	0- 4100	9- 900	0- 5700	1000- 1400	-	-
---	---	--------------	---------------	-------------------	---	------------	-----------	------------	---------------	---	---

6,4- 8,4	<0,5- 0,5	29-33	0,6- 2,4	12-52	100- 115	32- 120	60- 120	90- 460	-	1,3	<0,002
-------------	--------------	-------	-------------	-------	-------------	------------	------------	------------	---	-----	--------

3,8	0,21	5,5	38,7	0,14	1700	290	>500	4500	-	1,8	-
-----	------	-----	------	------	------	-----	------	------	---	-----	---

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
	з. д. Марганцо- вистая фракция [53, табл. 1, фракция b] 1790–2130 7,5			
56	Восточно-Тихо- океанское под- нятие между 9 и 13° ю. ш. [63, табл. 5] (скв. DSDP 319, 320, 321) 4300–4830 7,5	Базальные осад- ки (позднеолиго- ценовые – четвер- тичные), перекры- вающие базальты слоя 2 океани- ческой коры на восточном флан- ге срединно-океа- нического хребта	Осадки* (реликтовые)	Гётит, железистый монтмориллонит (смектит), гидрокси- ды марганца
57	Гребень Восточ- но-Тихоокеан- ского поднятия между 12 и 14° ю. ш. [60, табл. 3; 451, табл. 1] 2990–4210 8,0	Гребень срединно- океанического хребта	Осадки* (реликтовые)	То же
58а	Депрессия Бау- эр на восточном фланге Восточно- Тихоокеанского поднятия между 10 и 15° ю. ш. [380, табл. 3; 391, 267] ~ 4300	Котловина на фланге срединно- океанического хребта	Осадки* (реликтовые)	Смектит, гётит, тодо- рокит
58б	Депрессия Бауэр на восточном фланге Восточно- Тихоокеанско- го поднятия	То же	Осадки* (реликтовые)	Железистый смектит, барит, филлипсит, δ-MnO ₂ , гётит

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5)**

Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Ba	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th
мас. %					млн ⁻¹						

-	1,3-	4,7-	0,2-	2-80	1700-	18-	270-	270-	220-	-	-
	8,4	23,3	9,5		14 000	290	1700	805	1050		

4,2-	0,79-	5,7-	0,6-	3-9	-	75-	510-	250-	190-	0,2-	0,2-
18	8,5	22,6	8,8			280,	1800	1200	530	12	3

18-	1-4	9-18	2-7	2-7	8000-	90-	710-	410-	110-	-	-
28					28 000	330	1200	1700	680		

4,5-	2,6-	9,8-	3,7-	2,5-2,6	1,42	-	913-	777-	377-	-	-
21,1	4,1	18,0	7,2		2,32%		1444	1408	439		

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
	между 10 и 15° ю. ш. [180] ~ 4300 8-9			
59	Океанская кот- ловина на вос- точном фланге Восточно-Тихо- океанского поднятия меж- ду 15 и 25° ю. ш. [180] 3000-5000 8-9	"	Осадки* (реликтовые)	Смектит, обогащен- ный алюминием и же- лезом, барит, филлип- сит, δ -MnO ₂
60	Гребень Восточ- но-Тихоокеан- ского поднятия в районе 15° ю. ш. [261] 3000 8,0	Осевая вулка- ническая экстре- мальная зона	Аномалии ³ He и CH ₄ в океанской воде свидетельст- вуют о наличии осадков (воз- можно, (сов- ременные)	Не определялся
61	Гребень Восточ- но-Тихоокеан- ского поднятия, 20° ю. ш. [153, 98, 22, 204] ~ 3000 9,5	Поднятие вдоль линейного отрез- ка осевой вулка- нической экстре- мальной зоны	Увенчанные тру- бами холмики массивных суль- фидов, о чем сви- детельствуют под- водные фотогра- фии биоты, ассо- циирующейся с активными гидро- термальными вы- ходами, а также геохимические аномалии в толще воды (общий ра- створимый мар- ганец, ³ He, CH ₄) (современные)	Не определялся

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5) **

Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Ba	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th
мас. %							млн ⁻¹				

8,1–	5,3–	9,2–	2,5–	3,2–3,7	1,34–	–	703–	823–	268–	–	–
22,8	7,8	17,5	5,5		2,25%		1259	1538	634		

Позиция (номер на рис. 1)	Местоположе- ние Глубина, м Полускорость спрединга, см/год	Структура	Тип минерализации	Минеральный состав
62	Гребень Восточно-Тихоокеанского поднятия между 10 и 25° ю. ш. [180] ~ 3000 8-9	Гребень срединно-океанического хребта	Осадки* (реликтовые)	Аморфные и слабо-раскристаллизованные гидроксиды железа и марганца, гётит, δ - MnO_2 , железистый смектит
63	Океанская котловина на западном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия между 15° с. ш. и 15° ю. ш. (скв. DSDP 42, 69-75, 77-82, 159-163 [М. Лейнен и Д. Стейкс]) 3000-5000 4,5 - 9	Котловина на фланге срединно-океанического хребта	Осадки* (реликтовые)	Железистый смектит, барит, филлипсит, δ - MnO_2 , гидроксиды железа и марганца - от аморфных до слабо-раскристаллизованных

* Результаты анализа осадков приведены в пересчете на бескарбонатное

** Результаты получены при помощи нестандартизованных методов пробоот-

(рис. 3), месторождения массивных** сульфидных руд - в пределах слоя 2 или на его поверхности, пластовые залежи сульфидных, силикатных и гидроксидных руд (включая корки), а также тонкорассеянная рудная вкрапленность - в пределах слоя 2 или в перекрывающих его осадках (рис. 3). Химические фазы, минеральный состав, а также металлы, преобладающие в каждом из этих видов минерализации, представлены в табл. 1 и показаны на рис. 4 и 5. В зависимости от условий

** Массивными называют руды, по крайней мере на 60% представленные сульфидными минералами; этот термин не несет структурного смысла [376]. Согласно Франклину и др. [156], "месторождения массивных сульфидных руд являются стратифицированными и отчасти стратиформными. Руды этих месторождений по крайней мере на 60% сложены сульфидными минералами. Стратиформная за-

Химический состав (нанесен на рис. 4 и 5) **

Si	Al	Fe	Mn	Fe/Mn	Ba	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th
мас. %					млн ⁻¹						
5,2– 8,0	0,2– 1,4	26,3– 33,5	9,1– 11,7	2,9–3,0	3200– 8300	–	1400– 1697	517– 953	560– 668	–	–
0,7– 43,1	0,07– 9,8	0,01– 17,4	0,02– 4,4	3,7–4,0	–	–	19– 1493	0– 945	6– 1724	–	–

вещество
бора и анализа.

отложения различные химические фазы могут встречаться как отдельно, так и в тесной взаимосвязи в составе неравновесных многокомпонентных ассоциаций гидротермальных минералов.

Информация по массивным сульфидным залежам главным образом основана на результатах исследования наиболее детально изученных на сегодняшний день отложений осевой зоны Восточно-Тихоокеанского

лежь может вмещать до 100% от общей массы сульфидов, однако на многих месторождениях, главным образом в горизонтах подошвы, имеется жильная и прожилковая сульфидная минерализация, играющая существенную роль. Месторождения массивных сульфидных руд могут встречаться практически во всех типах супракрустальных пород, однако среди вмещающих пород преобладают вулканы, а также пелитовые и полупелитовые толщи”.

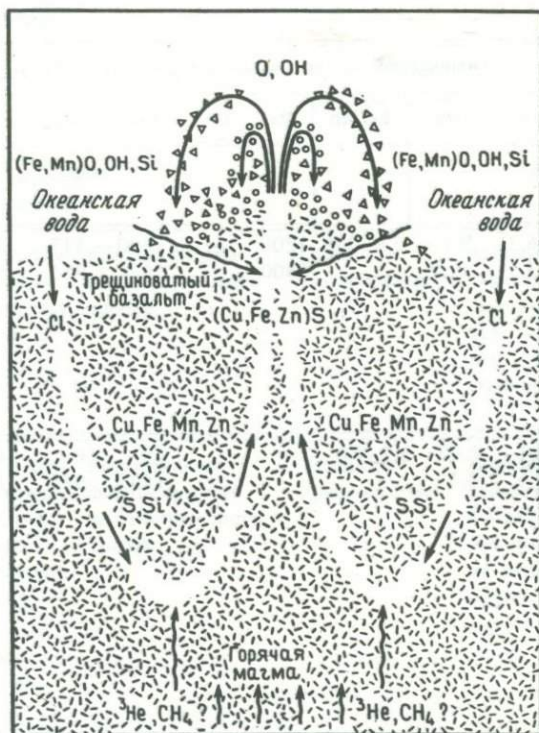


Рис. 2. Схематический упрощенный разрез, перпендикулярный центру спрединга океанского дна, показывающий описанную в тексте гидротермальную конвекционную систему ниже уровня дна (вне масштаба). Показаны две симметричные относительно центра спрединга конвекционные ячейки (прямые стрелки) ниже уровня океанского дна, по которым циркулируют первичные гидротермальные растворы через океаническую кору. Дополнительный привнос в гидротермальные конвекционные ячейки осуществляется за счет дегазации мантии, магматических растворов (вертикальные волнистые стрелки) и океанской воды (наклонные волнистые стрелки), которая может смешиваться с первичными гидротермальными растворами в конвекционных ячейках ниже уровня океанского дна, а также в местах выхода гидротермальных растворов на дно. В проницаемых гидротермальных конвекционных системах полиметаллические сульфидные минералы осаждаются там, где первичные гидротермальные растворы смешиваются с океанской водой ниже уровня дна. В непроницаемых гидротермальных конвекционных системах эти сульфидные минералы осаждаются на дне в местах излияния гидротермальных растворов и их смешения с океанской водой.

поднятия на 21° с. ш. (рис. 1; табл. 1; табл. 2, позиции 34а и б [184, 179, 317]). Информация по металлоносным осадкам основана на результатах исследования образцов из впадины Атлантик II Красного моря, где в настоящее время накапливается толща сравнительно чистых гидро-

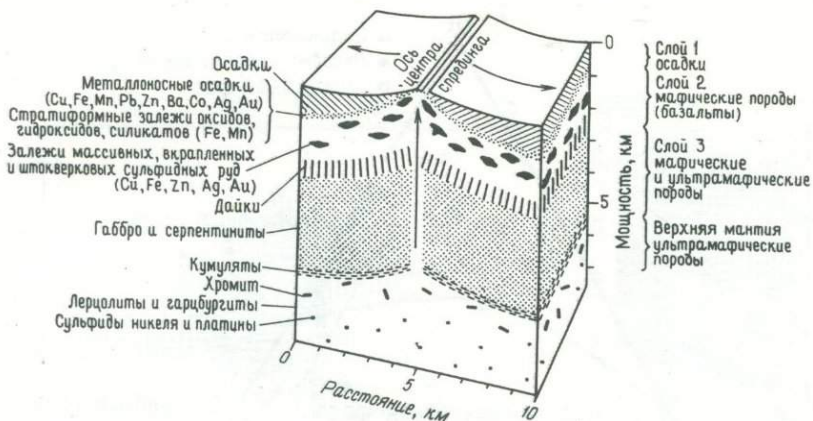


Рис. 3. Схематическая блок-диаграмма, показывающая возможное распределение минерализации в океанической коре и верхней мантии, генерируемых в районе центра спрединга (по Э. Бонати [52], с изменениями). В разных сейсмических моделях океаническая кора подразделяется на три слоя по-разному [175].

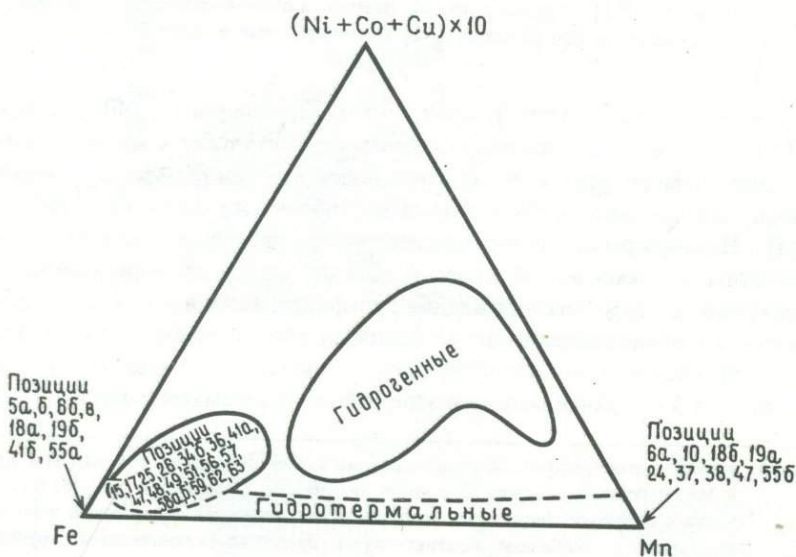


Рис. 4. Трехкомпонентная диаграмма соотношения содержаний Fe, Mn и суммы $(Ni + Co + Cu) \times 10$ в океанических металлоносных отложениях, демонстрирующая отчетливые поля, соответствующие составу гидрогенных (главным образом железо-марганцевых конкреций) и гидротермальных отложений проявлений гидротермальной минерализации, показанным на рис. 1, и позициям в табл. 2, где приведено их описание.

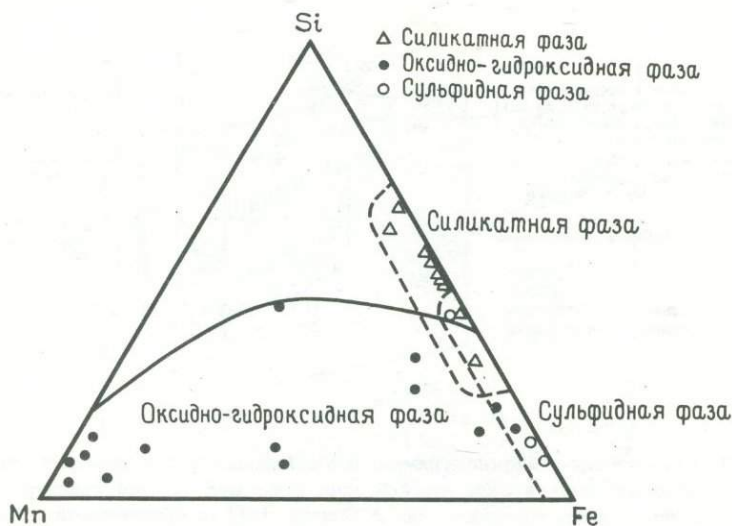
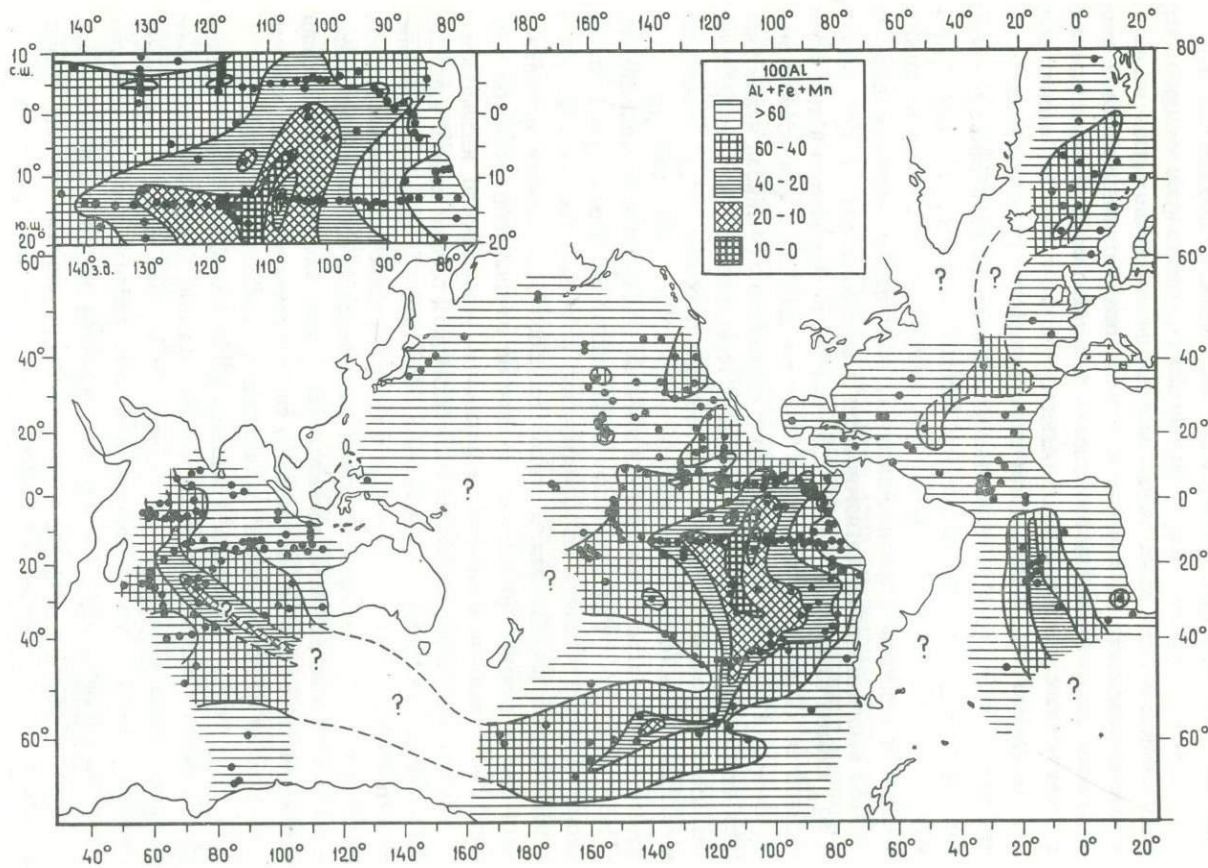


Рис. 5. Трёхкомпонентная диаграмма соотношения содержания кремния, железа и марганца в оксидной, гидроксидной, силикатной и сульфидной минеральных фазах (табл. 1) металлонесных гидротермальных отложений (по Бонатти [52], с изменениями). Значками обозначен состав представительных образцов (по Бонатти [52]), приведенный в табл. 2.

термальных осадков (рис. 1; табл. 1; табл. 2, позиция 17 [40, 15, 38, 39, 73]). В отличие от них гидротермальные компоненты металлонесных осадков океанических хребтов в различной степени разбавлены литогенными, аутигенными и биогенными компонентами (рис. 6) [180, 59, 248]. Помимо рассматриваемых месторождений рудные месторождения известны в океанической коре; к ним относятся линзовидные залежи хромитов, а также месторождения сульфидов никеля и платины магматического происхождения, встречающиеся вблизи основания слоя 3 и в верхней мантии (рис. 3) [79]. Минеральные месторождения нижней части слоя 3 и верхней мантии в этой работе не рассматриваются.

Рис. 6. Карта, иллюстрирующая распределение значений модуля $100 \text{ Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ в донных осадках Мирового океана (по Бострёму и др. [61]). Области с низкими значениями модуля за счет высоких содержаний железа и марганца в основном соответствуют срединно-океаническим хребтам. Асимметрия в распределении модуля относительно осей хребтов свидетельствует о латеральном переносе частиц гидротермального вещества, взвешенных в толще воды, посредством промежуточной океанской циркуляции. Это отчетливо видно на врезке в левом верхнем углу, где в увеличенном масштабе показана часть Восточно-Тихоокеанского поднятия. Черными точками показаны места отбора проб. Приведенному распределению соответствуют полученные позднее химические и физико-океанографические данные [133, 337, 428].



*Гидротермальная активность в центрах спрединга
океанского дна*

В состав гидротермальной конвекционной системы входят: источник тепла, система питания, циркуляционная система, а также система поверхностной разгрузки. Вывод о возможности существования гидротермальных систем в центрах спрединга океанского дна следует из наличия компонентов таких систем: вулканогенного источника тепла, обеспечивающего конвекцию, морской воды в качестве флюида, а также трещиноватых магматических пород в качестве проницаемой среды [142, 114].

Величина теплопереноса посредством гидротермальной конвекции в центрах спрединга океанского дна была рассчитана исходя из наблюдающегося несоответствия между теоретически вычисленным количеством тепла, выделяемого при генерации новой литосферы [392], и средним кондуктивным тепловым потоком в центрах спрединга, полученным по данным измерений. Последний меньше величины, которую следует ожидать для случая только кондуктивного рассеяния тепла. Разница между теоретически рассчитанной величиной и средним кондуктивным тепловым потоком, полученным по данным измерений, относят за счет конвективной компоненты переноса тепла. Конвективный перенос тепла вследствие гидротермальной деятельности на единицу площади вновь создаваемой литосферы оценивается величиной $15,1 \cdot 10^8$ кал \cdot см⁻² для океанических хребтов с малыми скоростями спрединга и величиной $11,5 \cdot 10^8$ кал \cdot см⁻² для хребтов со средними и высокими скоростями спрединга [472]. Гидротермальный перенос тепла также был рассчитан экспериментально посредством экстраполяции соотношения между концентрацией первичного инертного стабильного изотопа ³He и температурой, измеренной в гидротермальных растворах, выходящих на поверхность дна в осевой зоне океанического хребта, до общего потока ³He в океане [210]. Теоретическая и экспериментально рассчитанная величина теплопереноса посредством гидротермальной конвекции в центрах спрединга океанского дна равна $(4,0 \div 6,4) \cdot 10^{19}$ кал \cdot год⁻¹ ($2,0 \times 10^{12}$ кал \cdot с⁻¹), что, по оценке, составляет около 80 % потерь тепла вновь сформированной остывающей литосферы и 20 % общих потерь тепла Земли [468, 472]. Дефицит тепла, выявленный при измерениях кондуктивного теплового потока, показывает, что как в краевых, так и в осевых зонах центров спрединга океанского дна имеет место значительный конвективный перенос тепла. По данным же экспериментальных расчетов весь конвективный перенос тепла происходит в осевой зоне. Эта проблема требует своего разрешения [135].

Расход океанской воды, осуществляющей конвективный перенос тепла, оценивается величиной $(1,3 \div 9) \cdot 10^{17}$ г \cdot год⁻¹. Эта величина — одного порядка с расходом воды реки Амазонки и составляет $0,4 \div 2,5$ %

общего речного стока ($360 \cdot 10^{17} \text{ г} \cdot \text{год}^{-1}$ [160]). При таком расходе весь объем океанской воды проходил бы гидротермальный цикл в центрах спрединга каждые 5–11 миллионов лет [472]. При условии что мощность океанической коры равна 5 км, плотность $3 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, а современная глобальная скорость образования нового дна океана посредством спрединга равна $2,5 \div 3 \text{ км}^2 \cdot \text{год}^{-1}$ [114, 85, 468], скорость генерации новой океанической коры составит $5 \cdot 10^{16} \text{ г} \cdot \text{год}^{-1}$, что в 2–20 раз меньше, чем расход океанской воды. Сопоставление этих двух величин не только указывает на важность взаимодействия базальта с океанской водой, но и означает, что общая масса породы, изменяемой в процессе конвекции океанской воды, мала по сравнению с массой океанской воды, с которой она взаимодействует [298].

Величина теплопереноса посредством гидротермальной конвекции, поток океанской воды через породы в центрах спрединга океанского дна, а также отношение этого потока к скорости генерации новой океанической коры представляют собой глобальные оценки, учитывающие большое разнообразие локальных вариаций температуры, объема и скорости потока.

Что касается температуры, то в зависимости от нее процессы подразделяются следующим образом: 1) низкотемпературное "выветривание" — изменение океанических базальтов, включающее в себя как диагенез, так и начальную стадию цеолитовой фации метаморфизма в температурном диапазоне от температур окружающих придонных вод до (но не включая) температур кристаллизации безусловно метаморфических минералов [199]; низкотемпературное выветривание в этой работе не рассматривается; 2) низкотемпературные гидротермальные процессы ($\leq 200^\circ\text{C}$), связанные с цеолитовой фацией метаморфизма; 3) высокотемпературные гидротермальные процессы (примерно от 200 до 400°C), связанные с зеленосланцевой фацией метаморфизма [422, 205]. Что касается объема потока, то здесь делается различие между гидротермальными конвекционными системами с преобладанием океанской воды и с преобладанием пород. Оно основано главным образом на результатах лабораторных экспериментов, заключающихся в том, что в закрытых контейнерах при повышающихся температурах и давлениях в течение короткого времени реакции между базальтом и океанской водой достигают равновесного состояния [42, 298, 366]. В системах с преобладанием океанской воды эффективное массовое отношение океанской воды, проходящей через систему, и породы, с которой эта вода взаимодействует, достаточно для поддержания реакций химического обмена. В ходе этих реакций образуются кислые, обогащенные металлами гидротермальные растворы. В системах с преобладанием пород эффективное массовое отношение "океанская вода/порода" так мало, что образуются растворы от слабокислых до слабощелочных, сравнительно бедные металлами.

Что касается скорости потока, то делается различие между системами с преобладанием океанской воды, в которых скорость потока флюида велика по отношению к скорости реакций между циркулирующими растворами и окружающими породами, и системами с преобладанием пород, в которых скорость потока невелика по отношению к скорости реакции растворов с окружающими породами [298]. Интерпретация величин массовых отношений "океанская вода/порода" в природных открытых системах является проблематичной. Это обусловлено тем, что в масштабе гетерогенных неравновесных минеральных ассоциаций, присутствующих в отдельных образцах пород с океанических хребтов, преобладают кинематические эффекты [76]. Отобранные до настоящего времени пробы растворов подводных горячих источников со станций на океанических хребтах, по-видимому, относятся к системам с преобладанием пород. Однако результаты исследования метабазальтов океанского дна и данные изучения теплового потока говорят о том, что условия с преобладанием океанской воды, по-видимому, превалируют, по крайней мере локально, как в высокотемпературных гидротермальных системах в осевых зонах, так и в более низкотемпературных системах в краевых зонах океанических хребтов [400].

Слабоинтенсивная гидротермальная деятельность характеризуется низкотемпературными растворами ($\leq 200^\circ\text{C}$), низкими и умеренными средними градиентами температуры, сравнительно небольшими объемами потока (системы с преобладанием пород), относительно малыми скоростями потока и почти повсеместным распространением в центрах спрединга океанского дна продуктов цеолитовой фации метаморфизма.

К свидетельствам почти повсеместного распространения слабоинтенсивной гидротермальной деятельности в центрах спрединга океанского дна относятся аномально низкие величины кондуктивного теплового потока, означающие конвективный вынос тепла [321, 436, 241, 3, 6, 468, 393], гидратированная метаморфизованная океаническая кора, требующая большого объема океанской воды [292, 86, 205], и изотопный состав кислорода гидратированных пород, свидетельствующий об источнике с низкой величиной $\delta^{18}\text{O}$, таком, как океанская вода [300, 423]. Слабоинтенсивные гидротермальные изменения, по-видимому, распространены по крайней мере на расстояниях, соответствующих возрасту коры 40–70 млн. лет (около 400–700 км), по обе стороны от осевых зон океанических хребтов с малой скоростью спрединга, таких, как Срединно-Атлантический хребет и хребет Карлсберг*, и возрасту 4–15 млн. лет (около 100–500 км), по обе стороны от осевых зон океанических хребтов со средней и высокой скоростью спрединга, таких, как Галапагосский центр спрединга и Восточно-Тихоокеанское поднятие [3, 5]. Сла-

* В отечественной литературе – северная часть Аравийско-Индийского хребта.

боинтенсивная гидротермальная деятельность считается важным компонентом в геохимическом балансе океана. В ходе этой деятельности происходит обмен элементами между базальтом и океанской водой [205, 438], однако с точки зрения рудообразования она сравнительно малоэффективна.

В противоположность почти повсеместному распространению слабоинтенсивной гидротермальной активности в центрах спрединга океанского дна высокоинтенсивная гидротермальная деятельность проявлена спорадически преимущественно вдоль осевых зон и в примыкающих к ним частях центров спрединга океанского дна. Закономерности ее распределения пока еще не изучены. Подразумевается, что высокоинтенсивная рудообразующая гидротермальная деятельность характеризуется высокотемпературными (примерно от 200 до 400°С) гидротермальными растворами, аномально высокими градиентами температуры, относительно большими объемами потоков (системы с преобладанием океанской воды), относительно высокими скоростями потоков, формированием пород зеленосланцевой фации метаморфизма и локализованным сосредоточением гидротермальной минерализации; преобладание океанской воды в этих системах остается спорным. Существуют системы со средней интенсивностью гидротермальной деятельности. К ним относятся низкотемпературные системы с относительно большими объемами потока (системы с преобладанием океанской воды), а также высокотемпературные системы с относительно небольшими объемами потока (системы с преобладанием пород), однако по определению лишь системы с высокоинтенсивной гидротермальной активностью являются эффективными рудообразующими.

*Рудообразующие процессы
в высокоинтенсивных гидротермальных системах,
расположенных ниже уровня океанского дна*

Процесс концентрации рудных минералов в обобщенной гипотетической высокоинтенсивной гидротермальной конвекционной системе, расположенной ниже уровня океанского дна, образует умозрительную схему для рассмотрения гидротермальных месторождений в центрах спрединга океанского дна. В качестве транспортирующего агента необходима вода, для комплексирования металлов необходим хлорид-ион, а сера, кремний, кислород, водород, сульфат- и карбонат-ионы (или только карбонат-ион) необходимы для фиксации металлов в твердых фазах (табл. 1). В такого рода системе протекают многочисленные процессы [230, 231, 189, 190, 60, 93, 58, 422, 257, 51, 52, 245, 472, 144, 138, 139, 158, 84], которые охарактеризованы ниже, а также на рис. 2.

1. Проникновение вниз холодной плотной океанской воды в относительно широкой зоне, происходящее преимущественно через трещины

в слое 2 (рис. 2) и в верхней части слоя 3 океанической коры. Глубина проникновения различна и определяется глубиной, на которой находится верхняя мантия во время разных стадий генерации океанической коры около центра спрединга [173, 164] .

2. Прогрессивный разогрев и восстановление океанской воды по мере ее взаимодействия с минералами недавно застывших базальтов.

3. Образование серии метаморфических фаз с увеличением степени метаморфизма от цеолитовой до зеленосланцевой фации по мере повышения температуры и давления.

4. Увеличение кислотности растворов за счет извлечения из океанской воды ионов Mg^{2+} и OH^- при образовании минеральных фаз гидроксида магния, гидроксисиликата магния, а также гидроксисульфатгидрата магния. Этот процесс сопровождается образованием ионов H^+ . Как следует из лабораторных экспериментов [42, 298, 284] и подтверждается натурными наблюдениями в некоторых точках [179, 400] , такое явление происходит в том случае, когда скорость потока океанской воды сквозь породу превосходит скорость ее реагирования с породой (высокие величины массового отношения "вода/порода"; система с преобладанием океанской воды). Следствием увеличения кислотности растворов является увеличение их способности растворять металлы. Напротив, в том случае, когда скорость потока океанской воды сквозь породу меньше скорости ее реагирования с породой (низкая величина массового отношения "вода/порода"; система с преобладанием породы), происходит уменьшение кислотности до образования нейтральных или слабощелочных растворов. Следствием этого является понижение концентрации металлов в растворе [298] . Не исключается и то, что при буферировании гидротермальных растворов посредством реакции с фермическими породообразующими минералами также могут образовываться слабощелочные рудообразующие растворы, в которых транспортировка металлов происходит в составе бисульфидных, а не хлоридных комплексов [156] .

5. Высокотемпературное выщелачивание и массовый вынос из океанической коры некоторых щелочных (Li, K, Rb), щелочноземельных (Ca, Ba) и переходных (Cu, Fe, Mn, Zn) металлов, а также анионов (Si) первичными высокотемпературными ($> 200 - 400^\circ C$), кислыми восстановительными гидротермальными растворами; привнос гидротермальными растворами в океаническую кору Mg , SO_4 и, возможно, Na и Cl из океанской воды. Не исключается и то, что некоторая часть металлов извлекается при взаимодействии разогретой океанской воды с сульфидным расплавом, отделившимся от силикатного расплава в затвердевавшем магматическом теле [192, 184, 432] .

6. Перенос металлов и неорганических восстановленных форм серы в растворе в составе хлоридных комплексов; источниками серы являются

ся океанская вода (восстановление SO_4 , возможно, происходит вследствие реакции с железом (II) базальта), базальт (среднее содержание серы 0,08 % [295]), магматические сегрегации и, возможно, верхняя мантия.

7. Привнос в гидротермальную систему некоторых элементов, переносимых в составе летучих фаз из мантии (3He , F, Hg, S, B, Ba, Ni, возможно, CH_4) либо непосредственно, либо из базальтов при их растворении (т. е. косвенно).

8. Подъем обогащенных металлами первичных гидротермальных растворов, происходящий вследствие уменьшения снизу вверх температуры и давления. Подъем сопровождается смешением первичных гидротермальных растворов с различными объемами низкотемпературной ($\sim 2^\circ C$) щелочной окислительной океанской воды, происходящим в относительно узкой зоне. Там, где смешение первичных высокотемпературных гидротерм с океанской водой происходит сравнительно глубоко в пределах коры, поднимающиеся растворы могут принимать участие в ретроградных низкотемпературных реакциях с породами. Критическая точка между жидкой и газообразной фазами для первичных гидротермальных растворов с температурой $350^\circ C$ будет отмечаться при давлении около 1500 бар [168, 169, 420]; двухфазовые гидротермальные системы наиболее вероятны в неглубоководных центрах спрединга, а также на подводных горах на глубинах меньше 1500 м [341, 147, 192, 146, 117, 116].

9. Частичное осаждение серии гидротермальных минеральных фаз на поверхности и в пределах слоя 2 океанической коры, а также в пределах верхней части слоя 3 (рис. 3). В однофазовых гидротермальных системах этот процесс контролируется масштабами смешения первичных гидротермальных растворов с океанской водой ниже уровня дна. При этом в восстановительных условиях осаждаются взвешенные сульфиды и формируются вкрапленные, штокверковые и массивные сульфидные руды меди, железа и цинка, а в окислительных условиях — твердые и взвешенные формы обогащенных железом силикатов, оксидов и гидроксидов, обогащенных марганцем оксидов и гидроксидов, а также сульфатов и карбонатов (табл. 1). В процессе осаждения этой серии минеральных фаз отношение "океанская вода/первичный гидротермальный раствор" увеличивается от < 1 до > 100 [139, 419]. Не исключается и то, что осаждение гидротермальных минеральных фаз может быть результатом уменьшения давления и температуры (или каждого параметра в отдельности) гидротермальных растворов вследствие их подъема и потерь тепла при соприкосновении с вмещающими породами. В двухфазовой гидротермальной системе толчком к осаждению гидротермальных минеральных фаз может быть также начало кипения, приводящего к обогащению жидкой фазы растворенными солями и увеличению ее pH, а также к образованию кислой паровой фазы, обедненной солями и обогащенной

летучими компонентами [117, 116]. Еще одной причиной осаждения гидротермальных минеральных фаз является увеличение рН, происходящее вследствие взаимодействия первичных гидротермальных растворов с окружающими породами, например во время их подъема через толщу осадков, обогащенных карбонатными минералами или органическим веществом [455].

10. Осаждение из вышележащей водной толщи частиц аморфного гидроксида железа (III), имеющего высокую сорбционную способность; вслед за этим благодаря коллоидальной адсорбции происходит захват гидроксидами железа (III) оставшихся в океанской воде железа и марганца, а также других металлов. И наконец, происходит флокуляция взвешенных в электролите частиц, адвекция за счет движения воды и осаждение в виде металлоносных осадков (рис. 3, 6) [374, 50].

Применение рассмотренной модели смешения первичных гидротермальных растворов с океанской водой [139] ограничивается описанной выше гипотетической однофазовой высокоинтенсивной гидротермальной конвекционной системой. Выход растворов с промежуточными значениями температуры, рН, окислительно-восстановительного потенциала и концентраций металлов не обязательно подразумевает, что они образовались за счет разбавления на глубине высокотемпературных, кислых, восстановительных, обогащенных металлами, первичных гидротермальных растворов. Это безусловно только в том случае, если свойства первичного гидротермального раствора можно получить путем экстраполяции трендов зависимостей между концентрациями консервативных элементов в растворе и температурой воды [139] и если это подтверждается кварцевой геотермометрией [149]. Поэтому присутствие на дне океана гидротермальных железо-марганцевых оксидных отложений не обязательно подразумевает существование сульфидов ниже уровня дна. Реальный гидротермальный раствор может не обладать всеми теми свойствами первичного гидротермального раствора модели смешения, которые необходимы для осаждения серии гидротермальных минеральных фаз от сульфидов до оксидов. Действительно, изменчивость свойств гидротермальных растворов, по-видимому, обычна и присуща почти повсеместной слабоинтенсивной гидротермальной деятельности, а смешение, начинающееся от первичного гидротермального раствора, возможно, представляет собой особый случай, имеющий отношение к очень локализованной высокоинтенсивной гидротермальной деятельности.

СТРУКТУРНЫЙ И ТЕРМАЛЬНЫЙ КОНТРОЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Рудоотложение гидротермальными системами в центрах спрединга океанского дна связано с главными структурными и термальными особенностями, общими для всех центров спрединга океанского дна, с ре-

гиональной тектонической обстановкой, определяющейся стадией и скоростью раскрытия океанического бассейна относительно центра спрединга океанского дна, а также с локальными тектоническими подобностановами, которые включают в себя аномальные структурные и термальные условия.

Общие структурные и термальные черты

Некоторые структурные и термальные особенности присущи всем центрам спрединга. Они распределены как параллельно, так и перпендикулярно осям центров спрединга. Центры спрединга вдоль своих осей разбиты на сегменты, представляющие собой линейные отрезки, около которых происходит спрединг океанского дна. Они чередуются с трансформными разломами, которые могут смещать линейные отрезки ступеньками вправо или влево в латеральном направлении на расстояние до сотен километров (рис. 7). В центрах с низкими скоростями спрединга эти линейные отрезки имеют длину десятки километров, а в центрах с высокими скоростями их длина может достигать сотен километров. Смещения отрезков хребта друг относительно друга в центрах с низкими скоростями спрединга имеют более закономерный характер, чем в центрах со средними и высокими скоростями спрединга. Проблематичным остается вопрос о том, в какой степени различия в расстоянии между трансформными разломами и масштабах смещения по ним связаны с самой скоростью спрединга, с различиями в геометрии, унаследованными от ранней стадии рифтообразования, а также со временем, прошедшим с момента начала рифтообразования. Разбитая на сегменты структура центров спрединга действует подобно шаблону, который точно программирует воспроизведение во времени картины расположения линейных отрезков, чередующихся с трансформными разломами, составляющими тектоническую структуру океанической коры первого порядка [360, 384, 385]. С разбитой на сегменты структурой связано закономерное чередование параллельно осям центров спрединга различных форм рельефа. К ним относятся впадины, приуроченные к трансформным разломам, а также поднятия вблизи центров линейных отрезков с пологим наклоном в сторону примыкающих к ним впадин (рис. 7). В работах последних лет высказывается предположение, что в случае небольших смещений линейных отрезков поднятие может располагаться не в центре линейного отрезка, а систематически приближаться к трансформному разлому [19, 20]. Поднятия в пределах осевой вулканической экструзивной зоны могут быть представлены вулканическими постройками или связаны с объемным и термическим расширением пород над магматической массой. Образование впадин в трансформных разломах объясняют уменьшением гидростатического давления в тех местах, где вязкая магма внедряется между трансформным разломом и линейным отрезком [413]. Другой

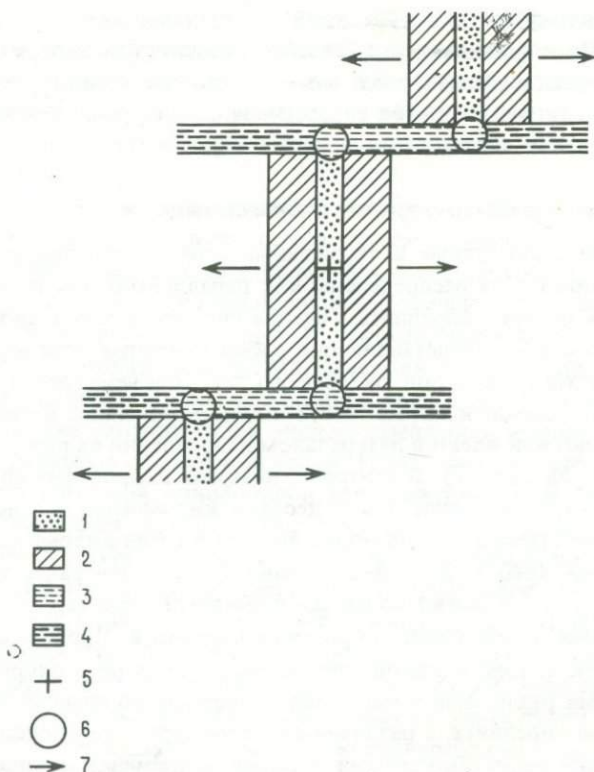


Рис. 7. Схематический вид в плане описанных в тексте главных структурных особенностей (первого порядка) центров спрединга океанского дна (вне масштаба). В центрах с малыми скоростями спрединга длины линейных отрезков оси спрединга между трансформными разломами обычно составляют около 10 км; в центрах со средними и высокими скоростями спрединга они могут быть значительно больше. 1 – осевая вулканическая экструзивная зона; 2 – краевая зона активного растяжения; 3 – активный участок зоны трансформного разлома; 4 – пассивный участок зоны трансформного разлома; 5 – приподнятый участок осевой зоны; 6 – пониженный участок осевой зоны; 7 – направление спрединга океанского дна.

причиной является краевой эффект, возникающий вследствие соприкосновения плотной холодной литосферы трансформного разлома и менее плотной горячей литосферы осевой зоны линейного отрезка [151].

Общие для всех центров спрединга структурные и термальные черты по перпендикуляру к центру спрединга заключаются в том, что осевая вулканическая экструзивная зона шириной порядка 1 км ограничивается краевыми зонами активного растяжения шириной до 20 км (рис. 7 и 8). В пределах осевой вулканической экструзивной зоны преимущественно

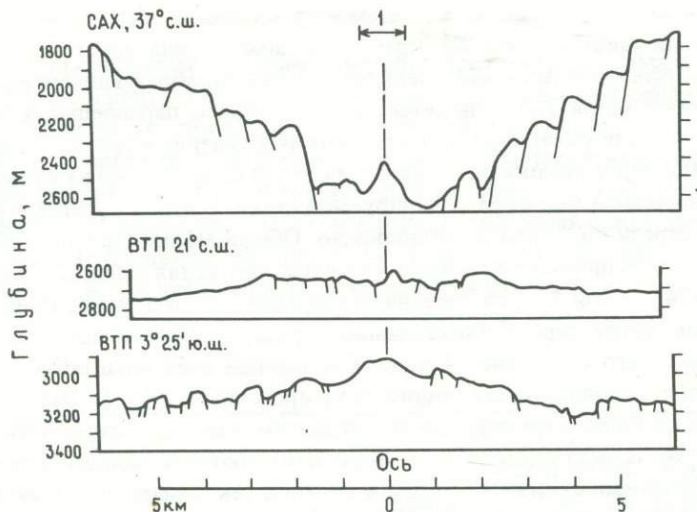


Рис. 8. Поперечные профили срединно-океанических хребтов с малой скоростью спрединга (полускорость ≤ 2 см в год; Срединно-Атлантический хребет, САХ, 37° с. ш.), со средней скоростью спрединга (полускорость $> 2-4$ см в год; Восточно-Тихоокеанское поднятие, ВТП, 21° с. ш.) и с высокой скоростью спрединга (полускорость более 4 см в год; Восточно-Тихоокеанское поднятие, ВТП, $3^\circ 25'$ ю. ш.), на которых видно закономерное уменьшение расчлененности рельефа дна при увеличении скорости спрединга. Обратите внимание на осевую вулканическую экструзивную зону шириной порядка 1 км, ограниченную краевыми зонами активного растяжения. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному составляет 4:1.

протекают аккреционные процессы; к ним относятся интрузия и экструзия магматического материала. Для краевых зон активного растяжения характерны преимущественно структурные процессы; к ним относятся образования разрывных блоковых нарушений и дифференциальный подъем блоков, ограниченных сбросами, который сопровождается или за которым следует их вращение (рис. 7 и 8). Структуры, сформировавшиеся в краевых зонах активного растяжения, объединяются в абиссальные холмы, которые составляют физиографическую провинцию, покрывающую две трети дна океанических бассейнов.

Что касается общих черт вертикальных разрезов океанической коры, то их генерализованные модели основаны на косвенной сейсмической информации и на ограниченном количестве образцов, отобранных из различных подразделений трех слоев океанической коры (рис. 3) [175]. Слой 1 составляют осадки; их мощность изменяется от нуля в некоторых центрах спрединга океанского дна до нескольких километров при увеличении расстояния от оси спрединга. Слой 2 — это "вулканический слой", представленный подушечными пластовыми лавами (слой 2А),

подстилаемыми в основном метаморфизованными базальтовыми подушечными лавами (слой 2В), которые в свою очередь могут подстилаться метаморфизованными параллельными дайками, образующими дайковый комплекс (слой 2С). Считается, что комплексы параллельных даек характерны для океанической коры, которая генерируется около центров со средними и высокими скоростями спрединга; однако их существование в океанической коре, генерируемой около центров с малыми скоростями спрединга, точно не установлено. Общая мощность слоя 2 изменяется в очень широких пределах, в среднем составляя около 2,5 км [333, 203, 424]. Слой 3 — это "океанический слой", состоящий из габбро и более или менее серпентинизированных ультраосновных пород; средняя мощность его составляет 4,5 км. Однако при всех масштабах наблюдений слой 3, по-видимому, является гетерогенным [152]. Эти общие генерализованные структурные и литологические характеристики вертикального разреза океанической коры изменяются в зависимости от скорости спрединга океанского дна и местной тектонической обстановки в пределах данного режима спрединга.

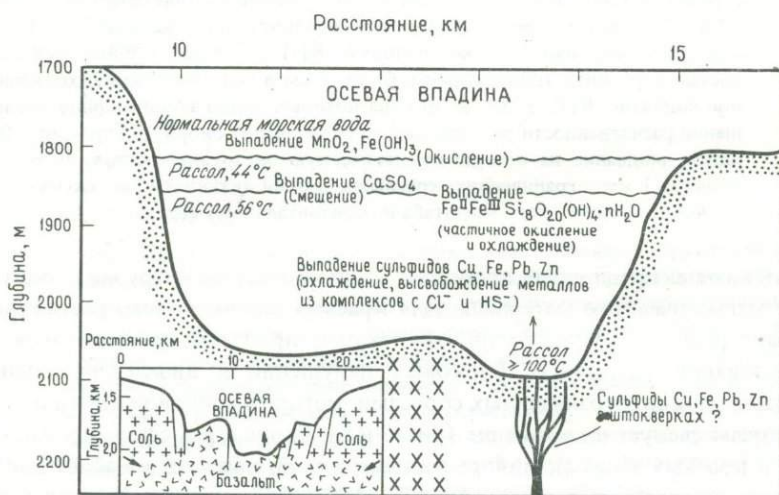


Рис. 9. Схематический разрез высокоинтенсивной рудообразующей гидротермальной конвекционной системы ниже уровня дна впадины, расположенной вдоль вулканической экстензивной зоны на ранней стадии раскрытия океанического бассейна (на примере впадины Атлантик II в Красном море). Показаны процессы осаждения гидротермальных минералов в стратифицированном рассоле (по Бишоффу [44], с изменениями). Врезка иллюстрирует положение осевой впадины на схематическом поперечном структурном разрезе через Красное море. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 6:1. Косыми крестиками показана интрузивная зона, вертикальными стрелками — зона гидротермальной разгрузки, наклонными стрелками — зона питания гидротермальной системы.

К двум основным тектоническим обстановкам гидротермальной минерализации в центрах спрединга океанского дна относятся ранняя и развитая стадии раскрытия океанического бассейна относительно центров с низкими скоростями спрединга и центров со средними и высокими скоростями спрединга [346]. Из общей длины глобальной системы центров спрединга приблизительно 50 000 км (рис. 1; исключая длину прерывистых центров спрединга морского дна в задуговых бассейнах) около 28 000 км (56 %) представлено низкоскоростными центрами (полуско-

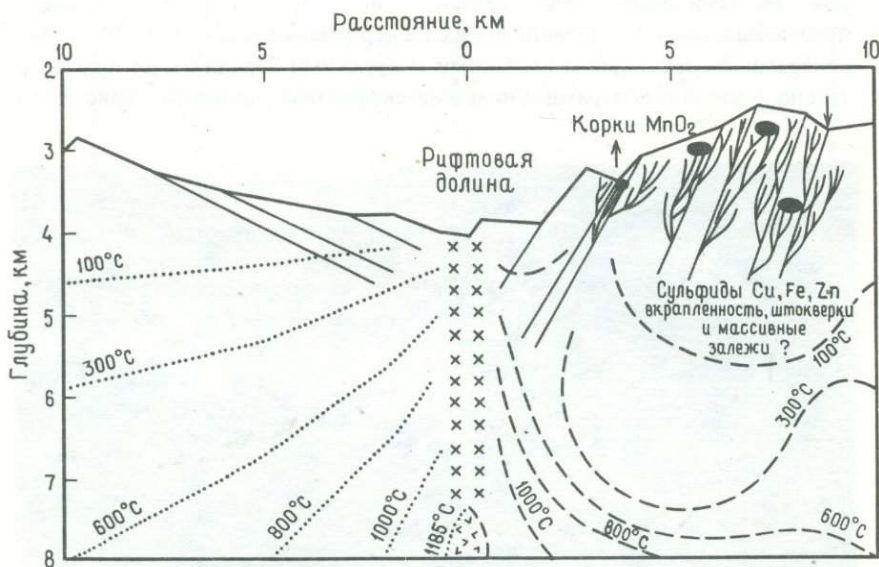


Рис. 10. Схематический разрез высокотемпературной рудообразующей гидротермальной конвекционной системы ниже уровня дна в краевой зоне активного растяжения срединно-океанического хребта с малой скоростью спрединга на развитой стадии раскрытия океанического бассейна (на примере гидротермального поля TAG на Срединно-Атлантическом хребте) (по Роне [348], с изменениями). Изотермы слева от центра (точечные линии) соответствуют модели кондуктивного переноса тепла около магматической камеры [412]. Положение изотерм справа от центра (пунктирные линии) изменено с целью демонстрации предполагаемого воздействия гидротермальной конвекции ниже уровня океанского дна (по Фену и Кэтлзу [144], с изменениями). Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 2:1. Косыми крестиками показана интрузивная зона; вертикальной стрелкой, направленной вверх, — зона гидротермальной разгрузки; вертикальной стрелкой, направленной вниз, — зона питания гидротермальной системы; черными овалами — залежи массивных сульфидов; изотерма 1185°C ооконтуривает магматическую камеру.

рость спрединга не более 2 см/год) и около 22 000 км (44 %) — средние и высокоскоростными центрами (полускорость спрединга более 2 см/год). Амплитуда рельефа между осевой экстрозивной зоной и краевой зоной активного растяжения возрастает от десятков метров в центрах с высокими скоростями спрединга, где преобладают вулканические постройки, до нескольких километров в центрах с малыми скоростями спрединга, где преобладает дифференцированный подъем блоков, разделенных сбросами (рис. 8). Предполагаемая глубина магматических камер под осевой экстрозивной зоной возрастает от 1–3 км для центров со средними и высокими скоростями спрединга до 5–10 км — для центров с малыми скоростями спрединга (рис. 9, 10, 12) [415, 283]. Предполагаемая ширина магматических камер уменьшается от 2–20 км под центрами со средними и высокими скоростями спрединга до приблизительно 1 км под центрами с низкими скоростями спрединга (рис. 9, 10,



Рис. 11. Фотография гидротермального минерального отложения, состоящего из слоев оксидов марганца и оксидов, гидроксидов и силикатов железа, осадившихся на сбросовом уступе (в поле зрения находится 5-метровая часть уступа общей высотой 15 м), наклоненном под углом около 45° . Гидротермальное поле TAG на восточной стенке рифтовой долины в краевой зоне активного растяжения Срединно-Атлантического хребта на 26° с. ш., глубина 2950 м. Белое — тонкий чехол карбонатных осадков, а черные пятна на нем — оксид марганца. Отложения гравитационно неустойчивы и начинают сползать вниз по склону. Фотография сделана с подводного обитаемого аппарата "Элвин" [362, 363].

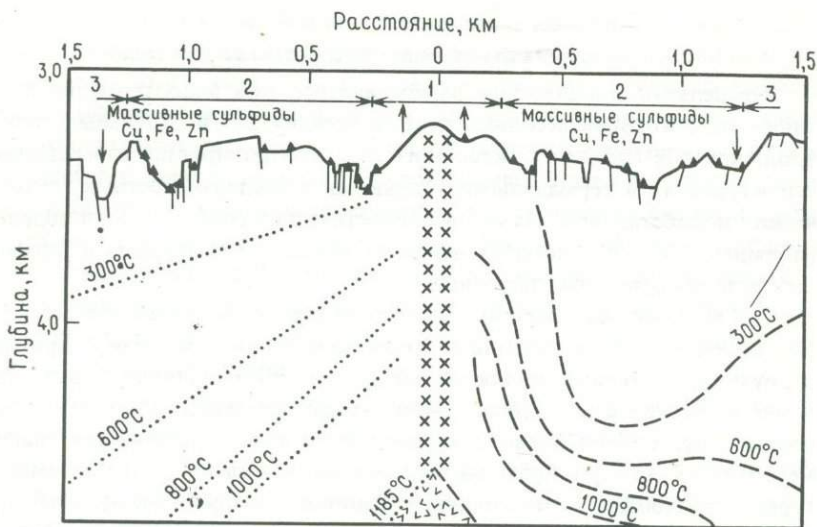


Рис. 12. Схематический разрез района гидротермального минералоотложения в осевой вулканической экструзивной зоне океанических хребтов со средними и высокими скоростями спрединга на развитой стадии раскрытия океанического бассейна (на примере Восточно-Тихоокеанского поднятия, 21° с. ш.). Изотермы слева от центра (точечные линии) соответствуют модели кондуктивного переноса тепла около магматической камеры [412]. Положение изотерм справа от центра (пунктирные линии) изменено с целью демонстрации предполагаемого воздействия гидротермальной конвекции ниже уровня океанского дна. Показаны описанные в тексте тектонические зоны 1 (осевая вулканическая экструзивная зона), 2 (внутренняя зона активного растяжения) и 3 (внешняя зона активного растяжения). Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 1:1. Косыми крестиками показана интрузивная зона; вертикальными стрелками, направленными вверх, — зона гидротермальной разгрузки; вертикальными стрелками, направленными вниз, — зона питания гидротермальной системы; черными треугольниками — отложения массивных сульфидов; изотерма 1185°C оконтуривает магматическую камеру.

12). Для того чтобы более или менее точно установить глубину и ширину магматических камер, а также связанных с ними интрузивов под центрами спрединга, нужно еще проделать много работы. Между описываемыми тектоническими обстановками существуют различия в распределении источника тепла, проницаемости пород и временной последовательности глубинных вулканических и тектонических явлений. Эти различия оказывают сильное влияние на характер гидротермальных конвекционных систем, а также на распространение гидротермальной минерализации.

*Местная тектоническая подобстановка:
аномальные структурные и термальные условия*

Предельная локализация высокоинтенсивной гидротермальной активности, с которой ассоциируется минерализация в отдельных точках вдоль центров спрединга океанского дна, контролируется аномальными структурными и термальными условиями в пределах местных тектонических подобстановок. На основе теоретических соображений и полевых наблюдений к числу четырех наиболее важных структурных и термальных условий отнесены следующие:

1. *Градиент температуры.* Аномально высокие градиенты температуры, создающиеся остывающими магматическими камерами и другими интрузивными телами, являются энергетической причиной, которая приводит в движение восходящие ветви гидротермальных конвекционных систем ниже уровня океанского дна. Некоторые исследователи (например, Листер [247]) предпочитают рассматривать не градиент температуры, а теплоотдачу, отнесенную к единице поверхности, являющуюся функцией градиента температуры и теплопроводности породы. Однако градиент температуры и теплоотдача, отнесенная к единице поверхности, являются величинами тесно связанными, поскольку вариации теплопроводности не слишком велики.

2. *Проницаемость.* Аномально высокая проницаемость, создаваемая близко расположенными трещинами и разломами, особенно в относительно узкой зоне восходящей ветви гидротермальной конвекционной системы ниже уровня океанского дна, способствует развитию мощной гидротермальной циркуляции. Можно предположить, что величины критической проницаемости в разных тектонических обстановках различны. В моделях пористой среды допускается, что причиной проницаемости являются мелкие, связанные между собой трещинки, а также то, что скорость потока определяется законом Дарси. В этих моделях предполагаются величины проницаемости порядка 10^{-11} — 10^{-12} см². В моделях разбитых трещинами пород допускается, что причиной проницаемости являются главным образом отдельные, значительно отстоящие друг от друга зоны трещин и разломов. В них предполагаются величины проницаемости приблизительно 10^{-8} — 10^{-9} см² [257, 414]. Из модели проникновения воды на глубину, приведенной в серии работ Листера [242, 243, 245, 247], следует, что при продвижении вниз фронта контррадиционной трещиноватости со скоростью порядка одного — нескольких метров в год величины проницаемости составляют 10^{-7} — 10^{-5} см².

3. *Геометрия системы.* На характер гидротермальной конвекции в различных тектонических обстановках в центрах спрединга океанского дна влияют вариации в пространственных взаимоотношениях между источниками тепла, рельефом дна, подповерхностными структурами (включая конфигурацию разрывов, а также отдельные проницаемые зо-

ны трещиноватости и разломов). Полагают, что в зависимости от геометрии системы существует ряд гидротермальных режимов. Один из конечных членов этого ряда возникает за счет тепла от глубинных магматических очагов и характеризуется глубокой конвекционной циркуляцией, относительно низкими средними градиентами температуры, а также большой продолжительностью. Другой конечный член ряда возникает за счет тепла от неглубоко расположенных магматических очагов и других интрузивных тел и характеризуется неглубокой конвективной циркуляцией, относительно высокими средними температурными градиентами и небольшой продолжительностью. Описанные конечные члены ряда гидротермальных режимов не являются взаимоисключающими и могут сосуществовать в одном месте.

4. Последовательность и продолжительность геологических событий. На местоположение и интенсивность гидротермальной деятельности и отложения гидротермальных минералов в различных тектонических обстановках влияют вариации временных связей между глубинной магматической деятельностью, неглубокой интрузивно-экструзивной деятельностью, развитием проницаемости, обусловленной образованием трещин и разрывных нарушений, формированием рельефа посредством относительного поднятия ограниченных сбросами блоков, а также вариациями деформирующей силы, связанной со стадиями магматической и гидротермальной активности. Любая комбинация тектонических и магматических условий, которая во времени и в пространстве накладывается на аномально высокие проницаемости и градиенты температуры, благоприятствует концентрации минеральных отложений посредством высокоинтенсивной гидротермальной деятельности в центрах спрединга океанского дна.

Ограниченность знаний о гидротермальной минерализации в центрах спрединга океанского дна

Ограниченность наших современных знаний о геологических процессах, происходящих в центрах спрединга океанского дна, а также знаний о распределении, размере, форме, химическом и минеральном составе связанных с ними гидротермальных отложений заставляет относить гидротермальную минерализацию к разряду перспективной. Что касается геологических процессов, то основные вопросы концентрируются на характере магматических очагов как источников тепла, которые приводят в движение гидротермальные конвекционные системы ниже уровня океанского дна, а также на характере проницаемости, благодаря которой может осуществляться циркуляция через океаническую кору. Определение характера магматических очагов, а также характера проницаемости в центрах спрединга океанского дна лишь немного выходит за рамки

разрешающей способности современных косвенных геофизических методов и глубины прямого пробоотбора.

Современное состояние знаний о распределении гидротермальных минеральных отложений в центрах спрединга океанского дна (рис. 1, табл. 2) является артефактом современной ранней стадии и исследования таких отложений и не характеризует действительную частоту их распространения. Вместо разобщенных разрезов по всей длине глобальной системы центров спрединга океанского дна, составляющей приблизительно 50 000 км, систематически исследовано лишь менее 1 % этой длины. Из гидротермальных минеральных отложений в центрах спрединга океанского дна легче распознаются те из них, которые образуют выходящие на поверхность дна выступающие конструктивные формы, подобные увенчанным трубами холмикам массивных сульфидных образований, концентрирующимся в зонах сосредоточения выходов гидротерм. У стратиформных залежей, напротив, отсутствуют значительные рельефные проявления на океанском дне, а все виды гидротермальной минерализации ниже уровня дна при использовании современных методов исследования в основном останутся необнаруженными.

Идеальная стратегия поиска гидротермальных минеральных отложений в центрах спрединга океанского дна следует методу сужения области поиска в районе ожидаемого месторождения посредством систематического продвижения от региональных методов предварительной разведки до методов конкретного точечного исследования, основанных на высокочувствительном определении соответствующих физических и химических показателей или индикаторов (см. табл. 5). Исследование выполняется стандартными геологическими, геофизическими и геохимическими методами [348, 349, 354]. Действительно, первые открытия подводной гидротермальной активности и связанных с ней гидротермальных отложений во впадинах осевой зоны Красного моря [115], на гидротермальном поле TAG* на Срединно-Атлантическом хребте [355, 350], в Галапагосском центре спрединга на востоке экваториальной части Тихого океана [468, 96, 132], а также на Восточно-Тихоокеанском поднятии на 21° с. ш. [105, 110, 342] были сделаны с помощью методов конкретного точечного исследования [354]. Разумеется, здесь был и элемент удачи, который вообще играет существенную роль в открытиях [13]. Эти первые открытия дали информационную основу, необходимую для формулирования сложных систематических приемов, которые применяются в настоящее время при исследованиях, преследующих цель поиска гидротермальной минерализации в центрах спрединга океанского дна (табл. 5), и которые ускоряют поиск.

* TAG – Trans-Atlantic Geotraverse.

Знания размера, формы и состава гидротермальных рудопроявлений в центрах спрединга океанского дна ограничены возможностями измерительной и пробоотборной аппаратуры. Единственным проявлением гидротермальной минерализации в центре спрединга морского дна, оценка которого до известной степени приближается к жестким требованиям, предъявленным к минеральным изысканиям на суше, является стратиформная сульфидная залежь впадины Атлантис II в Красном море, сложенная неконсолидированными осадками (табл. 2, позиция 17; табл. 3 [377, 170, 303, 15, 383, 379, 2]). Размеры и формы других консолидированных гидротермальных минеральных отложений в центрах спрединга океанского дна изучены лишь частично в двух измерениях. В третьем измерении о них практически ничего не известно, так как методы бурения и проходки шурфов, применяемые для определения третьего измерения в плотных материалах на океанских глубинах, требуют дальнейшего усовершенствования. Начало в этом направлении было положено как разработкой передвижных бурильных установок с ограниченным проникновением в породу (около 10 м), предназначенных для эксплуатации с борта морских судов и подводных обитаемых аппаратов [373], так и Проектом глубоководного бурения (DSDP). В ходе работ по Проекту глубоководного бурения были пройдены гидротермальные осадки на гидротермальном поле Холмистом в зоне абиссальных холмов к югу

Таблица 3. Оценки запасов металлов в сульфидных отложениях в центрах спрединга океанского дна: впадина Атлантис II, Красное море, стратиформная сульфидная залежь (рис. 9) [44, с изменениями]

Металл	Среднее содержание во всех минеральных фазах, % на сухое бессолевое вещество	Объем, м ³	Масса в пересчете на бессолевую основу (плотность верхних 10 метров осадочной толщи 1,4 г · см ⁻²), т
Fe	29,0		243 · 10 ⁵ (300 · 10 ⁵)
Cu	13, (0,8) *		10,6 · 10 ⁵ (5 · 10 ⁵)
Zn	3,4 (1,5)		29 · 10 ⁵ (20 · 10 ⁵)
Pb	0,1		0,8 · 10 ⁵
Co	Присутствует, но не определялся		
Ag	0,0054		45 · 10 ² (40 · 10 ²)
Au	0,05 млн ⁻¹		45 (80 + Co)
Всего		48 · 10 ⁷	28,3 · 10 ⁶ (32,5 · 10 ⁶) (с Fe) 4 · 10 ⁶ (2,5 · 10 ⁶) (без Fe)

* В скобках даны уточненные значения [15, 383, 379].

Таблица 4. Оценки запасов металлов в сульфидных отложениях центров спрединга океанского дна: Восточно-Тихоокеанское поднятие, 21° с. ш., отложения массивных сульфидов (рис. 12) [184, 342]

Металл	Среднее содержание во всех минеральных фазах, % на сухое вещество	Объем одного холмика с диаметром основания 20 м и высотой 10 м, м ³	Масса одного холмика (плотность 2,5 г · см ⁻³), т	Масса гипотетического поля со 100 холмиками, т
Fe	13,9		382,0	382 · 10 ²
Cu	0,7		19,0	19 · 10 ²
Zn	30,6		842,0	842 · 10 ²
Pb	0,05		1,4	1,4 · 10 ²
Co	0,05		1,4	1,4 · 10 ²
Ag	0,03		0,8	0,8 · 10 ²
Au	Вероятно, присутствует, но не определялось			
Всего		1,1 · 10 ³	12,5 · 10 ³	12,5 · 10 ⁵

Таблица 5. Стратегия последовательного приближения при поиске гидротермальных минеральных отложений [354]

Расстояние до минерального отложения, м	Метод
10 ⁴ - 10 ⁶	Региональный отбор донных осадков - градиенты концентраций железа и марганца
10 ⁴ - 10 ⁶	Региональный отбор проб воды* - растворимые в слабой кислоте частицы взвешенного аморфного вещества (гидроксиды железа (III)) - δ ³ Ne - общий растворимый марганец - метан (CH ₄)
10 ⁴ - 10 ³	Использование локаторов бокового обзора дальнего действия
10 ³	Батиметрия
10 ³	Магнитная съемка
10 ³	Гравиметрия
10 ²	Использование локаторов бокового обзора с малой полосой обзора
10 ¹	Отбор придонных вод
10 ¹	Фотографирование дна и подводное телевидение
10 ⁰	Драгирование
10 ⁰	Использование подводных обитаемых аппаратов
10 ⁰	Бурение

*Применяется только в случае активно накапливающихся отложений.

от Галапагосского центра спрединга (табл. 2, позиции 41а, б) [200], а также сульфидное тело штокверкового типа под абиссальными холмами к югу от Коста-Риканского рифта (табл. 2, позиция 45) [7]. В связи с не отвечающим должным требованиям пробоотбором как в двух, так и в трех измерениях имеющаяся в настоящее время информация о химическом и минеральном составе гидротермальных отложений в центрах спрединга состоит их точечных определений и не характеризует отложения в целом (табл. 2). При отсутствии адекватной информации термин "минеральное отложение" по отношению к находкам в центрах спрединга океанского дна не имеет размерного значения и может заключать в себе что угодно — от признаков минерализации до скоплений значительного размера. Большинство известных на сегодняшний день гидротермальных минеральных отложений в центрах спрединга океанского дна, будучи обнаруженными на суше, попало бы в категорию признаков минерализации. Крупнейшие гидротермальные минеральные отложения в центрах спрединга океанского дна еще предстоит найти.

Гидротермальные отложения, характерные для региональных тектонических обстановок в центрах спрединга океанского дна, описываются в зависимости от скоростей спрединга (малых, а также средних и высоких), стадии раскрытия океанического бассейна относительно центра спрединга (ранняя и развитая), местных тектонических подобстановок, к которым относятся аномальные структурные и термальные условия, способствующие высокоинтенсивной гидротермальной активности (проницаемость, термический градиент, геометрия системы, последовательность и продолжительность геологических событий). Гидротермальные отложения, считающиеся характерными, описываются с учетом ограниченности знаний о геологических процессах, распространенности, а также о размерах, форме, химическом и минеральном составе таких отложений, сформированных в центрах спрединга океанского дна.

Центры с малыми скоростями спрединга (полускорость не более 2 см в год): ранняя стадия раскрытия (около 3000 км из примерно 50 000 км общей длины глобальной системы центров спрединга океанского дна)

Общая характеристика. Региональная тектоническая обстановка гидротермального рудоотложения на ранней стадии раскрытия океанского бассейна представлена отдельными вытянутыми впадинами, расположенными вдоль оси спрединга в пределах узкого моря, ограниченного расколотыми частями континента. На протяжении 900 км вдоль осевой зоны северной половины Красного моря, раскрывающегося с полускоростью около 1 см в год [454, 163], обнаружено 17 вытянутых впадин, содержащих гидротермальные растворы и металлоносные осадки или

только металлоносные осадки¹ (рис. 1, 9; табл. 2, позиция 17) [115, 16]. Эти впадины, по-видимому, расположены вблизи пересечений линейных отрезков осевой зоны с поперечными к ней трансформными разломами [14, 382, 159], которые не только влияют на образование впадин, но и создают аномально высокую трещинную проницаемость, способствующую гидротермальной циркуляции через подстилающие базальты. Остается неясным точное положение впадин осевой зоны по отношению к линейным отрезкам и трансформным разломам. Наблюдающаяся параллельность длинных осей большинства впадин с осью спрединга (например, впадины Атлантис II) [368, 16] свидетельствует о том, что эти впадины расположены вдоль линейных отрезков центра спрединга вблизи трансформных разломов, а не на самих разломах. Напротив, положение длиной оси впадины поперек оси спрединга свидетельствовало бы о том, что впадина приурочена к трансформному разлому, поскольку трансформные разломы простираются поперек оси центра спрединга.

Осевые впадины: впадина Атлантис II. Наиболее интенсивная гидротермальная активность концентрируется в тех впадинах Красного моря, в которых проявляются признаки современной вулканической деятельности, таких как Атлантис II (рис. 6) [16]. Первичные гидротермальные растворы имеют высокую соленость ($41-257^0/00$), достигнутую при движении растворов сквозь эвапоритовые толщи. Высокая соленость увеличивает способность растворов переносить металлы в составе хлоридных комплексов. Растворы изливаются из отверстий на дне осевых впадин. Наличие эвапоритовых толщ характерно для ранней стадии раскрытия океанического бассейна относительно центра спрединга. В это время эвапориты могут накапливаться в результате избытка испарения над поступлением воды извне вследствие ограниченности притока, который обусловлен ранней, частично закрытой конфигурацией бассейна [343, 346, 352]. В пределах впадин преобладают восстановительные условия, возникшие в результате ограниченной циркуляции, являющейся следствием конфигурации бассейна, а также устойчивой плотностной стратификации, обусловленной наличием растворов с высокой соленостью. В пределах впадин из первичных гидротермальных растворов осаждается серия металлоносных осадков. В их состав входят сульфиды меди, железа, цинка и свинца, осаждающиеся из первичных гидротермальных растворов в восстановительных условиях; сульфаты, силикаты, оксиды, гидроксиды, а также карбонаты полиметаллов, выпадающие из раствора на поверхностях раздела между высокоминерализованными гидротермальными рассолами и вышележащей морской водой (рис. 9;

* На сегодняшний день в Красном море известно более двадцати таких впадин.
— Прим. перев.

табл. 2, позиция 17) [40, 401, 38]. Преципитаты накапливаются во впадинах в виде слоев металлоносных осадков с мощностью до 30 м; ореол рассеяния во впадине Атлантис II представлен обогащенными марганцем, цинком и ртутью осадками, распространенными в радиусе 10 км вокруг впадины [39]. Бескислородные условия способствуют сохранению металлоносных осадков во впадинах. Что касается сульфидной минерализации штокверкового типа, то подразумевается, что она присутствует в базальтах и сформировалась в восходящих ветвях конвекционной системы ниже зон выхода гидротерм во впадины осевой зоны Красного моря (рис. 9).

Наибольшее среди известных в Красном море скопление осадков с высоким содержанием металлов встречено во впадине Атлантис II. Оно представляет из себя стратиформную сульфидную залежь, в плане повторяющую форму впадины (5 км в ширину и 13 км в длину по изобате 2000 м; площадь 56 км²); обычная мощность залежи около 10 м. Оценки содержания металлов в осадках впадины Атлантис II и их запасов приведены в табл. 3 [44, 15]. Неконсолидированное состояние отложений способствовало бы их разработке в виде суспензии при помощи всасывающих драгировочных устройств. Смесь сульфидов с другими минеральными фазами, особенно с силикатами, усложнила бы существующие металлургические способы извлечения металлов из сульфидов. Предполагается, что из впадины Атлантис II добыча и обогащение металлоносных осадков начнется к 2000 г. под эгидой Красноморской комиссии Саудовской Аравии и Судана. Согласно оценке, прибыль от этой добычи будет равна прибыли наиболее эффективных разработок на суше [377, 170, 303].

По мере развития океанического бассейна от ранней до более развитых стадий раскрытия относительно центра спрединга океанская циркуляция изменяется от ограниченной до неограниченной, условия в осевых впадинах изменяются от восстановительных до окислительных, а обогащенные сульфидные отложения разрушаются вследствие окисления и рассеиваются за счет движения воды до тех пор, пока они не будут изолированы непроницаемыми перекрывающими слоями осадков или лавовыми потоками. В случае изоляции стратиформные залежи массивных сульфидов и нижележащая штокверковая минерализация могут находиться в погребенном состоянии под километровыми толщами осадков континентальных окраин океанических бассейнов, которые изменялись от стадии Красного моря до более развитых стадий раскрытия, таких, как Атлантический океан. Впоследствии в связи с особыми тектоническими событиями стратиформные залежи массивных сульфидных руд и подстилающие штокверковые сульфидные месторождения могут обнажиться.

Центры с малыми скоростями спрединга (полускорость не более 2 см в год): развитая стадия раскрытия (около 25 000 км из примерно 50 000 км общей длины глобальной системы центров спрединга океанского дна)

Общая характеристика. Региональной тектонической обстановкой формирования гидротермальных рудопоявлений в условиях развитой стадии раскрытия океанического бассейна относительно центра спрединга является гребневая область океанического хребта. Для хребтов с малой скоростью спрединга, таких, как Срединно-Атлантический хребет, характерна разбитая на сегменты структура, состоящая из выстроенных вдоль оси хребта линейных отрезков, чередующихся с трансформными разломами (зонами разломов), ориентированными поперек оси хребта (рис. 7) [360, 384, 385]. Линейные отрезки имеют длину порядка 10 км. К ним приурочена хорошо выраженная рифтовая долина, построенная из дна долины, ограниченного сбросовыми блоками, которые подверглись относительно подъему, сформировавшему непосредственно примыкающие стенки и рифтовые горы высотой порядка километра над дном долины (рис. 8, 10) [351]. Линейные отрезки океанических хребтов с малыми скоростями спрединга ограничиваются трансформными разломами, которые топографически выражаются в виде вытянутых впадин, ориентированных поперек рифтовой долины, и могут смещать линейные отрезки по латерали вправо или влево на расстояния до сотен километров (рис. 7). Среднее расстояние между трансформными разломами по длине Срединно-Атлантического хребта между 10 и 50° с. ш., смещающими отрезки хребта не более чем на 30 км, составляет 70 км [350]; среднее расстояние между трансформными разломами, смещающими отрезки хребта более чем на 30 км, составляет около 180 км [272]. Характер магматических камер и их связь с другими интрузивами под хребтами с малой скоростью спрединга остаются невыясненными; существующие модели вырывают от широких стационарных коровых магматических камер (модель "бесконечной луковицы" [74]) до узких временных подкоровых камер (модель "бесконечного лукового пера" [309]). Модель "бесконечного лукового пера" с узкими временными (нестабильными) подкоровыми магматическими камерами лучше описывает океанические хребты с малыми скоростями спрединга [309, 232, 148, 268]. Модель проводимости тепла, согласующаяся с сейсмическими и петрологическими данными, предполагает, что под рифтовой долиной хребта с малой скоростью спрединга может находиться относительно узкая магматическая камера (шириной примерно в 1 км), кровля которой располагается на глубине около 3,5 км под дном долины. В этом случае при отсутствии гидротермальной конвекции средний вертикальный градиент температуры должен составлять около $300^{\circ}\text{C}\cdot\text{км}^{-1}$

[412, 415] . Если учитывать гидротермальную конвекцию, кровля магматической камеры должна находиться примерно на 1 км ниже, что существенно повлияет на градиенты температуры (Н. Слип, личное сообщение). Над магматической камерой может находиться второстепенный магматический очаг, или "купол". Заключение о небольшом размере и нестабильности магматических камер, частота встречаемости смещающих трансформных разломов, рельеф, а также незакономерное распространение остаточных магнитных аномалий позволяют предполагать, что на хребтах с малыми скоростями спрединга океаническая кора исключительно неоднородна [152, 270, 271, 272] .

В открытых океанических бассейнах неограниченная циркуляция разносит взвешенное вещество, которое осаждается из раствора при выходе гидротерм в толщу воды. В результате этого образуются региональные градиенты содержаний металлов в осадках, полностью покрывающих океанические хребты. С удалением от мест выхода гидротерм содержания металлов в осадках уменьшаются (рис. 6). За некоторыми местными исключениями, содержания и средние скорости накопления металлов в осадках хребтов с малой скоростью спрединга меньше, чем в осадках хребтов со средней и высокой скоростью спрединга (табл. 2). Температурные аномалии и большинство химических аномалий в водной толще, возникшие за счет выхода гидротерм, быстро исчезают вследствие придонных течений, океанской циркуляции и других перемешивающих процессов. В противоположность рассеиваемым взвешенным и растворенным фазам твердые гидротермальные преципитаты осаждаются *in situ* ниже уровня океанского дна вдоль восходящих ветвей конвекционной системы, а также на дне в зоне разгрузки высокоинтенсивных гидротермальных конвекционных систем на океанических хребтах.

*Краевая зона активного растяжения:
гидротермальное поле TAG*

Рудные отложения гидротермального поля TAG на гребне Срединно-Атлантического хребта на 26° с. ш., единственного на сегодняшний день активного подводного гидротермального поля на океаническом хребте с малой скоростью спрединга, рассматриваются как гидротермальная минерализация в краевой зоне активного растяжения океанических хребтов с малой скоростью спрединга (рис. 1; табл. 2, позиции, 6, а-в) [351] . Гидротермальное поле TAG занимает территорию по крайней мере 10 x 10 км на поднятии, разбитом на блоки. Это поднятие формирует восточную стенку линейного отрезка рифтовой долины и примыкающих рифтовых гор (рис. 10). Гидротермальные отложения встречаются преимущественно в пределах минерализованной зоны шириной 1,5 км и длиной от 3 до 10 км на глубинах 2700 и 3000 м в средней по глубине части восточной стенки рифтовой долины, расположенной в 6 км от то-

пографической оси рифтовой долины, на океанической коре, имеющей возраст 0,5 млн. лет. Эти отложения в целом покрывают около 5% площади океанского дна в пределах зоны минерализации, где они распространены преимущественно вдоль зон нормальных сбросов между сбросовыми блоками, расположенными ниже стенки и простирающимися субпараллельно оси рифтовой долины. Выходящие на поверхность дна отложения встречаются в нескольких формах: 1) корки исключительно чистого оксида марганца на базальтах (40% Mn рис. 4) толщиной до 5 см, накопившиеся сравнительно быстро (скорости порядка 100 мм в млн. лет [394]); 2) более тонкие корки оксида марганца на осадках; 3) материал, преимущественно состоящий из оксида марганца, цементирующий обломки измененного базальта и входящий в состав гидротермальной брекчи; 4) скопления оксида марганца, оксида железа и силикатов железа, переслаивающиеся в виде покрытия типа черепицы на крутонаклоненных ($30-90^\circ$) сбросовых уступах; к ним относятся залежи с наблюдаемыми размерами до 15 м в высоту и 20 м в длину (рис. 11) [362, 363, 364]; 5) неоднородные поверхностные (миллиметровой толщины) черные и темно-красные пятна, образованные оксидами марганца и железа на тонком слое осадков (мощностью примерно 10 см), расположенные как между слоистыми осадками, так и частично их покрывающие [362, 363, 364]. Базальты, с которыми ассоциируется гидротермальная минерализация, обогащены магнием и калием, что характерно для низкотемпературного гидротермального изменения цеолитовой фации метаморфизма [397].

Температурные и химические аномалии в придонной толще воды свидетельствуют об эпизодической гидротермальной деятельности, выраженной в периодическом излиянии гидротермальных растворов из отверстий на дне. Эти отверстия представляют собой точечные источники, вытянутые в ряд вдоль нормальных сбросов преимущественно между сбросовыми блоками в пределах зоны минерализации на стенках рифтовой долины (рис. 10). Наличие выходов термальных вод подтверждалось несколькими аномалиями температуры воды в пределах 20 м от океанского дна, измеренными в 1973, 1977, 1981 и 1982 годах (повышение температуры, составляющей 2°C , на $0,1^\circ\text{C}$ или более; инверсия градиента температуры — повышение температуры вниз с градиентом, равным $0,14^\circ\text{C}$ на метр [359, 347]), повышением концентрации инертного стабильного изотопа ^3He относительно фоновой концентрации, распространяющимся на 100 м над океанским дном в точках вдоль тех же зон разломов, где в 1976 и 1977 гг. были измерены температурные аномалии [211]. Проведенные в 1982 г. измерения температуры придонных вод и избытка ^3He показали, что на некоторых участках в исследованной части гидротермального поля TAG выход термальных вод прекратился [363]. Гидротермальная разгрузка сосредоточена около разрывов в

стенках рифтовой долины. Проходя через обломочный материал, засыпающий разрывы сверху, гидротермальные растворы рассеиваются, а обломочный материал постепенно цементируется преципитатами, превращающими его в брекчию, состоящую из фрагментов базальта, погруженных в матрикс, представленный преимущественно оксидом марганца. Данный объем обломочного материала, засыпающего зону активной гидротермальной разгрузки, преобразуется в гидротермальную брекчию за период времени порядка $10^4 - 10^5$ лет; эта оценка основана на радиоизотопных определениях времени накопления корок оксида марганца, имеющих максимальную наблюдаемую мощность (5 см [394, 345]). Цементация обломочного материала приводит к тому, что местоположение гидротермального выхода смещается латерально вдоль зоны разлома туда, где каменный материал, засыпающий разрыв, еще не сцементирован. Результирующая картина гидротермального минералоотложения в пределах гидротермального поля TAG в плане представляет собой мозаику залежей, перекрывающихся во времени и в пространстве; их накопление преимущественно контролируется расположением разрывов и идет субпараллельно оси рифтовой долины. Отбор проб воды и донных образцов в пределах гидротермального поля TAG свидетельствует о том, что в настоящее время гидротермальная активность и рудоносные отложения ограничиваются восточной стенкой рифтовой долины и отсутствуют в непосредственно прилегающей нижней части дна рифтовой долины и на противоположной западной стенке.

Данные измерений температуры придонных вод и градиентов температуры, а также использование модели турбулентной диффузии позволили рассчитать величину конвективной теплоотдачи на гидротермальном поле TAG; она оказалась равной нескольким мегаваттам на километр длины гребня хребта [259], т. е. имеет тот же порядок, что и теплоотдача основных геотермальных полей на суше, таких, как Вайракей на Новой Зеландии. Расчет теплового баланса свидетельствует о том, что, хотя и предполагается, что стадия излияния гидротерм имеет продолжительность порядка 10 тыс. лет, отдельные гидротермальные выходы должны функционировать более короткое время и перемещаться с одного места на другое. В противном случае величина конвективного переноса тепла превысила бы количество тепла, имеющегося в наличии [259]. Это совпадает с наблюдениями прерывистой разгрузки термальных вод поля, основанными на измерениях температурных и химических аномалий в придонной толще океанской воды. В противоположность конвективному выносу тепла из точечных источников, имеющих форму отдельных отверстий, наличие поверхностных пятен, наблюдаемых в пределах зоны минерализации, предполагает прерывистую активность в виде медленного длительного просачивания гидротермальных растворов через участки поверхности дна, суммарная площадь которых, согласно оценке,

составляет 2% общей площади, равной по крайней мере 6 км² [363]. Это явление, видимо, аналогично площадному выходу паров и газов через грунт на геотермальных полях на суше.

Осадки гидротермального поля TAG и распространенные на некотором удалении от него аномально обогащены некоторыми переходными металлами, что связано с гидротермальными источниками. В пределах гидротермального поля TAG осадки представлены преимущественно фораминиферовыми илами и образуют тонкий поверхностный покров мощностью до 1 метра на террасах верхних частей ограниченных сбросами блоков в стенке рифтовой долины, а также в изолированных западинах в прилегающих частях дна рифтовой долины. Определенные при помощи радиоизотопных методов скорости накопления железа и марганца в осадках, непосредственно прилегающих к гидротермальному полю TAG, выше, чем соответствующие средние величины, характерные для Северной Атлантики, однако уступают значениям, характерным для Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 6; табл. 3). Скорости накопления никеля, меди, кобальта и хрома в осадках в точке, расположенной в основании восточной стенки рифтовой долины, сходны или выше соответствующих скоростей в осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия [396, табл. 3]. В этих осадках в радиусе 4 км от современных активных гидротермальных выходов наблюдаются аномально высокие содержания переходных металлов, источниками которых являются низкотемпературные (для марганца и железа) и высокотемпературные (для меди и цинка) гидротермы как на поверхности, что свидетельствует о современном эпизоде высокоинтенсивной гидротермальной деятельности, так и на глубине около 30 см от поверхности, что свидетельствует о прошлом эпизоде высокоинтенсивной гидротермальной деятельности, имевшем место около 18 тыс. лет назад, как явствует из радиоизотопного определения скорости осадконакопления (1,8 см в 1000 лет [396, 109, 402], табл. 2, позиции ба—в). Обогащение металлами осадков океанского дна, а также аномалии в водной толще в районе гидротермального поля TAG предполагают цикличность высокотемпературной гидротермальной деятельности. Фазы ее активизации повторялись с периодичностью порядка 10 тыс. лет и имели продолжительность порядка 1—100 лет. Во время этих фаз отлагались осадки, обогащенные медью и цинком. Эти фазы чередовались с фазами низкотемпературной гидротермальной деятельности продолжительностью порядка 10 тыс. лет, во время которых периодически (через 10—1000 лет) отлагались прослойки преципитатов, обогащенных марганцем и железом (табл. 6).

В районе гидротермального поля TAG на глубинах, равных и превосходящих глубину гребня Срединно-Атлантического хребта (2 км), в водной толще содержится взвешенное вещество, легко растворимое в слабой кислоте, которое имеет свойства выпавших из гидротермальных

Таблица 6. Вулканический и гидротермальный эпизодический многостадийный цикл на срединно-океанических хребтах

Событие	Хребет с малой скоростью спрединга: краевая зона активного растяжения (на примере гидротермального поля TAG [365])		Хребет с высокой скоростью спрединга: осевая вулканическая экструзивная зона (на примере Восточно-Тихоокеанского поднятия на 21° с. ш. [273, 233, 272, 240])	
	Периодичность, годы	Продолжительность, годы	Периодичность, годы	Продолжительность, годы
Вулканический эруптивный цикл	10^4	—	$10^2 - 10^4$	—
Гидротермальная деятельность (для гидротермального поля в целом)	—	$\geq 10^6$	—	$10^4 - 10^5$
Стадия излияния высокотемпературных гидротерм (для гидротермального поля в целом)	10^4	$10^0 - 10^3$	$10^2 - 10^4$	$10^2 - 10^4$
Пульсирующее излияние высокотемпературных гидротерм (для отдельных выходов)	—	$10^0 - 10^2$	—	$10^0 - 10^{2*}$
Стадия излияния низкотемпературных гидротерм (для поля в целом)	10^4	10^4	—	—
Пульсирующее излияние низкотемпературных гидротерм (для отдельных выходов)	—	$10^1 - 10^3$	—	—

растворов гидроксидов железа (III) [35, 49, 351]. Такое взвешенное вещество, аномально обогащенное только железом и марганцем, было обнаружено на средних глубинах в водной толще по крайней мере в 750 км к западу от Срединно-Атлантического хребта, куда оно было перенесено средиземноморской водной массой. Латеральный перенос взвешенного вещества на большие расстояния позволяет даже на столь значительном удалении получить свидетельства существования на гребне хребта гидротермальных источников. Такой перенос является также примером процесса рассеяния, приводящего к обогащению осадков, покрывающих глобальную систему океанических хребтов, железом и марганцем. В рас-

пределении этих элементов имеются местные асимметрии, связанные со структурой циркуляции промежуточных водных масс (рис. 6).

Гидротермальное поле TAG расположено в пределах максимума остаточной намагниченности, относящегося к эпохе положительной полярности магнитного поля Брюнес. Этот максимум отмечается вдоль оси всех центров спрединга океанского дна. На осевой максимум остаточной намагниченности накладывается аномальный минимум, совпадающий с гидротермальным полем TAG. За пределами поля такое наложение отсутствует; здесь осевой максимум остается ненарушенным [349]. Было проведено моделирование на ЭВМ с помощью прямого и обратного методов. При этом допускалось, что намагничивание проникает в толщу базальта на 500 м, а поверхность базальта совпадает с рельефом океанского дна. Результаты моделирования показали, что магнитный минимум можно объяснить уменьшением остаточной намагниченности от величины около $30 \cdot 10^{-3}$ ед. СГСМ \cdot см $^{-3}$ [286]. Лабораторные измерения образцов неизмененных и измененных толеитовых базальтов, поднятых с океанических хребтов, показывают, что уменьшение намагниченности, с которой связан минимум магнитной напряженности, происходит в следующей последовательности [349]: 1) неизменный базальт, имеющий высокую магнитную восприимчивость (типичные значения $(0,6 \div 3,0) \cdot 10^{-3}$ ед. СГСМ \cdot см $^{-3}$) и остаточную намагниченность (типичные значения $(3,6 \div 11,3) \cdot 10^{-3}$ ед. СГСМ \cdot см $^{-3}$), обусловленные содержащимися в нем свежими оксидами железа и титана, особенно титаномагнетитом [265, 208, 209, 460, 1, 282, 150]; 2) неизменный базальт, метаморфизованный до зеленокаменной породы вследствие гидротермального изменения в условиях температур и давлений, встречающихся в зонах гидротермальных выходов [287], пересекающих точку Кюри (около 165–300°C для титаномагнетита [331]); является предшественником необратимого изменения; 3) зеленокаменная порода, в которой первоначальные минералы базальта, включая оксиды железа и титана, были замещены сфеном, глинистыми минералами, хлоритом, пиритом, кремнеземом и другими минералами; магнитная восприимчивость породы низкая (типичные значения $(0,04 \div 0,06) \cdot 10^{-3}$ ед. СГСМ \cdot см $^{-3}$), так же как и остаточная намагниченность (типичные значения $(0,002 \div 0,011) \cdot 10^{-3}$ ед. СГСМ \cdot см $^{-3}$) [265, 208, 209, 460, 1, 282, 150]. На гидротермальном поле TAG зеленокаменные породы с сульфидной минерализацией еще не обнаружены, однако об их существовании ниже уровня океанского дна в пределах базальтового слоя свидетельствует моделирование намагничивания, результаты которого приведены в перечисленных выше работах, а также то, что такие породы были найдены в непосредственно примыкающих участках стенки рифтовой долины [351]. Минимум намагниченности представляет со-

бой отражение происходящего под действием высокоинтенсивной гидротермальной активности изменения пород, ассоциирующегося с процессом формирования минерализации в океанической коре. Характер намагниченности является тем свойством, которое остается присущим гидротермальной минерализации в океанической коре, даже когда кора подвергается спредингу под океаническим бассейном или когда в виде офиолита вследствие обдукции перемещается на сушу [348, 349]. Поэтому он является эффективным поисковым критерием как для формирующихся, так и для древних гидротермальных рудопроявлений.

В результате исследований было сделано заключение, что сосредоточение гидротермальной активности и связанной с ней минерализации на гидротермальном поле TAG контролируется тремя структурными и термальными условиями (рис. 10) [351].

1. Расстояние между разрывами. Субпараллельно рифтовой долине, поперек к поднятию, на котором расположено поле, наблюдается обычно большое количество разрывов (горизонтальные расстояния между разрывами составляют десятки метров), тогда как на других аналогичных поднятиях в этом районе горизонтальные расстояния между разрывами составляют от сотен до тысяч метров. Разрывы и сопутствующие им трещины (расстояние между которыми составляет от сантиметров до метров) увеличивают проницаемость пород, способствуя тем самым циркуляции больших объемов гидротермальных флюидов.

2. Конфигурация разрывов. Разрывы имеют относительно крутое падение (варьирующее от 7° до 90° и в среднем составляющее 52° [437]), и их предполагаемые продолжения в виде границ между основными сбросовыми блоками проникают на несколько километров вниз, что дает им возможность улавливать гидротермальные флюиды, поднимающиеся вверх из участков, примыкающих к магматическим источникам тепла, а также служить в качестве каналов для движения этих флюидов. Некоторые из разрывов, проявляют характерные черты "разрывов серпентинизации", которые могут пересекать океаническую кору и проникать в верхнюю мантию [155]. Высказывается предположение, во-первых, что проходящие через океаническую кору "разрывы серпентинизации" служат каналами для гидротермальных флюидов в пределах зоны минерализации на стенке рифтовой долины в диапазоне глубин 3000–2700 м и, во-вторых, что нормальные изогнутые (направленные вогнутостью вверх) сбросы, с которыми связаны повороты коровых блоков, проникают на небольшую глубину в океаническую кору и препятствуют гидротермальной циркуляции через "разрывы серпентинизации" на стенке рифтовой долины на глубинах океана, меньших чем примерно 2700 м.

3. Конфигурация океанского дна. Сегмент восточной стенки рифтовой долины, образованный поднятием, на котором расположено гидротермальное поле TAG, продолжается в западном направлении в виде вы-

ступа дна рифтовой долины. В результате этого образуется аномальное асимметричное сужение дна рифтовой долины примерно от 15 км до 5 км. Выступ расположен непосредственно над магматическими источниками тепла под рифтовой долиной, в результате могут возникать аномально высокие градиенты температуры, приводящие в энергичное движение восходящую ветвь гидротермальной конвекционной системы.

Наблюдаемое распространение реликтовых гидротермальных корок оксидов марганца, покрытых корками водородных оксидов марганца, по крайней мере на расстоянии до 18 км к востоку от оси рифтовой долины в гидротермальном поле TAG свидетельствует о том, что особые структурные и термальные условия, которые сосредоточивали гидротермальную активность, существовали при преобладающей в этом районе полускорости спрединга океанического дна 1,1 см в год [345, 395] в течение по крайней мере 1 млн. лет. Вдоль линий течения спрединга океанского дна может простираться линейная зона с участками гидротермальных отложений, начинающаяся от места активного отложения в стенке рифтовой долины. Ширина линейной зоны доходит до 10 км. Длина линейной зоны зависит как от непрерывности спрединга океанского дна, так и от постоянства во времени особых структурных и термальных условий, способствующих концентрации гидротермальной минерализации.

В свете ограниченности данных возможны две альтернативные модели минерализации на гидротермальном поле TAG, из которых следуют важные выводы для оценки металлогении океанических хребтов с малыми скоростями спрединга. Одна из моделей объясняет присутствие отложений оксидов марганца, оксидов, гидроксидов и силикатов железа, а также отсутствие других металлов, кроме железа и марганца, во взвешенном веществе, образовавшемся из гидротермальных растворов, тем, что указанные компоненты являются единственными минеральными продуктами низкоинтенсивных гидротермальных систем (температура $\leq 200^\circ\text{C}$). В другой модели отложения марганца и железа, а также обогащенное марганцем и железом взвешенное вещество рассматриваются как конечные члены крайнего фракционирования, осадившиеся из низкотемпературных разбавленных гидротермальных растворов, которые образовались вследствие происходящего ниже уровня океанского дна смешения первичных гидротермальных растворов с нормальной океанской водой. Они обеднены медью, цинком и свинцом вследствие осаждения этих металлов при высоких температурах в виде сульфидов, образующих вкрапленность, выполняющих прожилки и, возможно, слагающих массивные руды ниже уровня дна в пределах слоя 2 океанической коры [3, 10].

Ни та, ни другая из этих альтернативных моделей гидротермальной минерализации не объясняют в достаточной мере все имеющиеся результаты наблюдений. В осадках, накопившихся в непосредственной близос-

ти к активным в последнее время гидротермальным выходам в пределах поля TAG обнаружены аномально высокие содержания и скорости накопления целой группы переходных металлов (меди, кобальта, хрома, никеля, цинка) [396, 402]. Эти данные несовместимы с данными по имеющимся низкотемпературным металлоносным отложениям, а также с отсутствием во взвешенном веществе всех металлов, кроме железа и марганца. Наличие минимума остаточной намагниченности, совпадающего с гидротермальным полем TAG, свидетельствует в пользу той интерпретации, что базальты слоя 2 океанической коры, подстилающие гидротермальное поле TAG, под действием высокоинтенсивной гидротермальной активности были превращены в зеленые сланцы и содержат сульфидную минерализацию (рис. 10) [349, 351]. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что в пределах гидротермального поля TAG многократные эпизодические гидротермальные события различной интенсивности (низко- и высокотемпературные) следовали друг за другом во времени и, возможно, накладывались друг на друга в пространстве. Высокотемпературная фаза, по-видимому, связана с циклами региональных вулканизма и тектоники, имеющими периодичность порядка 10 тыс. лет. Продолжительность этой фазы невелика (в рассматриваемой зоне выхода термальных вод в пределах поля она оценивается в 10–100 лет) по сравнению с большой продолжительностью низкотемпературной фазы (порядка 10 тыс. лет). Низкотемпературная фаза отдельно взятых гидротермальных выходов в течение коротких отрезков времени (порядка 10–1000 лет), по-видимому, характеризуется прерывистостью. Общая же продолжительность гидротермальной деятельности (состоящей из многократных эпизодических фаз) для поля в целом достигает по крайней мере 1 млн. лет (табл. 6).

Другие локальные тектонические подобстановки на океанических хребтах с малыми скоростями спрединга

Разбитая на блоки стенка рифтовой долины, как это наблюдается на гидротермальном поле TAG, составляет одну из тектонических подобстановок гидротермального рудоотложения в пределах региональной тектонической обстановки в центре с малой скоростью спрединга на развитой стадии раскрытия океанического бассейна. К другим локальным тектоническим подобстановкам, способствующим концентрированному отложению рудного вещества высокоинтенсивными гидротермальными системами в пределах океанического хребта с малой скоростью спрединга на развитой стадии раскрытия океанического бассейна относятся следующие:

1. Благоприятную для гидротермальной минерализации тектоническую подобстановку представляют собой трансформные разломы, особен-

но те из них, которые сильно смещают (более 30 км) отрезки хребта относительно друг друга. На дне в месте выхода трансформного разлома с небольшим смещением (не более 30 км) на Срединно-Атлантическом хребте в районе (36° с. ш.), обследованном в ходе работ по проекту FAMOUS*, были встречены небольшие реликтовые гидротермальные оксидные и силикатные корки, демонстрирующие крайнее фракционирование между железом и марганцем (табл. 2, позиции 5, а, б) [8, 196]. В стенках трансформных разломов с большим смещением сегментов (более 30 км), таких, как зоны разломов Кейн [119], Вима и Романш на Срединно-Атлантическом хребте в центральной и экваториальной частях Северной Атлантики [55, 56], а также зона разлома Витязь на хребте Карлсберг в северо-западной части Индийского океана (рис. 1; табл. 2, позиции 8, 14, 15, 21а, б) [127, 371, 27, 361], в породах базальтового слоя океанической коры наблюдались вкрапленность и прожилки сульфидов меди и железа, характерные для оруденения штокверкового типа. Остается выяснить, связана ли сульфидная минерализация с особыми термальными и структурными условиями, существующими в пределах трансформного разлома, или она возникла в прилегающем линейном отрезке центра спрединга, а затем просто была обнажена в трансформном разломе.

2. Осевая вулканическая экструзивная зона рифтовой долины потенциально благоприятна для формирования залежей массивных сульфидных руд, связанных с высокоинтенсивными гидротермальными системами. Это возможно при условии поступления достаточного количества тепла благодаря сочетанию глубоколежащей магматической камеры и неглубоко расположенных интрузивов [225]. Данных о наличии массивных сульфидных отложений в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта на 45° с. ш. [249], в районах гидротермальных полей FAMOUS [145] и TAG [351] получено не было (рис. 1; табл. 2, позиции 3, 5а, б, 6а-в). Эти районы являются единственными тремя участками рифтовой долины океанического хребта с малой скоростью спрединга, которые были обследованы достаточно детально. Однако высокие градиенты температуры непосредственно над источниками тепла делают точки вдоль осевой зоны океанических хребтов с малыми скоростями спрединга основными "кандидатами" для обнаружения "черных курильщиков", связанных с холмиками массивных сульфидных руд, которые наблюдались на океанических хребтах со средними и высокими скоростями спрединга, хотя встречаемость высокотемпературных гидротермальных выходов на океанических хребтах с малыми скоростями спрединга вряд ли будет столь же частой, что и на хребтах со средними и высокими скоростями спрединга. Это обусловлено коренными различиями в распределении источ-

* French American Mid-Oceanic Underwater Study.

ников тепла и проницаемости, а также в периодичности геологических явлений.

Комбинированная модель гидротермальной минерализации на океанических хребтах с малыми скоростями спрединга

Данные о гидротермальных минеральных отложениях, обнажающихся на океанском дне на гидротермальном поле TAG, и о рудопроявлениях ниже уровня океанского дна, обнажающихся в зонах разломов экваториальных частей Атлантического и Индийского океанов (табл. 2, позиции ба-в, 14, 15, 21а, б), могут быть объединены в обобщенную комбинированную модель гидротермальной минерализации на океанических хребтах с малыми скоростями спрединга (рис. 10). Основные черты этой модели сходны для различных локальных тектонических подобстановок. Однако детали могут различаться. К основным чертам относятся: 1) проникновение океанской воды через разрывы в океанической коре на несколько километров вглубь и конвективная циркуляция, осуществляющаяся за счет теплопереноса из узкой подкоровой магматической камеры и вышележащих интрузивов; 2) подъем гидротермальных растворов, осуществляющийся преимущественно по каналам вдоль зон крупных разломов; 3) проникновение нормальной океанской воды ниже уровня океанского дна и смешение ее с первичными гидротермальными растворами, вызывающее осаждение сульфидов меди, железа, цинка и свинца в виде вкрапленности, прожилков (штокверковая минерализация) и, возможно, массивных скоплений в пределах слоя 2 океанической коры (рис. 3); 4) фокусированный выход гидротерм и осаждение оксидов, гидроксидов, а также силикатов марганца и железа в виде стратиформных залежей на океанском дне; 5) выпадение из раствора частиц гидроксидов железа (III), обогащенных железом и марганцем (рис. 2). На этой основе могут проявиться многие вариации, которые принимались во внимание при рассмотрении отдельных мест гидротермальной минерализации.

*Центры со средними и высокими скоростями спрединга
(полускорость более 2 см в год):
ранняя стадия раскрытия (примерно 2000 км
из общей длины 50 000 км глобальной системы
центров спрединга океанского дна)*

Калифорнийский залив. Калифорнийский залив, расположенный между полуостровом Калифорния и Северо-Американским континентом, проявляет черты ранней стадии раскрытия океанического бассей-

на относительно центра со средними и высокими скоростями спрединга, являющегося, по-видимому, продолжением Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 1; табл. 2, позиции 30, 32, 33). Активные центры спрединга, разбитые на сегменты серий трансформных разломов, находятся в ромбовидных по форме полузамкнутых осевых впадинах глубиной между 1000 и 2000 м. Они являются частью дивергентной границы между Тихоокеанской плитой на западе и Северо-Американской — на востоке [372, 294, 193, 43, 307, 252, 253, 266, 308]. Длинные оси впадин параллельны оси спрединга, а сами впадины, очевидно, расположены вдоль линейных отрезков центра спрединга. В противоположность впадинам осевой зоны Красного моря впадины Калифорнийского залива, по крайней мере частично, доступны для океанской циркуляции (хотя придонные воды могут быть и обеднены растворенным кислородом), а мощные эвапоритовые отложения в них отсутствуют. В осевых впадинах имеются километровые толщи терригенных и биогенных осадков, образовавшихся за счет материала речного стока, а также за счет высокой биологической продуктивности поверхностных вод. Суммарные скорости осадконакопления могут превышать 1 км в 10^6 лет. В пределах Калифорнийского залива линейные магнитные аномалии неразличимы, однако в прилегающих частях Восточно-Тихоокеанского поднятия скорость спрединга океанского дна, рассчитанная по магнитным аномалиям, составляет 3 см в год. В породах, подстилающих трог Солтон на северном продолжении центра спрединга Калифорнийского залива, присутствуют обогащенные металлами гидротермальные растворы, а также рассеянная сульфидная минерализация (табл. 2, позиция 30) [408]. Магматические интрузии (дайки и силлы), охлаждаясь на небольшой глубине в пределах осадочной толщи, стимулируют высокоинтенсивную гидротермальную активность с измеренными температурами выхода гидротерм до 300°C . Благодаря этой активности на дне в пределах осевой вулканической экструзивной зоны концентрируются оксиды, силикаты, сульфиды и сульфаты металлов в форме корок и массивных холмиков. Особенно это характерно для нормальных сбросовых уступов, а также для поперечного разлома Агуа-Бланка, пересекающего осевую зону впадины Гуаймас Калифорнийского залива (табл. 2, позиция 13д) [252, 253]. Предполагают, что в пределах осадочной толщи накапливаются сульфиды в виде массивных тел, вкрапленности и прожилков. Это связано с увеличением рН поднимающихся первичных гидротермальных растворов либо при их взаимодействии с карбонатами осадков [136], либо при их перемешивании с опускающейся нормальной океанской водой, либо при их экранировании водонепроницаемыми слоями (лавовыми потоками, силлами, тонкозернистыми осадками), перекрывающими водопроницаемые пласты-коллекторы в пределах осадочной толщи, лежащей ниже дна океана. Холмики,

сложенные массивными скоплениями сульфидов, как на поверхности осадков, так и в пределах осадочной толщи впадины Гуаймас напоминают имеющиеся в Японии стратиформные месторождения массивных сульфидных руд типа Бесси в пределах осадочной толщи [219, 398]. В точках активных гидротермальных проявлений впадины Гуаймас была обнаружена нефть, по-видимому образовавшаяся вследствие крекинга органического вещества осадков в условиях высокотемпературного конвективного режима [407, 406]. Непосредственно к югу от впадины Гуаймас, во впадинах Кармен, Фараллон и Пескадеро (табл. 2, позиция 33), в осадках присутствуют разбавленные металлонесные компоненты [182], а в придонных водах отмечены химические аномалии [75], свидетельствующие о гидротермальной активности. В Нижней Калифорнии тела гидротермальных массивных сульфидных руд меди и железа, а также марганцевые корки имеются в меднорудных районах Болео и Люцифер, в пределах нижнеплиоценовой формации Болео, представленной главным образом перемежающимися туфами и туфоконгломератами от латитового до андезитового состава (табл. 2, позиция 31) [470, 469, 157]. Породы отражают сложную геологическую историю, включающую как спрединг океанского дна, так и субдукцию. Эту историю еще предстоит расшифровать. Свидетельства локализованной высокоинтенсивной гидротермальной деятельности и связанной с ней пиритовой минерализации имеются в нескольких местах, где система разломов Агуа-Бланка пересекает подстилающие Нижнюю Калифорнию морские отложения мелового возраста [452, 453].

*Центры со средними и высокими скоростями спрединга
(полускорость более 2 см в год):
развитая стадия раскрытия (примерно 20 000 км
из общей длины 50 000 км глобальной системы
центров спрединга океанского дна)*

Общие характеристики. Тектонической обстановкой гидротермальных отложений на развитой стадии раскрытия океанического бассейна относительно центра со средними и высокими скоростями спрединга является океанический хребет, подобный Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Этот хребет характеризуется отсутствием хорошо выраженной рифтовой долины и относительно сглаженным рельефом, в котором преобладают вулканические формы над тектоническими (рис. 8, 12). Так же как и для океанических хребтов с малыми скоростями спрединга, для хребтов со средними и высокими скоростями характерна разбитая на сегменты структура. Она состоит из линейных отрезков, относительно которых происходит спрединг. Линейные отрезки чередуются с трансформными разломами и другими структурами, которые смещают линей-

ные отрезки латерально на различные расстояния вправо и влево (рис. 7) Однако на Восточно-Тихоокеанском поднятии расстояния между трансформными разломами и смещения по ним больше и менее закономерны, чем на Срединно-Атлантическом хребте с малой скоростью спрединга. При полускоростях спрединга на Восточно-Тихоокеанском поднятии между 5 и 9 см/год среднее расстояние между разломами, смещающими линейные отрезки на расстояние свыше 30 км, составляет 550 км [272]. Различия расстояний между трансформными разломами на Срединно-Атлантическом хребте с малыми скоростями, по-видимому, в большей мере связаны с различиями в геометрии, унаследованными от ранней стадии рифтообразования, а также с временем, прошедшим с начала рифтообразования, чем со скоростью спрединга как таковой. Распределение трансформных разломов вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия является ступенчатым, что установлено с помощью батиметрической аппаратуры высокого разрешения [399].

На хребтах со средними и высокими скоростями спрединга интерпретация сейсмической, гравиметрической и термической информации, касающейся характера магматических очагов и их связи с магматическими интрузиями и экструзиями, является менее двусмысленной, чем на хребтах с малыми скоростями спрединга. Данные петрологического и сейсмического изучения интрузивных и вулканических пород свидетельствуют в пользу прогрессивного фракционирования расплава за счет осаждения кристаллов, сочетающегося с повторным поступлением и перемещиванием магмы. Это соответствует модели установившейся магматической камеры, постоянно остающейся открытой и питаемой из центра. Одновременно на краях магма затвердевает по мере разобцения двух половин океанского дна при спрединге (модель "бесконечной луковичи") [77, 283, 232, 131, 148, 268]. Модель теплопереноса предполагает, что под осевой зоной центра спрединга расположена магматическая камера, ширина которой вверх уменьшается от основания, расположенного на глубине 5 км ниже уровня океанского дна и имеющего ширину 20 км, до кровли, расположенной на глубине 1 км ниже уровня дна. В этих условиях при отсутствии конвективного переноса тепла возникает средний вертикальный градиент температуры около $1200^{\circ}\text{C} \cdot \text{км}^{-1}$ (рис. 10) [412, 415]. Воздействие высокоинтенсивной гидротермальной активности привело бы к углублению и сужению магматической камеры за счет конвективного охлаждения, а также к периодическому затвердеванию части или всей камеры [242, 245, 247, 225, 299]. По ориентировочной оценке, сделанной на основе интерпретации данных по отраженным сейсмическим волнам, на океанических хребтах со средней и высокой скоростью спрединга кровля магматической камеры располагается приблизительно на глубине 1–3 км ниже уровня дна, ширина камеры изменяется в пределах от 2 до 20 км [172, 417].

Отличительным признаком гребневых частей океанических хребтов со средними и высокими скоростями спрединга является осевой блок, который может быть подразделен на три тектонические зоны с изменчивыми шириной и рельефом. Примером может служить разрез через Восточно-Тихоокеанское поднятие на 21° с. ш., где эти зоны описаны следующим образом (рис. 12) [105, 342, 334, 112] :

Зона 1. Осевая вулканическая экструзивная зона шириной 600–1000 м. Отличительные признаки: наличие прерывистого осевого хребта высотой 20–80 м, подушечных лав и лавовых потоков с озерами застывшей лавы, характеризующимися структурами обрушения, а также обычное отсутствие поверхностных сбросов и трещин.

Зона 2. Зона активного растяжения (внутренняя зона), представляющая собой чередование горстов и грабенов шириной до 1,5 км на обеих сторонах осевой экструзивной зоны. Отличительные признаки: наличие трещин, разрывов, горстов и грабенов, длинные оси которых вытянуты субпараллельно оси хребта.

Зона 3. Зона активного растяжения (внешняя зона); наклоненные наружу ограниченные сбросами блоки с уступами, наклоненными во внутреннюю сторону, которые образовались вследствие вертикальных смещений и вращений по разрывам, вытянутым субпараллельно оси поднятия. Последние распространены примерно до 12 км от оси поднятия. С внешней стороны от зоны 3 расположены абиссальные холмы. Их нельзя рассматривать как свидетельство активного растяжения.

Всесторонние исследования проявлений активной подводной гидротермальной деятельности к настоящему времени проведены в осевых вулканических экструзивных зонах двух центров со средними скоростями спрединга: на Восточно-Тихоокеанском поднятии на 21° с. ш. и на Галапагосском центре спрединга на востоке экваториальной части Тихого океана вблизи 86° з. д. (рис. 1; табл. 2, позиции 24а, б, 37–40), а также на абиссальных холмах, расположенных в 20–30 км к югу от Галапагосского центра спрединга (табл. 2, позиции 41а, б). Проявления в осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия на 21° с. ш. и на южном фланге Галапагосского центра спрединга служат примерами тектонических обстановок гидротермальных отложений, связанных с системами осевых вулканических экструзивных зон океанических хребтов со средними и высокими скоростями спрединга, а также находящихся на некотором удалении от этих зон.

*Осевая вулканическая экструзивная зона:
гидротермальное поле RISE*

Гребневую область Восточно-Тихоокеанского поднятия на 21° с. ш. формирует линейный осевой массив шириной около 5 км, приподнятый примерно на 200 м над флангами поднятия. В пределах осевого массива

этой части Восточно-Тихоокеанского поднятия имеются три тектонические зоны, характерные для океанических хребтов со средними и высокими скоростями спрединга (рис. 12; табл. 2, позиции 34а, б). Гидротермальная активность и минерализация тесно связаны как с разбитой на сегменты структурой, протягивающейся параллельно оси хребта, так и с тектоническими зонами осевого блока, сменяющими друг друга при удалении от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия. Здесь (21° с. ш.), а также в других районах активной гидротермальной деятельности, исследованных на Восточно-Тихоокеанском поднятии (13° с. ш. и 20° ю. ш.) наблюдается систематическое изменение рельефа дна, связанное с гидротермальной деятельностью. В этих местах проявлена тенденция к увеличению гидротермальной активности от впадин в трансформных разломах к поднятиям, расположенным в пределах линейных отрезков осевой вулканической экструзивной зоны приблизительно на половине расстояния между трансформными разломами [23, 19, 20]. Во всех трех указанных выше тектонических зонах на поверхности пород имеются пятна оксидов железа и марганца, которые свидетельствуют о прежней гидротермальной деятельности. Температурные аномалии придонных вод свидетельствуют об активной гидротермальной разгрузке из линейных источников (зон разрывов) в тектонической зоне 2, а также из точечных источников (районов трещиноватости) в тектонической зоне 1 [105]. Точечные источники в тектонической зоне 1 соответствуют трем системам активных гидротермальных выходов в северной, центральной и южной частях полосы шириной 200–500 м и длиной около 6 км, вытянутой вдоль оси зоны, которая была названа гидротермальным полем RISE [342, 273]. Каждая система включает от трех до пяти отдельных групп из шести или более выходов. Исследования с помощью подводного обитаемого аппарата показали, что в северной и центральной системах выходов из волосных трещин и небольших щелей (главным образом в свежих подушечных лавах) в окружающую океанскую воду с температурой 2°C происходит истечение флюидов (от прозрачных до молочно-белых) с температурой $10\text{--}20^{\circ}\text{C}$ и со скоростью несколько сантиметров в секунду. В северной и центральной системах выходов сульфидных отложений не наблюдалось, однако в тектонической зоне 2 (в пределах 500 метров от активных выходов тектонической зоны 1) (рис. 12) [110] имеются реликтовые холмики массивных сульфидов с возрастом около 4000 лет, определенным радиологическими методами [233]. Активные выходы окружены сообществами бентических беспозвоночных, сходных с теми, которые были впервые обнаружены и описаны вокруг гидротермальных выходов в осевой экструзивной зоне (тектонической зоне 1) Галапагосского центра спрединга, где никакой минерализации, кроме пятен оксидов и гидроксидов марганца, не наблюдалось [36].

В отличие от северной и центральной систем выходов в южной системе имеются "курильщики" двух типов. 1) "Белые курильщики": из сложенных гидротермальными минералами сооружений в форме труб происходит истечение первичных гидротермальных растворов, имеющих температуру $100-350^{\circ}$, со скоростями, составляющими десятки сантиметров в секунду. При этом из растворов выпадают белые облака взвеси, состоящей из барита, кремнезема и некоторого количества пирита. 2) "Черные курильщики": из труб происходит истечение первичных гидротермальных растворов, имеющих температуру $350-400^{\circ}\text{C}$, со скоростями 2–3 м в секунду. При этом из растворов выпадают черные облака взвеси, состоящей из сульфидных минералов, главным образом пирротина (рис. 13). Трубы или стеки сложены из неравновесных ассо-

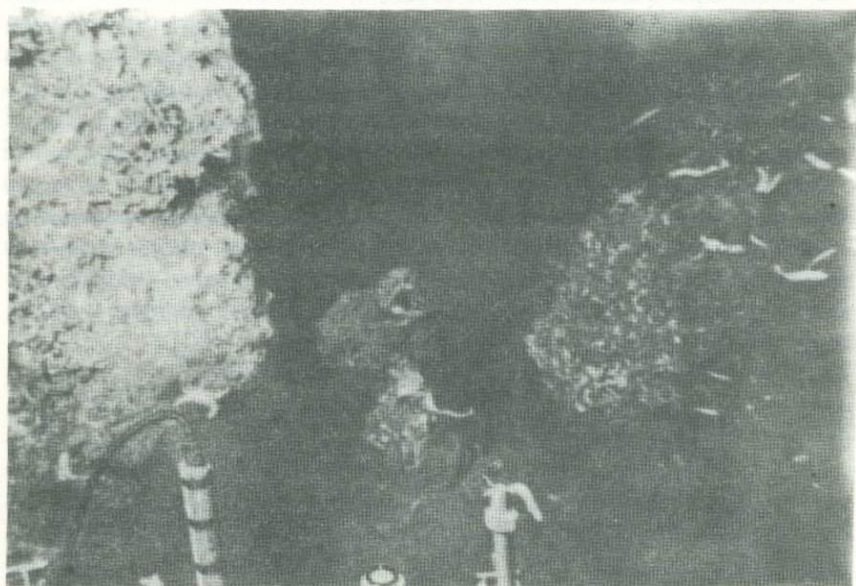


Рис. 13. Фотография "черного курильщика", выходящего из трубы высотой около 1 метра, окруженной остатками более крупных разрушенных труб, сложенных преимущественно массивными сульфидами меди, железа и цинка. Гидротермальное поле RISE в осевой вулканической экструзивной зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия на 21° с. ш., глубина около 2000 м. Облако черного "дыма" образовалось вследствие выпадения частиц сульфидов металлов при смешении поступающих из выводного отверстия прозрачных первичных гидротермальных растворов с океанской водой. Небольшие белые объекты — рыба и крабы. Фотография сделана с подводного обитаемого аппарата "Элвин" сотрудником Вудс-Холского океанографического института Д. Фостером.

циаций разнообразных гидротермальных минеральных фаз: от сульфидов во внутренних частях до сульфатов и оксидов — во внешних (табл. 1). Трубы возвышаются на 1–5 м над базальными холмиками, размеры которых достигают 15 на 30 м в плане и 2–20 м — в высоту. Источником материала, слагающего холмики, послужили главным образом трубы. Причиной перехода от низкотемпературных выходов в северной и центральной частях осевой экструживной зоны к высокотемпературным выходам, с которыми ассоциируются сульфидные отложения, является уменьшение ниже уровня дна величины отношения "океанская вода/первичный гидротермальный раствор", либо просто увеличение температуры гидротермальных растворов по мере приближения к возникшим позднее интрузивным источникам тепла в южной части рассматриваемого района, либо некая комбинация этих двух процессов. Полевые наблюдения свидетельствуют о том, что наиболее энергичные гидротермальные выходы типа "черных курильщиков" располагаются преимущественно на щелях вблизи контакта между подушечными лавами и пластовыми излияниями непосредственно над наиболее горячими интрузивными телами, возникшими в пределах осевой вулканической экструживной зоны в самое последнее время [23]. Наблюдения свидетельствуют в пользу интерпретации последовательного перемещения молодых магматических интрузивных тел в южном направлении. Это перемещение сопровождается миграцией к югу высокоинтенсивной гидротермальной деятельности, тогда как более древние интрузивные тела в северной части района активных выходов длиной 6 км находятся на более поздних стадиях прогрессивного конвективного охлаждения [153].

Высокоинтенсивная гидротермальная деятельность одного конкретного выхода в осевой экструживной зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия на 21° с. ш. (рис. 12, тектоническая зона 1) весьма непродолжительна и оценивается временем от нескольких лет до нескольких десятков лет. Эти оценки основаны на следующих данных: 1) возраст вулканитов здесь меньше 1000 лет, о чем свидетельствуют свежесть и невыветренность пород, а также очень незначительная мощность осадочного покрова или полное его отсутствие [23]; 2) объемы отдельных сульфидных холмиков и труб относительно невелики (примерно 1000 м^3), кроме того, в них нет прослоев пелагических осадков; 3) для накопления железа, слагающего типичный холмик и трубу (по оценке, 382 т, табл. 4), — с учетом скорости его поступления на океанское дно через одну трубу с температурой гидротермальных растворов 350°C (при концентрации растворенного железа $100 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ скорость его поступления составляет 400 тонн в год [133, 134]) — требуется по крайней мере один год; 4) определения возраста в разрезе через активную трубу типа "черный курильщик" при помощи методов ядерной геохронологии (^{210}Pb и ^{226}Ra) показали, что около 50 лет труба росла как внутрь, так

и наружу со сходными скоростями — около 0,08 мм в год [88] ; другие методы ядерной геохронологии материала труб, использующие ряды распада урана и тория, показали, что период его накопления находится в пределах от 20 до 100 лет [233] ; 5) возраст моллюсков, обосновавшихся рядом с выходами гидротерм, полученный при датировании их раковин с помощью рядов распада урана и тория, оказался равным приблизительно 10 годам [446, 449] ; 6) время миграции гидротермального флюида через базальт, оцененное по отношению $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ в вытекающих растворах, составляет около 20 лет [446] ; 7) кратковременная гидротермальная деятельность одного выхода, оцениваемая 1–10 годами, обусловлена высокими конвективными потерями тепла из отдельных выходов типа "черных курильщиков" $((6\pm 2) \cdot 10^7 \text{ кал} \cdot \text{с}^{-1})$. Это связано с тем, что потери не могут превышать общего количества тепла, выделяемого при остывании литосферы: для отрезка центра спрединга длиной 1 км и шириной 60 км (возраст коры 1 млн. лет) оно составляет $1,4 \cdot 10^7 \text{ кал} \cdot \text{с}^{-1}$ [273, 92] ; 8) по данным наблюдений, гидротермальная активность отдельных выходов уменьшалась или вовсе прекращалась за период времени, измеряемый годами [23] ; 9) в осевой вулканической экстрезивной зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия около 13° с. ш. труба активного "черного курильщика" росла путем наращивания сульфидных минералов со скоростью 6 см в день — в высоту и 1 кг в день — по весу [186, 187, 188] ; 10) из вышеприведенных свидетельств кратковременности функционирования отдельных выходов при высокоинтенсивной гидротермальной активности следует, что отдельные сопряженные источники тепла действуют периодически, так как их тепло растрачивается вследствие гидротермальной конвекции быстрее, чем восстанавливается благодаря интрузивным процессам; 11) кратковременность и характер затухания деятельности отдельных выходов позволяют предполагать, что перемещение к югу высокоинтенсивной гидротермальной деятельности на исследованной площади, имеющей длину 6 км, происходило со средней скоростью порядка 10 м в год.

Типичная постройка холмик с трубой содержит порядка 1000 т металлов (табл. 4). Образцы, полученные с помощью подводных обитаемых аппаратов с нескольких реликтовых холмиков и труб на границе между тектоническими зонами 1 и 2 Восточно-Тихоокеанского поднятия на 21° с. ш., были подвергнуты минералогическому и химическому анализу (табл. 2, позиции 34а, б) [110, 184, 318, 319, 179, 432]. Были выделены четыре разновидности минеральных образований: 1) свежие полиметаллические массивные сульфиды, содержащие (в расчете на сухой вес) около 50 % сульфидов железа (пирита и марказита), 34 % сульфида цинка (сфалерита) и 16 % минеральных фаз, обогащенных медью (халькопирита, кубанита, дигенита). Данные по изотопному составу серы

($\delta^{34}\text{S}$) свидетельствуют, что 90 % серы было выщелочено из вмещающей базальтовой породы гидротермальными растворами, а остальные 10 % имеют магматический источник и образовались в результате восстановления серы сульфат-ионов океанской воды [9]; 2) сульфидные минеральные фазы, ассоциирующиеся с благородными металлами — серебром и золотом (табл. 2, позиция 34а); 3) гидратированные сульфаты, содержащие в качестве микропримесей медь, железо и цинк; 4) гидроксиды железа, которыми сложена почти половина извлеченных образцов, интерпретируются как результат низкотемпературного изменения ранее существовавших сульфидных фаз. Трубчатые структуры представлены каналами, из которых выходили гидротермальные растворы, а также ходами червей в материале холмиков.

Холмики и трубы массивных сульфидов, обнажающиеся на океанском дне, физически и химически неустойчивы. В условиях высокой фугитивности кислорода в окислительной среде свободной океанской циркуляции сульфиды подвержены частичному растворению. Это следует из наличия покрова гидроксидов железа на неактивных сульфидных холмиках в пределах тектонической зоны 2 (рис. 12; табл. 2, позиции 34а, б). Трубы имеют тенденцию разрушаться и превращаться в груды обломков (рис. 13). Поэтому сохранность отложений в виде труб и холмиков за пределами тектонической зоны 2 является маловероятной, если только они не будут покрыты непроницаемыми потоками лавы или осадками.

Абиссальные холмы: гидротермальное поле Холмистое

В отличие от гидротермальных отложений, связанных с высокоинтенсивной гидротермальной деятельностью в осевой вулканической экстрезивной зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия на 21° с. ш., на гидротермальном поле Холмистом, расположенном на океанической коре с возрастом от 0,5 до 0,9 млн. лет в 20–30 км к югу от Галапагосского центра спрединга в физиографической провинции абиссальных холмов, формируются отложения, связанные с малоинтенсивной гидротермальной деятельностью (табл. 2, позиции 141а, б) [468, 96]. Поле названо по многочисленным рядам осадочных холмиков округлой или вытянутой формы, которые простираются с востока на запад субпараллельно оси спрединга на расстояние по крайней мере 27 км. Каждый холмик имеет диаметр от 20 до 50 м и высоту от 1 до 20 м. Холмики расположены на толще пелагических осадков (фораминиферовых илов) мощностью от 20 до 30 м, залегающих на фундаменте. В тех местах, где проводилось глубоководное бурение, фундамент представлен неизменным базальтом [200]. Ряды холмиков вытянуты над разломами, выраженными в виде небольших смещений фундамента, которые, вероятно, являются выводными каналами для гидротермальных растворов [250].

Отдельные холмики сложены пелагическими осадками, перемежающимися с гидротермальными преципитатами, представленными слоями зеленого нонtronитового материала; самый верхний слой состоит из корок оксида марганца с ассоциирующимися оксидами железа и смектинами ([183, 305, 466, 386, 200], рис. 8). Хотя над холмиками придонные температуры воды и аномалии $\delta^3\text{Ne}$ не измерялись, зонды, введенные в холмики, записали температуры до 25°C и спровоцировали слабый поток гидротермальных флюидов в вышележащую океанскую воду, свидетельствующий о том, что холмики активны в настоящее время [96] и что в них, очевидно, сравнительно неглубоко имеется циркуляция низкотемпературных растворов.

Гидротермальное поле Холмистое расположено в пределах полосы относительно высокого кондуктивного теплового потока (≥ 10 ЕТП), являющейся частью региональной системы чередующихся субпараллельных поясов относительно высокого (≥ 10 ЕТП) и относительно низкого (< 10 ЕТП) кондуктивного теплового потока, которые вытянуты субпараллельно оси примыкающего центра спрединга. Эта региональная система рассматривается как проявление восходящих (высокий тепловой поток) и нисходящих (низкий тепловой поток) ветвей гидротермальных конвективных систем. Шаг между этими системами, расположенными ниже уровня океанского дна, довольно велик (6 км); их действие распространяется на глубины до 3 км в пределах базальтового фундамента. На характер систем оказывают влияние рельеф фундамента, а также разрывные нарушения [468, 466, 96, 166]. Поток гидротермальных растворов в вышележащей толще осадков сосредоточивается вдоль разломов фундамента. В результате происходящего при этом взаимодействия растворов с пелагическими осадками образуются холмики. На основании данных по возрасту фундамента и скорости осадконакопления продолжительность формирования холмиков оценивается временем не более 100 тыс. лет [466, 200, 235]. Отсутствие гидротермального изменения в самой верхней части базальтового фундамента под областью распространения холмиков, где осуществлялся отбор образцов, согласуется с низкими температурами внутри самих холмиков и предполагает, что истечение высокотемпературных флюидов, по-видимому, происходит по разломам из более глубоких пород (≥ 1 км) [466, 200]. Образование этих холмиков под действием низкотемпературных гидротермальных растворов в 30 км от Галапагосского центра спрединга, по-видимому, олицетворяет собой особый случай, связанный с частичным закупориванием гидротермальной конвекционной системы толщей осадков, образовавшейся в связи с большими скоростями биогенной седиментации в экваториальной области высокой продуктивности органического вещества [29].

*Другие тектонические обстановки на океанических хребтах
со средними и высокими скоростями спрединга*

Помимо описанных тектонических обстановок, способствующих концентрации гидротермальных минеральных отложений на развитой стадии раскрытия океанических бассейнов относительно хребтов со средними и высокими скоростями спрединга, существуют и другие ситуации. К ним относятся следующие:

1. Краевые зоны активного растяжения (тектонические зоны 2 и 3; рис. 12) и особенно краевая внутренняя зона (тектоническая зона 2) являются исключительно благоприятными обстановками для формирования гидротермальной минерализации. На нормальных разломах внутренней зоны активного растяжения вдоль двухрифтового отрезка Галапагосского центра спрединга располагается крупное тело массивных Cu-Fe-сульфидов (размеры тела около 1000 м в длину, 150 м в ширину и 35 м в глубину; его запасы, по предварительным ориентировочным оценкам, основанным на ограниченном поверхностном опробовании и наблюдениях, составляют около 10 млн. т). Тело, очевидно, образовалось вследствие срастания увенчанных трубами реликтовых сульфидных холмиков, подвергшихся разрушению (табл. 2, позиция 40) [237, 275, 276, 280].

2. Трансформные разломы, особенно те из них, на которых наблюдаются большие смещения (более 50 км) отрезков хребта, представляют собой другой тип обстановки, считающейся благоприятной для формирования гидротермальной минерализации. Примером является трансформный разлом, пересекающий Галапагосский центр спрединга на $85^{\circ} 23' \text{ з. д.}$, где встречены гидротермальные инкрустации оксида марганца (табл. 2, позиция 39) [278].

3. Вулканические подводные горы или цепи подводных гор, связанные с постоянными "горячими точками", ассоциирующимися с центрами спрединга океанского дна, также являются местами формирования гидротермальной минерализации. Примером этому являются инкрустации и конкреции оксидов железа и марганца, массивные сульфиды меди и железа, а также сульфаты на нескольких подводных горах вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия (табл. 2, позиции 35, 36, 53, 54, 55а, б) [53, 253, 254, 255]; о гидротермальной активности, связанной с подводной горой Браун-Бер и районами подводной горы Кобб на хребте Хуан-де-Фука [263], свидетельствуют аномалии $\delta^3\text{He}$; в кальдере подводной горы, расположенной на оси хребта Хуан-де-Фука, имеются активные трубы, сложенные сульфидами цинка и железа [83].

4. Для гидротермальной минерализации благоприятны отрезки центров спрединга океанского дна с аномальными конфигурациями, такими, как двойные рифты, связанные с перескоками центров спрединга, изогнутые рифты, связанные с изменениями направления спрединга, а также

продвигающиеся рифты, связанные с перемещением центра спрединга по простиранию [195]. Предполагается, что механизм термально-структурной обратной связи может действовать таким образом, что в результате исключительно быстрого переноса тепла высокоинтенсивной гидротермальной системой происходит угасание магматического очага, которое может вызвать перемещение центра спрединга или его перескок, обусловленные развитием другого магматического очага. Поэтому о наличии гидротермальных минеральных отложений могут свидетельствовать некоторые аномальные структурные конфигурации центров спрединга океанского дна. Примером является крупное тело массивных Cu-Fe-сульфидов, описанное во внутренней зоне активного растяжения аномального двухрифтового отрезка Галапагосского центра спрединга (табл. 1, позиция 40) [237, 275, 276]; сульфиды и оксиды металлов во впадине Хесса в точке тройного сочленения между Галапагосским центром спрединга и Восточно-Тихоокеанским поднятием представляют собой гидротермальные минеральные отложения гребневой части рифта, продвигающегося по простиранию (табл. 2, позиция 43).

5. Рассеянная и штокерковая сульфидная минерализация, подобная минерализации, наблюдаемой в стенках трансформных разломов океанических хребтов с малыми скоростями спрединга (табл. 2, позиции 14, 15, 21а, б), была обнаружена при глубоководном бурении в области абиссальных холмов примерно в 201 км к югу от Коста-Риканского рифта с промежуточной скоростью спрединга (полускорость в настоящее время 3,84 см в год) в скв. DSDP 504В в интервале 635–655 м в пределах слоя 2 океанической коры с возрастом 6,2 млн. лет [7] (табл. 2, позиция 42, рис. 1). Эти находки свидетельствуют о том, что сульфидные отложения штокеркового типа могут встречаться в слое 2 океанической коры, генерируемой на срединных хребтах со средними, а также малыми скоростями спрединга (рис. 3).

ЦЕНТРЫ СПРЕДИНГА В ЗАДУГОВЫХ БАССЕЙНАХ КРАЕВЫХ МОРЕЙ

Центры спрединга имеются также в тектонической обстановке задуговых бассейнов, полузамкнутых в краевых морях между андезитовыми вулканическими островными дугами и континентами. Информации, касающейся гидротермальной активности или минеральных отложений в этих тектонических обстановках, пока немного. Однако есть основания ожидать, что в центрах спрединга в задуговых бассейнах, тектонические обстановки которых сходны с описанными выше обстановками центров с малыми, а также средними и высокими скоростями спрединга, тоже будут обнаружены проявления высокоинтенсивной гидротермальной деятельности.

Задуговые бассейны характерны для западной части Тихого океана, где они располагаются в тылу большинства главных систем "островная дуга — желоб" и являются открытыми для свободной океанской циркуляции (рис. 14). Измерения отражения сейсмических волн, а также изу-

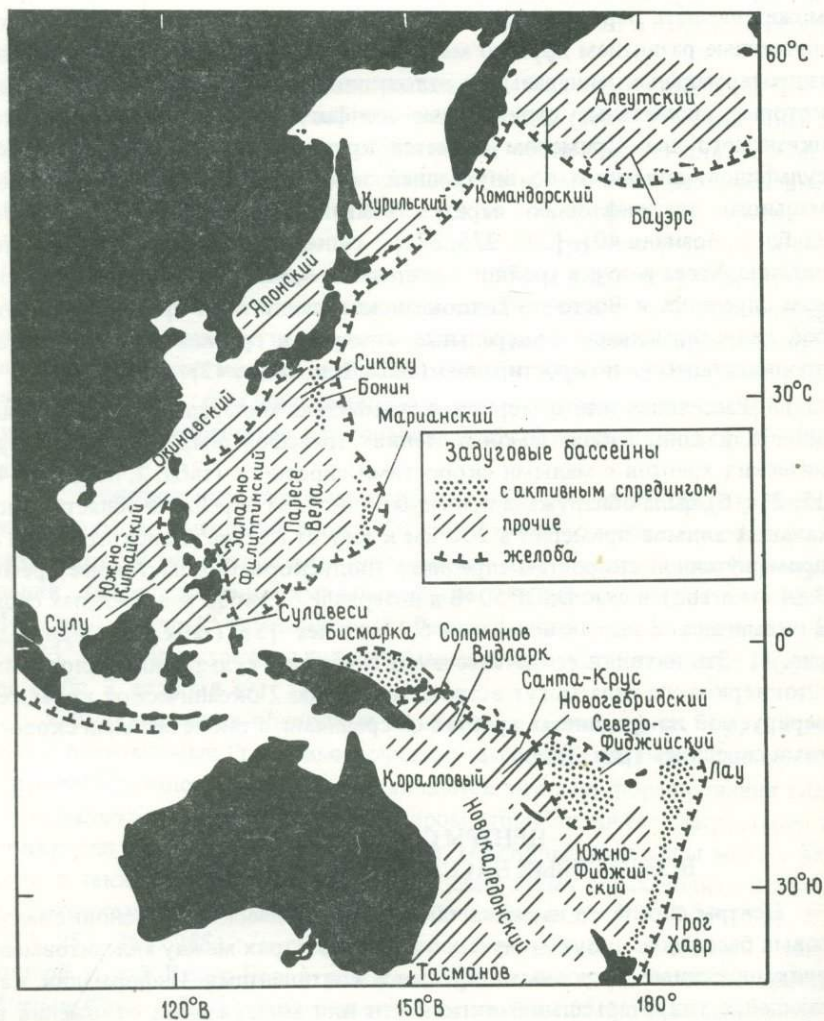


Рис. 14. Схематическая карта задуговых бассейнов западной части Тихого океана (по Каригу [220] и Ватанбе и др. [459], с изменениями). Гидротермальные отложения, которые были обнаружены в активных и реликтовых центрах спрединга в Марианском трюге, а также в бассейнах Лау и Западно-Филиппинском (рис. 1; табл. 2, позиции 47–50), свидетельствуют о возможном распространении гидротермальных отложений в центрах спрединга океанского дна в задуговых бассейнах.

чение петрологии пород, полученных при драгировании и бурении, показали, что кора задуговых бассейнов является океанической [301, 403, 177, 178]. На основе данных по мощностям осадочной толщи, глубинам моря, характеру пород фундамента и среднему тепловому потоку [220, 320, 459] различают пассивные задуговые бассейны, в которых спрединг морского дна, очевидно, прекратился (например, Южно-Фиджийский, Сикоку, Западно-Филиппинский, Коралловый, Тасманов, Японский и Курильский), и активные задуговые бассейны, в которых спрединг, по видимому, происходит в настоящее время (например, Лау-Хавр, Тонга, Кермадек, Северо-Фиджийский, Новогейбридский, Бисмарка, Марианский, Окинавский и Бонин).

Активные бассейны ограничены крутыми уступами, которые маркируют расколотые рифтами, некогда соприкасавшиеся внутренние склоны хребтов, и расширяются за счет формирования новой океанической коры в осевой части. Базальтовый слой океанической коры, подстилающий бассейны, образует хребты и трог с амплитудой рельефа в 1 км или больше, очевидно, преимущественно связанные с нормальными сбросами. Глубины как активных, так и пассивных краевых бассейнов находятся в пределах от 2 до 6 км. Активные краевые бассейны на 2 или более километра мельче участков океана перед соответствующим желобом и на 1–2 км мельче пассивных краевых бассейнов, расположенных у них в тылу. Анализ структуры линейных магнитных аномалий спредингового типа в пассивных краевых бассейнах Сикоку и Восточно-Филиппинском свидетельствует о прежнем билатеральном спрединге с полускоростями между 2,2 и 4,4 см в год [461]. Это позволяет отнести их к разряду центров со средними и высокими скоростями спрединга. В одном активном бассейне, Марианском трог (табл. 2, позиция 47) [181, 239], где величина $\delta^3\text{He}$, измеренная в образцах придонных вод, свидетельствует о гидротермальной активности [201], наблюдались холмики, сходные по размеру и составу с теми, которые были встречены на гидротермальном поле Холмистом в районе Галапагосского центра спрединга. Тектоническое положение центров спрединга дна в задуговых бассейнах четко свидетельствует в пользу наличия здесь высокоинтенсивных гидротермальных систем. В этих бассейнах предполагаются находки современных и реликтовых гидротермальных отложений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Местная тектоническая подстановка: структурные и термальные условия

В этом разделе приводится обзор существующих градиентов температуры, проницаемости пород, геометрии систем, а также последовательности и продолжительности геологических событий, способствующих ру-

доотложению высокоинтенсивными гидротермальными системами, который сделан в свете данных, относящихся к уже описанным характерным отложениям, а также родственной информации.

Градиенты температуры. Наибольшие градиенты температуры наблюдаются в местах, располагающихся непосредственно над магматическими источниками тепла в центрах спрединга океанического дна. В этой связи высокие градиенты следует ожидать в осевой вулканической экстрозивной зоне, причем наибольшие из них наблюдаются над верхними частями магматических тел, проявляющихся в виде поднятий дна, образовавшихся в результате внедрения магмы и теплового расширения (рис. 7). Меньшие по величине, но все же достаточно высокие градиенты температуры следует ожидать в краевых зонах активного растяжения, располагающихся над боковыми частями магматических тел. При удалении от магматических тел за пределы зон активного растяжения в провинцию абиссальных холмов величины градиентов заметно уменьшаются (рис. 8). Из полуаналитической энергетической компьютерной модели образования сульфидов в океанической коре [80, 429] следует, что для выделения тепла, необходимого для приведения в движение высокоинтенсивной рудообразующей гидротермальной системы, способной сформировать крупную сульфидную залежь, требуется быстрая кристаллизация магмы (со скоростью около 1 км^3 в 100 лет в течение нескольких столетий). При кристаллизации 7 км^3 магмы концентрируется 1 млн. т сульфидной руды.

Что касается количественных значений градиентов температуры, то в ходе выполнения Проекта глубоководного бурения проводились измерения температуры в скважинах, пробуренных в области абиссальных холмов за пределами зоны активного растяжения Срединно-Атлантического хребта (DSDP, рейс 37, скв. 332B, глубина проникновения в слой 2 около 400 м, [207]), а также рифта Коста-Рика (DSDP, рейсы 67, 70, 83, скв. 504B, глубина проникновения в слой 2 1075 м [390]). В точке на Срединно-Атлантическом хребте был измерен градиент температуры $22^\circ\text{C} \cdot \text{км}^{-1}$; такой сравнительно низкий градиент связывают с конвективным выносом тепла в нисходящую ветвь (зону питания) малоинтенсивной гидротермальной системы [207]. В точке на рифте Коста-Рика были измерены два различных по величине градиента температуры. В верхних 100 м слоя 2 он составлял около $100^\circ\text{C} \cdot \text{км}^{-1}$. Ниже этой глубины градиент возрастал до примерно $160^\circ\text{C} \cdot \text{км}^{-1}$; максимальная измеренная здесь температура составляла 135°C , что сходно с расчетной равновесной температурой около 165°C . Вышележащая толща осадков препятствует гидротермальной циркуляции сквозь дно океана [390, 7].

Пока в пределах слоя 2 океанической коры отсутствуют прямые измерения градиентов температуры в участках, которые рассматриваются

как восходящие ветви (зоны разгрузки) высокоинтенсивных гидротермальных конвекционных систем ниже уровня океанского дна. Однако в зонах подъема гидротермальных растворов в базальтах неовулканической рифтовой зоны Исландии на Срединно-Атлантическом хребте были произведены измерения температуры в геотермальных буровых скважинах. В буровой скважине температурные градиенты не просто линейно увеличивались с глубиной — для них были характерны сложные изменения, а средние значения градиентов для всей длины четырех взятых для рассмотрения скважин находились в пределах между 175 и $350^{\circ}\text{C} \cdot \text{км}^{-1}$ (скв. 3, 4, 8, пробуренные на гидротермальном поле Рейкьянес, имели глубину между 850 и 1700 м; температура в них доходила до 300°C [441]; в скв. 10 глубиной 1550 м, пробуренной в районе Крафла, температура достигала 340°C [325]), а на коротких интервалах (около 100 м) величины градиентов температуры доходили до $1200^{\circ}\text{C} \cdot \text{км}^{-1}$.

К косвенным методам определения градиентов температуры в пределах слоя 2 океанической коры относятся определения, сделанные на основе исследования метаморфических минеральных ассоциаций, а также данных изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) образцов пород океанической коры, обнажающихся на уступах разломов на дне океана или в офиолитовых поясах — на суше. Эти измерения могут отражать влияние на породы конвективной составляющей переноса тепла, а не кондуктивной. Например, из результатов исследования метаморфической минеральной ассоциации в офиолитовых породах Восточной Лигурии в Италии следует, что в пределах 300 -метрового слоя прежнего океанического дна температуры доходили примерно до 400°C , что соответствует градиенту около $1300^{\circ}\text{C} \cdot \text{км}^{-1}$. Этот разрез интерпретируется как восходящая ветвь (зона разгрузки) прежней высокоинтенсивной гидротермальной конвекционной системы. Величина градиента температуры этой системы согласуется с наибольшими градиентами, измеренными в буровых скважинах в Исландии [422].

Что касается продолжительности существования градиентов температуры, то здесь можно сказать следующее. О градиентах, приводящих к возникновению гидротермальной деятельности в краевых зонах растяжения у стенок рифтовой долины океанических хребтов с малыми скоростями спрединга (например, на гидротермальном поле TAG) можно судить на основе изучения гидротермальных минеральных отложений, процесс формирования которых претерпевал циклические флуктуации. Высокие градиенты, приводившие к возникновению высокоинтенсивной гидротермальной деятельности, соответствовали коротким периодам вулканического покоя (порядка $1-1000$ лет), следовавшим сразу же за максимумами вулканической активности с периодичностью порядка 10 тыс. лет. Более низкие градиенты, приводившие к возникновению ма-

лоинтенсивных гидротермальных систем, по-видимому, существовали в течение промежуточных периодов продолжительностью порядка 10 — 100 тыс. лет, хотя в коротком временном масштабе (10—1000 лет) эти периоды и были прерывистыми. Общая продолжительность существования гидротермальной активности для всего поля в целом, оцениваемая величиной порядка 1 млн. лет, согласуется с градиентами температуры, возникающими под действием существующих длительное время источников тепла. К последним относятся глубокозалегающие магматические очаги и ассоциирующиеся с ними интрузивы (рис. 10, табл. 6).

Градиенты температуры, приведшие в действие гидротермальную систему в осевых зонах океанических хребтов со средними и высокими скоростями спрединга (например, на Восточно-Тихоокеанском поднятии на 21° с. ш.; рис. 12), по-видимому, также претерпевали циклические изменения. При этом высокие градиенты, которые стимулировали высокоинтенсивную гидротермальную деятельность, существовали в течение коротких интервалов (порядка 1—100 лет в конкретной зоне разгрузки) вулканического покоя, следовавших сразу за циклическими максимумами вулканической активности с периодичностью порядка 100—10 000 лет. На океанических хребтах со средними и высокими скоростями спрединга повторяемость циклических максимумов вулканической активности может быть в 10—100 раз чаще, чем на океанических хребтах с малыми скоростями спрединга. Градиенты температуры, являющиеся движущей силой одновозрастной высоко- и низкотемпературной гидротермальной деятельности, в различных зонах выхода гидротерм в пределах поля, вероятно, существуют с перерывами в течение 100—1000 лет. Преобладание высокотемпературных гидротермальных минеральных фаз, отложившихся в течение относительно коротких интервалов времени, и общая продолжительность гидротермальной деятельности, очевидно составляющая для всего поля в целом 100 — 10 000 лет, согласуются с градиентами температуры, возникающими под действием неглубоко залегающих магматических очагов и ассоциирующихся с ними интрузивов. Продолжительность существования таких источников тепла небольшая. Это обусловлено тем, что скорость конвективного выноса тепла превосходит скорость его возобновления (рис. 12, табл. 6).

Проницаемость. В центрах спрединга океанского дна существуют два основных типа нарушений латеральной однородности проницаемости пород, существенно влияющих на гидротермальную конвекцию ниже уровня океанского дна. Одно из основных нарушений однородности связано с тем, что структуры, параллельные оси спрединга, разбиты на сегменты [7]. Зоны трансформных разломов должны иметь относительно высокую проницаемость, так как представлены разрывными нарушениями и трещинами, секущими ось центра спрединга. Это должно способствовать

развитию ячеек гидротермальной циркуляции с двумя различными ориентациями: 1) циркуляционные ячейки, расположенные параллельно оси спрединга; их питание осуществляется в зоне трансформного разлома, а разгрузка — над магматическими телами, находящимися под линейными отрезками осевой вулканической экструзивной зоны; оптимального развития такой формы циркуляции следует, по-видимому, ожидать там, где расстояние между зонами разломов сравнительно невелико (не более 50 км); относительно низкие значения теплового потока, измеренные в трансформных разломах, согласуются с ролью трансформных разломов как зон нисходящего движения вод; 2) циркуляционные ячейки, у которых как области питания, так и области разгрузки расположены в пределах зоны трансформного разлома вблизи ее пересечения с осью спрединга; оптимального развития такого вида циркуляции следует ожидать там, где смещение частей хребта по зонам трансформных разломов относительно велико (более 30 км), причем восходящие ветви циркуляции расположены на пересечении оси центра спрединга и трансформного разлома.

Второй из двух основных типов нарушений латеральной однородности проницаемости в центрах спрединга океанского дна можно встретить при движении по перпендикуляру к оси в местах резкого перехода от осевой вулканической экструзивной зоны к краевым зонам активного растяжения (рис. 7, 8). Высокая проницаемость пород под осевой вулканической экструзивной зоной может быть связана главным образом с термальной контракцией при охлаждении вновь внедрившихся горячих пород океанской водой, проникающей вглубь фронта термального растрескивания [242, 245, 246, 247]. Проникающий характер проницаемости, развивающийся вследствие термальной контракции, способствует повсеместному распространению гидротермального изменения по всему объему базальтов, подвергшихся такому воздействию. Экструзивные лавовые потоки, сопровождающие интрузивную деятельность в осевой вулканической экструзивной зоне, запечатывают большую часть существующих трещин и формируют непроницаемый слой, залегающий на проницаемых породах. Тем самым внутри гидротермальной системы поддерживается высокое давление жидкости. По данным наблюдений в нескольких точках осевой вулканической экструзивной зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 1; табл. 2, позиции 32, 34а, б [52, 62]), локализованному сосредоточению увенчанных трубами холмиков массивных сульфидов благоприятствуют такие условия, когда выход первичных гидротермальных растворов происходит через трещины в непроницаемом слое.

Последующее возникновение проницаемости является результатом тектонических движений, в том числе нормального сбросообразования и образования трещин. Это происходит в то время, когда океаническая ко-

ра латерально раздвигается и претерпевает вертикальное изостатическое приспособление от условий осевой вулканической экстрезивной зоны до условий краевых зон активного растяжения. Гидротермальная циркуляция в зоне активного растяжения контролируется разломами, играющими роль основных каналов, по которым происходит движение гидротермальных растворов, а также обеспечивающими доступ к изолированным проницаемым породам, находящимся близ магматических источников тепла под смежной осевой вулканической экстрезивной зоной. В отличие от равномерного изменения базальтов, связанного с контракционной трещиноватостью под осевой экстрезивной зоной, гидротермальное изменение базальтов, обусловленное циркуляцией вдоль разломов, постепенно уменьшается с удалением от зон разломов. Такие зоны и связанное с ними изменение пород могут распространяться через океаническую кору в верхнюю мантию. Об этом свидетельствуют результаты изучения изотопного состава кислорода в породах, непосредственно примыкающих к секущим кору разломам, обнажающимся в офиолитовом поясе Сумаил в Омане [165]. По некоторым секущим кору разломам океанская вода может проникать вниз в верхнюю мантию, что приводит к серпентинизации океанической коры [155]. При подъеме гидротермальных растворов высокоинтенсивных гидротермальных систем по другим разломам может формироваться гидротермальная минерализация. Ниже уровня океанского дна вдоль восходящей ветви она представлена штокверковым и вкрапленным оруденением, а на океанском дне в зоне разгрузки (в зависимости от степени смещения ниже уровня дна первичных гидротермальных растворов и океанской воды) — залежами массивных сульфидов или оксидно-гидроксидно-силикатными слоями. Наиболее благоприятными для формирования крупных гидротермальных месторождений считаются стенки каналов, по которым происходит движение гидротермальных растворов, а также места их сосредоточенного выхода вдоль разломов внутренней зоны активного растяжения (тектоническая зона 2; рис. 12) вблизи к источникам тепла под примыкающей осевой вулканической экстрезивной зоной. Это заключение сделано на основании наблюдений на гидротермальном поле TAG на океаническом хребте с малой скоростью спрединга (рис. 1; табл. 2, позиции ба—в), а также на основании изучения крупной залежи массивных сульфидов на аномальном двухрифтовом отрезке Галапагосского центра со средней скоростью спрединга (табл. 2, позиция 40).

Полевые наблюдения показали, что в Исландии, где Срединно-Атлантический хребет выходит на поверхность, в пределах рифтовой долины проницаемость пород имеет значения порядка 10^{-10} см² [141, 322] и возрастает до 10^{-5} — 10^{-4} см² в зоне краевых сбросов рифтовой долины [442]. Общая проницаемость (оцененная путем подсчета трещин и жил) в верхних 546 метрах базальтовой коры с возрастом 109 млн. лет в об-

ласти абиссальных холмов на фланге Срединно-Атлантического хребта как до, так и после выполнения жил составляет около 10^{-4} см² [214].

Скважиной DSDP 504B, пройденной в океанической коре на покрытых осадками абиссальных холмах в 201 км к югу от Коста-Риканского рифта со средней скоростью спрединга (табл. 2, позиция 42), были пересечены три неоднородных по проницаемости типа пород. Они приблизительно соответствуют сейсмическим слоям 2А, 2В и 2С. Эта вертикальная неоднородность была определена при помощи испытаний на просачивание жидкости, измерения электрического сопротивления, телевизионного обзора внутри скважины, а также при помощи многоканального сейсмического каротажа [7, 30, 4]. Слой 2А, от 0 примерно до 100 м вглубь от кровли фундамента (и слоя 2), представлен подушечными лавами, брекчиями, а также несколькими пластовыми излияниями. Общая проницаемость пород слоя 2А составляет около $60 \cdot 10^{-11}$ см². Верхняя часть слоя 2В, примерно от 100 до 575 м ниже кровли фундамента, в большей мере представлена подушечными лавами, брекчиями и в меньшей — потоками амигдалоидных лав с пустотами, заполненными гидратированными минеральными фазами. Общая проницаемость пород этой части слоя 2В составляет около $4 \cdot 10^{-11}$ см². Нижняя часть слоя 2В, примерно от 575 до 775 м ниже кровли фундамента, является переходной зоной, для которой характерно уменьшение количества подушечных излияний и соответственно увеличение даек, а также присутствие в интервале 635–655 м сульфидного тела штокверкового типа. Общая проницаемость пород нижней части слоя 2В составляет $0,1 \cdot 10^{-11}$ см². Слой 2С, от 775 до 1075 м ниже кровли фундамента, представлен комплексом параллельных даек с общей проницаемостью $0,1 \cdot 10^{-11}$ см², т. е. такой же, как и в вышележащей переходной зоне. Для пород слоя 2С и переходной зоны характерно заметное уменьшение проницаемости [31].

Не все имеющиеся в наличии результаты наблюдений, включая данные о латеральных и вертикальных изменениях проницаемости пород в разных тектонических зонах океанической коры в центрах спрединга, хорошо соответствуют какой-либо одной из ранее упомянутых моделей: модели пористой среды, модели трещиноватой породы или модели просачивания воды. Установление в осевой вулканической экстрезивной зоне преобладания проницаемости, возникающей вследствие термальной контракции, а в краевых зонах активного растяжения — проницаемости, контролируемой разломами, свидетельствует в пользу таких моделей гидротермальной циркуляции, как модель просачивания воды [242, 245, 246, 247] и модель трещиноватой породы [257]. Это помогает также объяснить наложение многократных стадий массового и локального гидротермального изменения пород океанической коры, а также пролить свет на существование различных типов гидротермальной минерализации, которые могут формироваться в разных тектонических зо-

нах. Еще не все известно о процессах, приводящих к образованию и исчезновению (закупориванию) проницаемости в океанической коре, и многое предстоит узнать.

Геометрия гидротермальных систем. По-видимому, гидротермальные минеральные отложения в центрах спрединга океанского дна являются продуктом гидротермальных систем, характеризующихся различной геометрией, которая изменяется в пределах между двумя крайними положениями. На одном конце этого ряда находится гидротермальная конвекция ниже уровня дна, связанная в основном с глубинной (более 3 км) магматической камерой и ассоциирующимися с нею интрузивами; вследствие большой глубины преобладающих источников тепла средние градиенты температуры имеют низкие или промежуточные значения: зоны высокой проницаемости относительно глубоко распространяются ниже уровня океанского дна и при благоприятных условиях вдоль зон крупных разломов могут пересекать океаническую кору и продолжаться в верхнюю мантию; общая продолжительность гидротермальной деятельности (хотя и прерывистой) в пределах гидротермальных полей может быть относительно большой (порядка $10^5 - 10^6$ лет); полагают, что из первичных гидротермальных растворов ниже уровня дна в пределах слоя 2 океанической коры формируются сравнительно большие месторождения небогатых вкрапленных, штокверковых и, возможно, массивных сульфидных руд меди, железа и цинка (рис. 3), а на самом дне (в зависимости от степени смещения ниже его уровня первичных гидротермальных растворов с океанской водой) осаждаются оксиды металлов, гидроксиды металлов, а также силикаты. Рассматриваемые системы, связанные с глубинным долгоживущим источником тепла, концентрируют гидротермальные отложения в следующих тектонических подобстановках: 1) в краевых зонах активного растяжения у стенок рифтовых долин океанических хребтов с малыми скоростями спрединга; примером являются отложения гидротермального поля TAG на Срединно-Атлантическом хребте (рис. 10; табл. 2, позиции 6а–в). При отсутствии непроницаемого осадочного покрова такие поднятия дна могут вызывать эффект тяги (сходный с тягой из печных труб) на поднимающиеся гидротермальные растворы [241, 243, 258]; 2) в трансформных разломах, по которым происходит большое (более 30 км) смещение отрезков океанических хребтов с малыми скоростями спрединга, вблизи пересечений с осями хребтов. Примерами служат проявления вкрапленной и штокверковой сульфидной минерализации в экваториальной Атлантике, обнаженной в зонах разломов Вима, Романш и Витязь (табл. 2, позиции 5а, б, 8, 14, 15, 21а, б). Подобстановка формирования абиссальных холмиков гидротермального поля Холмистого к югу от Галапагосского центра спрединга, представленных отложениями оксидов и гидроксидов, а также силикатов марганца и железа (табл. 2, позиция 41а, б),

не может считаться примером рассматриваемого конечного члена ряда, поскольку эти отложения являются особым продуктом относительно неглубокой слабоинтенсивной гидротермальной деятельности.

На другом конце ряда находится гидротермальная конвекция ниже уровня океанского дна, приводимая в движение неглубоко залегающей (не более 3 км) магматической камерой и ассоциирующимися с ней интрузивами; вследствие небольшой глубины залегания основных источников тепла средние градиенты температуры являются аномально высокими; зоны высокой проницаемости сравнительно неглубоки; общая продолжительность прерывистой гидротермальной деятельности в пределах гидротермального поля в целом является относительно небольшой (порядка 100—10 000 лет); первичные гидротермальные растворы могут поступать в океан из выходов на дне, причем около каждого из выходов непосредственно на океанском дне могут формироваться небольшие (порядка 1000 т), увенчанные трубами холмики массивных сульфидов меди, железа и цинка с высоким содержанием металлов; холмики могут срастаться, формируя более крупные отложения. Системы с относительно неглубоко залегающим источником тепла, близкие по своему характеру к рассматриваемому конечному члену ряда, по-видимому, концентрируют отложения в следующих тектонических подобстановках: 1) в осевых вулканических экстрезивных зонах океанических хребтов со средними и высокими скоростями спрединга; примером является гидротермальное поле RISE на Восточно-Тихоокеанском поднятии на 21° с. ш. (рис. 12, тектоническая зона 1; табл. 2, позиции 34а, б); 2) в краевых зонах активного растяжения океанических хребтов со средними и высокими скоростями спрединга (рис. 12, тектонические зоны 2 и 3); примером является отложение массивных сульфидов, расположенное во внутренней зоне активного растяжения аномального двухрифтового отрезка Галапагосского центра спрединга (табл. 2, позиция 40) [237, 279, 280]; 3) потенциально благоприятной подбстановкой для рудоотложения системами рассматриваемого типа могут быть вулканические экстрезивные зоны дна рифтовых долин океанических хребтов с малыми скоростями спрединга в тех местах, где под ними близко к поверхности дна внедрены относительно быстро остывающие интрузивы (рис. 10). Для адекватного описания геометрии систем, приводящих к концентрации минерализации посредством высокоинтенсивной гидротермальной конвекции, действующей ниже уровня океанского дна, необходимо больше данных, касающихся распределения источников тепла, градиентов температуры, а также проницаемости под центрами с малыми, средними и высокими скоростями спрединга.

Последовательность и продолжительность геологических событий. Гидротермальная деятельность представляет собой эпизодическое много-

стадийное явление, связанное с циклами регионального магматизма, вулканизма и тектоники, а также с локальными физическими и химическими явлениями в пределах конкретного гидротермального поля. Что касается региональных циклов в центрах с малыми скоростями спрединга, то на основании ограниченной информации, полученной на Срединно-Атлантическом хребте в ходе работ по Проекту глубоководного бурения, Холл и Робинсон [174] подсчитали, что в формировании слоя 2 океанической коры (рис. 3) участвовали 30 вулканических циклов с периодичностью около 5 тыс. лет; он состоит из пачек, каждая из которых имеет мощность в среднем 60 м и формировалась ~ 100 лет. Периодичность вулканических излияний во внутренней рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта составляет 14 тыс. лет. Эта оценка, сделанная Муром и др. [297], основана на морфологии вулканитов, а также на скорости спрединга океанского дна в районе 37° с. ш. (см. также [173, 73, 12]). Изучение распределения пепловых прослоев, образовавшихся при эксплозивных извержениях в морских осадках вокруг Исландии, показало, что с течением времени периодичность вулканических извержений изменялась. В кайнозое частота извержений составляла от 2,5 до 65 за миллион лет [128]. Во время интервалов вулканического покоя сразу же вслед за образованием каждой пачки вулканитов градиенты температуры и проницаемость, по-видимому, в наибольшей степени способствовали развитию высокоинтенсивной гидротермальной активности.

Периодичность главных вулканических эруптивных циклов, составляющая на океанических хребтах с малой скоростью спрединга 5 — 14 тыс. лет, близка к периодичности (18 тыс. лет) на гидротермальном поле TAG, расположенном в краевой зоне активного растяжения Срединно-Атлантического хребта (рис. 1; табл. 2, позиции ба—в). Последняя оценка сделана на основе ограниченных данных, касающихся коротких по продолжительности (1—1000 лет) стадий высокоинтенсивной гидротермальной активности, о которых свидетельствует обогащение осадочных горизонтов высокотемпературными металлами (медью, железом, цинком). Продолжительность относительно длительных стадий слабоинтенсивной гидротермальной деятельности, судя по времени накопления низкотемпературных образований, содержащих марганец и железо, составляет примерно 10—100 тыс. лет. Эти стадии чередуются с более короткими стадиями высокоинтенсивной деятельности. При рассмотрении коротких интервалов времени (10 — 1000 лет) в пределах длительных стадий слабоинтенсивной гидротермальной деятельности можно увидеть, что последняя является прерывистой. Это следует из теплового баланса и подтверждается прямыми измерениями. Прерывистый характер слабоинтенсивной гидротермальной деятельности связан с локальными физическими и химическими явлениями в пределах гидротермального поля.

К таким явлениям относятся закупоривание выходных отверстий, а также соотношение скоростей конвективного выноса и возобновления (за счет магматических источников) тепла (табл. 6).

Что касается центров со средними и высокими скоростями спрединга, то здесь главные вулканические эруптивные циклы, начинающиеся с относительно быстрого тектонического растяжения, сопровождающегося пластовыми лавовыми излияниями, и заканчивающиеся медленным растяжением, сопровождающимся излияниями подушечных лав, имеют периодичность 100—10 000 лет [250, 450, 270, 272, 240]. Периоды времени, следующие за пластовыми излияниями и предшествующие прекращению менее объемных излияний подушечных лав, по-видимому, благоприятны для развития аномально высоких градиентов температуры и проницаемости, способствующих концентрации массивных сульфидов в пределах осевой вулканической экструзивной зоны (тектонической зоны 1) и во внутренних зонах активного растяжения (рис. 12, тектоническая зона 2; табл. 6) [104, 342].

Одним из наиболее хорошо исследованных случаев гидротермальной активности, связанной с местными субциклами тектонических и магматических событий в высокотемпературном гидротермальном районе центра с малой скоростью спрединга, является современный эпизод грабенообразования на вулкане Крафла в неовулканической осевой рифтовой зоне северной Исландии. За семь лет с начала этого эпизода грабенообразования в 1975 г. непрерывными наблюдениями на вулкане было установлено 20 субциклов, каждый продолжительностью в несколько месяцев; субцикл включает в себя вспучивание и проседание кальдеры [47, 48, 404, 65, 323, 213, 444, 445, 140, 425, 375]. Вспучивание проявляется в виде подъема поверхности кальдеры примерно на 1 метр. Оно сопровождается значительной сейсмической активностью, которую связывают с заполнением магматической камеры. Заполнение происходит до тех пор, пока в камере не будет достигнуто критическое давление. Стадия вспучивания благоприятна для развития гидротермальных систем. Последующее проседание кальдеры сопровождается образованием трещин, внедрением даек, извержением, а также сейсмической активностью, вызываемой внедрением магмы из магматической камеры в зону расколов; в результате этого формируются системы даек, прослеживающиеся до 60 км от центра кальдеры, которые разрушают существующие гидротермальные системы. Исследование затухания поперечных волн свидетельствует о существовании магматических тел, кровли которых находятся на глубине 3 км под поверхностью кальдеры, а основания — на глубине около 7 км. Эпизод грабенообразования с 1975 по 1979 г. привел к расширению рифтовой зоны вдоль 80-километрового линейного отрезка примерно на 5 м. Если допустить, что оно представляет собой общее расширение со времени последнего зарегистрированного эпи-

зода грабенообразования на вулкане Крафла, имевшего место около 250 лет назад, то среднее расширение активного линейного отрезка рифтовой зоны составит 2 см в год [445]. Эта величина совпадает с полной скоростью спрединга океанского дна в прилегающей части системы океанического хребта.

Места гидротермальных выходов могут периодически смещаться или перескакивать как параллельно, так и перпендикулярно оси центра спрединга в ответ на сложные местные циклы, включающие в себя: 1) интрузивную и экструзивную вулканическую активность; 2) возникновение проницаемости, связанное в осевой вулканической экструзивной зоне с кратковременными напряжениями при интрузиях магмы, с гидротермальными флюидами и с термальной контракцией остывающих пород, а в краевой зоне активного растяжения — с образованием нормальных сбросов; 3) уменьшение градиентов температуры и проницаемости при остывании и запечатывании трещин [102, 104]. О смещении или перескоке гидротермальных выходов могут свидетельствовать аномальные структурные конфигурации, такие, как двойные, изогнутые или удлинённые рифтовые долины (например, табл. 2, позиции 25, 40).

Проницаемые и непроницаемые гидротермальные системы

Местоположение гидротермальной минерализации ниже уровня океанского дна или на его поверхности в центре спрединга зависит от того, является ли высокоинтенсивная рудообразующая гидротермальная система проницаемой или непроницаемой. В проницаемых высокоинтенсивных рудообразующих гидротермальных системах океанская вода проникает вниз по трещинам в океанической коре и смешивается с первичными гидротермальными растворами (рис. 2). В результате этого в пределах слоя 2 и в верхней части слоя 3 океанической коры ниже уровня дна формируется вкрапленная, штокверковая и, вероятно, массивная сульфидная минерализация (рис. 3). Такие проницаемые системы являются высокоэффективными с точки зрения рудообразования. Это обусловлено тем, что металлы (медь, железо, цинк), переносимые высокотемпературными первичными гидротермальными растворами, вследствие их осаждения консервируются в виде сосредоточенных отложений ниже уровня океанского дна. Примерами продуктов проницаемых высокоинтенсивных рудообразующих систем являются сульфидное оруднение вкрапленного и штокверкового типов, обнажающееся в экваториальных зонах разломов Срединно-Атлантического хребта и хребта Карлсберг с малой скоростью спрединга, а также вскрытое при бурении под абиссальными холмами на южном фланге Коста-Риканского рифта со средней скоростью спрединга (рис. 1; табл. 2, позиции 14, 15, 21а, б, 42).

С точки зрения рудообразования непроницаемые высокоинтенсивные гидротермальные системы в зависимости от своего тектонического

положения могут быть либо неэффективными, либо эффективными. При рудообразовании непроницаемые гидротермальные системы являются неэффективными в тех местах, где выход первичных гидротермальных растворов происходит в осевых вулканических экструзивных зонах океанических хребтов непосредственно из отверстий в породах океанского дна в условиях свободной океанской циркуляции. Согласно оценке, 99% (или более) количества металлов, переносимого первичными гидротермальными растворами непроницаемых систем, рассеивается в водной толще в виде частичек взвешенных сульфидов вследствие деятельности "черных курильщиков" в осевых вулканических экструзивных зонах океанических хребтов (рис. 13) [186]. Взвешенные частички рассеиваются циркулирующей промежуточных вод, формируя обогащенные металлами осадки, которые покрывают океанические хребты (рис. 6). Увенчанные трубами холмики, вырастающие в местах выхода "черных курильщиков", — небольшие (обычное количество металлов в них составляет порядка 1000 т, табл. 4).

В двух типах тектонических обстановок непроницаемые высокоинтенсивные гидротермальные системы, напротив, являются эффективными с точки зрения рудообразования. К ним относятся: 1) краевые внутренние зоны активного растяжения океанических хребтов на развитой стадии раскрытия океанического бассейна относительно центра спрединга в тех местах, где подъем гидротермальных растворов и их выходы контролируются разломами; это заключение сделано на основании исследования крупной залежи массивных сульфидов в Галапагосском центре спрединга, по-видимому, сформировавшейся в результате сращивания увенчанных трубами холмиков (табл. 2, позиция 40); 2) впадины, вытянутые вдоль осевой вулканической экструзивной зоны, на ранней стадии раскрытия океанического бассейна относительно центра спрединга в тех местах, где океанской циркуляции препятствуют топографические особенности дна и плотностная стратификация, обусловленная наличием высокоминерализованных рассолов; совместное действие этих факторов приводит к тому, что во впадинах поддерживаются восстановительные условия и накапливаются преципитаты, выпавшие из первичных гидротермальных растворов; примером служит стратиформная сульфидная залежь впадины Атлантис II в Красном море (табл. 2, позиция 17).

Проницаемые и непроницаемые гидротермальные системы не являются взаимоисключающими и в конкретном месте могут чередоваться во времени. Например, наличие отдельных прослоев осадков, аномально обогащенных медью, железом, цинком (выпавшими из высокотемпературных гидротерм), в толще осадков, обогащенных марганцем (металлом низкотемпературных гидротерм), предполагает, что имели место кратковременные эпизодические излияния в придонную область первич-

ных гидротермальных растворов типа "черных дымов" из непроницаемой гидротермальной системы. Эти излияния чередовались с более длительной поставкой в придонную область разбавленных низкотемпературных растворов проницаемой гидротермальной системой. Такое заключение сделано на основе исследования гидротермального поля TAG, расположенного в краевой зоне активного растяжения Срединно-Атлантического хребта с малой скоростью спрединга (табл. 2, позиция 6; рис. 10).

Сравнение гидротермальной минерализации в центрах с малыми и со средними и высокими скоростями спрединга

Между центрами с малыми и со средними и высокими скоростями спрединга имеются существенные различия в распределении источников тепла (магматических очагов и связанных с ними интрузивов), проницаемости, предполагаемой геометрии гидротермальных конвекционных систем ниже уровня океанского дна (рис. 9, 10, 12), а также в продолжительности и последовательности геологических явлений (например, в периодичности магматических и вулканических циклов). Эти различия позволяют предполагать, что существуют соответствующие вариации также в частоте встречаемости, типе, минеральном составе и размере гидротермальных минеральных образований. База данных по гидротермальным отложениям в центрах спрединга океанского дна настолько ограничена, что трудно уловить разницу между различиями, связанными со скоростью спрединга, и различиями, связанными с аномальными структурными и термальными условиями, возможно не зависящими от скорости спрединга, а также различиями, связанными с односторонностью знаний, неизбежной при ограниченной базе данных. Существующие ограниченные данные позволяют сделать следующие обобщения:

1. *Частота встречаемости.* Если говорить о региональных тектонических обстановках рудоотложения в период ранней стадии раскрытия океанического бассейна относительно центра спрединга, то прежде всего следует указать на гидротермальные отложения в осевых вулканических экструзивных зонах, как центров с малыми скоростями спрединга, так и центров со средними и высокими скоростями спрединга. Первые представлены отложениями по крайней мере 14 активных гидротермальных систем вдоль 900-километровой длины северной части Красного моря [16], вторые — неизвестным количеством залежей в осевых впадинах Калифорнийского залива. Частота встречаемости гидротермальных отложений в краевых зонах активного растяжения на ранней стадии раскрытия центров с малыми, а также средними и высокими скоростями спрединга неизвестна. Что касается развитой стадии раскрытия океанического бассейна относительно центра спрединга, то для осевых вулканических экструзивных зон океанических хребтов со средними и высокими скоростями спрединга (их представителем является Восточно-Тихооке-

анское поднятие, рис. 12) характерны многочисленные гидротермальные образования преимущественно в форме отдельных небольших холмиков массивных сульфидов, увенчанных трубами (табл. 2, позиции 26, 34а, б, 52, 61). В отличие от них в осевых вулканических экструзивных зонах океанических хребтов с малыми скоростями спрединга (их представителем является Срединно-Атлантический хребет) гидротермальные отложения до сих пор не обнаружены, хотя их наличие предполагается. В то же время пока не ясно, является ли это различие в частоте встречаемости гидротермальных отложений в осевых вулканических экструзивных зонах океанических хребтов реальным, или оно просто представляет собой артефакт неадекватных исследований, которые преимущественно ориентированы на распознавание эффектных проявлений гидротермальной деятельности на океанических хребтах со средними и высокими скоростями спрединга ("черные курильщики", отложения массивных сульфидов, а также плотные биологические сообщества около активных гидротермальных выходов). Поверхностные проявления гидротермальной деятельности в осевых вулканических экструзивных зонах океанических хребтов с малыми скоростями спрединга более скромны, и поэтому их труднее обнаружить. О частоте встречаемости гидротермальных отложений в краевых зонах активного растяжения океанических хребтов с малыми, а также со средними и высокими скоростями спрединга (табл. 2, позиции 6а-в, 8-13, 21, 34, 40) известно недостаточно, однако эта тектоническая подстановка считается особенно благоприятной для их образования. Более короткая периодичность эруптивных циклов в центрах со средними и высокими скоростями спрединга (порядка 100-10 000 лет) по сравнению с центрами с малыми скоростями спрединга (порядка 10 000 лет) означает, что в первых термальные условия, благоприятные для концентрирования гидротермальных отложений, повторяются более часто, чем во вторых. На основе ограниченной базы данных представляется, что в центрах со средними и высокими скоростями спрединга встречаемость гидротермальных минеральных отложений более часта, чем в центрах с малыми скоростями спрединга. Частота встречаемости рассматривается ниже в разделе "Распространенность гидротермальных минеральных отложений в центрах спрединга океанского дна".

2. *Тип и минералогия.* В сущности, все типы гидротермальных отложений (табл. 1; частицы в металлоносных осадках, слоистые корки, вкрапленная и штокверковая минерализация и массивные образования) и все минеральные фазы (табл. 1) могут встречаться как в центрах с малыми скоростями спрединга, так и в центрах со средними и высокими скоростями спрединга. Однако очевидны систематические различия в соотношениях типов отложений и составляющих их минеральных фаз. Например, для ранней стадии раскрытия океанического бассейна отно-

нительно центра спрединга (ее представителем является Красное море) характерно сравнительно высокое количество сульфидных минералов, накапливающихся в виде частиц в составе стратиформных образований (рис. 9; табл. 2, позиция 17). На развитой стадии раскрытия океанического бассейна относительно центра спрединга в краевых зонах активного растяжения океанических хребтов с малыми скоростями спрединга сравнительно часто наблюдаются слои оксидов железа и марганца, гидроксидов и силикатов, обнажающихся на океанском дне (рис. 4, 5, 10, 11). В осевых вулканических экстрозивных зонах и во внутренних зонах активного растяжения океанических хребтов со средними и высокими скоростями спрединга преобладают отложения массивных сульфидов в форме увенчанных трубами холмиков, расположенных на дне океана (рис. 4, 5, 12, 13).

3. *Размер.* Размер, до которого растет отложение, зависит от соотношения между продолжительностью и интенсивностью процессов рудоотложения. Сравнительно небольшой возраст и гомогенность океанической коры по сравнению с континентальной вводили в заблуждение исследователей прежних лет, которые считали, что в отношении минерализации океаническая кора не является интересным объектом [126, 90]. Размер гидротермальных минеральных отложений независимо от скорости спрединга в значительной мере определяются особыми локальными структурными и термальными условиями. Этот вопрос будет рассмотрен в разделе "Тектонические подобстановки формирования крупных полиметаллических сульфидных отложений". Однако следующие четыре фактора наводят на мысль, что в центрах с малыми скоростями спрединга возможностей для аккумуляции крупных минеральных отложений больше, чем в центрах со средними и высокими скоростями спрединга:

а. Как показали расчеты, на океанических хребтах с малыми скоростями спрединга величина конвективной компоненты теплопереноса через океаническую кору ($15,1 \cdot 10^8$ кал \cdot см⁻²) больше, чем на хребтах с высокими скоростями спрединга ($11,5 \cdot 10^8$ кал \cdot см⁻²) [472] *.

б. В центрах с малыми скоростями спрединга ширина полосы той части океанической коры, которая остается вблизи источников тепла, способных приводить в движение высокоинтенсивные гидротермальные рудообразующие системы в осевой вулканической экстрозивной зоне и внутренних зонах активного растяжения, превосходит соответствующую ширину в центрах с высокими скоростями спрединга вплоть до десяти раз. Это повышает вероятность многостадийной аккумуляции гидротермальных минеральных отложений.

в. На ранней стадии раскрытия океанического бассейна относительно центра с малой скоростью спрединга в нем наблюдается ограниченная

* См. сноску на стр. 11.

циркуляция. Это благоприятствует консервации вещества при аккумуляции гидротермальных минералов, осаждающихся в виде частиц из непроницаемых гидротермальных систем, и формированию металлоносных осадков. Примерами являются стратиформные сульфидные образования впадин осевой зоны Красного моря (рис. 9, табл. 3), которые возникли при осаждении сульфидов из устойчиво стратифицированных рассолов, присутствующих в этих осевых впадинах.

г. Относительно глубокое расположение источников тепла, а также проникновение зон проницаемости на значительные глубины в океаническую кору на хребтах с малыми скоростями спрединга (рис. 10), по-видимому, благоприятствуют развитию проницаемых гидротермальных систем. Однако на этих хребтах имеются также и непроницаемые гидротермальные системы. В процессе деятельности проницаемых гидротермальных систем сохраняются масса и энергия, транспортируемые посредством конвективной циркуляции первичных гидротермальных растворов. Это происходит вследствие осаждения основной части растворенных веществ в виде твердых гидротермальных минеральных отложений ниже уровня дна в пределах океанической коры. В противоположность центрам с малыми скоростями спрединга в океанической коре центров со средними и высокими скоростями спрединга источники тепла располагаются относительно неглубоко, а зоны проницаемости распространяются на сравнительно небольшую глубину (рис. 12). Это, по-видимому, благоприятствует развитию непроницаемых гидротермальных систем. Однако здесь имеются также и проницаемые гидротермальные системы. В процессе деятельности гидротермальных систем, и особенно в осевой вулканической экструзивной зоне, рассеиваются масса и энергия, транспортируемые посредством конвективной циркуляции первичных гидротермальных растворов. Это происходит вследствие выпадения в водной толще основной части растворенных веществ в виде взвешенных гидротермальных минералов. Здесь под действием движений воды этот материал рассеивается. Среднее содержание металлов в осадках, которое на океанических хребтах со средними и высокими скоростями спрединга заметно выше, чем на хребтах с малыми скоростями спрединга (рис. 6), может интерпретироваться как показатель того, что интенсивность гидротермальной деятельности на первых в целом выше, а также как относительный показатель соотношения поверхностного рассеяния металлов и их накопления ниже уровня дна.

Полиметаллическая сульфидная минерализация на дне и ниже уровня дна океана

В этом обзоре было описано три типа сульфидных отложений, которые известны по их проявлениям на океанском дне. К ним относятся:

1) Стратиформные сульфидные тела, отложившиеся в виде металлоносных осадков при выпадении минералов из первичных гидротермальных растворов непроницаемых гидротермальных систем, поступающих в океан из выходов на дне в восстановительных условиях, обусловленных ограниченной океанской циркуляцией и плотностной стратификацией, в осевых впадинах на ранней стадии раскрытия океанического бассейна относительно центра с малой скоростью спрединга; примером являются медно-железо-цинково-свинцовые отложения впадины Атлантис II в Красном море, масса которых достигает 32,5 млн. т (рис. 9; табл. 2, позиция 17; табл. 3).

2) Массивные сульфидные отложения в форме увенчанных трубами холмиков, осадившиеся из первичных гидротермальных растворов непроницаемых гидротермальных систем, разгружающихся на дне в условиях окислительной среды при свободной океанской циркуляции вдоль линейных отрезков осевых вулканических экструзивных зон центров со средними и высокими скоростями спрединга; примерами являются медно-железо-цинковые отложения Восточно-Тихоокеанского поднятия, каждое из которых в отдельности невелико (типичная масса порядка 1000 т; табл. 4), однако эти отложения многочисленны; на 20-километровом линейном отрезке осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия вблизи $12^{\circ}50'$ с. ш. известно 84 таких отложения (24 активных и 60 реликтовых) со средним расстоянием между ними 200 м [185, 186, 187, 188] (табл. 2, позиция 52, а также позиции 25, 32, 34а, б, 39, 61).

3) Массивные сульфидные отложения в форме сросшихся, увенчанных трубами холмиков, осадившиеся из первичных гидротермальных растворов непроницаемых гидротермальных систем, разгружающихся на дне в условиях окислительной среды при свободной океанской циркуляции вдоль внутренних зон активного растяжения океанических хребтов со средними и высокими скоростями спрединга (рис. 12; тектоническая зона 2); примером является сравнительно крупное отложение массивных сульфидов меди, железа и цинка, расположенное на аномальном двухрифтовом линейном отрезке Галапагосского центра спрединга (табл. 2, позиция 40) [280].

Единственным известным типом сульфидных отложений ниже уровня дна в пределах слоя 2 океанической коры (рис. 3) в центрах спрединга океанского дна является ассоциация сульфидов меди, железа и цинка в виде вкрапленности и прожилков, которая проявляет черты, свойственные минерализации штокверкового типа. Примером являются отложения, обнажающиеся в стенках экваториальных зон разломов с большими смещениями линейных отрезков океанических хребтов, характеризующихся малыми скоростями спрединга (табл. 2, позиции 14, 15, 21а, б). Образцы такого типа минерализации были также извлечены при бурении на океаническом хребте со средней скоростью спрединга (табл. 2, пози-

ция 42). Массивные сульфидные залежи ниже уровня океанского дна в центрах спрединга до сих пор не были обнаружены, и возникает вопрос: существуют ли они вообще? Ответ на этот вопрос связан с решением проблемы пространства, поскольку такие залежи имеют линзовидную форму с горизонтальными и вертикальными размерами до сотен метров. Существуют две возможности образования массивных сульфидных залежей ниже уровня океанского дна: 1) сульфиды могут концентрироваться на океанском дне при осаждении из первичных гидротермальных растворов, поступающих на дно в осевой вулканической экструзивной зоне непосредственно из непроницаемой гидротермальной системы; впоследствии они могут перекрываться лавовыми излияниями и включаться в ограниченные сбросами блоки, формирующиеся в краевых зонах активного растяжения; 2) сульфиды могут концентрироваться в пределах слоя 2 океанической коры при осаждении из первичных гидротермальных растворов проницаемых гидротермальных систем в тех местах, где высокая проницаемость благоприятствует смешению первичных гидротермальных растворов с океанской водой ниже уровня дна, и где в вулканокластических породах (таких, как гиалокластиты) в виде мелких зерен и в составе стекол присутствуют относительно неустойчивые минеральные фазы, которые могут подвергаться замещению продуктами гидротермальной деятельности [Дж. Хоннорез, личное сообщение, 304]; примером разреза океанической коры, благоприятного для образования залежей массивных сульфидов путем гидротермального замещения, является разрез с преобладанием вулканического стекла, базальтового песка и гравия, пробуренный скважиной DSDP 396 вблизи оси Срединно-Атлантического хребта на 22° с. ш. [387, 388].

При отсутствии ниже уровня океанского дна пространства, которое могло бы вместить залежь массивных сульфидов в том месте, где происходит смешение океанской воды с первичными гидротермальными растворами, следует ожидать осаждения сульфидных минералов в имеющихся более мелких пространствах. При этом вместо компактной, богатой залежи массивных сульфидных руд будут образовываться бедные руды вкрапленного и штокверкового типов. Места вблизи пересечения трансформных разломов, смещающих отрезки хребтов на большие расстояния (более чем на 30 км), с осевыми зонами самих океанических хребтов (табл. 2, позиции 14, 15, 21а, б) имеют особенное значение вследствие того, что они являются "окнами" для наблюдения гидротермальной минерализации в более глубоких слоях (2 и 3) океанической коры, чем обычно обнажаемой в краевых зонах активного растяжения. Базальты, которые обнажены в этих трансформных разломах большого смещения, в различной степени изменены — вплоть до зеленосланцевой и даже амфиболитовой фаций метаморфизма. В минерализованных участках измененные базальты пересечены сетью сульфидных жил, толщина которых

обычно составляет менее 1 мм, однако местами достигает нескольких миллиметров. Сульфидная минерализация (преимущественно пирит, халькопирит и пирротин) присутствует не только в этих жилах, но встречается также в виде изолированных агрегатов, рассеянных в породе. Cu—Fe-сульфидная минерализация в метабазах напоминает вкрапленный и штокверковый типы сульфидной минерализации в вулканогенных породах на суше [55].

Сочетание вкрапленной и штокверковой минерализации в метабазах напоминает сульфидную минерализацию, наблюдаемую на медно-порфировых месторождениях, которые представляют собой крупные (порядка 100 млн. т) тела бедных (с содержанием меди меньше 1 %) руд на суше [212, 440]. Это сходство существует несмотря на то, что минерализация в базальтовом слое 2 океанической коры, напоминающая медно-порфировую (рис. 3) и формирующаяся на дивергентных границах плит (в центрах спрединга океанского дна), по тектонической обстановке и по составу вмещающих пород отличается от медно-порфировых месторождений в андезитовых вулканических породах, ассоциирующихся с монцитонитовыми, кварц-монцитонитовыми или диорит-порфировыми интрузиями в островных дугах и на континентальных окраинах на конвергентных границах плит. Сходство характера минерализации, наблюдаемой в этих диаметрально противоположных тектонических обстановках образования и деструкции коры, по-видимому, не является случайным. В истории участка океанической коры количество тепла, необходимое для высокоинтенсивной гидротермальной активности, результатом которой является минерализация типа медно-порфировой, имеется только тогда, когда кора затвердевает как часть литосферы в центре спрединга океанского дна (примерно $36 \cdot 10^8$ кал \cdot см⁻² [472]) или когда кора подвергается частичному плавлению в процессе субдукции на конвергентной границе плит. При частичном плавлении подвергающейся субдукции океанической коры выделяются тепло и вещества, переносимые вверх магмой и летучими компонентами, которые при прохождении через вышележащие породы верхней мантии и коры переходного и континентального типа смешиваются с ними, формируя в вулканических островных дугах и на континентальных окраинах медно-порфировое оруднение второй генерации [405, 291].

*Тектонические подобнообстановки формирования
крупных полиметаллических сульфидных отложений
в центрах спрединга океанского дна*

Особенно благоприятны для потенциального образования крупных по размеру сульфидных отложений с массой порядка 10 млн. т две из локальных тектонических подобнообстановок в центрах спрединга океанского дна в периоды, когда в них предельно локализованы аномальные струк-

турные и термальные условия, способствующие возникновению высокоинтенсивных рудообразующих гидротермальных систем. Первую из этих двух тектонических подобстановок представляют впадины, расположенные вдоль линейных отрезков осевой вулканической экструживной зоны вблизи трансформных разломов (рис. 7) на ранней стадии раскрытия океанического бассейна относительно центра спрединга независимо от скорости спрединга. Примерами являются отложения впадины Атлантик II Красного моря и впадина Гуаймас Калифорнийского залива (рис. 9, табл. 2, позиции 17, 32). Во впадине Атлантик II минеральные вещества первичных гидротермальных растворов, поступающих из непроницаемой гидротермальной системы, сохраняются вследствие того, что они выпадают и осаждаются в виде взвешенного вещества в восстановительных условиях. Такие условия, поддерживаемые плотностной стратификацией во впадине и ограниченной океанской циркуляцией, сделали возможным накопление крупной по размерам стратиформной залежи (32,5 млн. т; табл. 3), под которой возможно нахождение сульфидной минерализации штокверкового типа. Отложение во впадине Атлантик II — самое крупное из известных на сегодняшний день отложений в центрах спрединга океанского дна. Во впадине Гуаймас отдельные холмики массивных сульфидов на дне имеют небольшие размеры (масса каждого из них составляет приблизительно 1000 т). Однако существует возможность для накопления более крупных тел массивных вкрапленных и штокверковых сульфидных руд в подстилающей толще осадков, где реакции между первичными гидротермальными растворами и карбонатными минералами могут увеличивать значение рН и вызывать выпадение сульфидов из растворов.

Вторая из двух тектонических подобстановок особенно благоприятна для концентрации крупных сульфидных отложений. Она предполагает наличие крайне локализованных аномальных структурных и термальных условий, которые возникают во внутренних зонах активного растяжения (рис. 7) на развитой стадии раскрытия океанического бассейна независимо от скорости спрединга. Примерами являются отложения гидротермального поля TAG на стенке рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта; здесь можно предполагать наличие сульфидной минерализации вкрапленного и штокверкового типов ниже уровня океанского дна (рис. 10). Другой пример — двухрифтовый отрезок Галапагосского центра спрединга, где на океанском дне расположено сульфидное отложение, масса которого предварительно оценена в 10 млн. т (рис. 12; табл. 2, позиции ба–в, 40). Канализованное движение гидротермальных растворов и локализованная их разгрузка вдоль зон крупных сбросов, ограничивающих блоки во внутренних зонах активного растяжения близ магматических источников тепла, играет важную роль в рудоотложении. В случае проницаемых гидротермальных систем они способству-

ют концентрации сульфидной минерализации вкрапленного и штокверкового типов в тех местах ниже уровня океанского дна, где океанская вода смешивается с первичными гидротермальными растворами (примером является гидротермальное поле TAG; рис. 10; табл. 2, позиции ба—в), а в случае непроницаемых гидротермальных систем они способствуют формированию залежей массивных сульфидов в тех местах, где первичные гидротермальные растворы, изливаясь на океанское дно, попадают либо в окислительную обстановку при свободной океанской циркуляции (примером является двухрифтовый отрезок Галапагосского центра спрединга; рис. 12, табл. 2, позиция 40), либо в восстановительную обстановку при ограниченной циркуляции.

Распространенность гидротермальных минеральных отложений в центрах спрединга океанского дна

В настоящее время в центрах с малыми скоростями спрединга известно 32 места, где имеются гидротермальные отложения (15 из 32 мест расположено в Красном море), в центрах со средними и высокими скоростями спрединга — 24 таких места (рис. 1; табл. 2). В этот подсчет не вошли осадки с низким содержанием металлов, которые широко распространены в базальном и поверхностном слоях осадочной толщи океанических хребтов. Признавая, что современное состояние знаний о распространении гидротермальных минеральных отложений в центрах спрединга океанского дна (рис. 1; табл. 2) является артефактом ранней стадии исследования таких отложений и не характеризует действительную частоту их встречаемости, для оценки распространенности были предприняты разнообразные подходы. Под распространенностью здесь понимается распространенность полей гидротермальных отложений, а не расстояние между отдельными отложениями в пределах поля.

Актуалистический подход предполагает, что представление о распространении гидротермальных отложений и гидротермальных систем вдоль неисследованных отрезков центров спрединга можно получить, основываясь на распространении гидротермальных минеральных отложений или активных высокоинтенсивных гидротермальных систем, способных концентрировать такие отложения, вдоль исследованных отрезков центров спрединга океанского дна. Вдоль 1600-километрового сегмента осевой зоны Срединно-Атлантического хребта между 12 и 27° с. ш. были проведены систематические исследования. В них входили магнитная съемка, которая указывала на наличие гидротермальных минеральных отложений [347, 348, 354], драгировки, подтверждавшие их наличие, а также измерения $\delta^3\text{He}$ в столбе воды для определения участков гидротермальной активности. Помимо отложений гидротермального поля TAG на 26° с. ш. было установлено наличие пяти гидротермальных

минеральных отложений (двух активных и трех реликтовых). Среднее расстояние между ними составляет 265 км (рис. 1; табл. 2, позиции ба-в, 7, 8, 11, 12, 13) [352, 353]. Вдоль 250-километровой неовулканической рифтовой зоны Исландии имеется 17 активных гидротермальных систем [321, 324]. Их расположение позволяет предполагать, что среднее расстояние между такими системами вдоль океанического хребта с малой скоростью спрединга составляет 15 км. Наблюдаемое отсутствие крупных по размерам металлоносных минеральных отложений в местах гидротермальных проявлений в Исландии не следует принимать во внимание. Оно попросту может отражать тот факт, что в метеорных пресных водах большинства этих систем концентрации хлорид-иона и иона магния незначительны, тогда как в соленых океанских водах они сравнительно велики. Участие этих ионов является решающим при переносе металлов в составе хлоридных комплексов и создании кислой среды при обменных реакциях с вмещающими породами, что рассматривалось выше в разделе "Рудообразующие процессы в высокоинтенсивных гидротермальных системах, расположенных ниже уровня океанского дна". Кроме того, более высокие давления флюидов в субмаринных гидротермальных системах по сравнению с субаэральными препятствуют их фазовым переходам и благоприятствуют удерживанию металлов в растворе вплоть до осаждения в виде сосредоточенных отложений на сравнительно небольших глубинах в пределах океанической коры или на ее поверхности. Наличие по крайней мере 14 активных гидротермальных систем вдоль 900-километровой длины северной части Красного моря [16] указывает на то, что среднее расстояние между такими гидротермальными системами на ранней стадии раскрытия океанического бассейна относительно центра с малой скоростью спрединга составляет 64 км. Аномалии температуры воды, интерпретируемые как гидротермальные, свидетельствуют о том, что вдоль 350-километрового сегмента хребта Хуан-де-Фука со средней скоростью спрединга, расположенного в северо-западной части Тихого океана, на каждые 100 километров приходится одна активная гидротермальная система [103].

Другой подход к оценке распространенности гидротермальных отложений представляет собой рассмотрение теплового режима центров спрединга океанского дна с учетом ограничений, накладываемых тепловым балансом, рассчитанным на основе данных полевых измерений или теоретических моделей. Что касается рассчитанных тепловых балансов, то Моттлом [299] была проведена такая оценка для высокоинтенсивного гидротермального поля, подобного полю на Восточно-Тихоокеанском поднятии на 21° с. ш. (табл. 2, позиции 34а, б). Он пришел к выводу, что такое поле должно встречаться через каждые 100 км вдоль океанических хребтов со средними и высокими скоростями спрединга. При этом принимался установившийся тепловой режим, а расчет основывал-

ся на том, что эпизодическая конвективная потеря тепла ($20 \cdot 10^{15}$ кал \cdot год $^{-1}$ для 12 гидротермальных выходов на 800-метровом участке вдоль оси [273]) примерно в 10 раз превышает количество магматического тепла, выделяемого при формировании новой коры ($1,8 \cdot 10^{15}$ кал \cdot год $^{-1}$ [416, 414]). Количество и размер отложений в пределах такого гидротермального поля до сих пор точно не определены, однако предполагается, что на поле может присутствовать от 10 до 100 холмиков, содержащих массивные сульфиды, масса и состав которых сходны с приведенными в табл. 4. Турекьян и др. [448] рассчитали, что на один километр длины хребтов со средними и высокими скоростями спрединга приходится один гидротермальный выход типа "черный курильщик". Такая оценка удовлетворяет термальным ограничениям, следующим из проведенного этими исследователями расчета величины среднего времени циркуляции растворов в высокоинтенсивной гидротермальной системе, которая составляет 40 лет. Это время было определено на основе распределения природных радиоактивных изотопов ^{226}Ra , ^{228}Ra , ^{210}Pb , ^{14}C в воде и моллюсках в Галапагосском центре спрединга. Используя физические параметры, следующие из модели проникновения воды (средний уровень тепловой энергии, глубину проникновения, а также температуру пород, являющихся источниками тепла), автор этой модели Листер предсказал, что вдоль континентальных рифтовых зон с малыми скоростями спрединга активная гидротермальная площадь приходится на каждые 100 км, вдоль океанических хребтов с малыми скоростями спрединга, подобных Срединно-Атлантическому хребту, — на каждые 30 км, вдоль океанических хребтов со средними и высокими скоростями спрединга, подобных Восточно-Тихоокеанскому поднятию, — на каждые 3 км [244] .

Еще один подход использует аналогию между офиолитами и океанической корой в центрах спрединга океанского дна. При этом принимается, что для моделирования распространенности отложений массивных сульфидов вдоль центров спрединга океанского дна может быть использовано известное распределение таких залежей в некоторых офиолитовых поясах. В качестве основы для такой оценки ее автор Канн [78] использовал известное распространение одиннадцати залежей массивных сульфидов в северном крыле офиолитового комплекса Троодос, где одно отложение приходится на каждые 20 км 2 поверхности коры. Средняя масса сульфидных залежей Кипра составляет около 3 млн. т, а к настоящему времени в вулканическом блоке офиолитового комплекса Троодос открыто 13 залежей с запасами от 0,5 до 15 млн. т. По аналогии с Кипром на 100-километровом участке океанического хребта с полускоростью спрединга 1 см в год за 1 млн. лет должно генерироваться 2000 км 2 коры, содержащей 100 отложений массивных сульфидов. Оценивая, какое количество из этих 100 отложений обнажается на поверх-

ности дна в любой момент времени в течение периода от образования отложения до его перекрытия лавовыми потоками, Канн [78] пришел к заключению, что на каждые 100 км длины океанического хребта на дне должно обнажаться одно массивное сульфидное отложение.

Из целого спектра подходов к оценке распространенности гидротермальных систем, способных концентрировать минеральные отложения, прямой противоположностью непосредственному исследованию центров спрединга океанского дна является умозрительный подход, при котором предположения делаются на базе профессиональных знаний. Основываясь на своих глубоких исследованиях физики геотермальных систем, Дж. Элдер заявляет: "Трудно представить себе, что океанские геотермальные районы являются более или менее обычными для районов формирования океанической коры и что они действительно более многочисленны, чем геотермальные районы на суше" ([142], с. 76).

Оценки распространенности гидротермальных минеральных отложений или высокоинтенсивных гидротермальных систем, способных концентрировать такие отложения в центрах спрединга океанского дна, сделанные на основе всех подходов — от актуалистического до умозрительного, — показывают, что вдоль центров с низкими скоростями спрединга расстояния между такими отложениями (или системами) составляют от 15 до 265 км, а вдоль центров со средними и высокими скоростями спрединга — от 1 до 100 км. Распространение гидротермальных минеральных отложений по мере удаления от центра спрединга зависит от продолжительности существования особых структурных и термальных условий, контролирующих высокоинтенсивную гидротермальную активность в центре спрединга океанского дна. Предварительные находки говорят о том, что в стенках рифтовых долин океанских хребтов с малой скоростью спрединга (примером является гидротермальное поле TAG на Срединно-Атлантическом хребте; табл. 2, позиции ба–в) эти особые структурные и термальные условия могут существовать с перерывами в течение по крайней мере 1 млн. лет. При средней полускорости спрединга (1,3 см в год) полоса гидротермальной минерализации в океанической коре может распространяться по обе стороны от оси центра спрединга на расстояние, эквивалентное возрасту коры по крайней мере 1 млн. лет (10 км). Другие находки свидетельствуют, что особые структурные и термальные условия могут перемещаться вдоль линейных отрезков осевой вулканической экструзивной зоны океанических хребтов со средними и высокими скоростями спрединга со скоростью порядка 10 м в год на расстояния порядка 10 км (например, на Восточно-Тихоокеанском поднятии на 21° с. ш.; табл. 2, позиции 34а, б). Сочетание такого перемещения вдоль оси центра с перемещением самого центра спрединга, которое происходит в направлении, поперечном к оси, может привести к возникновению сложной системы отложений на удалении от центра спре-

динга. Отложения могут перекрываться внеосевыми вулканическими излияниями, а также осадками. В том случае, если они остаются обнаженными и на них воздействует океанская вода, они подвергаются химическим изменениям и физической дезинтеграции. Отложения, сформировавшиеся на ранней стадии раскрытия океанического бассейна относительно центра спрединга, подобные стратиформным сульфидным залежам впадины Атлантик II в Красном море (рис. 9, табл. 3), могут чередоваться в разрезе с лавовыми потоками или силлами, а также могут быть погребены под километровыми толщами осадков пассивных окраин раскрывающихся океанических бассейнов, подобных Атлантическому океану. До тех пор пока такие залежи благодаря последующим тектоническим явлениям не будут обнажены, их исследование и разработка связаны с большими трудностями. Прогнозированию характера распределения рудных залежей в океанической коре как вдоль центра спрединга, так и вкрест его простирания может помочь прогресс в понимании связи между магматическими очагами, плутоническими и вулканическими циклами, тектоническими циклами, высокоинтенсивной гидротермальной деятельностью и гидротермальной минерализацией. Систематическое применение методов комплексного исследования еще приведет к открытию многочисленных гидротермальных отложений. Однако вследствие крайней локализации аномальных структурных и термальных условий, необходимых для поддержания деятельности высокоинтенсивных рудообразующих гидротермальных систем в центрах спрединга океанского дна, а также для сохранения гидротермальных преципитатов, распределение крупных по размерам гидротермальных отложений в океанической коре будет оставаться спорадическим.

*Гидротермальная минерализация
в тектонических обстановках, не относящихся
к центрам спрединга океанского дна*

Распространение расположенных ниже уровня дна гидротермальных конвекционных систем, способных концентрировать гидротермальные минеральные отложения, не ограничивается только центрами спрединга океанского дна. Они могут встречаться всякий раз, когда имеются составляющие их компоненты (вулканогенный источник тепла, океанская вода, проницаемая порода). Примерами расположенных вне центров спрединга океанского дна субмаринных тектонических обстановок, в которых могут встречаться рудообразующие гидротермальные конвекционные системы, являются места проявления внеосевого или внутриплитного вулканизма. К таким местам относятся подводная гора Лоихи вблизи острова Гавайи (табл. 2, позиция 46 [279]), а также вулканические островные дуги, подобные хребту Тонга — Кермадек в западной

части Тихого океана [109]. Действительно, в процессе лабораторных экспериментов по взаимодействию океанской воды с толеитовым базальтом из центра спрединга и с андезитом, характерным для вулканической островной дуги, при температурах между 200 и 500°С, массовых отношениях "вода/порода" 5 и 50 и давлении 1000 бар образовывались по существу аналогичные, потенциально рудообразующие растворы [171]. Из лабораторных экспериментов следует, что при образовании сходных гидротермальных минеральных отложений в столь различных тектонических обстановках, как центры спрединга океанского дна и вулканические островные дуги, величины конвективного тепло- и массопереноса могут быть достаточно близкими. В течение долгого времени геологи считали, что местами гидротермальной минерализации являются возрожденные подводные кальдеры независимо от своего положения относительно центра спрединга [156]. Фаза покоя активной вулканической кальдеры при сравнительно небольшой глубине океана (менее 2 км) является благоприятным периодом для развития двухфазовой гидротермальной системы. В результате деятельности такой системы на дно изливаются обогащенные металлами растворы с высокой соленостью, формируя стратифицированный по плотности рассол. Этот рассол скапливается в кальдере и создает условия, благоприятные для аккумуляции крупной стратиформной сульфидной залежи. Такая стратиформная сульфидная залежь может быть аналогична отложению впадины Атлантик II (табл. 2, 3, позиция 17; рис. 9), которая также концентрируется из стратифицированного по плотности рассола. Однако рассол впадины Атлантик II образуется в совершенно другой тектонической обстановке, вследствие того, что однофазная гидротермальная система располагается вблизи эвапоритовых толщ.

Центры спрединга океанского дна представляют собой одну из целого ряда различных тектонических обстановок, в которых могут быть встречены компоненты расположенных ниже уровня океанского дна гидротермальных конвекционных систем, способных концентрировать гидротермальные минеральные отложения. Так что тектоническое положение само по себе не контролирует гидротермальную минерализацию и не является однозначно связанным с ней. Поэтому региональное тектоническое положение и местная тектоническая подобстановка используются в качестве концептуальной основы при рассмотрении гидротермальной минерализации в центрах спрединга океанского дна. Фактически же гидротермальная минерализация контролируется аномальными физическими и химическими условиями, способствующими развитию высокоинтенсивных рудообразующих гидротермальных систем, которые могут концентрировать сходные типы отложений в очень локализованных местах в пределах различных тектонических обстановок и подобстановок.

ВЫВОДЫ

Выявление в последние годы того факта, что в центрах спрединга океанского дна благодаря гидротермальным процессам концентрируются металлоносные минеральные отложения, явилось важным достижением. Оно помогло обнаружить в центрах спрединга активные точки, которые являются природными лабораториями для исследования процессов образования рудных компонентов таких экономически важных отложений, как отложения массивных сульфидов в вулканогенных породах на суше [156, 464, 161], и позволило изменить от бесперспективного до многообещающего прогноз металлоносного потенциала океанской коры, покрывающей две трети Земли как под океанами, так и на суше в виде офиолитовых поясов. Рассмотрение высокоинтенсивных рудообразующих гидротермальных конвекционных систем ниже уровня океанского дна с точки зрения соответствующих пространственных (общие структурные особенности; региональное тектоническое положение; местная тектоническая подобстановка, включающая аномальные структурные и термальные условия; проницаемые гидротермальные системы в сравнении с непроницаемыми) и временных (региональные тектонические и вулканические циклы; эпизоды, связанные с местными физическими и химическими явлениями) систем отсчета дает основу для осмысленных сравнений и приводит к однозначному пониманию процесса гидротермальной минерализации в центрах спрединга океанского дна.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарен К. Бострёму, Дж. Хоннорезу, Р. Кидду и Ф. Нейглу мл. за полезные рецензии, Г. Дерр за перепечатку рукописи. Хочется высказать слова глубокой признательности в адрес Программы исследований центров спрединга океанского дна Национальной администрации океана и атмосферы (NOAA) за финансовую поддержку.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ade-Hall, J.M., Palmer, H.C. and Hubbard, T.P., 1971. The magnetic and opaque petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration. *R. Astron. Soc. Geophys. J.*, 24: 137-174.
2. Amann, H., 1982. Technological trends in ocean mining. *Philos. Trans. R. Soc. London, A307*: 377-403.
3. Anderson, R.N., 1972. Petrologic significance of low heat flow on the flanks of slow spreading mid-ocean ridges. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 2947-2956.
4. Anderson, R.N. and Zoback, M.D., 1982. Permeability, underpressures, and convection in the oceanic crust near the Costa Rica Rift, eastern equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, 81: 2860-2868.
5. Anderson, R.N., Langseth, M.G. and Sclater, J.G., 1977. The mechanisms of heat transfer through the floor of the Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 82: 3391-3409.
6. Anderson, R.N., Hobart, M.A. and Langseth, M.G., Jr., 1979. Geothermal convection through oceanic crust and sediments in the Indian Ocean. *Science*, 204: 828-832.
7. Anderson, R.N., Honnorez, J., Becker, K., Adamson, A.C., Alt, J.C., Emmermann, R., Kempton, P.D., Kinoshita, H., Laverne, C., Mottl, M.J. and Newmark, R.L., 1982. DSDP hole 504B, the first reference section over 1 km through Layer 2 of the oceanic crust. *Nature*, 300: 589-594.
8. ARCYANA, 1975. Transform fault and rift valley from bathyscaph and diving saucer. *Science*, 190: 108-116.
9. Arnold, M. and Sheppard, S.M.F., 1981. East Pacific Rise at latitude 21°N: isotopic composition and origin of the hydrothermal sulphur. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56: 148-156.
10. Arrhenius, G.O.S., 1952. Sediments from the East Pacific. Reports of the Swedish Deep Sea Expedition 1947-1948. Goteborgs K. Vetensk. Vitterhetssam., 227 pp.
11. Arrhenius, G.O.S. and Bonatti, E., 1965. Neptunism and volcanism in the ocean. In: M. Sears (Editor), *Progress in Oceanography*. Pergamon, London, 3: 7-22.
12. Atwater, T.M., 1979. Constraints from the FAMOUS area concerning the structure of the oceanic section. In: M. Talwani, C.G. Harrison and D.E. Hayes (Editors), *Deep drilling results in the Atlantic Ocean. Ocean Crust*, 2: 33-42.
13. Austin, J.H., 1978. *Chase, Chance and Creativity*. Columbia Univ. Press, New York, NY, 237 pp.
14. Bäcker, H., 1975. Exploration of the Red Sea and Gulf of Aden during the M.S. "Valdivia" cruises "Erzschlamme A" and "Erzschlamme B". *Hannover Geol. Jahrb.*, D13: 3-78.
15. Bäcker, H., 1979. Metalliferous sediments of the Atlantis II Deep. In: *Offshore Mineral Resources. B.R.G.M., Orleans (France) Doc.*, 7: 319-338.
16. Bäcker, H. and Schoell, M., 1972. New deeps with brines and metalliferous sediments in the Red Sea. *Nat. Phys. Sci.*, 240: 153-158.
17. Ballard, R.D., 1980. Mapping the mid-ocean ridge. *Offshore Technol. Conf.*, Houston, TX, OTC Preprint 3682, 10 pp.
18. Ballard, R.D. and Francheteau, J., 1980. Volcanism and tectonics of the East Pacific Rise and their relationship to hydrothermal circulation. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 61: 992.
19. Ballard, R.D. and Francheteau, J., 1982. The relationship between active sulfide deposition and the axial processes of the mid-ocean ridge. *Mar. Tech. Soc. J.*, 16: 8-22.

20. Ballard, R.D. and Francheteau, J., 1984. Geologic processes of the mid-ocean ridge and their relationship to sulfide deposition. In: P.A. Rona, K. Boström, L. Laubier, and K.L. Smith (Editors), *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*. (NATO Conference Series, IV. Marine Sciences.) Plenum Press, New York (в печати)
21. Ballard, R.D. and Van Andel, T.H. 1977. Project Famous: operational techniques and American submersible operations. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 495–506.
22. Ballard, R.D., Morton, J. and Francheteau, J., 1981a. Geology and high temperature hydrothermal circulation of ultra-fast spreading ridge: East Pacific Rise at 20°S. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 62: 912.
23. Ballard, R.D., Francheteau, J., Juteau, T., Rangan, C. and Normark, W., 1981b. East Pacific Rise at 21°N: the volcanic, tectonic and hydrothermal processes of the central axis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55: 1–10.
24. Bannister, P.R., 1968. Determination of the electrical conductivity of the sea bed in shallow waters. *Geophysics*, 30: 995–1003.
25. Barnes H.L. (Editor), 1979. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Wiley-Interscience, New York, NY, 2nd ed., 798 pp. [имеется перевод: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Под ред. Х.Л. Барнса. – М.: Мир, 1982, 622 с.]
26. Batiza, R., Rosendahl, B.R. and Fisher, R.L., 1977. Evolution of oceanic crust, 3. Petrology and chemistry of basalts from the East Pacific Rise and the Siqueiros transform fault. *J. Geophys. Res.*, 82: 265–276.
27. Baturin, G.N. and Rozanova, T.V., 1975. Ore mineralization in the rift zone of the Indian Ocean. In: A.P. Vinogradov and G.B. Udintsev (Editors), *Rift Zones of the World Ocean*. Wiley-Halsted Press, New York, NY, pp. 431–441.
28. Beck, A.C. and Robertson, E.I., 1955. Geology and geophysics. In: *Geothermal Steam for Power*. N.Z. Dep. Sci. Ind. Res. Bull., 117: 15–19.
29. Becker, K. and Von Herzen, R.P., 1983. Heat transfer through the sediments of the Mounds hydrothermal area, Galapagos Spreading Center at 86°W. *J. Geophys. Res.*, 88: 995–1008.
30. Becker, K., Von Herzen, R.P., Francis, T.J.G., Anderson, R.N., Honnorez, J., Adamson, A.C., Alt, J.C., Emmermann, R., Kempton, P.D., Kinoshita, H., Laverne, C., Mottl, M.J. and Newmark, R.L., 1982. In-situ electrical resistivity and bulk porosity of the oceanic crust, Costa Rica Rift. *Nature*, 300: 594–598.
31. Becker, K., Langseth, M.G., Von Herzen, R.P. and Anderson, R.N., 1983. Deep crustal geothermal measurements, Hole 504B, Costa Rica Rift. *J. Geophys. Res.*, 88 (B4): 3447–3457.
32. Beiersdorf, H., Gundlach, H., Heye, D., Marchig, V., Meyer, H. and Schnier, C., 1982. "Heated" bottom water and associated Mn–Fe oxide crusts from the Clarion Fracture Zone southeast of Hawaii. In: K.A. Fanning and F.T. Manheim (Editors), *The Dynamic Environment of the Ocean Floor*. Lexington Books, Lexington, MA, pp. 359–368.
33. Bender, M., Broecker, W., Gornitz, V., Middel, U., Kay, R., Sur, S.S. and Biscaye, P., 1971. Geochemistry of three cores from the East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12: 425–433.
34. Bertine, K.K. and Keene, J.B., 1975. Submarine barite-opal rocks of hydrothermal origin. *Science*, 18: 150–152.
35. Betzer, P.R., Bolger, G.W., McGregor, B.A. and Rona, P.A., 1974. The Mid-Atlantic Ridge and its effect on the composition of particulate matter in the deep ocean. *Am. Geophys. Union Trans.*, 55: 293.
36. Biehler, S., 1971. Gravity studies in the Imperial Valley. In: *Cooperative geological-geophysical-geochemical investigations of geothermal resources in the imperial valley of California*. Univ. Calif. Riverside-IGPP Rept., 29–42.
37. Bignell, R.D., 1978. Genesis of the Red Sea metalliferous sediments. *Mar. Mining*, 1: 212–220.

38. Bignell, R.D., Cronan, D.S. and Tooms, J.S., 1976a. Red Sea metalliferous brine precipitates. *Geol. Assoc. Can., Spec. Pap.*, 14: 147-184.
39. Bignell, R.D., Cronan, D.S. and Tooms, J.S., 1976b. Metal dispersion in the Red Sea as an aid to marine geochemical exploration. *Inst. Mining Metall. Trans.*, 85: B273-B278.
40. Bischoff J.L., 1969. Red Sea geothermal brine deposits. In: E.T. Degens, D.A. Ross (Editors), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits of the Red Sea*. Springer, New York, NY, pp. 348-401 [имеется перевод: Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химия и генезис). - В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. Под ред. Э. Дегенса, Д. Росса. - М.: Мир, 1974, с. 157-193] .
41. Bischoff, J.L., 1980. Geothermal system at 21°N, East Pacific Rise: physical limits on geothermal fluid and role of adiabatic expansion. *Science*, 207: 1465-1469.
42. Bischoff, J.L. and Dickson, F.W., 1975. Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bars: implications for origin of seafloor heavy metal deposits and regulation of seawater chemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25: 385-397.
43. Bischoff, J.L. and Henyey, T.L., 1974. Tectonic elements of the central part of the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85: 1893-1904.
44. Bischoff J.L., Manheim F.T., 1969. Economic potential of the Red Sea heavy metal deposits. In: E.T. Degens, D.A. Ross (Editors), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits of the Red Sea*. Springer, New York, NY, pp. 535-549 [имеется перевод: Бишофф Дж., Мангейм Ф. Промышленное значение рудных месторождений Красного моря. - В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. Под ред. Э. Дегенса, Д. Росса. - М.: Мир, 1974, с. 271-276] .
45. Bischoff, J.L. and Rosenbauer, R.J., 1977. Recent metalliferous sediment in the North Pacific manganese nodule area. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 33: 379-388.
46. Björnsson, S., Arnorsson, S. and Tómasson, J., 1972. Economic evaluation of Reykjanes thermal brine area, Iceland. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 56, 2380-2391.
47. Björnsson, A., Johnsen, G., Sigurdsson, S., Thorbergsson, G. and Tryggvason, E., 1979. Rifting of the plate boundary in north Iceland, 1975-1978. *J. Geophys. Res.*, 84: 3029-3038.
48. Björnsson, A., Saemundsson, K., Einarsson, P., Tryggvason, E. and Gronvold, K., 1977. Current rifting episode in north Iceland. *Nature*, 226: 318-323.
49. Bolger, G.W., 1976. Chemical evidence that the Mid-Atlantic Ridge is a source of hydrothermally derived suspended particulate material to the deep Atlantic. Masters Thesis, Univ. of South Florida, St. Petersburg—Office of Naval Research, Contr. N00014-72-A-0363-0001, 145 pp. (unpublished).
50. Bolger, G.W., Betzer, P.R. and Gordeev, V.V., 1978. Hydrothermally-derived manganese suspended over the Galapagos Spreading Center. *Deep-Sea Res.*, 25: 721-733.
51. Bonatti, E., 1975. Metallogenesis at oceanic spreading centers. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 3: 401-431.
52. Bonatti, E., 1981. Metal deposits in the ocean lithosphere. In: C. Emiliani (Editor), *The Sea, 7, The Oceanic Lithosphere*. Wiley, New York, NY, pp. 639-686.
53. Bonatti, E. and Joensuu, O., 1966. Deep-sea iron deposit from the South Pacific. *Science*, 154: 643-645.
54. Bonatti, E., Kraemer, T. and Rydell, H., 1972. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits. In: D. Horn (Editor), *Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor*. Natl. Sci. Found., Washington, D.C., pp. 149-165.
55. Bonatti, E., Guerstein-Honnorez, B.-M. and Honnorez, J., 1976a. Copper-iron sulfide mineralizations from the equatorial Mid-atlantic Ridge. *Econ. Geol.*, 71: 1515-1525.
56. Bonatti, E., Guerstein-Honnorez, B.-M., Honnorez, J. and Stern, C., 1976b. Hydrothermal pyrite concretions from the Romanche Trench (equatorial Atlantic): metallogenesis in oceanic fracture zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32: 1-10.

57. Bonatti, E., Kolla, V., Moore, W.S. and Stern, C., 1979. Metallogenesis in marginal basins: Fe-rich basal deposits from the Philippine Sea. *Mar. Geol.*, 32: 21–37.
58. Boström, K., 1973. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. *Stockh. Contrib. Geol.*, 24: 149–243.
59. Boström, K., 1980. The origin of ferromanganoan active ridge sediments. In: P.A. Rona and R.P. Lowell (Editors), *Seafloor Spreading Centers: Hydrothermal Systems*. (Benchmark Ser., 56.) Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA.) pp. 288–332.
60. Boström, K. and Peterson, M.N.A., 1969. The origin of aluminum-poor ferromanganoan sediments in the areas of high heat flow on the East Pacific Rise. *Mar. Geol.*, 7: 427–447.
61. Boström, K., Peterson, M.N.A., Joensuu, O. and Fisher, D.E., 1969. Aluminum-poor ferromanganoan sediments on active oceanic ridges. *J. Geophys. Res.*, 74: 3261–3270.
62. Boström, K., Joensuu, O., Valdes, S. and Riera, M., 1972. Geochemical history of South Atlantic Ocean sediments since late Cretaceous. *Mar. Geol.*, 12: 85–121.
63. Boström, K., Joensuu, O., Valdes, S., Charm, W. and Glaccum, R., 1976. Geochemistry and origin of East Pacific sediments sampled during DSDP Leg 34. *Deep-Sea Drilling Project Initial Repts.*, 34, U.S. Gov. Print. Off., Washington, DC, pp. 559–574.
64. Boulègue, J., Bougault, H. and Charlov, J.-L., 1980. Hydrothermal activity on the East Pacific Rise between 15°N and 7°S. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 61: 992.
65. Brandsdóttir, B. and Einarrson, P., 1979. Seismic activity associated with the September 1977 deflation of the Krafla central volcano in northeast Iceland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 6: 197–212.
66. Brevart, O., Dupre, B. and Allegre, C.J., 1981. Metallogenesis at spreading centers: lead isotope systematics for sulfides, manganese-rich crusts, basalts, and sediments from the CYAMEX and ALVIN areas (East Pacific Rise). *Econ. Geol.*, 76: 1205–1210.
67. Brewer, P.G., Spencer, D.W. and Robertson, D.E., 1972. Trace element profiles from the GEOSECS II test station in the Sargasso Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 16: 111–116.
68. Brewitt-Taylor, C.R., 1975. Self-potential prospecting in the deep oceans. *Geology*, 3: 541–542.
69. Broecker, W.S., 1965. An application of natural radon to problems in ocean circulation. *Symp. Diffusion in Oceans and Fresh Waters. Lamont-Doherty Geol. Obs.*, pp. 116–145.
70. Broecker, W.S., Li, Y.H. and Cromwell, J., 1967. Radium 226 and radon 222: concentration in Atlantic and Pacific oceans. *Science*, 158: 1307–1310.
71. Brooks R.R., Kaplan I.R., Peterson M.N.A., 1969. Trace element composition of Red Sea geothermal brine and interstitial water. In: E.T. Degens, D.A. Ross (Editors), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*. Springer, New York, NY, pp. 180–203 [имеется перевод: Брукс Р., Каплан И., Питерсон М. Микроэлементы термальных рассолов и иловых вод Красного моря. – В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. Под ред. Э. Дегенса, Д. Росса. – М.: Мир, 1974, с. 76–95].
72. Bruneau, L., Jerlov, N.G. and Koczy, F., 1953. Physical and chemical methods. *Swedish Deep-Sea Exped. Rept., III. Physics and Chemistry*, 4; Appendix, Physical and Chemical Data, pp. 101–102.
73. Bryan, W.B. and Moore, J.G., 1977. Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic Ridge rift valley near latitude 36°49'N. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 556–570.
74. Burnett, W.C. and Piper, D.Z., 1977. Rapidly-formed ferromanganese deposits from the Hess Deep, eastern Pacific. *Nature*, 265: 596–600.
75. Campbell, A.C. and Gieskes, J.M., 1982. Water column anomalies associated with seafloor hydrothermal activity in the Guaymas Basin, Gulf of California. *EOS, Trns. Am. Geophys. Union*, 63: (45): 1015.
76. Cann, J.R., 1971. Major element variations in ocean-floor basalts. *R. Soc. London Philos. Trans.*, A268: 495–505.

77. Cann, J.R., 1974. A model for oceanic crustal structure developed. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 39: 169-187.
78. Cann, J.R., 1980. Availability of sulfide ores in the ocean crust. *J. Geol. Soc. London*, 137: 381-384.
79. Cann, J.R., 1981. Ore deposits of the ocean crust. In: D.H. Tarling (Editor), *Economic Geology and Geotectonics*, Wiley, New York, NY, pp. 119-134.
80. Cann, J.R. and Strens, M.R., 1982. Black smokers fueled by freezing magma. *Nature*, 298: 147-149.
81. Cann, J.R. and Vine, F.J., 1966. An area on the crest of the Carlsberg Ridge: petrology and magnetic survey. In: M.N. Hill (Organizer), *A Discussion Concerning the Floor of the Northwest Indian Ocean*, series A., 259. *Philos. Trans. R. Soc. London*, pp. 198-217.
82. Cann, J.R., Winter, C.K. and Pritchard, R.G., 1977. A hydrothermal deposit from the floor of the Gulf of Aden. *Mineral. Mag.*, 41: 193-199.
83. CASM Research Group (Chase, R.L., Delaney, J.R., Johnson, H.P., Juniper, S.K., Karsten, J.L., Lupton, J.E., Scott, S.D. and Tunncliffe, V.), 1983. North caldera hydrothermal vent field, Axial seamount, Juan de Fuca Ridge. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 64:45: 723.
84. Cathles, L.M., 1981. Fluid flow and genesis of hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.*, 75th Anniv. Vol., pp. 424-457.
85. Chase, C.G., 1972. The n-plate problem of plate tectonics. *R. Astron. Soc. Geophys. J.*, 29: 117.
86. Christensen, J.I., 1972. The abundance of serpentinites in the oceanic crust. *J. Geol.*, 80: 709-719.
87. Chung, Y. and Craig, H., 1972. Excess-radon and temperature profiles from the eastern Equatorial Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14: 55-64.
88. Chung, Y., Finkel, R. and Kim, K., 1981. Hydrothermal ^{210}Pb on the East Pacific Rise at 21°N . *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 62: 913.
89. Clarke, W.B., Beg., M.A. and Craig, H., 1969. Excess ^3He in the sea: Evidence for terrestrial primordial helium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 6: 213-220.
90. Cloud, P., Bates, M., Chapman, J.D., Hendricks, S.B., Hubbert, M.K., Keyfitz, N., Lovering, T.S. and Ricker, W.E., 1969. *Resources and Man*. (Report by the Committee on Resources and Man, Natl. Acad. Sci.-Natl. Res. Council,) W.H. Freeman, San Francisco, CA, 200 pp.
91. Coleman, R.G., 1977. *Ophiolites*. Springer, New York, NY, 229 pp.
92. Converse, D.R., Holland, H.D. and Edmond, J.M., 1982. Hydrothermal flow rates at 21°N . *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 63, abstr., V551-4, 472.
93. Corliss, J.B., 1971. The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions. *J. Geophys. Res.*, 76: 8128-8138.
94. Corliss, J.B., Dymond, J., Lyle, M., Doerge, T., Crane, K., Lonsdale, P., Von Herzen, R.P. and Williams, D., 1976. Sediment mound ridges of hydrothermal origin along the Galapagos Rift (abs.). *Am. Geophys. Union Trans.*, 57: 935.
95. Corliss, J.B., Dymond, J., Lyle, M., Cobler, R., Williams, D., Von Herzen, R. and Van Andel, T., 1977. Observations of the sediment mounds of the Galapagos Rift during the "Alvin" diving program (abs.). *Geol. Soc. Am., Abstr. Programs*, 9: 937.
96. Corliss, J.B., Dymond, J., Gordon, L.I., Edmond, J.M., Von Herzen, R.P., Ballard, R.D., Green, K., Williams, D., Bainbridge, A., Crane, K. and Van Andel, T.H., 1979. Submarine thermal springs on the Galapagos rift. *Science*, 203: 1073-1083.
97. Corwin, R.F., Ebersole, W.C. and Wilde, P., 1970. A self potential detection system for the marine environment. *Offshore Technol. Conf.*, Houston, TX, OTC Pap., 1258.
98. Craig, H., 1981. Hydrothermal plumes and tracer circulation along the East Pacific Rise: 20°N to 20°S . *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 62: 893.

99. Craig, H. and Lupton, J.E., 1976. Primordial neon, helium and hydrogen in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31: 369-385.
100. Craig, H. and Lupton, J.E., 1981. Helium-3 and mantle volatiles in the ocean and the oceanic crust. In: C. Emiliani (Editor), *The Sea, 7, The Oceanic Lithosphere*. Wiley, New York, NY, pp. 391-428.
101. Craig, H., Clarke, W.B., and Beg, M.A., 1975. Excess ^3He in the deep water on the East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26: 125-132.
102. Crane, K., 1979. Hydrothermal stress drops and convective patterns at three mid-ocean spreading centers. *Tectonophysics*, 55: 215-238.
103. Crane, K., 1982. Press release. *Ocean Sci. News*, Washington, Nautilus Press, 24(45): 5.
104. Crane, K. and Ballard, R.D., 1980. The Galapagos rift at 86°W : structure and morphology of hydrothermal fields and their relationship to the volcanic and tectonic processes of the rift valley. *J. Geophys. Res.*, 85: 1443-1454.
105. Crane, K. and Normark, W.R., 1977. Hydrothermal activity and crustal structure of the East Pacific Rise at 21°N . *J. Geophys. Res.*, 82: 5336-5348.
106. Cronan, D.S., 1972. The Mid-Atlantic Ridge near 45°N , XVIII, Al, As, Hg, and Mn in ferruginous sediments from the median valley. *Can. J. Earth Sci.*, 9: 319-323.
107. Cronan, D.S., 1973. Basal ferruginous sediment cored during Leg 16, Deep Sea Drilling Project. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 16, U.S. Gov. Print. Off., Washington, DC, pp. 601-604.
108. Cronan, D.S., Damiani, V.V., Kinsman, D.J.J. and Thiede, J., 1974. Sediments from the Gulf of Aden and Western Indian Ocean. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, 24, U.S. Gov. Print. Off., Washington, DC, pp. 1047-1110.
109. Cronan, D.S., Glasby, G.P., Moorby, S.A., Thomson, J., Knedler, K.E. and McDougall, J.C., 1982. A submarine hydrothermal manganese deposit from the southwest Pacific island arc. *Nature*, 298: 456-458.
110. CYAMEX Scientific Team (J. Francheteau, H.D. Needham, P. Choukroune, T. Juteau, M. Seguret, R.D. Ballard, P.J. Fox, W. Normark, A. Carranza, D. Cordoba, J. Guerrero, C. Rangin, H. Bougault, P. Cambon, and R. Hekinian), 1979. Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. *Nature*, 277: 523-528.
111. CYAMEX (J. Francheteau, D. Needham, T. Juteau, and C. Rangin), 1980. Naissance d'un ocean. *Cent. Natl. Exploit. Oceans*, 86 pp.
112. CYAMEX Scientific Team (J. Francheteau, H.D. Needham, P. Choukroune, T. Juteau, M. Seguret, R.D. Ballard, P.J. Fox, W.R. Normark, A. Carranza, D. Cordoba, J. Guerrero and C. Rangin), 1981. First manned submersible dives on the East Pacific Rise at 21°N (Project RITA): general results. *Mar. Geophys. Res.*, 4: 345-379.
113. Davis, E.E. and Lister, C.R.B., 1977. Heat flow measured over the Juan de Fuca Ridge: evidence for widespread hydrothermal circulation in a highly heat transportive crust. *J. Geophys. Res.*, 82: 4845-4860.
114. Deffeyes, K.S., 1970. The axial valley: a steady-state feature of the terrain. In: H. Johnson and B.L. Smith (Editors), *The Megatectonics of Continents and Oceans*. Rutgers Univ. Press, Camden, NJ, pp. 194-222.
115. Degens, E.T. and Ross, D.A., (Editors) 1969. *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*. Springer, New York, NY, 600 pp.
116. Delaney, J.R., 1982. Generation of high-salinity fluids from seawater by two-phase separation (abstract). *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 63 (45): 1135-1136.
117. Delaney, J.R. and Cosens, B., 1982. Boiling and metal deposition in submarine hydrothermal systems. *Mar. Tech. Soc. J.*, 16: 62-66.
118. Delaney, J.R., Johnson, H.P. and Karsten, J.L., 1981. The Juan de Fuca Ridge, hot spot-propagating rift system: New tectonic geochemical and magnetic data. *J. Geophys. Res.*, 86(11): 747-750.

119. Delaney, J.R., Mogk, D.W. and Mottl, M.J., 1980. High-temperature, sulfide-bearing hydrothermal system on the Mid-Atlantic Ridge at 23.6°N. *Geol. Soc. Am., Abstr. Programs*, 12(7): 411.
120. Delaney, J.R., Mogk, D.W. and Cosens, B., 1982. Indirect evidence of boiling hydrothermal systems on the Mid-Atlantic Ridge. *EOS, Trans., Am. Geophys. Union*, 63: 472.
121. Delaney, J.R., Johnson, H.P., and Kingston, M.J., 1983. Sulfide samples from the Juan de Fuca Ridge at 47°57'N and 129°06'W. *Mar. Technol. Soc.—Inst. Electron. Electric. Eng., Proc.*, (in press).
122. Detrick, R.S., Williams, D.L., Mudie, J.D. and Sclater, J.G., 1974. The Galapagos spreading center: bottom water temperatures and the significance of geothermal heating. *R. Astron. Soc. Geophys. J.*, 38: 627–637.
123. Dewey, J.F. and Kidd, W.S.F., 1977. Geometry of plate accretion. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 960–968.
124. Dietrich, G. and Krause, G., 1969. The observations of the vertical structure of hot salty water by R.V. "Meteor". In: E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*. Springer, New York, NY, pp. 10–14.
125. Dietz, R.S., 1961. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, 190: 854–857.
126. Dietz, R.S., 1969. Ocean floor in the decade ahead. *Mar. Tech. Soc. J.*, 3(5): 68.
127. Дмитриев Л.В., Барсуков В.Л., Удинцев Г.Б. Рифтовые зоны океана и проблема рудообразования. — *Геохимия*, № 8, 1970, с. 935–944.
128. Donn, W.L. and Ninkovich, D., 1980. Rate of Cenozoic explosive volcanism in the North Atlantic Ocean inferred from deep sea cores. *J. Geophys. Res.*, 85: 5455–5460.
129. Dymond, J., Corliss, J.B., Heath, J.R., Field, C.W., Dasch, E.J. and Veeh, H.H., 1973. Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 3355–3372.
130. Eaby, J.S., and Clague, D.A., 1982. Preliminary description of basalt from the southern Juan de Fuca Ridge. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rep.*, 82-200C; 12 pp.
131. East Pacific Rise Study Group, 1981. Crustal processes of the mid-ocean ridge. *Science*, 213: 31–40.
132. Edmond, J.M., 1980. Ridge crest hot springs: the story so far. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 61: 129–131.
133. Edmond, J.M., 1982a. Hydrothermal activity at mid-ocean ridge axes. *Nature*, 290: 87–88.
134. Edmond, J.M., 1982b. Ocean hot springs: a status report. *Oceanus*, 25(2): 22–27.
135. Edmond, J.M., 1982c. The chemistry of ridge crest hot springs. *Mar. Tech. Soc. J.*, 16(3): 23–25.
136. Edmond, J.M. and Von Damm, K.L., 1982. Chemistry of hydrothermal solutions in the Guavmas Basin, Gulf of California. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 63(45): 1015.
137. Edmond, J.R., Von Damm, K. and McDuff, R.E., 1982. The chemistry of the hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal. *Nature*, 297: 187–191.
138. Edmond, J.M., Measures, C., McDuff, R.E., Chan, L.H., Collier, R., Grant, B., Gordon, L.I. and Corliss, J.B., 1979a. Ridge crest hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean: The Galapagos data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46: 1–18.
139. Edmond, J.M., Measures, C., Mangum, B., Grant, B., Sclater, F.R., Collier, R., Hudson, A., Gordon, L.I. and Corliss, J.B., 1979b. On the formation of metal-rich deposits at ridge crests. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46: 19–30.
140. Einarsson, P. and Brandsdóttir, B., 1980. Seismological evidence for lateral magma intrusion during the July 1978 deflation of the Krafla volcano in northeast Iceland. *J. Geophys.*, 47: 160–165.
141. Elder, J.W., 1967. Physical processes in geothermal areas. In: W.H.K. Lee (Editor), *Terrestrial Heat Flow*. Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. Ser., 8: 211–239.
142. Elder, J., 1981. *Geothermal Systems*. Acad. Press, New York, NY, 508 pp.

143. Elders, W.A., 1979. The geological background of the geothermal fields of the Salton Trough. In: W.A. Elders (Editor), *Geology and Geothermics of the Salton Trough*. Univ. Calif. (Riverside), Campus Mus. Contrib., 5, Geol. Soc. Amer. Guidebook, Field Trip, 7; 108 pp.
144. Fehn, V. and Cathles, L., 1979. Hydrothermal convection at slow-spreading mid-ocean ridges. *Tectonophysics*, 55: 239-250.
145. Fehn, V., Siegel, M.D., Robinson, G.R., Holland, H.D., Williams, D.L., Erickson, A.J. and Green, K.E., 1977. Deep-water temperatures in the FAMOUS area. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 488-494.
146. Finlow-Bates, T., 1980. The chemical and physical controls on the genesis of submarine exhalative ore bodies and their implications for formulating exploration concepts. A review. *Geol. Jahrb.*, D40: 131-168.
147. Finlow-Bates, T. and Large, D.E., 1978. Water depth as major control on the formation of submarine exhalative ore deposits. *Geol. Jahrb.*, D30: 27-39.
148. Flower, M.F.J., 1981. Thermal and kinematic control on ocean-ridge magma fractionation: contrasts between Atlantic and Pacific spreading axes. *J. Geol. Soc. London*, 138: 695-712.
149. Fournier, R.O. and Rowe, J.J., 1966. Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *Am. J. Sci.*, 264: 685-697.
150. Fox, P.J. and Opdyke, N.D., 1973. Geology of the oceanic crust: magnetic properties of oceanic rocks. *J. Geophys. Res.*, 78: 5139-5154.
151. Fox, P.J. and Gallo, D.G., 1981. Ridge-transform intersections: a general model for the bathymetry of fracture zones. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 62(45): 1049-1050.
152. Fox, P.J. and Stroup, J.B., 1981. The plutonic foundation of the oceanic crust. In: C. Emiliani (Editor), *The Sea, 7, The Oceanic Lithosphere*. Wiley-Interscience, New York, NY, pp. 119-218.
153. Francheteau, J. and Ballard, R.D., 1983. 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 Planet. Sci. Lett.*, 64: 93-116.
154. Francis, T.J.G., 1968. The detailed seismicity of mid-oceanic ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 4: 5139-5154.
155. Francis, T.J.G., 1981. Serpentinization faults and their role in the tectonics of slow spreading ridges. *J. Geophys. Res.*, 86(B12): 11616-11622.
156. Franklin, J.M., Lydon, J.W. and Sangster, D.F., 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Econ. Geol.*, 75th Anniv. Vol., pp. 485-627.
157. Freiberg, D.A., 1983. Geologic setting and origin of the Lucifer manganese deposit, Baja California Sur, Mexico. *Econ. Geol.*, 78: 931-943.
158. Fyfe, W.S. and Lonsdale, P., 1981. Ocean floor hydrothermal activity. In: C. Emiliani (Editor), *The Sea, 7, The Oceanic Lithosphere*. Wiley New York, NY, 589-638.
159. Garson, M.S. and Krs., M., 1976. Geophysical and geological evidence of the relationship of Red Sea transverse tectonics to ancient fractures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 169-181.
160. Garrels E.M., Mackenzie F.T., 1971. Evolution of Sedimentary Rocks. Norton, New York, NY, 397 pp. [имеется перевод: Гаррелс Р.М., Маккензи Ф.Т., Эволюция осадочных пород. - М.: Мир, 1974, 272 с.]
161. Geophysics Study Committee, 1981. Mineral resources: genetic understanding for practical applications. *Geophys. Res. Board, Natl. Res. Coun. National Acad. Press, Washington DC*, 119.
162. Girdler, R.W., 1970. A review of Red Sea heat flow. *Roy. Soc. (London) Phil. Trans. A*, 267: 191-203.
163. Girdler, R.W. and Styles, P., 1974. Two-stage Red Sea floor spreading. *Nature*, 247: 7-11.
164. Gregory, R.T. and Taylor, H.P., Jr., 1979. A petrologic and stable isotope study of the Oman ophiolite-implications for origin and metamorphism of the oceanic crust (abstr.). *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 7: 435.

165. Gregory, R.T. and Taylor, H.P., Jr., 1981. An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Semail ophiolite, Oman: evidence for $\delta^{18}\text{O}$ buffering of the oceans by deep (> 5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, 86: 2737–2755.
166. Green, K.E., Von Herzen, R.P. and Williams, D.L., 1981. The Galapagos Spreading Center at 86°W: a detailed geothermal field study. *J. Geophys. Res.*, 86: 979–986.
167. Grill, E.V., Chase, R.L., Macdonald, R.D., and Murray, J.W., 1981. A hydrothermal deposit from Explorer Ridge in the northwest Pacific Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52: 142–150.
168. Haas, J.L., Jr., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressures. *Econ. Geol.*, 60: 940–946.
169. Haas, J.L., Jr., 1976. Thermodynamic properties of the coexistence phases and thermochemical properties of the NaCl component in boiling NaCl solutions. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1421-B: 71 pp.
170. Hahlbrock, U., 1979. Mining metalliferous mud in the Red Sea. *Ocean Ind.*, May issue: 45–48.
171. Hajash, A. and Chandler, G.W., 1981. An experimental investigation of high-temperature interactions between seawater and rhyolite, andesite, basalt and peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78: 240–254.
172. Hale, L.D., Morton, C.J. and Sleep, N.H., 1982. Reinterpretation of seismic reflection data over the East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.*, 87: 7707–7717.
173. Hall, J.M., 1976. Major problems regarding the magnetization of oceanic Crustal Layer 2. *J. Geophys. Res.*, 81: 4223–4230.
174. Hall, J.M. and Robinson, P.T., 1979. Deep crustal drilling in the North Atlantic Ocean. *Science*, 204: 573–586.
175. Harrison, C.G.A. and Bonatti, E., 1981. The oceanic lithosphere. In: C. Emiliani (Editor), *The Sea, 7. The Oceanic Lithosphere*. Wiley Interscience, New York, NY, pp. 21–48.
176. Hart, R.A., 1973. A model for chemical exchange in the basalt—seawater system of oceanic layer II. *Can. J. Earth Sci.*, 10: 799–816.
177. Hawkins, J.W., Jr., 1974. Geology of the Lau Basin, a marginal sea behind the Tonga Arc. In: C. Burk and C. Drake (Editors), *Geology of Continental Margins*. Springer, Berlin, pp. 505–520.
178. Hawkins, J.W., Jr., 1977. Petrologic and geochemical characteristics of marginal basin basalts. In: M. Talwani and W.C. Pitman III (Editors), *Island Arcs, Deep-Sea Trenches, and Back-Arc Basins*. (Maurice Ewing Series, 1) *Am. Geophys. Union*, pp. 355–365.
179. Haymon, R.M. and Kastner, M., 1981. Hot spring deposits on the East Pacific Rise at 21°N: preliminary description of mineralogy and genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53: 363–381.
180. Heath, G.R. and Dymond, J., 1977. Genesis and transformation of metalliferous sediments from the East Pacific Rise, Bauer Deep, and Central Basin, northwest Nazca Plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 723–733.
181. Hegarty, K.A., Jaward, R.D. and Anderson, R.N., 1980. Detailed multichannel analysis of the structure of a mounds-type hydrothermal area in the Mariana Trough. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 61: 364.
182. Hein, J.R. and Yeh, H.-W., 1979. Some effects of hydrothermal activity at the intersection of spreading centers and fracture zones on the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 11, *Abstr. Programs*, 7: 442.
183. Hekinian, R., Rosendahl, B.R., Cronan, D.S., Dimitriev, Y., Fodor, R.V., Goll, R.M., Hoffert, M., Humphris, S.E., Matten, D.P., Natland, J., Petersen, N., Roggenthen, W., Schrader, E.L., Srivastava, R.K. and Warren, N., 1978. Hydrothermal deposits and associated basement rocks from the Galapagos spreading center. *Oceanol. Acta*, 1: 473–482.
184. Hekinian, R., Fevrier, M., Bischoff, J.L., Picot, P. and Shanks, W.C., 1980. Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21°N. *Science*, 207: 1433–1444.

185. Hekinian, R., Fevrier, M., Needham, H.D., Avedek, F. and Carribon, P., 1981. Sulfide deposits: East Pacific Rise near 13°N. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 62: 913.
186. Hekinian, R., Francheteau, J., Renard, V., Ballard, R.D., Choukroune, P., Cheminée, J.L., Albarede, F., Minster, J.F., Charlou, J.L. Marty, J.C. and Boulègue, J., 1982. Intense hydrothermal activity at the axis of the East Pacific Rise near 13°N: submersible witnesses of the growth of sulfide chimney. *Am. Geophys. Union, Program Fall Annu. Meet.*, 54.
187. Hekinian, R., Fevrier, M., Avedik, F., Cambon, P., Charlou, J.L., Needham, H.D., Raillard, J., Boulegue, J., Merlivat, L., Moinet, A., Manganini, S. and Lange, J., 1983. East Pacific Rise near 13°N: geology of new hydrothermal fields. *Science*, 219: 1321-1324.
188. Hekinian, R., Renard, V. and Cheminée, J.L., 1984. Hydrothermal deposits on the East Pacific Rise near 13°N: geological setting and distribution of active sulfide chimneys. In: P.A. Rona, K. Boström, L. Laubier and K. Smith (Editors), *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*. (NATO Conference Series, IV. Marine Sciences.) Plenum Press, New York (in press).
189. Helgeson, H.C., 1964. *Complexing and Hydrothermal Ore Deposition*. Pergamon Press, New York, NY, 128 pp.
190. Helgeson, H.C., 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, 267: 729-804.
191. Hendricks R.L., Reisbeck F.B., Mahaffey E.J., Roberts D.B., Peterson M.N.A., 1969. Chemical composition of sediments and interstitial brines from the Atlantis II, Discovery, and Chain Deeps. In: E.T. Degens, D.A. Ross (Editors), *Hot brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*. Springer, New York, NY, pp. 407-440 [имеется перевод: Хендрикс Р., Рейсбек Ф., Махаффи Э., Робертс Д., Питерсон М. Химический состав осадков и иловых вод из впадин Атлантик II, Дискавери и Чейн. - В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. Под ред. Э. Дегенса, Д. Росса. - М.: Мир, 1974, с. 194-228].
192. Henley, R.W. and Thornley, P., 1979. Some geothermal aspects of polymetallic massive sulfide formation. *Econ. Geol.*, 74: 1600-1612.
193. Henyey, T.L. and Bischoff, J.L., 1973. Tectonic elements of the northern part of the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 315-330.
194. Hess, H.H., 1962. History of ocean basins. In: A.E.J. Engel (Editor), *History of Ocean Basins*. Geol. Soc. Am., Boulder, CO., 599, pp.
195. Hey, R., Duenebier, F.K. and Morgan, W.J., 1980. Propagating rifts on mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, 85: 3647-3658.
196. Hoffert, M., Perseil, A., Hekinian, R., Choukroune, P., Needham, A.D., Francheteau, J. and LePichon, X., 1978. Hydrothermal deposits sampled by diving saucer in Transform Fault "A" near 37°N on the Mid-Atlantic Ridge, FAMOUS area. *Oceanol. Acta*, 1: 73-86.
197. Hoffert, M., Person, A., Courtois, C., Karpoff, A.M. and Trauth, D., 1980. Sedimentology, mineralogy, and geochemistry of hydrothermal deposits from holes 424, 424A, 424B, and 424C (Galapagos Spreading Center). In: *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, 54. U.S. Gov. Print. Off., Washington DC, pp. 339-376.
198. Hollister, C.D., Ewing, J.I., et al., 1972. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, II. U.S. Gov. Print. Off., Washington, DC, 1077 pp.
199. Honnorez, J., 1981. The aging of the oceanic crust at low temperature. In: C. Emiliani (Editor), *The Oceanic Lithosphere (The Sea, 7)*, pp. 525-587.
200. Honnorez, J., Von Herzen, R.P. Barrett, T.J., Becker, K., Bender, M.L., Borelli, P.E., Hubberten, H.-W., Jones, S.C., Shunichiro, K., Laverne, C. Levi, S., Migdisov, A.A., Moorby, S.A. and Schrader, E.L., 1981. Hydrothermal mounds and young ocean crust of the Galapagos: preliminary Deep Sea Drilling Results, Leg 70. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1, 92: 457-472.
201. Horibe, Y., Kim, K-R. and Craig, H., 1982. Deep ocean hydrothermal vents in Mariana Trough. 5th Int. Conf. Isotope Geol., Nikko, Japan.

202. Horowitz, A. and Cronan, D.S., 1976. The geochemistry of basal sediments from the North Atlantic Ocean. *Mar. Geol.*, 20: 205-228.
203. Houtz, R. and Ewing, J., 1976. Upper crustal structure as a function of plate age. *J. Geophys. Res.*, 81: 2490-2498.
204. Hudson, A.G., Klinkhammer, G.P. and Craig, H., 1981. The distribution of hydrothermal manganese over the East Pacific Rise near 20°S. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 62: 912.
205. Humphris, S.E. and Thompson, G., 1978. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 107-125.
206. Hunt, J.M., Hayes, E.E., Degens, E.T. and Ross, D.A., 1967. Red Sea: detailed survey of hot brine areas. *Science*, 156: 514-516.
207. Hyndman, R.D., Von Herzen, R.P., Erickson, A.J. and Jolivet, J., 1976. Heat flow measurements in deep crustal holes on the Mid-Atlantic Ridge. *J. Geophys. Res.*, 81: 4053-4060.
208. Irving, E., Park, J.K., Haggerty, S.E., Aumento, F. and Loncarevic, B., 1970a. Magnetism and opaque mineralogy of basalts from the Mid-Atlantic Ridge at 45°N. *Nature*, 228: 974-976.
209. Irving, E., Robertson, W.A. and Aumento, F., 1970b. The Mid-Atlantic Ridge near 45°N, 6. Remanent intensity, susceptibility, and iron content of dredged samples. *Can. J. Earth Sci.*, 7: 1-13.
210. Jenkins, W.J., Edmond, J.M. and Corliss, J.B., 1978. Excess ³He and ⁴He in Galapagos submarine hydrothermal waters. *Nature*, 272: 156-158.
211. Jenkins, W.J., Rona, P.A. and Edmond, J.M., 1980. Excess ³He in the deep water over the Mid-Atlantic Ridge at 26°N: evidence of hydrothermal activity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49: 39-44.
212. Jensen, M.L. and Bateman, A.M., 1979. *Economic Mineral Deposits*. John Wiley, New York, NY, 3rd ed., 593 pp.
213. Johnsen, G.V., Björnsson, A. and Sigurdsson, S., 1980. Gravity and elevation changes caused by magma movement beneath the Krafla caldera, northeast Iceland. *J. Geophys.*, 47: 132-140.
214. Johnson, D.M., 1980. Crack distribution in the upper oceanic crust and its effects upon seismic velocity, seismic structure, formation permeability and fluid circulation. In: T. Donnelly, J. Francheteau, W. Bryan, P. Robinson, M. Flower, M. Salisbury, and others (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, II*, 51, 52, 53, U.S. Gov. Print. Off., Washington, DC, pp. 1479-1490.
215. Johnson, D.M. and Combs, J., 1976. Microearthquake survey of the Kolbourne Hole KGRA, south central New Mexico (abs.). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 8; Abstr. Programs, p. 942.
216. Johnson, H.P., Karsten, J.L., Vine, F.J., Smith, G. and Schonharting, G., 1982. A low-level magnetic survey over a massive sulfide ore body in the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Mar. Tech. Soc. J.*, 16(3): 76-80.
217. Jones, C.J., Johnson, H.P. and Delaney, J.R., 1981. Distribution of hydrothermal manganese over the Juan de Fuca Ridge. *Geophys. Res. Letters*, 8: 873-876.
218. Juteau, T., Eissen, J.P., Francheteau, J., Needham, D., Choukroune, P., Rangin, C., Séguret, M., Ballard, R.D., Fox, P.J., Normark, W.R., Carranza, A., Cordoba, D. and Guerrero, J., 1980. Homogeneous basalts from the East Pacific Rise at 21°N: Steady state magma reservoirs at moderately fast spreading centers. *Oceanol. Acta*, 3: 487-503.
219. Kanehira, K. and Tatsumi, T., 1970. Bedded cupriferous deposits in Japan, a review. In: T. Tatsumi (Editor), *Volcanism and Ore Genesis*. University of Tokyo Press, Tokyo, pp. 51-76.
220. Karig, D.E., 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76: 2542-2561.
221. Karl, D.M., Wirsén, C.O. and Jannasch, H.W., 1980. Deep-sea primary production at the Galapagos hydrothermal vents. *Science*, 207: 1345-1347.

222. Kastner, M. and Gieskes, J.M., 1981. Hydrothermal activity in the Guaymas Basin, Gulf of California. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 62: 914.
223. Kempe, D.R.C. and Easton, A.J., 1974. Metasomatic garnets in calcite (micarb) chalk at Site 215, southwest Indian Ocean. In: T.A. Davies, B.P. Luyendyk et al. (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 26, U.S. Gov. Print. Off., Washington, DC, pp. 593–599.
224. Kerr, R.A., 1981. Explorer's ocean drilling role expanded, *Science*, 213: 851–852.
225. Kidd, R.G.W., 1977. A model for the process of formation of the upper oceanic crust. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 50: 149–183.
226. Kirst, P.W. Petrology of metamorphic rocks from the Mid-Atlantic Ridge and fracture zones. Ph.D. thesis, Univ. of Miami (не опубликовано).
227. Klein, F.W., Einarsson, P. and Wyss, M., 1973. Microearthquakes on the Mid-Atlantic plate boundary on the Reykjanes Peninsula in Iceland. *J. Geophys. Res.*, 78: 5084–5099.
228. Klinkhammer, G., Bender, M. and Weiss, R.F., 1977. Hydrothermal manganese in the Galapagos rift. *Nature*, 269: 319–320.
229. Koski, R.A., Goodfellow, R. and Bouse, R.M., 1982. Preliminary description of massive sulfide samples from the southern Juan de Fuca Ridge. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rep.*, 82-200B, 11 pp.
230. Krauskopf K.B., 1956. Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 9: 1–32В [имеется перевод: Краускопф К. Факторы, контролирующие концентрации тринадцати редких металлов в морской воде. – В кн.: Геохимия литогенеза. – М.: ИЛ, 1963, с. 294–338] .
231. Krauskopf, K.B., 1957. Separation of manganese from iron in sedimentary processes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12: 61–84.
232. Kusznir, N.J., 1980. Thermal evolution of the oceanic crust; its dependence on spreading rate and effect on crustal structure. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 61: 167–181.
233. Lalou, C. and Brichet, E., 1982. Ages and implications of East Pacific Rise sulfide deposits at 21°N. *Nature*, 300: 169–171.
234. Lalou, C., Brichet, E., Poupeau, G., Romary, P. and Jehanno, C., 1979. Growth rates and possible age of a north Pacific manganese nodule. In: J.L. Bischoff and D.Z. Piper (Editors), *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province*. Plenum Press, New York, NY, pp. 815–834.
235. Lalou, C., Brichet, E., Jehanno, C. and Perez-Leclaire, H., 1983. Hydrothermal manganese oxide deposits from Galapagos mounds, DSDP Leg 70, hole 509B and "Alvin" dives 729 and 721. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 63: 63–75.
236. Langseth, M.G. and Von Herzen, R.P., 1971. Heat flow through the floor of the world oceans. In: A.E. Maxwell (Editor), *The Sea*, 4, Wiley-Interscience, New York, NY, pp. 299–352.
237. Law, S., Malahoff, A., Embley, R. and Fornari, D., 1981. Massive polymetallic sulfides of the Galapagos Rift. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 62: 1027.
238. Lawver, L.A. and Williams, D.L., 1979. Heat flow in the central Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 84: 3465–3478.
239. Leinen, M. and Anderson, R.N., 1981. Hydrothermal sediment from the Marianas Trough. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 62: 914.
240. Lichtman, G.S. and Eissen, J.-P., 1983. Time and space constraints on the evolution of medium-rate spreading centers. *Geology*, 11: 592–595.
241. Lister, C.R.B., 1972. On the thermal balance of an oceanic ridge. *R. Astron. Soc. Geophys. J.*, 26: 515–535.
242. Lister, C.R.B., 1974a. On the penetration of water in hot rock. *R. Astron. Soc. Geophys. J.*, 39: 465–509.
243. Lister, C.R.B., 1974b. Water percolation in the oceanic crust. *Am. Geophys. Union Trans.*, 55: 740–742.

244. Lister, C.R.B., 1976. Qualitative theory on the deep end of geothermal systems. In: 2nd U.N. Symp. on Development and Use of Geotherm. Resour., Proc., 1: 459-463.
245. Lister, C.R.B., 1977. Qualitative models of spreading-center processes, including hydrothermal penetration. *Tectonophysics*, 37: 203-218.
246. Lister, C.R.B., 1981. Rock and water histories during sub-oceanic hydrothermal events. *Oceanol. Acta, Suppl.*, 4: 41-46.
247. Lister, C.R.B., 1982. "Active" and "passive" hydrothermal systems in the oceanic crust: predicted physical conditions. In: K.A. Fanning and F. T. Manheim (Editors), *The Dynamic Environment of the Ocean Floor*. D.C. Heath, Lexington, MA, pp. 441-459.
248. Löfgren, C. and Boström, K., 1982. The origin of the volcanic component in active ridge sediments. In: K.A. Fanning and F.T. Manheim (Editors), *The Dynamic Environment of the Ocean Floor*. D.C. Heath, Lexington, MA, pp. 369-380.
249. Loncarevic, B.D., 1976. Brief review of exploration of the Mid-Atlantic Ridge near latitude 45°N, and partly annotated bibliography of the study area, 1960-1975. In: P.A. Rona (Editor), *Mid-Atlantic Ridge*. Geol. Soc. Am., Boulder, CO. Microform Pub. 5, 488 pp.
250. Lonsdale, P.F., 1977. Structural geomorphology of a fast-spreading rise crest. *The East Pacific Rise near 3°25'S*. *Mar. Geophys. Res.*, 3: 251-293.
251. Lonsdale, P.F., 1979. A deep-sea, hydrothermal site on a strike-slip fault. *Nature*, 281: 531-534.
252. Lonsdale, P.F., 1980. Hydrothermal plumes and baritic sulfide mounds at a Gulf of California spreading center. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 61: 995.
253. Lonsdale, P.F., Burns, V.M. and Fisk, M., 1980. Nodules of hydrothermal birnessite in the caldera of a young seamount. *J. Geol.*, 88: 611-618.
254. Lonsdale, P.F., Batiza, R. and Simkin, T., 1982a. Metallogeneses at seamounts on the East Pacific Rise. *Mar. Tech. Soc. J.*, 16(3): 54-61.
255. Lonsdale, P.F., Batiza, R., Simkin, T. and Vanko, D., 1982b. Submersible study of active hydrothermal vents and massive sulfide deposits on young off-ridge volcanoes near the East Pacific Rise at 20°48'N. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 63: 472.
256. Lonsdale, P.F., Bischoff, J.L., Burns, V.M., Kastner, M. and Sweeney, R.E., 1980. A high-temperature hydrothermal deposit in the seabed at a Gulf of California spreading center. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49: 8-20.
257. Lowell, R.P., 1975. Circulation in fractures, hot springs and convective heat transport on mid-ocean ridge crests. *R. Astron. Soc. Geophys. J.*, 40: 351-365.
258. Lowell, R.P., 1980. Topographically driven subcritical hydrothermal convection in the oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49: 21-28.
259. Lowell, R.P. and Rona, P.A., 1976. On the interpretation of near-bottom water temperature anomalies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32: 18-24.
260. Lupton, J.E., 1979. Helium-3 in the Guaymas Basin: Evidence for injection of mantle volatiles in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 84: 7446-7452.
261. Lupton, J.E. and Craig, H., 1981. A major helium-3 source at 15°S on the East Pacific Rise. *Science*, 214: 13-18.
262. Lupton, J.E., Weiss, R.F. and Craig, H., 1977. Mantle helium in hydrothermal plumes in the Galapagos Rift. *Nature*, 267: 603-604.
263. Lupton, J.E., Johnson, H.P. and Delaney, J.H., 1981. Hydrothermal helium-3 on the Juan de Fuca Ridge. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 62: 913-914.
264. Lupton, J.E., Klinkhammer, G.P., Normark, W.R., Haymon, R., Macdonald, K.C., Weiss, R.F. and Craig, H., 1980. Helium-3 and manganese at the 21°N East Pacific Rise hydrothermal site. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50: 115-127.
265. Luyendyk, B.P. and Melson, W.G., 1967. Magnetic properties and petrology of rocks near the crest of the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 215: 147-149.
266. Lyle, M. and Ness, G., 1981. History of opening of the Gulf of California based upon recent geophysical surveys and the results of DSDP legs 63 and 64. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 62: 1034.

267. Lyle, M., Dymond, J. and Heath, G.R., 1977. Copper-nickel-enriched ferromanganese nodules and associated crusts from the Bauer Basin, northwest Nazcas plate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35: 55-64.
268. Maaloe, S., 1981. Magma accumulation in the ascending mantle. *J. Geol. Soc. London*, 138: 223-236.
269. Macdonald, K.C., 1981. Geophysical observations in an active hydrothermal area: the East Pacific Rise at 21°N. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 62: 912-913.
270. Macdonald, K.C., 1982. Mid-ocean ridges: fine-scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10: 155-190.
271. Macdonald, K.C., 1983. Crustal processes at spreading centers. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 21(6) 1441-1454.
272. Macdonald, K.C., 1984. A geophysical comparison between fast- and slow-spreading centers: constraints on magma chamber formation and hydrothermal activity. In: P.A. Rona, K. Boström, L. Laubier and K.L. Smith (Editors), *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*. NATO Conference Series, IV. Marine Sciences. Plenum Press, New York (в печати).
273. Macdonald, K.C., Becker, K., Spiess, F.N. and Ballard, R.D., 1980. Hydrothermal heat flux of the "black smoker" vents on the East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48: 1-7.
274. Malahoff, A., 1981. Comparison between Galapagos and Gorda spreading centers. *Offshore Technol. Conf., OTC Preprint*, 4129: 115-117.
275. Malahoff, A., 1982a. Polymetallic sulfides from the oceans to the continents. *Sea Tech.*, 23(1): 51-55.
276. Malahoff, A., 1982b. A comparison of the massive submarine polymetallic sulfides of the Galapagos Rift with some continental deposits. *Mar. Tech. Soc. J.*, 16(3): 39-45.
277. Malahoff, A., Hammond, S. and Embley, R., 1981. Micromorphology and tectonics of the Gorda Ridge. *Science*, 213: 110.
278. Malahoff, A., Embley, R., Fornari, D. and Ryan, W., 1980. A submersible view of active rift-transform tectonics along the eastern Galapagos Ridge. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 61: 208.
279. Malahoff, A., McMurtry, G.M., Wiltshire, J.C., and Yeh, H.-W., 1982. Geology and chemistry of hydrothermal deposits from active submarine volcano Loihi, Hawaii. *Nature*, 298: 234-239.
280. Malahoff, A., Embley, R.W., Cronan, D.S. and Skirrow, R., 1983. The geological setting and chemistry of hydrothermal sulfides and associated deposits from the Galapagos Rift at 86°W. *Mar. Mining*, 4: 123-137.
281. Marchesini, E., Pistolesi, A. and Bolognini, M., 1962. Fracture patterns of the natural steam area of Lardorello, Italy, from air photographs. *Symp. Photo Interpret.*, Delft, 524 pp.
282. Marshall, M. and Cox, A., 1972. Magnetic changes in pillow basalt due to seafloor weathering. *J. Geophys. Res.*, 77: 6459-6469.
283. McClain, J.S. and Lewis, B.T.R., 1980. A seismic experiment at the axis of the East Pacific Rise. *Mar. Geol.*, 35: 147-169.
284. McDuff, R.E. and Edmond, J.M., 1980. The fate of sulfate in hydrothermal systems: a reinterpretation of laboratory experiments. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 61(46): 1-116.
285. McGregor, B.A. and Rona, P.A., 1975. Crest of Mid-Atlantic Ridge at 26°N. *J. Geophys. Res.*, 80: 3307-3314.
286. McGregor, B.A., Harrison, C.G.A., Lavelle, J.W. and Rona, P.A., 1977. Magnetic anomaly pattern on Mid-Atlantic Ridge crest at 26°N. *J. Geophys. Res.*, 82: 231-238.
287. Melson, W.G., Thompson, G. and van Andel, T.H., 1968. Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22°N. *J. Geophys. Res.*, 73: 5925-5941.
288. Menard, H.W., 1967. Sea floor spreading, topography, and the second layer. *Science*, 157: 923-924.

289. Merlivat, L., Bouléque, J. and Dimon, B., 1981. Helium isotopes and manganese distribution in the water column at 13°N on the East Pacific Rise. EOS, Trans. Amer. Geophys. Union, 62: 913.
290. Miller, A.R., Densmore, C.D., Degens, E.T., Hathaway, F.C., Manheim, F.T., McFarlen, P.F., Pocklington, H. and Jokela, A., 1966. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea. Geochim. Cosmochim. Acta, 30: 341-359.
291. Mitchell, A.H.G. and Garson, M.S., 1981. Mineral Deposits and Global Tectonic Settings. Academic Press, New York, N.Y., 405 pp.
292. Miyashiro, A., Shido, F. and Ewing, M., 1971. Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30°N. R. Soc. London Philos. Trans., 268: 589-603.
293. Moody, J.B. (Editor), in preparation. Ophiolites and oceanic crust. Benchmark Papers in Geology. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA. (готовится к печати).
294. Moore, D.G., 1973. Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province. Geol. Soc. Am. Bull., 84: 1883-1906.
295. Moore, J.G. and Schilling, J.G., 1973. Vesicles, water and sulfur in Reykjanes Ridge basalt. Contrib. Mineral. Petrol., 41: 105-118.
296. Moore, W.S. and Vogt, P.G., 1976. Hydrothermal manganese crusts from two sites near the Galapagos spreading axis. Earth Planet. Sci. Lett., 29: 349-356.
297. Moore, J.G., Fleming, H.S. and Phillips, J.D., 1974. Preliminary model for extrusion and rifting at the axis of the Mid-Atlantic Ridge, 36°48'N. Geology, 2: 437-440.
298. Mottl, M.J. and Seyfried, W.E., 1980. Sub-seafloor hydrothermal systems: rock- versus seawater-dominated. In: P.A. Rona and R.P. Lowell (Editors), Seafloor Spreading Centers: Hydrothermal Systems. (Benchmark Papers in Geology, 56). Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, pp. 66-82.
299. Mottl, M.J., 1983. Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. Bull. Geol. Soc. Am., 94: 161-180.
300. Muehlenbachs, K. and Clayton, R.H., 1972. Oxygen isotope geochemistry of submarine greenstones. Can. J. Earth Sci., 9: 471-478.
301. Murauchi, S., Den, N., Asano, S., Hotta, H., Yoshii, T., Asanuma, T., Hajiwara, K., Ichikawa, K., Sato, R., Ludwig, W.J., Ewing, J.I., Edgar, N.T. and Houtz, R.E., 1968. Crustal structure of the Philippine Sea. J. Geophys. Res., 73: 3143-3171.
302. Мурдмаа И.О., Розанова Т.В. Донные осадки впадины Хесса. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. — Океанологические исследования, № 29. — М.: Наука, 1976, с. 252-260.
303. Mustafa, S.E., 1979. Introducing the Red Sea Commission. Proc. Int. Seminar Offshore Miner. Res., BRGM Doc., 7-1979: 305-318.
304. Natland, J.H., 1980. Crystal morphologies in basalts dredged and drilled from the EPR near 9°N and the Siqueiros fracture zone. In: B.K. Rosendahl, R. Hekinian, et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Gov. Print. Off., Washington, DC, 54: 605-633.
305. Natland, J.H., Rosendahl, B. et al., 1979. Galapagos hydrothermal mounds: stratigraphy and chemistry revealed by deep-sea drilling. Science, 204: 613-616.
306. Nebrija, E.L., Young, C.T., Meyer, R.P. and Moore, J.R., 1976. Electrical prospecting for copper veins in shallow water. Offshore Technol. Conf., Paper OTC 2454, Houston, TX, pp. 319-327.
307. Neimitz, J.W. and Bischoff, J.L., 1981. Tectonic elements of the southern part of the Gulf of California: summary. Geol. Soc. Am. Bull., 92: 101-104.
308. Ness, G.E. and Lyle, M.W., 1981. A history of continental rifting at the mouth of the Gulf of California: St. Helena, California. Proc. Lunar Planet. Inst. Conf., Processes of Planetary Rifting.
309. Nisbet, E.C. and Fowler, C.M.R., 1978. The Mid-Atlantic Ridge at 37 and 45°N: some geophysical and petrological constraints. Geophys. J. R. Astron. Soc., 54: 631-660.

310. Normark, W.R., Lupton, J.E., Murray, J.W., Koski, R.A., Clague, D.A., Morton, J.A., Delaney, J.R. and Johnson, H.P., 1982a. Polymetallic sulfide deposits and water-column tracers of active hydrothermal vents on the southern Juan de Fuca Ridge. *Mar. Tech. Soc. J.*, 16(3): 46-53.
311. Normark, W.R., Morton, J.L. and Delaney, J.R., 1982b. Geologic setting of massive sulfide deposits and hydrothermal vents along the southern Juan de Fuca Ridge. *U.S. Geol. Surv., Open-File Rep.*, 82-200A: 10 pp.
312. Normark, W.R., Delaney, J.R., Morton, J.L., Koski, R., Barnes, I., Stevenson, A., Hayba, D., Bargar, K., Johnson, H.P. and Clague, D., 1981. Hydrothermal vents and sulfide deposits on the southern Juan de Fuca Ridge. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 62: 913-914.
313. Normark, W.R., Morton, J.L., Koski, R.A., Clague, D.A., and Delaney, J.R., 1983. Active hydrothermal vents and sulfide deposits on the southern Juan de Fuca Ridge. *Geology*, 11: 158-163.
314. Olafsson, J. and Thors, K., 1983. A geothermal system on the Kolbeinsey Ridge. *Nature* (в печати).
315. Orcutt, J.A., Kenneth, B.L.M. and Dorman, L.M., 1976. Structure of the East Pacific Rise from an ocean bottom seismometer array. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 45: 305-320.
316. Ostapoff, F., 1969. A fourth brine hole in the Red Sea? In: E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits of the Red Sea*. Springer, New York, pp. 18-21.
317. Oudin, E., 1983. Hydrothermal sulfide deposits of the East Pacific Rise (21°N), I. Descriptive mineralogy. *Mar. Mining*, 4: 39-72.
318. Oudin, E., Picot, P. and Pouit, G., 1981a. Comparison of sulfide deposits from the East Pacific Rise and Cyprus. *Nature*, 291: 404-407.
319. Oudin, E., Fouillac, C. and LeBel, L., 1981b. Etudes mineralogique et geochemique des depots sulfures sous-marins actuels de la ride est-Pacifique (21°N), Campagne RISE. *Doc. BRGM*, 25: 241 pp.
320. Packham, G.H. and Falvey, D.A., 1971. A hypothesis for the formation of marginal seas in the western Pacific. *Tectonophysics*, 11: 79-109.
321. Pálmason, G. 1967. On heat flow in Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge. In: S. Björnsson (Editor), *Iceland and Mid-Ocean Ridges*. Soc. Sci. Island., 38: 111-127.
322. Pálmason, G., 1972. Kinematics and heat flow in a volcanic rift zone with application to Iceland. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 33: 451-481.
323. Pálmason, G., 1980. A continuum model of crustal generation in Iceland: kinematic aspects. *J. Geophys. Res.*, 47: 7-18.
324. Pálmason, G. and Saemundsson, K., 1974. Iceland in relation to the Mid-Atlantic Ridge. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2: 25-50.
325. Pálmason, G., Arnórsson, S., Fridleifsson, I.B., Kristmansdóttir, H., Saemundsson, K., Stefánsson, V., Steingrímsson, B., Tómasson J., and Kristjánsson, L., 1979. The Iceland crust: evidence from drillhole data on structure and process. In: M. Talwani, C.G. Harrison and D.E. Hayes (Editors), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Ocean Crust*. (Maurice Ewing Ser., 2.) Am. Geophys. Union, Washington, DC, pp. 43-65.
326. Patella, D. and Schiavone, D., 1974. A theoretical study of the kernel function for resistivity prospecting with a Schlumberger apparatus in water. *Annali de Geofisica*, 28: 295-313.
327. Peterson, J.J., Fox, P.J. and Schreiber, E., 1974. Newfoundland ophiolites and the geology of the oceanic layer. *Nature*, 247: 194-196.
328. Phillips, J.D., Woodside, J. and Bowin, C.O., 1969. Magnetic and gravity anomalies in the central Red Sea. In: E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*. Springer, New York, pp. 98-113.
329. Phillips, J.D., Driscoll, A.H., Peak, K.R., Marquet, W.M. and Owen, D.M., 1979. A new undersea geological survey tool: ANGUS. *Deep-Sea Res.*, 26: 211-225.
330. Picot, P. and Fevrier, M., 1980. Etude mineralogique d'échantillons du Golfe de Californie (Campagne CYAMEX). *Doc. BRGM*, 20: 50 pp.

331. Prevot, M. and Lecaille, A., 1976. Comments on paper by K.D. Klitgord, "Seafloor spreading: the central anomaly magnetization high." *Earth Planet. Sci. Lett.*, 33: 164-168.
332. Quillan, R. and Combs, J., 1976. Microearthquake survey of the Radium Springs KGRA, south central New Mexico (abs.). *Geol. Soc. Am. Bull., Abstr. Programs*, 8: 1055.
333. Raitt, R.W., 1963. The crustal rocks. In: M.N. Hill (Editor), *The Sea*, 3. Wiley-Interscience, New York, NY, pp. 85-102.
334. Rangin, C. and Francheteau, J., 1981. Fine-scale morphological and structural analysis of the East Pacific Rise, 21°N (Rita project). *Oceanol. Acta, Suppl.* 4: 15-24.
335. Reid, I., 1981. A shallow magma chamber at the East Pacific Rise 21°N hydrothermal vents: More seismic evidence. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 62: 1027.
336. Reid, I., Orcutt, J.A. and Prothero, W.A., 1977. Seismic evidence for a narrow zone of partial melting underlying the East Pacific Rise at 21°N. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 678-682.
337. Reid, J.L., 1982. Evidence of an effect of heat flux from the East Pacific Rise upon the characteristics of the mid-depth waters. *Geophys. Res. Lett.*, 9: 381-384.
338. Renard, V. and Allenou, J-P., 1979. Sea Beam, multi-beam echo sounding in "Jean Charcot": description, evaluation and first results. *Int. Hydrogr. Rev.*, 56(1): 35-67.
339. Rhoads, D.C., Lutz, R.A., Revelas, E.C. and Cerrato, R.M., 1981. Growth of bivalves at deep-sea hydrothermal vents along the Galapagos rift. *Science*, 214: 911-913.
340. Ribando, R.J., Torrance, K.E. and Turcotte, D.L., 1976. Numerical models for hydrothermal circulation in the oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, 81: 3007-3012.
341. Ridge, J.D., 1973. Volcanic exhalations and ore deposition in the vicinity of the seafloor. *Mineral. Deposita*, 8: 332-348.
342. RISE Project Group (F.N. Spiess, K.C. Macdonald, T. Atwater, R. Ballard, A. Carranza, D. Cordoba, C. Cox, V.M. Diaz Garcia, J. Francheteau, J. Guerrero, J. Hawkins, R. Hayman, R. Hessler, T. Juteau, M. Kastner, R. Larson, B. Luyendyk, J.D. Macdougall, S. Miller, W. Normark, J. Orcutt and C. Rangin, 1980. East Pacific Rise: hot springs and geophysical experiments. *Science*, 207: 1421-1444.
343. Rona, P.A., 1969. Possible salt domes in the deep Atlantic off northwest Africa. *Nature*, 224: 141-143.
344. Rona, P.A., 1973. Plate tectonics and mineral resources. *Sci. Amer.*, 229(1): 86-95.
345. Rona, P.A., 1976. Pattern of hydrothermal mineral deposition: Mid-Atlantic Ridge crest at latitude 26°N. *Mar. Geol.*, 21: M59-M66.
346. Rona, P.A., 1977. Plate tectonics, energy and mineral resources: basic research leading to payoff. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 58: 629-639.
347. Rona, P.A., 1978a. Near-bottom water temperature anomalies: Mid-Atlantic Ridge crest at latitude 26°N. *Geophys. Res. Lett.*, 5: 993-996.
348. Rona, P.A., 1978b. Criteria for recognition of seafloor hydrothermal mineral deposits. *Econ. Geol.*, 73: 135-160.
349. Rona, P.A., 1978c. Magnetic signatures of hydrothermal alteration and volcanic mineral deposits in oceanic crust. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 3: 219-225.
350. Rona, P.A., 1980a. NOAA Atlas, 3. The central North Atlantic Ocean basin and continental margins: geology, geophysics, geochemistry, and resources, including the Trans-Atlantic Geotraverse (TAG). U.S. Gov. Print. Office, Publ. S/N 003-017-00475-9: 99 pp.
351. Rona, P.A., 1980b. TAG Hydrothermal Field: Mid-Atlantic Ridge crest at latitude 26°N. *J. Geol. Soc. Lond.*, 137: 385-402.
352. Rona, P.A., 1982a. Evaporites at passive margins. In: R.A. Scrutton (Editor), *Dynamics of Passive Margins*. Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser., Washington, DC, 6: pp. 116-132.
353. Rona, P.A., 1982b. Polymetallic sulfides at seafloor spreading centers: a global overview. *Mar. Tech. Soc. J.*, 16(3): 81-86.
354. Rona, P.A., 1983. Exploration for hydrothermal mineral deposits at seafloor spreading centers. *Mar. Mining*, 4 (в печати).
355. Rona, P.A. and Scott, R.B., 1974. Convenors Symposium: Axial Processes of the Mid-Atlantic Ridge. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 55: 292-295.

356. Rona, P.A. and Gray, D.F., 1980. Structural behavior of fracture zones symmetric and asymmetric about a spreading axis: Mid-Atlantic Ridge (lat. 23°N to 27°N). *Geol. Soc. Am. Bull.*, Part I, 91: 485–494.
357. Rona, P.A., and Lowell, R.P. (Editors), 1980. Seafloor spreading centers: hydrothermal systems. (Benchmark Papers in Geology, 56.) Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, 424 pp.
358. Rona, P.A., Boström, K. and Epstein, S., 1980. Hydrothermal quartz vug from the Mid-Atlantic Ridge. *Geology*, 8: 569–572.
359. Rona, P.A., McGregor, B.A., Betzer, P.R., Bolger, G.W. and Krause, D.C., 1975. Anomalous water temperatures over the Mid-Atlantic Ridge crest at 26°N latitude. *Deep-Sea Res.*, 22: 611–618.
360. Rona, P.A., Harbison, R.N., Bassinger, B.G., Scott, R.B. and Nalwalk, A.J., 1976. Tectonic fabric and hydrothermal activity of Mid-Atlantic Ridge crest (lat. 26°N). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 661–674.
361. Rona, P.A., Boström, K., Widenfalk, L.E.G., Mallette, M. and Melson, W.B., 1981. Preliminary reconnaissance of the Carlsberg Ridge, northwestern Indian Ocean for hydrothermal mineralization. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 62: 914.
362. Rona, P.A., Merrill, G.F. Boström, K., Widenfalk, L., Cronan, D.S. and Jenkins, W.J., 1982a. Hydrothermal mineralization at slow-spreading oceanic ridges: The Mid-Atlantic Ridge and the Carlsberg Ridge. *Abstr. Joint Oceanogr. Assemb., Halifax, Canada, Session A8-1*: 66.
363. Rona, P.A., Thompson, G., Mottl, M.J., Karson, J.A., Jenkins, W.J., Von Damm, K. and Edmond, J.M., 1982b. Direct observations of hydrothermal mineralization at the TAG Hydrothermal Field, Mid-Atlantic Ridge 26°N. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 63: 1014.
364. Rona, P.A., Boström, K., Widenfalk, L., Cronan, D.S., Jenkins, W.J. and Mallette, M., 1982c. Hydrothermal mineralization of Mid-Atlantic Ridge 0-27°N. *Geol. Soc. Am., Abstr. Programs, 1982 Annu. Meet.*, 14(7): 602.
365. Rona, P.A., Thompson, G., Mottl, M.J., Karson, J.A., Jenkins, W.J., Graham, D., Mallette, M., Von Damm, K., and Edmond, J.M., 1984. Hydrothermal activity at the TAG Hydrothermal Field, Mid-Atlantic Ridge crest at 26°N. *J. Geophys. Res.*, submitted.
366. Rosenbauer, R.J. and Bischoff, J.L., 1984. Uptake and transport of heavy metals by heated seawater: a summary of the experimental results. In: P.A. Rona, K. Boström, L. Laubier and K.L. Smith (Editors), *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*. (NATO Conference Series; IV. Marine Sciences, Plenum Press, New York (in press).
367. Rosendahl, B.R., Rault, R.W., Dorman, L.M., Bibee, L.O., Hussong, D.M. and Sutton, G.H., 1976. Evolution of oceanic crust, 1. A physical model of the East Pacific Rise crest derived from seismic refraction data. *J. Geophys. Res.*, 81: 5294–5305.
368. Ross D.A., Hays E.E., Allstrom F.C., 1969. Bathymetry and continuous seismic profiles of the hot brine region of the Red Sea. In: E.T. Degens, D.A. Ross (Editors), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*. Springer, New York, NY, pp. 82–97 [имеется перевод: Росс Д., Хейс Э., Оллстром Ф. Батиметрия и сейсмические профили района современной гидротермальной деятельности в Красном море. – В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. Под ред. Э. Дегенса, Д. Росса. – М.: Мир, 1974, с. 38–53].
369. Roy, S., 1981. *Manganese Deposits*. Academic Press, New York, 458 pp.
370. Розанова Т.В. О керолите, пирротине и троилите в осадках впадины Хесса. – *Литология и полезные ископаемые*, 1976, № 2, с. 22–24.
371. Розанова Т.В., Батурич Г.Н. О рудных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана. – *Океанология*, 1971, т. XI, вып. 6, с. 874–879.
372. Rusnak, G.A., Fisher, R.L. and Shepard, F.P., 1964. Bathymetry and faults in the Gulf of California. In: T.H. van Andel and G.G. Shor (Editors), *Marine Geology of the Gulf of California*. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 3: 59–75.

373. Ryall, P.J.C., 1980. Drilling rock on the deep-ocean floor. *Mar. Tech. Soc. J.*, 14(5): 23–27.
374. Ryan, W.B.F., Thorndike, E.M., Ewing, M. and Ross, D.A., 1969. Suspended matter in the Red Sea brines and its detection by light scattering. In: E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*. Springer, New York, NY, pp. 153–157.
375. Sanford, A.R. and Einarsson, P., 1982. Magma chambers in rifts. In: G. Pálmason (Editor), *Continental and Oceanic Rifts*. Am. Geophys. Union–Geol. Soc. Am. Geodyn. Ser., 8: 147–168.
376. Sangster, D.F. and Scott, S.D., 1976. Precambrian, strata-bound massive Cu–Zn–Pb sulfide ores of North America. In: K.H. Wolf (Editor), *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits, 2. Regional Studies and Specific Deposits*. Elsevier, Amsterdam, pp. 129–223.
377. Sardar, Z., 1978. Red Sea muds ripe for exploitation. *Nature*, 275: 582–583.
378. Sato, M. and Mooney, H.M., 1960. The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. *Geophysics*, 25: 226–249.
379. Saudi-Sudanese Red Sea Joint Commission, 1982. *The Red Sea* (brochure), 4 pp.
380. Sayles, F.L. and Bischoff, J.L., 1973. Ferromanganoan sediments in the equatorial East Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 330–336.
381. Schmitz, W., Singer, A., Backer, H. and Stoffers, P., 1982. Hydrothermal serpentine in a Hess deep sediment core. *Mar. Geol.*, 46: M17–M26.
382. Schoell, M., 1976. Heating and convection within the Atlantis II Deep geothermal system of the Red Sea. In: Proc., 2nd U.N. Symp. Devel. Use Geotherm. Resour., 1: 583–590.
383. Schott, W. (Editor), 1980. *Die Fahrten des Forschungsschiffes "Valdivia" 1971–1978. Geowissenschaftliche Ergebnisse*, *Geol. Jahrb.*, D38: 204 pp.
384. Schouten, H. and White, R.S., 1980. Zero-offset fracture zones. *Geology*, 8: 175–179.
385. Schouten, H. and Klitgord, K.D., 1982. The memory of the accreting plate boundary and the continuity of fracture zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 225–266.
386. Schrader, E.L., Rosendahl, B.R., Furbish, W.J. and Matthey, D.P., 1980. Mineralogy and geochemistry of hydrothermal and pelagic sediments from the Mounds Hydrothermal Field, Galapagos Spreading Center: DSDP Leg 54. *J. Sediment. Petrol.*, 50: 917–928.
387. Scientific Party, 1976a. Drilling into ocean crust. *Geotimes*, 21(9): 21–23.
388. Scientific Party, 1976b. Glass-rich basaltic sand and gravel within the oceanic crust at 22°N. *Nature*, 262: 768–770.
389. Scientific Party, 1979. Leg 64 seeks evidence on development of basins. *Geotimes*, 24(7): 18–20.
390. Scientific Party, 1980. Metals traced to exchange in seawater (DSDP Leg 70). *Geotimes*, 25(4): 16–17.
391. Scientific Staff, 1974. Leg 34 Oceanic basalt and the Nazca Plate. *Geotimes*, 19: 20–24.
392. Sclater, J.G. and Francheteau, J., 1970. The implications of terrestrial heat-flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. *Geophys. J.*, 20: 509–542.
393. Sclater, J.G., Von Herzen, R.P., Williams, D.L., Anderson, R.N. and Klitgord, K., 1974. The Galapagos spreading center: heat-flow low on the north flank. *R. Astron. Soc. Geophys. J.*, 38: 609–626.
394. Scott, M.R., Scott, R.B., Rona, P.A., Butler, L.W. and Nalwalk, A.J., 1974. Rapidly accumulating manganese deposit from the median valley of the Mid-Atlantic Ridge. *Geophys. Res. Lett.*, 1: 355–358.
395. Scott, R.B., Malpas, J., Rona, P.A. and Udintsev, G.B., 1976. Duration of hydrothermal activity at an oceanic spreading center, Mid-Atlantic Ridge (latitude 26°N). *Geology*, 4: 233–236.
396. Scott, M.R., Scott, R.B., Morse, J.W., Betzer, P.R., Butler, L.W. and Rona, P.A., 1978. Metal-enriched sediments from the TAG Hydrothermal Field. *Nature*, 276: 811–813.

397. Scott, R.B., Temple, D.G. and Peron, P.R., 1982. The nature of hydrothermal exchange between oceanic crust and seawater at 26°N latitude, Mid-Atlantic Ridge. In: K.A. Fanning and F.T. Manheim (Editors), *The Dynamic Environment of the Ocean Floor*. D.C. Heath, Lexington, MA, pp. 381–416.
398. Scott, S.D., 1983. Basalt and sedimentary hosted seafloor polymetallic sulfide deposits and their ancient analogues. *Mar. Tech. Soc.—IEEE, Oceans '83 Conference, Proc.*
399. Searle, R.C., 1983. Multiple, closely spaced transform faults in fast slipping fracture zones. *Geology*, 11: 607–610.
400. Seyfried, W.E., Jr. and Mottl, M.J., 1982. Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 985–1002.
401. Shanks, W.C., III and Bischoff, J.L., 1977. Ore transport and deposition in the Red Sea geothermal system: a geochemical model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41: 1507–1519.
402. Shearme, S., Cronan, D.S. and Rona, P.A., 1983. The geochemistry of sediments from the TAG Hydrothermal Field, Mid-Atlantic Ridge at latitude 26°N. *Mar. Geol.*, 1983 (в печати).
403. Shor, G.G., Kirk, H.K. and Menard, H.W., 1970. Crustal structure of the Melanesian area. *J. Geophys. Res.*, 76: 2562–2586.
404. Sigurdsson, H. and Sparks, S.R.J., 1978. Lateral magma flow within rifted Icelandic crust. *Nature*, 274: 126–130.
405. Sillitoe, R.H., 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 67: 187–197.
406. Simoneit, B.R.T., 1984. Effects of hydrothermal activity on sedimentary organic matter: Guaymas Basin, Gulf of California—petroleum genesis and protokerogen degradation. In: P.A. Rona, K. Boström, L. Laubier and K.L. Smith (Editors), *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*. (NATO Conference Series, IV. Marine Sciences.) Plenum Press, New York (in press).
407. Simoneit, B.R.T. and Lonsdale, P.F., 1982. Hydrothermal petroleum in mineralized mounds at the seabed of Guaymas basin. *Nature*, 295: 198–202.
408. Skinner, B.J., White, D.E., Rose, H.J. and Marp, R.E., 1967. Sulfides associated with the Salton Sea geothermal brine. *Econ. Geol.*, 62: 316.
409. Skirrow, R. and Coleman, M., 1982. Origin of sulphur and geothermometry of hydrothermal sulphides from the Galapagos Rift, 86°W. *Nature*, 299: 142–144.
410. Скорнякова Н.С. Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана. — *Литология и полезные ископаемые*, 1964, № 5, с. 3–20.
411. Skornyakova, N.S., 1979. Zonal regularities in occurrence, morphology, and chemistry of manganese nodules of the Pacific Ocean. In: J.L. Bischoff and D.Z. Piper (Editors), *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province*. Plenum Press, New York, NY, pp. 699–728.
412. Sleep, N.H., 1975. Formation of oceanic crust: some thermal constraints. *J. Geophys. Res.*, 80: 4037–4042.
413. Sleep, N.H. and Biehler, S., 1970. Topography and tectonics at the intersections of fracture zones with central rifts. *J. Geophys. Res.*, 75: 2748–2752.
414. Sleep, N.H. and Wolery, T.J., 1978. Egress of hot water from mid-ocean ridge hydrothermal systems: some thermal constraints. *J. Geophys. Res.*, 83: 5913–5922.
415. Sleep, N.H. and Rosendahl, B.R., 1979. Topography and tectonics of mid-oceanic ridge areas. *J. Geophys. Res.*, 84: 6831–6839.
416. Sleep, N.H., Morton, J. and Gagnon, L., 1980. Thermal constraints on structure and processes at mid-ocean ridge axes (abs.). *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 61: 992.
417. Sleep, N.H., Morton, J.L., Burns, L.E. and Wolery, T.J., 1984. Geophysical constraints on the volume of hydrothermal flow at ridge axes. In: P.A. Rona, K. Boström, L. Laubier and K.L. Smith (Editors), *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*. (NATO Conference Series, IV. Marine Sciences.) Plenum Press, New York (in press).

418. Soler, E., Bernard, A.J. and Nesteroff, W.D., 1982. Activité hydrothermale sulfuree de dorsale: comparaison entre dépôts contemporains (EPR, 21°N) et dépôts anciens (Chypre): *Oceanol. Acta*, 5: 105-120.
419. Solomon, M. and Walshe, J.L., 1979. The formation of massive sulfide deposits on the seafloor. *Econ. Geol.*, 74: 797-813.
420. Sourirajan, S. and Kennedy, G.C., 1962. The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, 260: 115-141.
421. Spiess, F.N. and Tyce, R.C., 1973. Marine physical laboratory deep-tow instrumentation system. *Scripps Inst. Oceanogr., Ref. 73-4*: 37 pp.
422. Spooner, E.T.C. and Fyfe, W.S., 1973. Sub-seafloor metamorphism heat and mass transfer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42: 287-304.
423. Spooner, E.T.C., Beckinsale, R.D., Fyfe, W.S. and Smewing, J.D., 1974. O¹⁸ enriched ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria (Italy), Pindos (Grece), and Troodos (Cyprus). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47: 41-62.
424. Spudich, P. and Orcutt, J., 1980. A new look at the seismic velocity structure of oceanic crust. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18: 627-645.
425. Stefánsson, V., 1981. The Krafla geothermal field, northeast Iceland. In: L. Ryback and L.P.L. Muffler (Editors), *Geothermal Systems and Case Histories*. Wiley, New York, NY. 273-294.
426. Stefánsson, V., 1984. Physical environment of hydrothermal systems in Iceland and on submerged oceanic ridges. In: P.A. Rona, K. Boström, L. Laubier and K.L. Smith (Editors), *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*, New York, Plenum Press (в печати).
427. Stephens, J.D. and Wittkopp, R.W., 1969. Microscopic and electron beam microscopic study of sulfide minerals in Red Sea mud samples. In: E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*. Springer, New York, pp. 441-447.
428. Stommel, H., 1982. Is the South Pacific helium-3 plume dynamically active? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61: 63-67.
429. Strens, M.R. and Cann, J.R., 1982. A model of hydrothermal circulation in fault zones at mid-ocean ridge crests. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 71: 225-240.
430. Studt, F.E., 1959. Magnetic survey of the Wairakei hydrothermal field. *N.Z. J. Geol. Geophys.*, 2: 746-754.
431. Studt, F.E., 1961. Preliminary survey of the hydrothermal field at Rabaul, New Britain. *N.Z. J. Geol. Geophys.*, 4: 274-282.
432. Styr, M.M., Brackman, A.J., Holland, H.D., Clarke, B.C., Pisutha-Arnond, V., Eldridge, C.S. and Ohmoto, H., 1981. The mineralogy and the isotopic composition of sulfur in hydrothermal sulfide/sulfate deposits in the East Pacific Rise, 21°N latitude. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53: 382-390.
433. Sutton, G.H., Maynard, G.L. and Hussong, D.M., 1971. Widespread occurrence of a high-velocity basal layer in the Pacific crust found with repetitive sources and sonobuoys. In: J.G. Heacock (Editor), *The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust*. *Am. Geophys. Union. Geophys. Monogr.*, 14: 193-210.
434. Swallow, J.C., 1969. History of exploration of the hot brine area of the Red Sea: DISCOVERY account. In: E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits of the Red Sea*. Springer, New York, NY, pp. 3-9.
435. Sykes, L.R., 1970. Earthquake swarms and sea-floor spreading. *J. Geophys. Res.*, 75: 6598-6611.
436. Talwani, M., Windish, C.C., and Langseth, M.G., 1971. Reykjanes Ridge crest: a detailed geophysical study. *J. Geophys. Res.*, 76: 473-517.
437. Temple, D.G., Scott, R.B. and Rona, P.A., 1979. Geology of a submarine hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge, 26°N latitude. *J. Geophys. Res.*, 84: 7453-7466.

438. Thompson, G., 1984. Basalt-seawater interaction. In: P.A. Rona, K. Boström, L. Laubier and K.L. Smith (Editors), *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*. (NATO Conference Series, IV. Marine Sciences.) Plenum Press, New York (в печати).
439. Thompson, G., Woo, C.C. and Sung, W., 1975. Metalliferous deposits on the Mid-Atlantic Ridge (abs.). *Geol. Soc. Amer. Bull., Abstr. Programs*, 7: 1297.
440. Titley, S.R., 1981. Porphyry copper. *Am. Sci.*, 69: 632-638.
441. Tómasson, J. and Kristmannsdóttir, H., 1972. High-temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 36: 123-134.
442. Tómasson, J. Fridleifsson, I.B., and Stefánsson, V., 1976. A hydrothermal model for the flow of thermal water in SW Iceland with special reference to the Reykir and Reykjavik thermal areas. *Proc. 2nd U.N. Symp. Geother. Resour., U.S. Gov. Print. Off., Washington, DC*, 1: 643-651.
443. Toth, J.R., 1980. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91: 44-54.
444. Tryggvason, E., 1980. Subsidence events in the Krafla area, north Iceland, 1975-1979. *J. Geophys.*, 47: 141-153.
445. Tryggvason, E., 1982. Recent ground deformation in continental and oceanic rift zones. In: G. Pálmason (Editor), *Continental and Oceanic Rifts*. *Am. Geophys. Union-Geol. Soc. Am., Geodyn. Ser.*, 8: 17-29.
446. Turekian, K.K. and Cochran, J.K., 1980. The growth rates and radiochemistries of clams from the Galapagos Rise and 21°N East Pacific Rise hydrothermal sites (abs.). *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 61: 995.
447. Turekian, K.K. and Cochran, J.K., 1981. Growth rate of a Vesicomid clam from the Galapagos spreading center. *Science*, 214: 909-911.
448. Turekian, K.K., Cochran, J.K. and Krishnaswami, S., 1981. The flow rates of Galapagos Spreading Center hydrothermal waters determined with natural radionuclides. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 62: 914.
449. Turekian, K.K., Cochran, J.K. and Bennett, J.T. 1983. Growth rate of a vesicomid clam from the 21°N East Pacific Rise hydrothermal area. *Nature*, 303: 55-56.
450. Van Andel, T.H. and Ballard, R.D., 1979. The Galapagos rift at 86°W, 2. Volcanics, structure, and evolution of the rift valley. *J. Geophys. Res.*, 84: 5390-5406.
451. Veeh, H.H. and Boström, K., 1971. Anomalous $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ on the East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10: 372-374.
452. Vidal, V.M.V., Vidal, F.V. and Isaacs, J.D., 1981. Coastal submarine hydrothermal activity off northern Baja California, 2. Evolutionary history and isotope geochemistry. *J. Geophys. Res.*, 86: 9451-9468.
453. Vidal, V.M.V., Vidal, F.V., Isaacs, J.D. and Young, D.R., 1978. Coastal submarine hydrothermal activity off northern Baja California. *J. Geophys. Res.*, 83: 1757-1774.
454. Vine, F.J., 1966. Spreading of the ocean floor: new evidence. *Science*, 154: 1405-1415.
455. Von Damm, K.L., Bowers, T.S. and Edmond, J.M., 1983. Sulfide forming metals in 21°N EPR and Guaymas Basin, Gulf of California hydrothermal solutions (abst.) *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 64: 724.
456. Von Herzen, R., Green, K.E. and Williams, D., 1977. Hydrothermal circulation at the Galapagos spreading center (abstr.). *Geol. Soc. Am. Bull., Abstr. Programs*, 9: 1212-1213.
457. Ward, P.L. and Björnsson, S., 1969. Microearthquake survey and the Mid-Atlantic Ridge in Iceland. *J. Geophys. Res.*, 74: 665-684.
458. Ward, P.L. and Björnsson, S., 1971. Microearthquakes, swarms, and the geothermal areas of Iceland. *J. Geophys. Res.*, 76: 3953-3982.
459. Watanabe, T., Langseth, M.G. and Anderson, R.N., 1977. Heat flow in back-arc basins of the western Pacific. In: M. Talwani and W.C. Pitman, III, *Island Arcs, Deep-Sea Trenches and Back-Arc Basins (Maurice Ewing Series 1)*. *Am. Geophys. Union, Washington, DC*, pp. 137-161.

460. Watkins, N.D. and Pastor, T.P., 1971. The magnetic properties of igneous rocks from the ocean floor. *R. Soc. Philos. Trans., A.*, 268: 507–550.
461. Watts, A.B., Weissel, J.K. and Larson, R.L., 1977. Seafloor spreading in marginal basins of the western Pacific. *Tectonophysics*, 37: 167–181.
462. Weiss, R.F., Lonsdale, P., Lupton, J.E., Bainbridge, A.E. and Craig, H., 1977. Hydrothermal plumes in the Galapagos Rift. *Nature*, 267: 600–603.
463. Welhan, J.A. and Craig, H., 1979. Methane and hydrogen in East Pacific Rise hydrothermal fluids. *Geophys. Res. Lett.*, 6: 829–831.
464. White, D.E., 1981. Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.*, 75th Anni. Vol., pp 392–423.
465. Williams, D.L. and Von Herzen, R.P., 1974. Heat loss from the earth: new estimate. *Geology*, 2: 327–328.
466. Williams, D.L., Green, K., Van Andel, T.H., Von Herzen, R.P., Dymond, J.R. and Crane, K., 1979. The hydrothermal mounds of the Galapagos Rift: observations with DSRV "Alvin" and detailed heat flow studies. *J. Geophys. Res.*, 84: 7467–7484.
467. Williams, D.L., Becker, K., Lawver, L.A. and Von Herzen, R.P., 1979b. Heat flow at the spreading centers of the Guaymas Basin, Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 84: 6757–6769.
468. Williams, D.L., Von Herzen, R.P., Sclater, J.G. and Anderson, R.N., 1974. The Galapagos spreading center: lithospheric cooling and hydrothermal circulation. *R. Astron. Soc. Geophys. J.*, 38: 587–608.
469. Wilson, I.F., 1955. Geology and mineral deposits of the Boleo copper district, Baja California, Mexico. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 273: 134 pp.
470. Wilson, I.F. and Veytia, M., 1949. Geology and manganese deposits of the Lucifer district northwest of Santa Rosalia, Baja California, Mexico. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 960F: 177.
471. Wilson, R.A.M. and Ingham, F.T., 1959. The geology of the Xeros-Troodos area, with an account of the mineral resources. *Cyprus Geol. Surv. Dept. Mem.*, 1: 1–177.
472. Wolery, T.J. and Sleep, N.H., 1976. Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges. *J. Geol.*, 84: 249–275.
73. Young, P.D. and Cox, C.S., 1980. The electrical conductivity of the crust near the East Pacific Rise inferred from electromagnetic measurements: correlation with seawater content of the crust. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 61: 993.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ*

1. Авдейко Г.П. Типы современного вулканизма океанов и их положение в геологической истории. – *Вулканология и сейсмология*, 1979, № 3, с. 53–68.
2. Авдейко Г.П., Гавриленко Г.М., Черткова Л.В., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Гусева В.И., Мальцева В.И., Сазанов А.П. Подводная газогидротермальная активность на северо-западном склоне о. Парамушир (Курильские острова). – *Вулканология и сейсмология*, 1984, № 6, с. 66–81.
3. Авдейко Г.П., Краснов С.Г. Сульфидные руды и их связь с подводными вулканами и гидротермами островных дуг. – *Вулканология и сейсмология*, 1985, № 4, с. 26–39.
4. Батурич Г.Н. Глубоководные рудные осадки гидротермального генезиса. – В кн.: *История Мирового океана*. – М.: Наука, 1971.
5. Батурич Г.Н. Сульфидные руды в Аравийско-Индийском хребте. – В кн.: *История Мирового океана*. – М.: Наука, 1971, с. 259–265.
6. Батурич Г.Н., Коченов А.В., Тримонис Э.С. О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море. – *Океанология*, 1969, № 3.

* Список составлен переводчиком книги Е.Г. Гурвичем. ПП73ак3295–30000

7. Богданов Ю. А., Жулева Е. В., Зоненшайн Л. П., Матвеевков В. В., Мирлин Е. Г., Сагалевич А. М., Сборщиков И. М. Атлас подводных фотографий Красноморского рифта. — М.: Наука, 1983, с. 136.
8. Богданов Ю. А., Сагалевич А. М. Новые данные о строении хребта Рейкьянес. — Вестн. АН СССР, 1984, № 4, с. 127—131.
9. Богданов Ю. А., Сагалевич А. М., Кузьмин М. И., Кузнецов А. П. Геологическое строение рифтовой зоны хр. Рейкьянес в районе 58° с. ш. — ДАН СССР, 1983, т. 273, № 6, с. 1478—1482.
10. Бутузова Г. Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение II. Основные процессы минерало- и рудообразования во впадине Атлантик II. — Литология и полезные ископаемые, 1984, № 4, с. 11—32.
11. Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А. Влияние вулканизма на современное осадкообразование в Тихом океане. — Литология и полезные ископаемые, 1980, № 2, с. 3—10.
12. Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Александрова В. А., Шурыгина Е. В. Строение и вещественный состав рудоносной толщи впадины Атлантик II (Красное море). — Литология и полезные ископаемые, 1980, № 3, с. 26—41.
13. Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. — Океанологические исследования, № 29. Отв. ред. А. П. Лисицын. — М.: Наука, 1976.
14. Глубинные разломы океанского дна. — М.: Наука, 1984.
15. Гурвич Е. Г., Богданов Ю. А., Лисицын А. П. Типы гидротермальных образований на дне океана и их эволюция. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1984, с. 41—65.
16. Дмитриев Л. В., Барсуков В. Л., Удинцев Г. Б. Рифтовые зоны океана и проблема рудообразования. — Геохимия, 1970, № 8, с. 935—944.
17. Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш. — Геотектоника, 1981, № 2, с. 3—22.
18. Кузнецов А. П., Богданов Ю. А., Сагалевич А. М., Сборщиков И. М., Альмухамедов А. М., Кузьмин М. И., Подражанский А. М., Горлов А. А. Некоторые результаты геологических исследований хребта Рейкьянес с подводных аппаратов. — Океанология, 1985, т. XXV, вып. 1, с. 100—107.
19. Кузнецов А. П., Богданов Ю. А., Сагалевич А. М., Сборщиков И. М., Руденко М. В., Купцов В. М., Шрейлер А. А., Подражанский А. М. Геолого-геофизические и биологические исследования рифтовой зоны северной части Атлантического срединно-океанического хребта (4-й рейс нис "Академик Мстислав Келдыш" и 1-й рейс нис "Рифт"). — Океанология, 1984, т. XXIV, вып. 5, с. 851—855.
20. Курносое В. Б. Гидротермальные изменения базальтов коры океана. — Тихоокеанская геология, 1984, № 6, с. 90—94.
21. Лисицын А. П. История вулканизма океанов. — В кн.: Океанология. Геология океана, т. 2. Геологическая история океана. — М.: Наука, 1980, с. 278—319.
22. Лисицын А. П. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию. — В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. — М.: Наука, 1981, с. 20—45.
23. Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Сагалевич А. М. Строение рифта Таджура в Аденском заливе по данным исследований с подводных обитаемых аппаратов. — ДАН СССР, 1984, т. 279, № 5, с. 1189—1193.
24. Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Сагалевич А. М., Зоненшайн Л. П. Подводные геологические исследования в Индийском океане. — Вестн. АН СССР, 1984, № 12, с. 89—98.
25. Металлоносные осадки Красного моря. Отв. ред. А. П. Лисицын, Ю. А. Богданов. — М.: Наука, 1986.
26. Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. Отв. ред. В. И. Смирнов. — М.: Наука, 1979, 277 с.
27. Монин А. С., Шлахин Е. А., Стунжас П. А. О расслоении горячих рассолов впадины Атлантик II. — ДАН СССР, 1980, т. 255, № 2, с. 458—462.

28. Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. Под ред. А.С. Монины и А.П. Лисицына. — М.: Наука, 1985.
29. Розанова Т.В. Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана. — В кн.: История Мирового океана. — М.: Наука, 1971, с. 174–194.
30. Розанова Т.В., Батурич Г.Н. О рудных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана. — Океанология, 1971, т. II, вып. 6, с. 1057–1065.
31. Сборщиков И.М., Альмухамедов А.И., Матвеевков В.В., Литвин В.М., Руденко М.В. Геологическое строение осевой зоны Красноморского рифта. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 2, с. 49–59.
32. Смирнов В.И. О металлогении океана. — Геология рудных месторождений, 1975, т. 17, № 1.
33. Смирнов В.И., Богданов Ю.А., Бородаев Ю.С., Старостин В.И., Фролова Т.И. Сульфидная минерализация в основных породах дна Тихого океана. — ДАН СССР, 1975, т. 223, № 3.
34. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. — М.: Наука, 1976.
35. Тимофеев П.П., Набоко С.И., Ерошчев-Шак В.А., Ильин В.А., Бебешев И.И. Особенности современного гидротермального литогенеза. II. Подводный гидротермальный литогенез. — Литология и полезные ископаемые, 1980, № 4, с. 3–16.
36. Хворова И.В., Лисицына Н.А., Богданов Ю.А. Осадки рифтовой зоны хр. Рейкьянес (58° с. ш.). — Литология и полезные ископаемые, 1985, № 5, с. 5–16.
37. Шнюков Е.Ф., Каляев Г.И., Коптюх Ю.М. и др. Эндогенная металлогения срединноокеанского Аравийско-Индийского хребта. — Геологический журнал, 1980, т. 40, № 2, с. 34–45.
38. Monin A.S., Litvin V.M., Podrazhansky A.M., Sagalevich A.M., Sorokhtin O.G., Voitov V.I., Yastrebov V.S., Zonenshain L.P. 1982. Red Sea submersible research expedition. Deep-Sea Research. Vol. 29, No. 3A, p. 361–373.
39. Sagalevich A.M., Bogdanov Ju. A. Submersible investigations of Reykjaness ridge in 1982. 1983. Marine Technol. Soc. Journ., No. 4.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие к русскому изданию	5
Краткое содержание	10
Введение	13
Гидротермальная минерализация в центрах спрединга океанского дна	13
Гидротермальна активность в центрах спрединга океанского дна	60
Рудообразующие процессы в высокоинтенсивных гидротермальных системах, расположенных ниже уровня океанского дна	63
Структурный и термальный контроль гидротермальной минерализации	66
Общие структурные и термальные черты	67
Региональная тектоническая обстановка	71
Местная тектоническая подобстановка: аномальные структурные и термальные условия	74
Ограниченность знаний о гидротермальной минерализации в центрах спрединга океанского дна	75
Центры с малыми скоростями спрединга (полускорость не более 2 см в год): ранняя стадия раскрытия (около 3000 км из примерно 50 000 км общей длины глобальной системы центров спрединга океанского дна)	79
Центры с малыми скоростями спрединга (полускорость не более 2 см в год): развитая стадия раскрытия (около 25 000 км из примерно 50 000 км общей длины глобальной системы центров спрединга океанского дна)	82
Краевая зона активного растяжения: гидротермальное поле TAG	83
Другие локальные тектонические подобстановки на океанических хребтах с малыми скоростями спрединга	91
Комбинированная модель гидротермальной минерализации на океанических хребтах с малыми скоростями спрединга	93
Центры со средними и высокими скоростями спрединга (полускорость более 2 см в год): ранняя стадия раскрытия (примерно 2000 км из общей длины 50 000 км глобальной системы центров спрединга океанского дна)	93
Центры со средними и высокими скоростями спрединга (полускорость более 2 см в год): развитая стадия раскрытия (примерно 20 000 км из общей длины 50 000 км глобальной системы центров спрединга океанского дна)	95
Осевая вулканическая экструзивная зона: гидротермальное поле RISE	97
Абиссальные холмы: гидротермальное поле Холмистое	102
Другие тектонические обстановки на океанических хребтах со средними и высокими скоростями спрединга	104
Центры спрединга в задуговых бассейнах краевых морей	105
Обсуждение результатов	107
Местная тектоническая подобстановка: структурные и термальные условия	107
Проницаемые и непроницаемые гидротермальные системы	118
Сравнение гидротермальной минерализации в центрах с малыми и со средними и высокими скоростями спрединга	120
Полиметаллическая сульфидная минерализация на дне и ниже уровня дна океана	123
Тектонические подобстановки формирования крупных полиметаллических сульфидных отложений в центрах спрединга океанского дна	126
Распространенность гидротермальных минеральных отложений в центрах спрединга океанского дна	128
Гидротермальная минерализация в тектонических обстановках, не относящихся к центрам спрединга океанского дна	132
Выводы	134
Благодарности	134
Литература	135

Цена 1 р. 60 коп.

4638