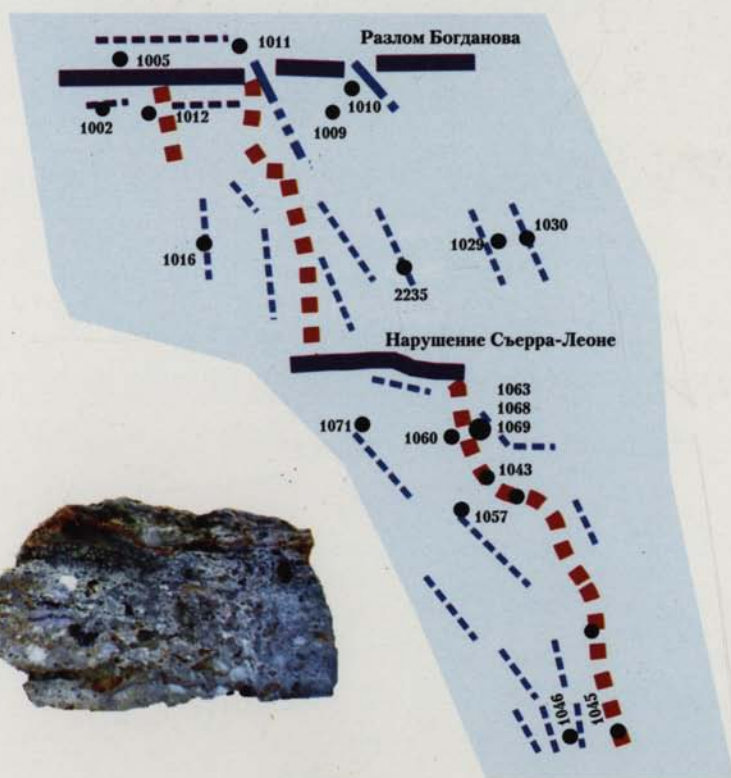




ISSN 0002-3272

Ю.М. Пущаровский, С.Г. Сколотнев, А.А. Пейве,
Н.С. Бортников, Е.С. Базилевская, А.О. Мазарович

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА: 5-7° с.ш.



Founded in 1932

Vol. 562

**Yu.M. Pushcharovsky, S.G. Skolotnev,
A.A. Peyve, N.S. Bortnikov,
E.S. Bazilevskaya, A.O. Mazarovich**

**Geology and metallogeny
of the Mid-Atlantic ridge:
5–7° N**

Responsible editor
Yu.M. Pushcharovsky

Moscow
GEOS
2004

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Основаны в 1932 г.

Вып. 562

**Ю.М. Пушаровский, С.Г. Сколотнев,
А.А. Пейве, Н.С. Бортников,
Е.С. Базилевская, А.О. Мазарович**

**Геология и металлогения
Срединно-Атлантического хребта:
5–7° с.ш.**

**Ответственный редактор
Ю.М. Пушаровский**

**Москва
ГЕОС
2004**

УДК 551.24+553.32

ББК 26.323

Т 78

Редакционная коллегия:

Ю.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*,
Ю.В. Карякин, *М.А. Семихатов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:

Г.Л. Кашинцев, *Ю.Н. Разницын*

Труды Геологического института / Геол. ин-т. – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964.
М.: Наука, 1964. – . – ISSN 0002-3272

Вып. 562: Геология и металлогения Срединно-Атлантического хребта: 5–7° с.ш.
/ Ю.М. Пушаровский, С.Г. Сколотнев, А.А. Пейве и др. Отв. ред. Ю.М. Пушаров-
ский. – М.: ГЕОС, 2004. – 152 с.; ил. ISBN 5-89118-363-3

Монография обобщает материалы по геологии и металлогении Срединно-Атлантического хребта, полученные экспедициями Геологического института РАН в период 2000–2003 гг. Рассматриваются: формирование земной коры в регионе, в частности в режиме «сухого» спрединга; строение рифтовой зоны; структура выявленного в ходе исследований трансформного разлома Богданова, неотектонические деформации, металлогенические особенности, поисковые критерии океанских рудопроявлений.

Для широкого круга геологов и геофизиков, работающих в области как общей, так и прикладной геологии.

Публикуется при финансовой поддержке

Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 03-05-64159)

Editorial Board:

Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrilov*,
Yu.V. Kariakin, *M.A. Semikhatov*, *M.D. Khutorsky*

Reviewers:

G.L. Kashintsev, *Yu.N. Raznitsin*

Transaction of the Geological Institute / Geological Inst. – Moscow: Publisher
Academy of Sciences of USSR, 1932–1964. Moscow: Nauka, 1964. – . – ISSN 0002-3272

Vol. 562: Geology and metallogeny of the Mid-Atlantic ridge between 5° and 7° N: Regional-geological research / Yu.M. Pushcharovsky, S.G. Skolotnev, A.A. Peyve et al.: Ed. by
Yu.M. Pushcharovsky. – Moscow: GEOS, 2004. – 152 p.; il.

Presented monograph summarize geological and metallogenic materials of the Mid-Atlantic Ridge collected by research expeditions of the Geological Institute RAS during 2000–2003. Formation of the earth crust in the region in «dry» spreading regime in particular, structure of the rift zone, structure of the discovered during research work Bogdanov fracture zone, neotectonic deformations, metallogenic peculiarities, prospecting criteria of the ocean ore mineralization are considered.

This book is of interest for a wide circle of geologists and geophysicists that work in the field of regional and applied geology.

Published at financial support

of the Russian Foundation for Basic Research (grant 03-05-64159)

© Коллектив авторов, 2004

© ГЕОС, 2004

ISBN 5-89118-363-3

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	7
Глава 1. Рельеф дна и основные морфоструктуры	11
Разлом Богданова	11
Гребневая зона САХ	17
Глава 2. Состав океанической литосферы	21
Базальты и долериты	28
Плагиограниты	57
Габброиды	58
Ультрамафиты	65
Глава 3. Тектоника	87
Тектоническое положение региона	87
Основные структурные единицы	89
Геодинамические обстановки и формирование земной коры	94
Глава 4. Неотектонические движения	97
Юго-Западная площадь	97
Участок к северу от разлома Богданова	105
Некоторые выводы	110
Глава 5. Железомарганцевые отложения	112
Глава 6. Гидротермальная активность	122
Общая характеристика рудопроявлений	123
Термохалинная структура морской воды на полигоне Сьерра-Леоне	133
Некоторые выводы	139
Заключение	142
Summary	146
Литература	147

CONTENT

Introduction	7
Chapter 1. Topography of the sea floor and major morphostructures	11
Bogdanov fracture zone	11
Crestal MAR zone	17
Chapter 2. Composition of the oceanic lithosphere	21
Basalts and dolerites	28
Plagiogranites	57
Gabbros	58
Ultramafic rocks	65
Chapter 3. Tectonics	87
Tectonic position of the region	87
Major structural units	89
Geodynamic conditions and the formation of the Earth crust	94
Chapter 4. Neotectonic movements	97
South-West area	97
Area to the north from Bogdanov fracture zone	105
General remarks	110
Chapter 5. Fe-Mn deposits	112
Chapter 6. Hydrothermal activity	122
General description of the ore manifestations	123
Thermohaline structure of the sea water on Sierra-Leone polygon	133
General remarks	139
Conclusion	142
Summary	146
References	147

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое и металлогеническое изучение дна открытого океана составляет один из наиболее важных разделов исследований океанских областей Земли. Значимость общегеологического изучения океанских акваторий определяется занимаемыми ими огромными площадями. Без знания их геологии глобальные теоретические построения в настоящее время невозможны. Что касается океанской металлогении, то она в не столь отдаленное время, как это уже ясно, станет базой для добычи в больших размерах Fe-Mn, а возможно и сульфидных руд.

Опыт континентальной геологии свидетельствует о том, что основу геологических знаний создают регионально-геологические и целенаправленные тематические исследования. В этом смысле океаны далеко отстают от континентов. В океанах имеется много районов, где вообще не проводились геологические работы. Цель выполненных исследований состояла в том, чтобы дать характеристику геологического строения и металлогении одного из таких регионов.

Основные работы проводились на отрезке Срединно-Атлантического хребта (САХ) между 5° и 7° с.ш. (рис. 1). На картах Атлантического океана [48, 60] данный район, а, кстати, и соседний с юга (до 4° с.ш.), выделяются отсутствием трансформных разломов, тогда как севернее 7° с.ш. и южнее 4° с.ш. трансформы хорошо развиты. Но дело не только в этой специфике. В работе [19] была отмечена весьма слабая сейсмичность этого участка САХ, что характерно для районов проявления гидротерм и сульфидного оруденения. Тем самым открывалась перспектива получения здесь интересных и существенных геологических и металлогенических результатов.

В средней части исследованного района примерно на 6° с.ш. имеется тектоническое нарушение, которое принято называть «разлом Сьерра Леоне» (о нем см. главу 1). Отсюда и наименование исследованного участка – «полигон Сьерра-Леоне». Работы на данном полигоне проводились в трех экспедиционных рейсах.

Первая экспедиция состоялась в 2000 г. Она была организована Геологическим институтом РАН на НИС «Академик Николай Страхов» [55]. Изучение

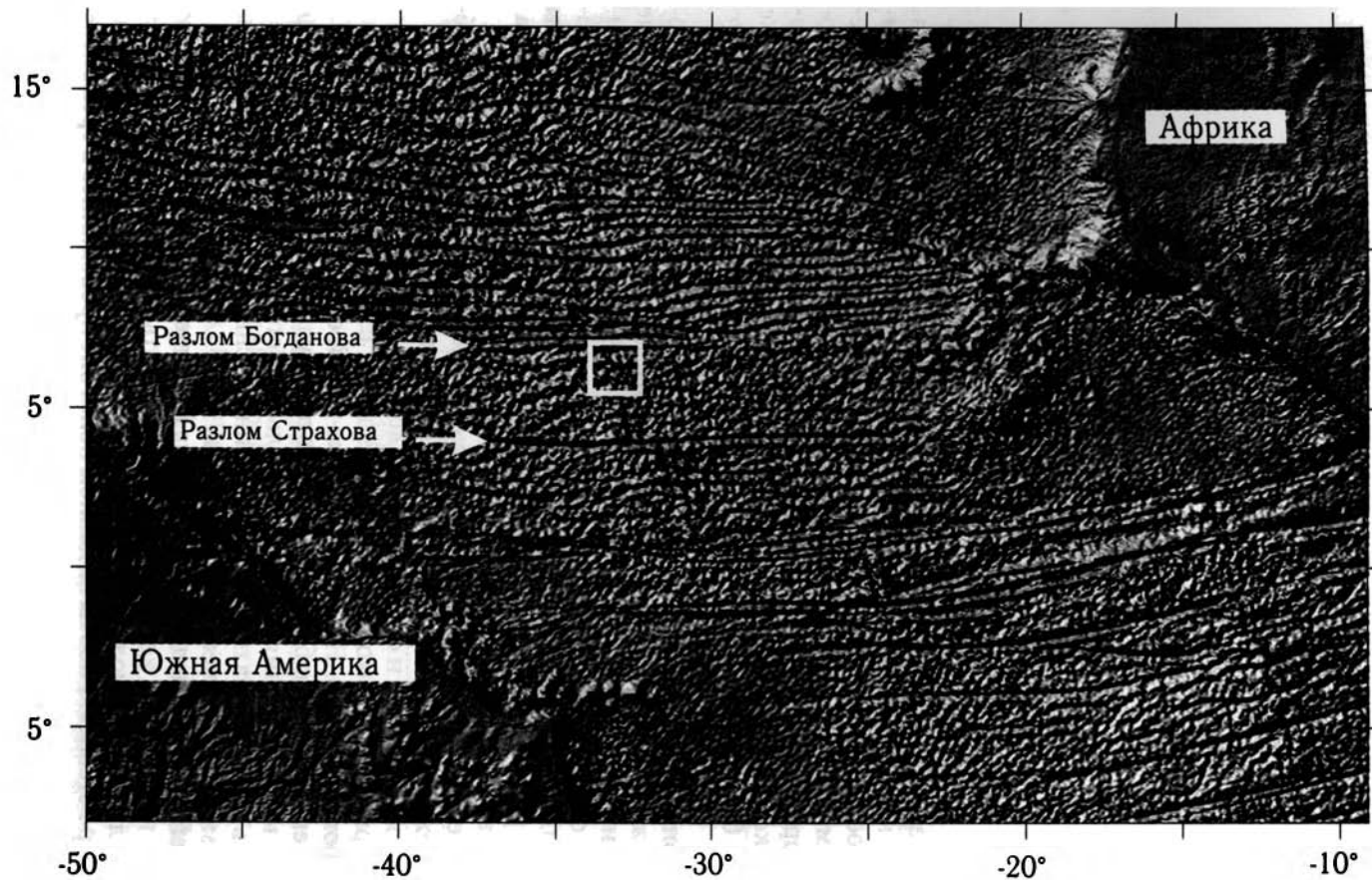


Рис. 1. Положение района исследований среди структур океанского дна Центральной Атлантики
Карта выполнена на основании данных спутниковой альтиметрии [60]. Белым квадратом обведен район детальных исследований

района, хотя и продолжавшееся ограниченное время, принесло весьма ценные данные. Была составлена батиметрическая карта гребневой зоны САХ между 5° и 7° с.ш.; на 7° с.ш. был открыт трансформный разлом (разлом Богданова, см. главу 1); даны первые морфоструктурные характеристики рифтовой зоны; собраны коллекции пород, представляющие различные слои земной коры; обнаружены гидротермально измененные породы. Помимо геологов Геологического института, в работах принимали участие сотрудники Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН. Полученные материалы показали, что целесообразно и необходимо продолжить исследования данного района, поскольку здесь можно получить ключевую информацию к пониманию динамики формирования океанической коры, ее строения, механизма поставки магм, условий, при которых происходит формирование гидротермальных полей. В этом же районе открывалась возможность исследовать такой принципиальный вопрос, как геодинамический режим океанского спрединга.

Соответствующие работы были проведены в 2001 и 2002 гг. на НИС «Академик Иоффе», рейсы 10а и 10б. В них был получен обширный дополнительный геолого-геофизический материал и подняты обломки сульфидных руд (рейс 10а). Помимо главного района работ, в 2001 г. был обследован участок дна, лежащий непосредственно севернее разлома Богданова. При этом были выявлены неотектонические деформации, что представляет большой интерес для тектоники и геодинамики океанского дна.

В главах предлагаемой книги освещаются результаты исследований всех трех экспедиций. В экспедиции на НИС «Академик Иоффе» участвовали сотрудники ГИНа и ИГЕМа РАН, ИО РАН и ОИГГМ СО РАН.

Получение фактического материала обеспечивалось применением методов: многолучевого эхолотирования дна (эхолоты Simrad EM 125 и Hollming ECHOS XD), драгирования, сейсмопрофилирования профилографом PARASOUND, магнитометрии, определения температуры и солености воды. В процессе камеральной обработки пород и руд использовалась группа химико-аналитических и физических методов, в том числе микронзондовый анализ, нейтронно-активационный и рентгено-флуоресцентный методы.

Особое место среди использованных опубликованных материалов занимают Батиметрическая карта океанов (ГЕВКО [48]) и Гравиметрическая карта Мирового океана [60], содержащие богатую морфоструктурную информацию.

Проведенные исследования выполнялись при поддержке Российской академии наук, Минпромнауки РФ и Российского фонда фундаментальных исследований. Они в полной мере соответствуют заданиям Федеральной целевой программы «Мировой океан».

22-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» был организован совместно Геологическим институтом РАН и Итальянским институтом морской геологии.

Научными руководителями работ на полигоне являлись Ю.М. Пушаровский и Н.С. Бортников. Начальники экспедиций: А.А. Пейве и С.Г. Сколотнев.

Авторы разделов монографии следующие: Введение – Ю.М. Пушаровский; глава 1 – А.О. Мазарович; глава 2 – А.А. Пейве, С.Г. Сколотнев; глава 3 – А.А. Пейве, Ю.М. Пушаровский; глава 4 – С.Г. Сколотнев; глава 5 – Е.С. Базилевская; глава 6 – Н.С. Бортников, С.Г. Сколотнев; Заключение – Ю.М. Пушаровский.

Помимо данных основных авторов, в тексты глав вошли материалы и разработки других участников проведенных исследований: Г.Н. Савельевой (глава 2), В.А. Симонова (главы 2, 6), Н.В. Цуканова (глава 4), Н.Н. Турко (главы 1, 4), К.О. Добролюбовой (глава 1), Д.И. Кринова (глава 6). Творческое участие в работе приняли: В.В. Велинский (программное обеспечение), С.М. Ляпунов (геохимические исследования), Е.В. Шарков (изучение петрологии базитов), Ю.В. Колобов (исследование состава вулканических стекол), А.Г. Мочалов, Н.В. Раздолина (минералогические исследования), А.Е. Ескин (изучение магматических пород), А.Г. Цыцарин, В.С. Запотьлько (гидрологические исследования), А.В. Носов, В.Н. Кузнецов и С.А. Дремучев (исследование рельефа). Техническая помощь оказана В.П. Расторгуевым.

Большое содействие в организации экспедиционных исследований оказали директор Института океанологии РАН член-корреспондент РАН С.С. Лаппо и заместитель директора ИО РАН А.В. Соков.

Всем перечисленным лицам авторы приносят большую благодарность. Авторы выражают большую признательность вице-президенту РАН академику Н.П. Лаверову, поддерживавшему наши работы.

Глава 1

РЕЛЬЕФ ДНА И ОСНОВНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ

Рельеф дна описываемой части Срединно-Атлантического хребта ранее почти не был изучен. Имевшаяся информация была основана на редких проходных галсах с однолучевым эхолотом. Основу данного описания составляет карта рельефа, составленная в результате детальной батиметрической съемки, проведенной с применением многолучевого эхолота SIMRAD EM12S. Съемка охватила полосу САХ между $7^{\circ}20'$ и 5° с.ш. протяженностью ~ 250 км и шириной ~ 60 км (рис. 2).

Главными морфоструктурными элементами района являются трансформный разлом Богданова и гребневая зона САХ. Ниже приводится их краткая морфологическая характеристика.

Разлом Богданова

Географическое положение разлома Богданова показано на рис. 3. Данная морфоструктура выявлена в результате экспедиционных исследований на НИС «Академик Николай Страхов» (22-й рейс) в 2000 г. [17]. Разлом простирается вдоль $7^{\circ}10'$ с.ш. и прослежен от 31° з.д. до $34^{\circ}51'$ з.д., т.е. примерно на 400 км. Ширина разлома – до 20 км. Смещение осевого рифта САХ по нему составляет 60 км. Рисовка батиметрии на карте ГЕВКО [48] показывает, что между разломами Сьерра-Леоне (см. ниже) и Долдрамс существует группа узких линейных морфологических элементов, но меньшего порядка. На гравиметрической карте [60] разлом просматривается четко.

По особенностям рельефа и строению осадочного чехла разлом распадается на три отрезка: от $30^{\circ}55'$ до $33^{\circ}35'$ з.д.; от $33^{\circ}35'$ до $33^{\circ}55'$ з.д.; от $33^{\circ}55'$ до $34^{\circ}36'$ з.д. (рис. 4).

Первый отрезок представлен трогом с выровненным дном, расположенным на глубинах 4250–4300 м. Его строение осложняется рядом неболь-

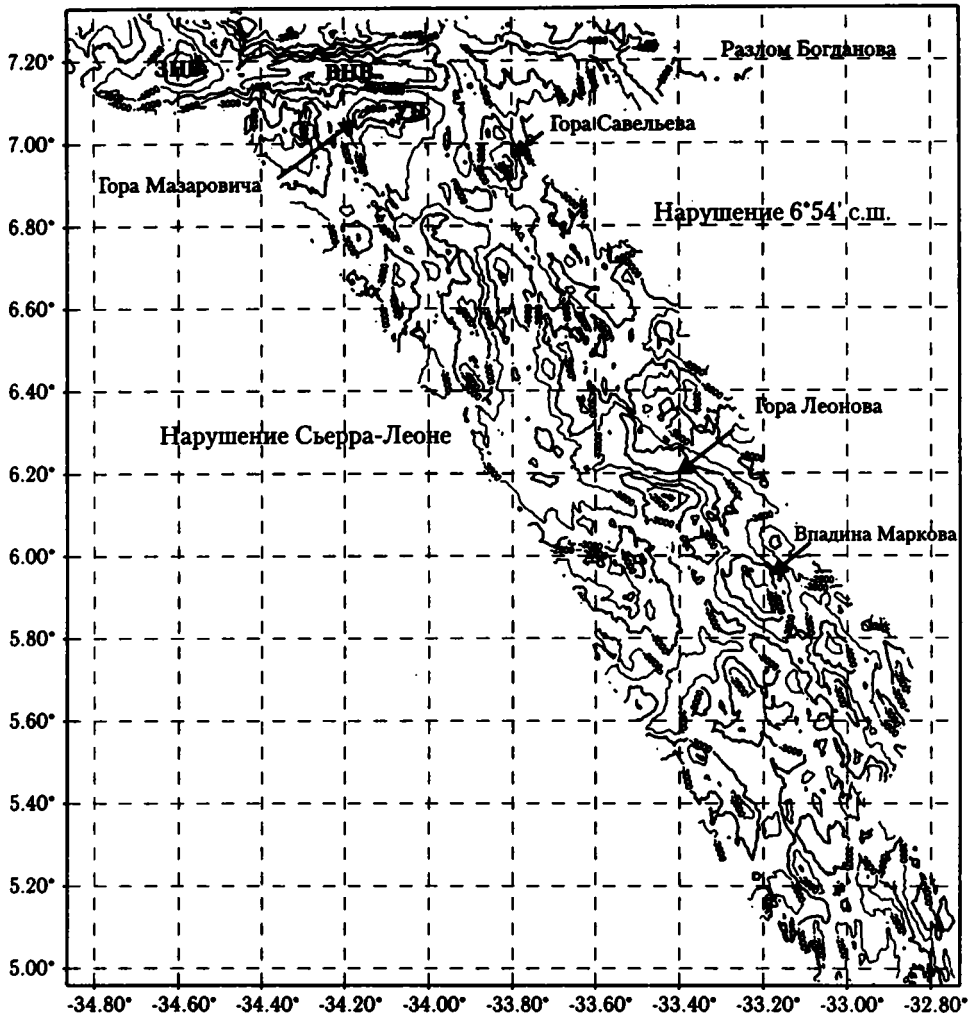


Рис. 2. Батиметрическая карта гребневой зоны САХ между 7.2° и 5.0° с.ш.
 Изобаты через 500 м
 УП – угловое поднятие, ЗНВ – западная нодальная впадина, ВНВ – восточная нодальная впадина

ших поднятий. Южнее закартированы небольшие хребты меридионального простирания. Севернее (в районе 30°55' з.д.) протягиваются два гребня, разделенные впадиной.

Второй отрезок представляет собой замкнутую вытянутую котловину, которая с востока и запада ограничена меридиональными поднятиями. Севернее расположен хребт высотой до 1700 м, минимальные глубины которого достигают 2567 м. Дно котловины выровнено и расположено на глубинах 4260–4300 м.

Третий отрезок соответствует активной части разлома. Она представляет собой желоб шириной 7–7,5 км, лишенный осадков. В его центральной части

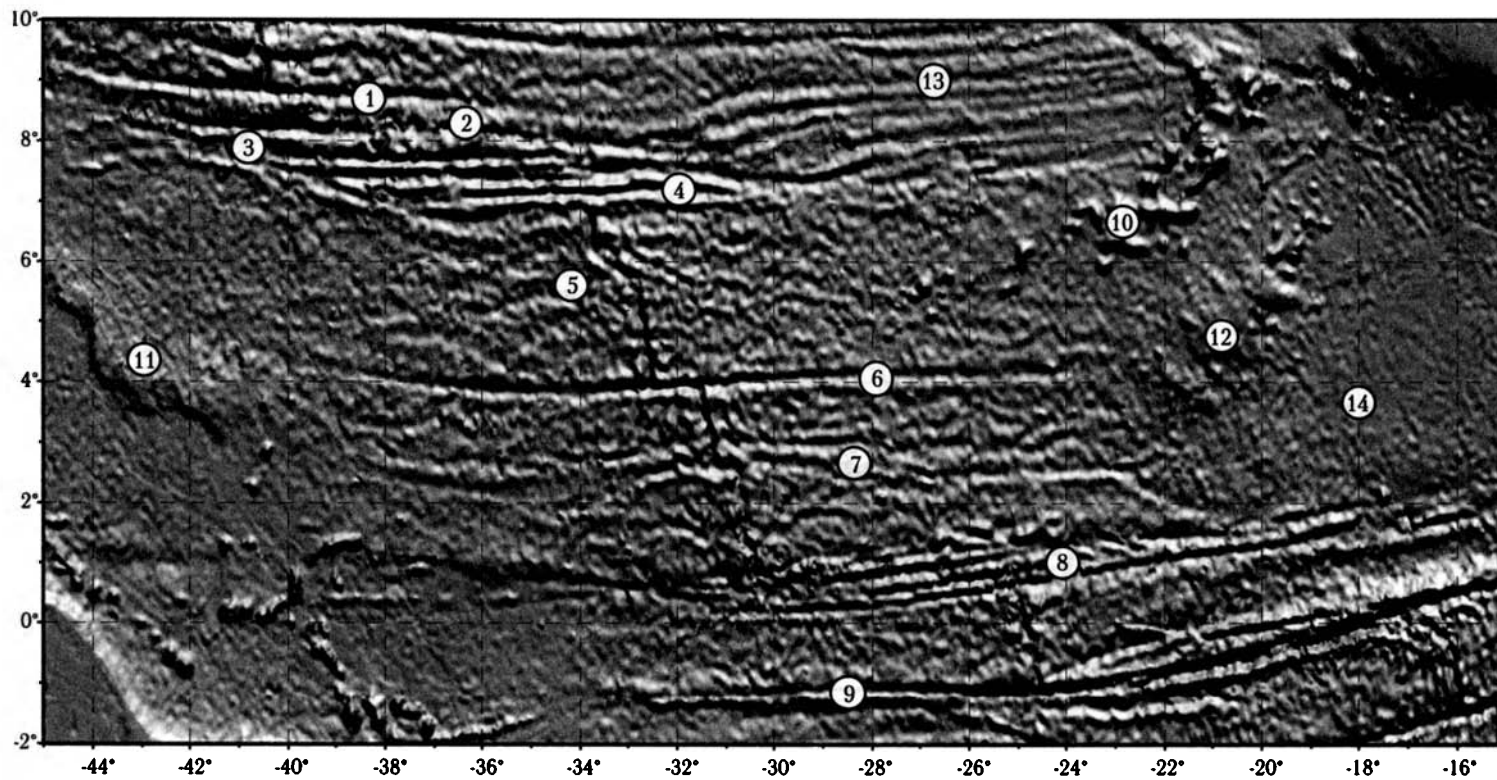


Рис. 3. Положение района работ и основные морфоструктуры Приэкваториальной Атлантики
 1–9 – разломы: 1 – Архангельского, 2 – Долдрамс, 3 – Вернадского, 4 – Богданова, 5 – Сьерра-Леоне, 6 – Страхова, 7 – Св. Петра, 8 – Сан-Паулу, 9 – Романш; 10 – горы Батиметристов; 11, 12 – поднятия: 11 – Сеара, 12 – Сьерра-Леоне; 13, 14 – котловины: 13 – Зеленого Мыса, 14 – Сьерра-Леоне. Картографическая основа – предсказанная топография [60]

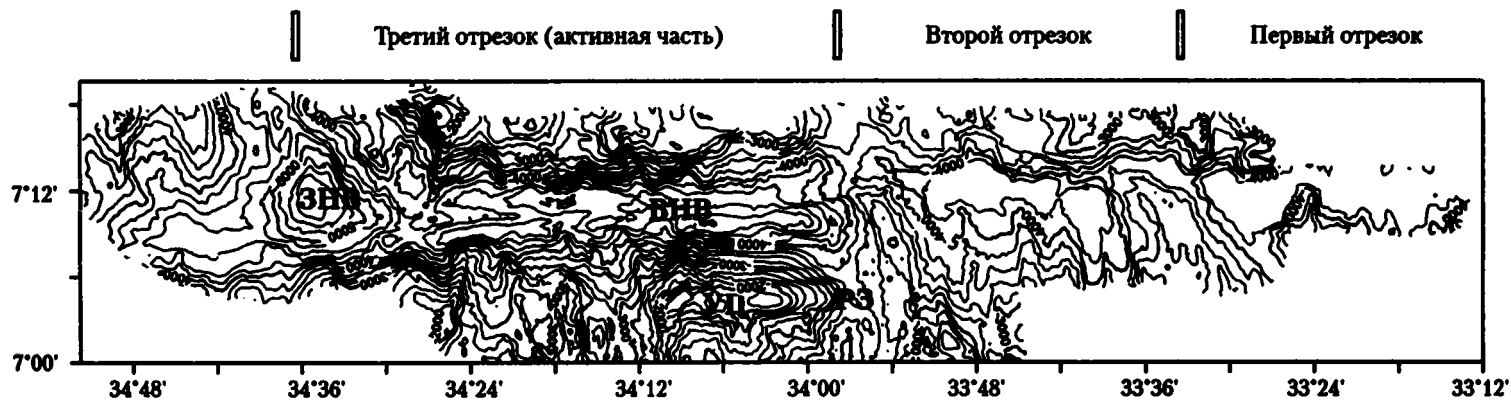


Рис. 4. Батиметрическая карта активной части разлома Богданова
 Изобаты через 500 м
 РЗ – рифтовая зона. Остальные пояснения см. на рис. 2

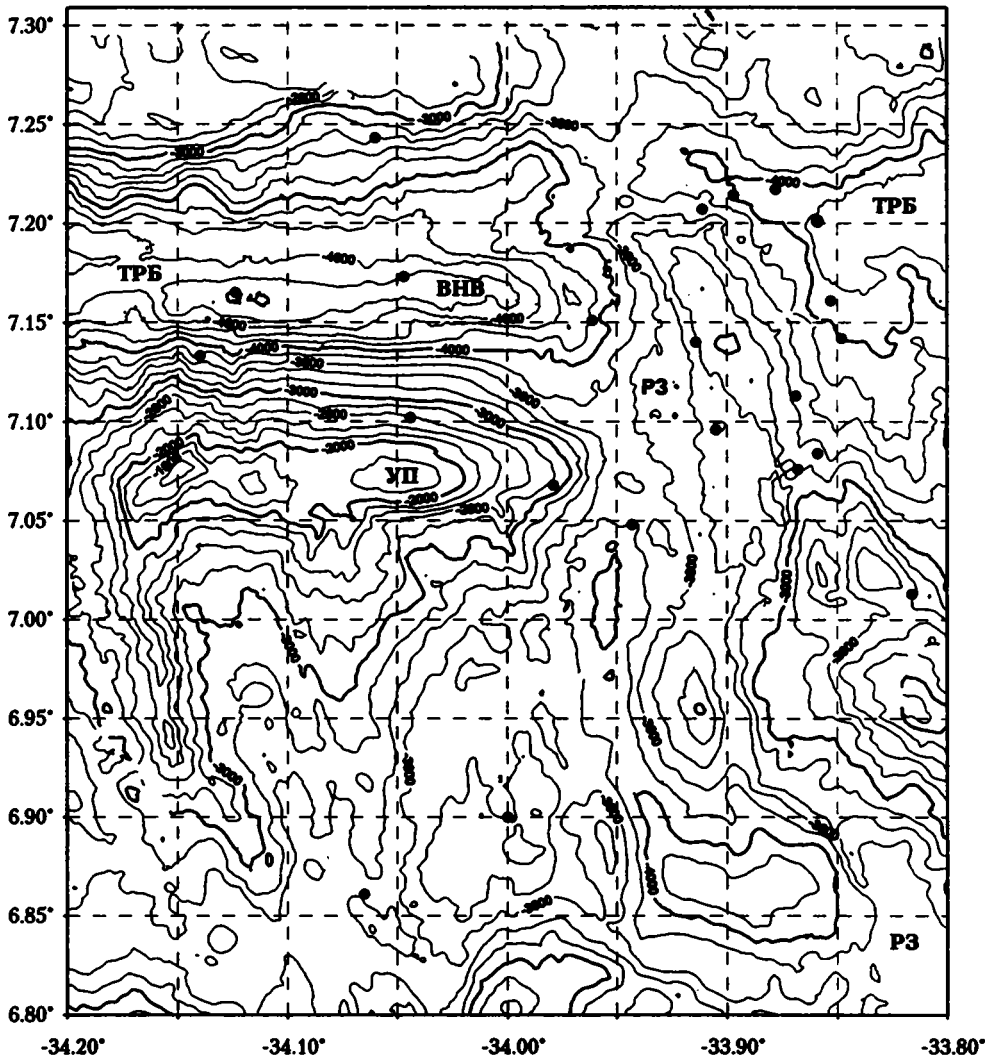


Рис. 5. Батиметрическая карта района стыка рифтовой зоны САХ и разлома Богданова

ТРБ – трог разлома Богданова. Остальные пояснения см. на рис. 2 и 4
Изобаты через 200 м. Кружки – эпицентры землетрясений

расположен узкий хребет, высота которого 200 м. Севернее и южнее хребта протягиваются депрессии с глубинами 4700–4800 м. Наиболее погруженные части желоба расположены севернее восточного углового поднятия (рис. 5). Угловое поднятие, наряду с субмеридиональными хребтами, является южным ограничением активной части разлома. С севера активная часть ограничена хребтом с глубиной 1591 м.

На востоке закартирована нодальная впадина, наиболее погруженные части которой расположены на глубинах более 5900 м.

Угловое поднятие, расположенное в зоне восточного пересечения рифта и разлома Богданова, представляет собой двухвершинную гору общей протяженностью с востока на запад около 25 км, которая оконтурена изобатой 3400 м. Минимальная глубина на востоке составляет 1635 м, на западе – 1307 м. Северный склон круто опускается к активной части разлома. Он осложнен двумя уступами. Общая амплитуда рельефа составляет 3695 м.

Севернее углового поднятия расположена нодальная впадина. Она представляет собой субширотную депрессию, протяженностью 35–40 км, шириной от 9–10 км на востоке и до 4–5 км на западе. Максимальная измеренная глубина составляет 5002 м. Восточная часть более пологая и ступенчато опускается в западном направлении. Дно имеет углы наклонов в первые градусы. Северные и южные склоны представляют собой уступы с углами 15° и более. В некоторых местах закартированы субмеридиональные уступы, возникновение которых можно увязать с разломной тектоникой.

Западнее углового поднятия расположены субмеридиональные гряды с минимальными отметками 1793, 2074, 2179 м. Они отделены от углового поднятия долиной шириной порядка 5 км. Для района характерно также большое количество узких (1–2 км) хребтов, высотой до 200 м и протяженностью до 20 км, которые нередко ориентированы под различными углами и в плане могут иметь извилистую форму. Гряды хорошо видны на профилях НСП в виде вертикальных стен высотой до 300 м, возвышающихся на относительно плоском основании.

Наиболее примечательной деталью строения области стыка рифтовой долины и разлома Богданова является хребет, лежащий севернее внешнего углового поднятия. Он представляет собой приподнятую область дна, шириной около 5–6 км, которая перегораживает разломный трог. На продолжении хребта в северном борту склона разломного трога установлена депрессия.

На склонах хребта, особенно на западном, есть большое количество холмов и гор конической формы с высотами от первых метров до 150 м. С учетом данных драгирования (свежие базальты со стеклом) они могут быть вполне достоверно интерпретированы как вулканы центрального типа. По осевой части хребта протягивается узкий вал, длиной около 12 км, над которым также возвышаются изометричные вулканические постройки, высотой около 50 м. Таким образом, вал представляет собой результат трещинного излияния, а весь хребет – результат интенсивной современной вулканической деятельности. Велика вероятность того, что данная морфоструктура отражает намечающееся продвижение осевого рифта САХ в северном направлении. Это подтверждается также данными о расположении эпицентров землетрясений. В пределах вала с 1979 по 1988 г. зафиксировано тринадцать землетрясений с магнитудами от 4.5 до 5.4 и с глубинами очагов 10 км и одного – 33 км.

Восточнее закартированы еще три хребта со сходным строением (33°48', 33°42', 33°36'–33°30' з.д.). Наиболее восточный превышает по ширине все остальные, и на нем можно выделить, помимо вулканов центрального типа, два вулканических вала, изогнутых, так же как и в районе стыка рифт–разлом, в западном направлении.

Профиль НСП, проведенный с востока на запад примерно по центральной части желоба разлома Богданова, показал, что трог разлома заполнен осадоч-

ным чехлом, мощность которого уменьшается при приближении к рифту. Толща состоит из трех комплексов. Верхний имеет мощность около 100–50 мс, средний – 300 мс, а нижний, проявленный только в восточной части профиля, – до 200 мс. Характер осадочной толщи соответствует ненарушенному пелагическому заполнению, со слабо выраженной компакцией в местах налегания осадков на акустический фундамент. Границы между верхним и средним, а также между средним и нижним комплексами в ряде мест деформированы. Как уже отмечалось, в активной части осадки отсутствуют.

Подытоживая, можно заключить, что разлом Богданова по морфоструктурным характеристикам принадлежит к категории трансформных нарушений, свойственных Приэкваториальной Атлантике. О нем будет еще идти речь в главе 3.

Гребневая зона САХ

На пространстве между разломом Богданова и 5° с.ш. (см. рис. 2) по особенностям рельефа дна выделяются три сегмента: Северный, простирающийся до 6°15' с.ш., Центральный – между 6°15' и 5°05' с.ш. и Южный – южнее 5°05' с.ш., уходя за пределы описываемого района на юг вплоть до разлома Страхова (4° с.ш.). Они отличаются не только формами рельефа, но и простираниями последних. Стержневой структурой, объединяющей сегменты в единую тектоническую систему, является осевая рифтовая зона САХ.

Поскольку Южный сегмент почти целиком находится за пределами описываемого района, о нем скажем только то, что рифтовая долина в нем имеет субмеридиональное простирание, протягивается на 110 км, имея ширину примерно 9 км. По ее бортам прослеживаются полосы рифтовых гор, представляющих собой вытянутые с юга на север поднятия, осложненные местами субширотными седловинами.

В Северном сегменте рифтовая зона также имеет субмеридиональное простирание. Ее южным ограничением является нарушение Сьерра-Леоне, обычно фигурирующее на картах в качестве трансформной разломной зоны (fracture zone).

Морфологически структура выражена широтной ложбиной, лежащей между 6°12' и 5°42' с.ш. Ей соответствует излом простирания осевой рифтовой зоны, однако с малым смещением и без сдвиговой составляющей. Такого рода структуры описываются обычно термином «нетрансформный разлом». Иными словами, нарушение Сьерра-Леоне не является трансформной разломной зоной и от этого названия следует отказаться. Вкратце история противоречивых мнений о географическом положении нарушения Сьерра-Леоне освещена в работе [20].

Рифтовая зона в Северном сегменте имеет сложное строение. На 6°56' с.ш. ее общее меридиональное простирание претерпевает изгиб на северо-запад (аз. 334°), но затем вновь становится субмеридиональным. В структуре рифтовой зоны сегмента обособляются четыре впадины. Наиболее северная из них простирается по аз. 4°. Ширина ее 1.1–2.5 км. Глубина дна с юга на север уменьшается от 4087 до 3652 м. Южнее лежит впадина изометричной формы с поперечником несколько километров и глубиной 4361 м. Еще

ожнее, отделяясь узким косо ориентированным хребтом, расположена также изометричная впадина диаметром –6.5 км. В ее обрамлении и на дне имеются горы с диаметром основания до 1200 м. Они представляют собой вулканические постройки.

Наиболее южная впадина от предыдущей отделена порогом шириной 7–8 км и протяженностью 6.5 км. Относительно смежных впадин порог приподнят на 500–800 м. Длина впадины 40 км, ширина 8–12 км. В центральной части впадина осложнена поднятием шириной 1.1–1.8 км и высотой 200–300 м. Восточным бортом впадины является уступ высотой 300–400 м. За уступом простирается хребет с минимальными глубинами 2144–2300 м. По широте $6^{\circ}32'$ хребет резко смещается на запад на 4.6 км. Западный борт рифтовой долины представлен хребтом, идущим вдоль $33^{\circ}55'$ з.д. и прослеживающимся на 54 км при ширине 9 км.

Центральный сегмент по размерам сходен с Северным, но рифтовая зона здесь имеет ССЗ простирание. Взаимоотношение между рифтовыми долинами сегментов кулисное (см. рис. 2). Рифтовая зона Центрального сегмента, как и предыдущего, представлена цепочкой впадин. В северной части цепочки выделяется три впадины. Самая северная из них выражена узким трогом шириной 1.8–2.0 км с азимутом простирания, меняющимся от 3° до 324° . Длина трога примерно 13 км. Более южная впадина, имеющая протяженность 15 км, простирается почти на запад – 277° . Ширина ее 1.7–6.3 км. От предыдущей она отделена небольшим порогом высотой 160–170 м. Северный и восточный борты впадины обрывистые; их высота 600–650 м. Третья впадина также отделена порогом высотой 180–200 м. Ее протяженность 11.5 км; простирание СЗ. К западу от отмеченных впадин протягивается обрамляющее их внутририфтовое поднятие с минимальной глубиной – 1902 м. С восточной стороны над их склоном простирается относительно ровная поверхность, над которой возвышается гора с отметкой 2161 м.

В средней части цепочки рифтовая долина представлена единичной впадиной (рис. 6). От предыдущей ее отделяет порог протяженностью 7.5 км при ширине 4.7 км. Впадина имеет СЗ простирание (327°); длина ее примерно 20 км, ширина 8–11 км. Ограничения впадины представлены уступами высотой 700–800 м. Наибольшие глубины находятся на юго-востоке впадины, где имеется отметка 4975 м, что в рифтовых зонах если и встречается, то крайне редко. Данная впадина подверглась особенно детальному изучению, поскольку с ее дна были драгированы обломки сульфидной руды. Для нее предложено название – впадина Маркова.

Более южная впадина в цепочке от впадины Маркова отделена также порогом. Она имеет то же простирание, что и предыдущая. В северной части ее очертания изометричные. Глубина здесь – 4674 м. В южной части впадина выражена узким трогом, обрамленным узкими же (2–3 км) хребтами с отметками 2685 и 2641 м.

Таким образом, можно дать следующую обобщенную характеристику рельефа рифтовой зоны исследованного района СХ.

Рифтовая долина между 5° с.ш. и разломом Богданова состоит из двух основных сегментов, в каждом из которых выделяются сегменты более высоких порядков. Структуры имеют меридиональное и северо-западное простирания, будучи разделены перемычками в виде небольших поднятий и порогов.

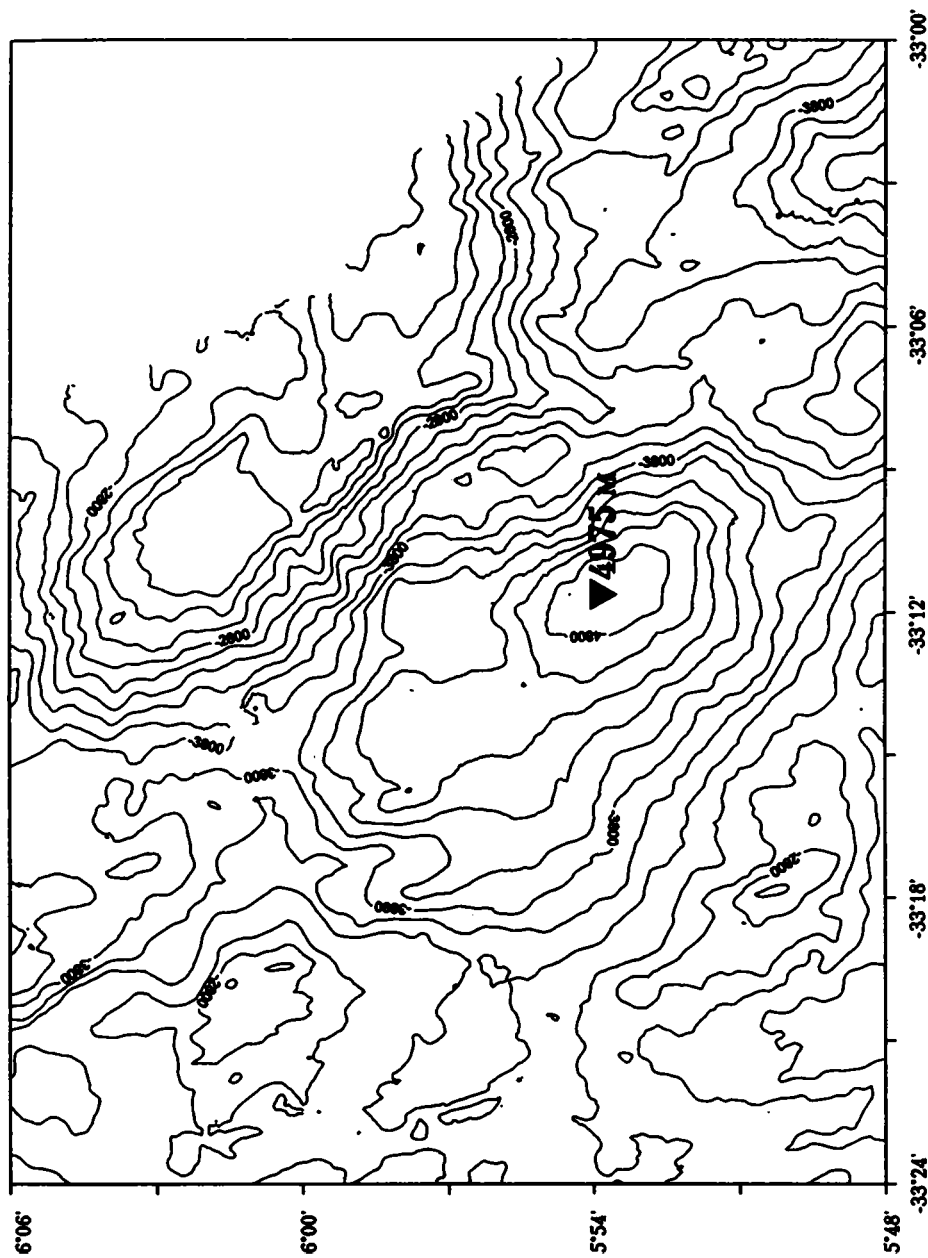


Рис. 6. Батиметрическая карта района впадины Маркова

Глубина рифтовых впадин варьирует в пределах 3800–5000 м. Ширина долин 14–16 км.

Рифтовая зона осложнена горами. В нижней части горы имеют изометричную форму; в верхней они в ряде случаев являются гребневидными, дискордантными по отношению к нижнему ярусу. Характерны глубины 2600–2100 м.

Специально следует коснуться систем разломов северо-западной ориентировки, косою по отношению к генеральному простираению как трансформных разломов, так и поперечных им структур рифтовой зоны. Они распространены на обширной площади Центральной Атлантики, осложняя строение Срединно-Атлантического хребта, пассивных частей трансформных разломов и глубоководных впадин. В описываемом здесь районе (полигон Сьерра-Леоне), имеющем ширину 60 км, на основе анализа батиметрической карты, построенной по технологии оттененного рельефа, выделяется две группы такого рода нарушений. Одна из них, основная, занимает район между 6.2° и 7.2° с.ш. Другая, небольшая, примыкает к 6.2° с.ш. с юга. Эти группы одна по отношению к другой располагаются под углом порядка 20°. Соотношения с генеральными структурами полигона дают основания считать их неотектоническими образованиями. В других районах океанского дна существуют системы косых структур северо-восточного простираения. Не исключено, что все эти косые линеаменты отражают планетарную сеть трещиноватости.

Глава 2

СОСТАВ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Вещественный состав океанической литосферы реконструировался нами по породным ассоциациям в каменном материале, полученном в ходе драгирования различных морфоструктур района Сьерра-Леоне. Координаты станций драгирования даны в табл. 1. Здесь в разных структурных соотношениях подняты магматические и метаморфические породы, характеризующие разрез океанической коры, равно как и разрез офиолитовых ассоциаций складчатых поясов: реститовые мантийные ультрамафиты, пироксениты, троктолиты; расчлененные изотропные пегматоидные габбро; габбро-нориты, плагиограниты, долериты, разнообразные базальты, а также амфиболиты, зеленые сланцы, катклазиты и милониты по основным и ультраосновным породам. О пространственном распределении различных пород района можно судить по результатам драгировок, особенностям морфологии рельефа дна и гравиметрическим данным, в частности, по распределению аномалий силы тяжести в редукции Буге [19].

Как показало драгирование, дно рифтовой долины в основном сложено потоками свежих подушечных базальтов. По всей видимости, их мощность очень мала, так как местами в пределах области их распространения на дне рифта обнажены ультрабазиты (ст. S2244). Борты рифтовых долин имеют гораздо более сложное строение. Начиная с глубин 3500 м, они сложены габброидами и различными ультрабазитами, в то время как свежие базальты здесь встречаются только эпизодически (ст. S2230, S2238). По данным [22], такое строение кора имеет на отдельных участках САХ, по крайней мере, на 50 км по обе стороны от оси современного рифта (рис. 7).

Породные ассоциации в пределах сегментов САХ представлены следующим образом.

1. Южнее 5°48'с.ш. океаническая кора в пределах рифтовой долины имеет нормальное строение. Однако гребневая зона САХ на этом участке характеризуется асимметричным строением. На восточном фланге обнаружены лишь

Таблица 1. Станции драгирования 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» и 10-го рейса НИС «Академик Иоффе»

Номера станций драгирования	Интервал драгирования				Глубина, м		Породы и их процентное содержание в драгированном материале	Вес, кг
	начальная		конечная		нач.	кон.		
	широта	долгота	широта	долгота				
22-й рейс НИС «Академик Николай Страхов»								
S2228	05°59.2'	-33°11.4'	05°59.2'	-33°11.4'	3200	3200	Габбро 100 %	0.1
S2229	06°00.9'	-33°11.5'	06°00.9'	-33°11.5'	2600	2600	Ультрабазиты 99 %; габбро 1 %	25
S2230	06°03.3'	-33°19.2'	06°03.3'	-33°19.6'	3530	3360	Базальты 100 %	100
S2231	06°10.8'	-33°25.7'	06°10.3'	-33°25.5'	3460	3050	Ультрабазиты 99 %; габбро 1 %	10
S2232	06°08.9'	-33°25.4'	06°09.1'	-33°25.4'	2250	2000	Ультрабазиты 100 %	200
S2234	06°20.6'	-33°30.9'	06°20.6'	-33°30.9'	3450	3450	Долериты 60 %; габбро 30 %; базальты 10 %	70
S2235	06°33.1'	-33°27.7'	06°33.2'	-33°27.3'	2250	2050	Ультрабазиты 98 %; базальты 2 %	12
S2236	06°35.9'	-33°40.0'	06°35.9'	-33°39.9'	3240	3000	Ультрабазиты 50 % (один образец); габбро 50 % (один образец)	0.2
S2238	06°31.5'	-33°42.9'	06°31.4'	-33°42.7'	3000	2800	Базальты 100 %	250
S2239	06°31.3'	-33°47.6'	06°31.5'	-33°48.2'	3650	3600	Базальты 100 %	7
S2240	06°34.9'	-33°52.2'	06°34.9'	-33°52.4'	3450	3220	Габбро 95 %; ультрабазиты 4 %; базальт 1 % (один образец)	150
S2244	06°53.8'	-33°56.9'	06°53.8'	-33°57.1'	3550	3490	Ультрабазиты 78 %; базальты 20 %; габбро 2 %	200
S2245	06°56.9'	-33°50.7'	06°57.0'	-33°50.5'	2800	2650	Ультрабазиты 99 %; габбро 1 %	100
S2246	07°09.9'	-33°56.2'	07°10.0'	-33°55.3'	3600	3580	Базальты 100 %	4
S2247	07°06.2'	-33°58.9'	07°05.1'	-34°00.1'	3570	2500	Базальты 100 %	1

Таблица 1. Продолжение

Номера станций драгирования	Интервал драгирования				Глубина, м		Породы и их процентное содержание в драгированном материале	Вес, кг
	начальная		конечная		нач.	кон.		
	широта	долгота	широта	долгота				
S2250	07°04.8'	-34°09.2'	07°04.8'	-34°09.2'	1500	1500	Ультрабазиты 89 %; габбро 10 %; базальты 1 %	80
Первая половина 10-го рейса НИС «Академик Иоффе»								
P1002	07°02.8'	-34°24.5'	07°03.0'	-34°25.4'	2650	1880	Габбро 100 % (один образец)	0.4
P1003	07°14.9'	-34°35.1'	07°15.3'	-34°35.3'	4800	5000	Базальты 100 %	60.0
P1005	07°12.1'	-34°21.1'	07°13.5'	-34°21.0'	4300	3200	Ультрабазиты 97 %; базальты 1 %; габбро 1 % осадочная брекчия 1 %	50.0
P1006	07°13.3'	-34°13.6'	07°14.3'	-34°13.7'	3300	2400	Ультрабазиты 20 %; серпентинитовые сланцы 60 %; метасоматические породы 10 %; осадочные брекчия 10 %	10.0
P1007	07°09.2'	-34°05.7'	07°07.8'	-34°05.6'	4850	4000	Базальты 10 %; долериты 40 %; милониты 40 %; габбро 1 %	20.0
P1009	07°07.7'	-33°37.1'	07°06.1'	-33°36.7'	3800	3200	Базальты 100 % (один образец)	3.0
P1010	07°02.6'	-33°40.0'	07°02.3'	-33°41.2'	3300	2550	Базальты 100 % (два образца)	5.0
P1011	07°17.4'	-33°57.7'	07°17.8'	-34°00.0'	3500	3220	Базальты 100 % (один образец)	0.3
P1012	07°02.5'	-34°15.8'	07°02.6'	-34°16.0'	3200	2800	Базальты 100 %	7.0
P1016	06°36.9'	-34°06.0'	06°37.0'	-34°05.4'	2800	2700	Базальты 100 %	50.0
P1019	06°17.7'	-33°43.2'	06°17.7'	-33°43.2'	4160	4160	Базальты 100 %	100.0
P1020	06°17.8'	-33°34.3'	06°18.9'	-33°33.0'	3900	3750	Базальты 100 %	8.0
P1022	06°18.6'	33°30.2'	06°18.0'	-33°29.3'	3700	3580	Базальты 50 %; габбро 50 %	30.0
P1025	06°19.7'	-33°35.1'	06°19.8'	-33°36.3'	4300	2800	Базальты 55 %; метагаббро 20 %; сланцы и метасоматические породы 25 %	20.0

Состав океанической литосферы

Таблица 1. Продолжение

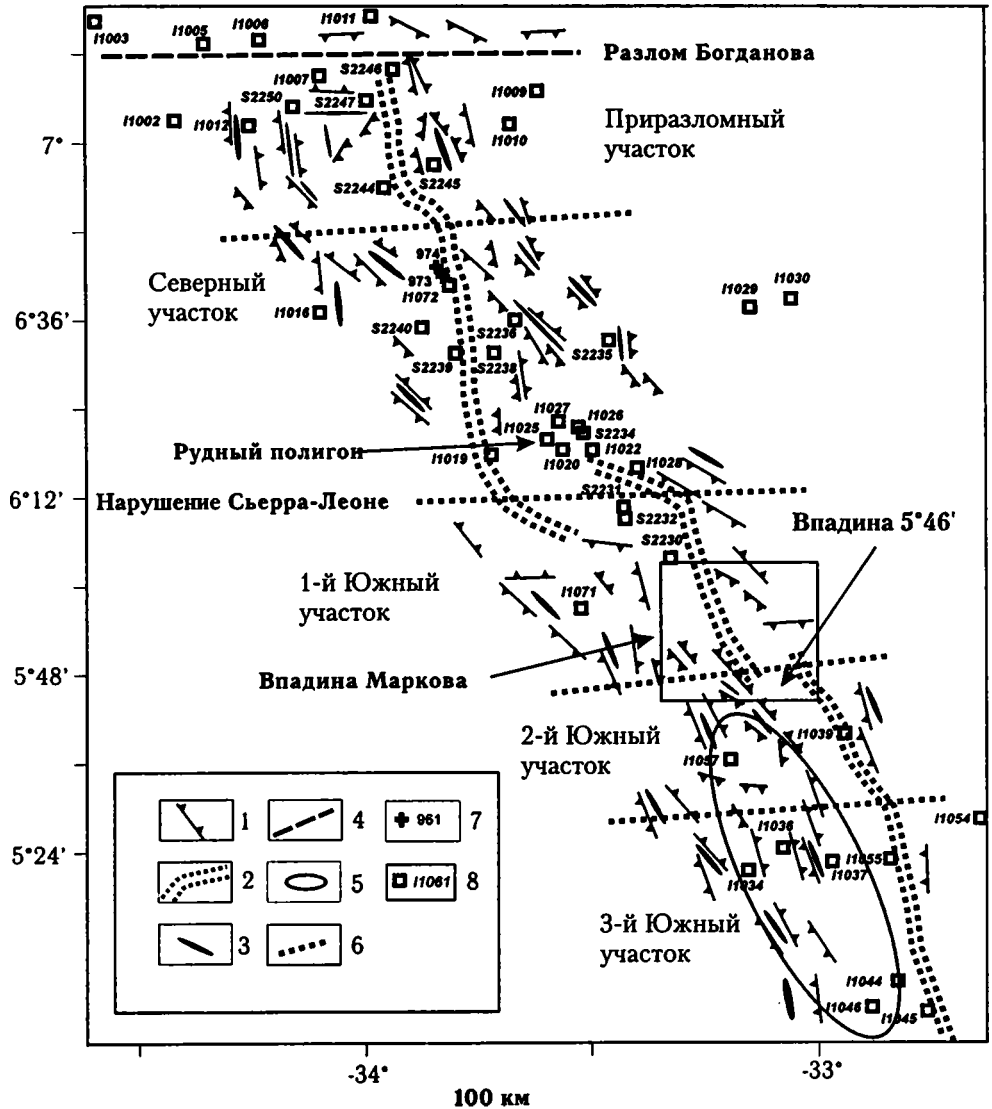
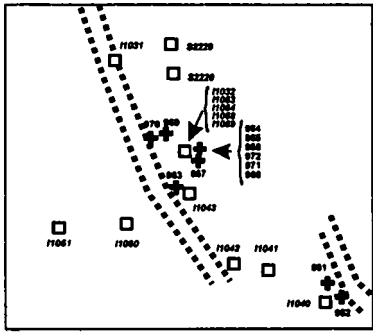
Номера станций драгирования	Интервал драгирования				Глубина, м		Породы и их процентное содержание в драгированном материале	Вес, кг
	начальная		конечная		нач.	кон.		
	широта	долгота	широта	долгота				
П1026	06°20.9'	-33°32.2'	06°21.9'	-33°31.0'	3870	2600	Базальты 100 %	200.0
П1027	06°21.3'	-33°34.2'	06°23.0'	-33°34.2'	3200	2750	Базальты 100 %	50.0
П1028	06°15.7'	-33°23.8'	06°16.1'	-33°23.8'	3800	3400	Габбро 95 %; базальты 5 %	35.0
П1029	06°37.3'	-33°09.0'	06°37.9'	-33°08.8'	3600	3000	Базальты 100 %	8.0
П1030	06°38.8'	-33°03.4'	06°38.7'	-33°03.6'	3250	3150	Гиалокластитовая брекчия 100 %	4.0
П1031	05°59.5'	-33°14.7'	06°00.1'	-33°14.6'	4200	3900	Базальты 100 %	10.0
П1032	05°54.7'	-33°11.4'	05°54.5'	-33°09.8'	4700	3700	Базальты 20 %; габбро 50 %; рудная минерализация 30 %	100.0
П1034	05°21.4'	-33°09.5'	05°21.6'	-33°09.2'	3400	3000	Базальты 100 % (один образец)	0.3
П1036	05°24.4'	-33°04.4'	05°24.8'	-33°04.2'	2260	2300	Базальты 100 %	60.0
П1037	05°22.5'	-32°58.8'	05°22.8'	-32°58.5'	2380	2420	Базальты 100 %	25.0
П1039	05°39.9'	-32°56.6'	05°39.9'	-32°56.4'	3500	3450	Базальты 100 %	100.0
П1040	05°46.2'	-33°02.3'	05°45.8'	-33°03.1'	4500	4200	Габбро 50 %; ультрабазиты 45 %; базальты 5 %	
П1041	05°48.0'	-33°05.5'	05°48.2'	-33°05.9'	4140	3800	Ультрабазиты 85 %; габбро 1 % (один образец); осадочная брекчия 17 %	100.0
П1042	05°48.0'	-33°07.9'	05°48.3'	-33°08.0'	3000	2900	Ультрабазиты 100 %	30.0
П1043	05°52.3'	-33°10.9'	05°52.3'	-33°10.9'	4650	4650	Базальты 100 %	60.0
П1044	05°06.8'	-32°49.1'	05°06.2'	-32°50.1'	3970	3350	Ультрабазиты 100 % (один образец)	3.0

Таблица 1. Окончание

Номера станций драгирования	Интервал драгирования				Глубина, м		Породы и их процентное содержание в драгированном материале	Вес, кг
	начальная		конечная					
	широта	долгота	широта	долгота	нач.	кон.		
И1045	05°02.6'	-32°45.7'	05°02.3'	32°45.8'	3350	3200	Базальты 100 %	70.0
И1046	05°03.0'	-32°53.0'	05°03.1'	-32°53.0'	2550	2200	Базальты 100 % (один образец)	0.5
Вторая половина 10-го рейса НИС «Академик Иоффе»								
И1054	05°28.7'	-32°37.2'	05°28.2'	-32°38.5'	2950	2380	Ультрабазиты 100 %	0.3
И1055	05°23.0'	-32°50.1'	05°23.0'	-32°51.1'	3880	3100	Базальты 100 %	45.0
И1057	05°36.1'	-33°12.0'	05°36.8'	-33°11.3'	2850	2800	Базальты, гналокластитовые брекчии 100 %	4.0
И1060	05°50.7'	-33°13.6'	05°50.1'	-33°14.0'	3600	3240	Габбро, метаморфические сланцы по габбро 60 %; ультрабазиты 10 %; базальты 30 %; хлорит-серпентин-талковые сланцы	60.0
И1061	05°50.4'	-33°17.4'	05°50.0'	-33°17.9'	3000	2700	Габбро (один образец); ультрабазиты (один образец)	0.1
И1063	05°54.5'	-33°10.0'	05°54.7'	-33°09.6'	3900	3600	Габбро 75 %; ультрабазиты 25 %	30.0
И1064	05°54.3'	-33°11.8'	05°54.4'	-33°11.4'	4850	4750	Ультрабазиты 97 %; базальты 3 % (один образец)	0.3
И1068	05°54.7'	-33°11.3'	05°54.6'	-33°10.1'	4680	4020	Габбро 35 %; ультрабазиты 30 %; базальты 35 %	50.0
И1069	05°54.6'	-33°09.8'	05°54.5'	-33°09.5'	3800	3640	Габбро, милониты и метаморфические сланцы по габбро 94 %; ультрабазиты 3 %; базальты 3 %	150.0
И1071	05°57.2'	-33°31.0'	05°56.6'	-33°31.6'	2800	2200	Ультрабазиты 50 % (один образец); базальты, долериты 50 % (один образец)	5.0
И1072	06°40.6'	-33°49.3'	06°40.6'	-33°48.0'	4350	4200	Базальты 100 %	30.0

Рис. 7. Схема основных структур и расположение станционных работ в районе Сьерра-Леоне

1 – тектонические эскарпы; 2 – простираение современной рифтовой долины; 3 – оси рифтовых гор; 4 – оси разломных долин; 5 – контур Юго-Западной площади развития базальтов; 6 – границы между различными структурными участками; 7 – станции модуля «Розетта» и их номера; 8 – станции драгирования и их номера. На врезке – расположение станционных работ во впадине Маркова



ультрабазиты (ст. I1054), за исключением южного борта рифтовой долины на $5^{\circ}06'$ с.ш. (ст. I1044), на западном же фланге широко распространены базальты (ст. I1034, I1036, I1037, I1046 I1057) (см. табл. 1). Этот район характеризуется минимальными значениями гравитационного поля (аномалии Буге) [19], обычными для областей преимущественного распространения базальтов.

2. Между нарушением Сьерра-Леоне и $5^{\circ}48'$ с.ш. нижнекоровые и мантийные породы резко преобладают среди драгированного материала и их выходы на поверхность сливаются почти в единое поле. Только отдельные участки дна рифтовой долины сложены здесь свежими базальтами. Этот район, центральную часть которого занимает впадина Маркова, изучен наиболее детально. Данные, полученные с помощью профилографа «Parasound», свидетельствуют о том, что днище впадины заполнено относительно мощной толщей осадков. На ее западном борту подняты базальты, габбро и ультрабазиты (ст. I1060, I1061). На ст. I1061, расположенной выше по склону, базальты не встречены. Северный и северо-восточный борта впадины покрыты рыхлыми осадками (ст. I1062, I1065–I1067, I1070) и только местами среди них имеются выходы (развалы?) коренных пород. Здесь в интервале глубин 4850–3600 м резко преобладают габброиды и ультрабазиты (ст. I1063, I101064, I1068, I1069). Наряду со свежими габброидами, сохранившими все черты магматических структур и текстур, в этом сегменте хребта распространены сильно тектонизированные, измененные габброиды, в которых прослеживается весь ряд деформационных структур от пластического течения (флазер-габбро) до катаклазитов и милонитов, проработанных гидротермальными растворами с образованием хлорита, эпидота и т.д. Мощности (достигающие 40 м) и характер распределения осадков; набор пород, слагающих борта впадины Маркова, характеризуют эту тектоническую структуру как достаточно древнюю. На поверхность дна впадины выведены нижнекоровые породы и в меньшем объеме – мантийные ультрабазиты, зеленокаменно измененные и тектонизированные базальты и долериты. Поскольку в драгированном материале обломки свежих базальтов с неизменным вулканическим стеклом редки и немногочисленны (ст. I1068, I1069), можно предполагать, что эта структура образована без существенного вклада эффузивного магматизма.

3. Неовулканическое поднятие в районе восточного интересекта разлома Богданова сложено базальтами (ст. S2246). Это линейное поднятие, смещенное к восточной части рифта, непосредственно на юге сменяется изометричным поднятием, сложенным ультрабазитами (ст. S2245). Далее к югу, до нетрансформного смещения Сьерра-Леоне, днище рифтовой долины залито базальтовыми потоками. На этом отрезке САХ борта рифтовой долины и ближние к оси рифта гряды сложены различными габброидами и ультрабазитами. Судя по имеющимся драгировочным, структурным и гравиметрическим данным, рифтовые горы первой гряды по обоим сторонам долины состоят из тектонически выведенных на поверхность различных габброидов и серпентинизированных мантийных ультрабазитов. Последующие гряды рифтовых гор на флангах гребневой зоны сложены одними базальтами (ст. I1016, I1029, I1030). Ширина выходов нижнекорово-мантийных пород к западу от оси рифта составляет 20–25 км, к востоку – 5–30 км. Поле их распространения пространственно совпадает с цепочками гравитационных максимумов, соответствующих областям распространения более плотных, чем базальты, пород. Поперечное поднятие в области нетрансформного смещения рифтовой долины на широте

6°53.8' с.ш. сложено преимущественно ультрабазитами. Эта область (поднятие) также отчетливо фиксируется в виде гравитационного максимума.

Базальты и долериты

Большинство поднятых базальтов является фрагментами небольших лавовых потоков. Часть образцов представляет собой микроподушки, покрытые закалочным стеклом. В отдельных случаях базальты представляют собой закалочные части в дайковых телах. Примером подобной ситуации служит обр. S2234/10, в котором отчетливо виден резкий прямолинейный контакт микрозернистого афирового базальта со среднезернистым габбро. Породы долеритовой группы (долериты, порфировые долериты и габбро-долериты) скорее всего являются дайковым комплексом.

Составы изученных базальтов и содержания элементов-примесей в них приведены в табл. 2, составы представительных закалочных стекол базальтов – в табл. 3 (всего было проанализировано 253 образца стекол). Концентрации редкоземельных элементов даны в табл. 4.

Наиболее представительная коллекция базальтов была получена из рифтовых структур Северного участка (ст. S2238, S2239, S2240, I1019, I1072) (см. рис. 7). Базальты этого участка довольно однородны по составу и отличаются высоким содержанием оксида магния. Особенно оно высоко в породах ст. I1019 (8.8–9.5 мас. % MgO, далее в тексте – %) и в стеклах (7.96–8.56 %) и ст. I1072 (8.9–9.3 % MgO) и в стеклах (7.9–8.2 %), характеризующих наиболее глубокие рифтовые впадины Северного участка. Содержание оксида магния в данных базальтах заметно выше, чем его концентрации в большинстве базальтов, слагающих осевую зону САХ, расположенную непосредственно севернее района Сьерра-Леоне вблизи разломных зон Архангельского, Долдрамс и Вернадского [30]. Такие же высокие содержания магния характерны для базальтов некоторых структур, локализованных между разломами Зеленого Мыса и Марафон [33]. Как известно, сегмент САХ между разломами Зеленого Мыса и Марафон примечателен тем, что это – район широкого распространения обогащенных базальтов [15], в котором обнаружены действующие «черные курильщики» – рудное поле «Логачев» [9].

Е. Клейн и К. Лангмюр [51] при пересчетах составов закалочных стекол базальтов используют величину $MgO = 8\%$ в качестве характеристики первичной выплавки. В соответствии с этим основная часть обсуждаемых базальтов относится к очень слабо дифференцированным или практически недифференцированным разностям. Действительно, наиболее примитивные (высокомагнезиальные) базальты, например, ст. S2238 (8.07–8.96 % MgO), имеют очень низкие содержания $K_2O = 0.08–0.09\%$ и $P_2O_5 = 0.08–0.11\%$, пониженные концентрации $TiO_2 = 1.35\%$, $FeO^* = 7.94–8.81\%$ и $Na_2O = 2.52–2.66\%$ и повышенные – $CaO = 10.61–11.50\%$ и $Al_2O_3 = 15.83–18.05\%$, низкие значения отношения $FeO^*/MgO = 0.94–1.08$. Менее магнезиальные базальты этой станции (MgO = 7.69–8.00 %), очевидно, являются более дифференцированными разностями, поскольку они также характеризуются более высокими содержаниями $FeO^* = 10.35–11.17\%$, $TiO_2 = 1.51–1.67\%$, $K_2O = 0.16–0.22\%$, $Na_2O = 2.74–2.87\%$, $P_2O_5 = 0.14–0.16\%$, и меньшими – $CaO = 10.43–10.54\%$, $Al_2O_3 = 14.74–15.97\%$, отношение FeO^*/MgO в них равно 1.30–1.41.

Таблица 2. Состав базальтов

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	FeO*	FeO*/MgO	Nb	Zr	Y	Rb	Sr	Ba	V	Ni	Cr	(Nb/Zr)n	
Разлом Богданова																										
I1003/1	49.02	1.34	15.62	3.59	5.96	0.15	7.73	11.10	3.43	0.32	0.18	1.15	99.59	9.19	1.19	7.9	100	25	4.8	260	13	250	150	290	0.87	
I1003/2	49.30	1.58	15.69	2.32	6.78	0.17	8.17	10.95	3.18	0.08	0.14	1.20	99.56	8.87	1.09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1003/4	49.23	1.46	15.88	2.51	6.95	0.16	7.10	11.07	3.30	0.39	0.18	1.24	99.47	9.21	1.30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1003/6	48.29	1.46	16.15	3.49	6.12	0.17	7.71	10.94	3.54	0.33	0.18	1.26	99.64	9.26	1.20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1003/7	48.51	1.47	16.16	4.27	5.60	0.16	7.63	10.80	3.50	0.30	0.18	1.36	99.94	9.44	1.24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1005/1	48.50	1.68	15.66	2.50	6.64	0.15	9.00	10.31	3.31	0.17	0.20	1.60	99.72	8.89	0.99	5.7	130	28	1.2	190	14	340	200	330	0.48	
I1005/39	47.58	1.11	15.94	2.00	7.73	0.18	10.01	11.13	2.39	0.11	0.08	1.35	99.61	9.53	0.95	1.7	59	22	2	120	7	200	210	400	0.32	
I1011/1	46.89	1.81	15.38	4.39	6.49	0.19	7.62	11.04	2.98	0.20	0.19	2.15	99.33	10.44	1.37	3.3	120	36	1.1	130	5	330	140	290	0.30	
Приразломный участок																										
S2244/50	50.14	1.71	14.19	3.51	7.15	0.18	8.78	10.67	2.69	0.16	0.15	0.43	99.76	10.31	1.17	4.9	100	30	2.3	120	47					0.54
S2244/51	51.30	1.54	14.76	2.23	7.21	0.17	8.66	10.81	2.62	0.15	0.13	0.46	100.04	9.22	1.06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S2244/55	50.66	1.78	13.96	1.99	8.05	0.17	8.64	10.51	2.73	0.16	0.16	0.93	99.74	9.84	1.14	5.3	110	33	2.1	110	55	-	-	-	-	0.53
S2244/61	50.78	1.52	14.94	1.86	7.43	0.18	8.57	10.89	2.67	0.13	0.13	0.71	99.81	9.10	1.06	3.3	91	30	1.9	120	16	-	-	-	-	0.40
S2244/62	50.04	1.50	15.52	3.38	7.22	0.15	8.62	10.81	2.58	0.15	0.12	0.64	100.73	10.26	1.19	3.1	86	26	1.5	120		-	-	-	-	0.40
S2244/64	49.39	1.13	16.44	2.73	5.58	0.15	8.04	11.75	2.29	0.14	0.08	1.88	99.60	8.04	1.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S2246/1	50.20	1.76	14.66	1.95	7.82	0.18	8.23	10.42	3.03	0.16	0.15	1.03	99.59	9.58	1.16	3.6	110	31	2.1	140	30	-	-	-	-	0.36
S2246/2	49.66	1.74	14.64	3.44	8.14	0.18	7.74	10.04	3.00	0.15	0.16	0.64	99.53	11.24	1.45	3.8	110	34	1.6	140	18	-	-	-	-	0.38
S2246/5	49.42	1.78	15.29	5.20	6.08	0.18	8.69	10.02	3.09	0.15	0.16	0.10	100.16	10.76	1.24	3.8	110	33	1.6	140	33	-	-	-	-	0.38
S2246/7	49.52	1.76	15.13	5.15	6.16	0.18	8.69	10.02	3.08	0.16	0.16	0.10	100.11	10.80	1.24	3.4	110	33	1.4	140	42	-	-	-	-	0.34
S2247/4	49.28	1.76	15.20	5.00	6.35	0.19	8.75	9.97	3.04	0.16	0.15	0.10	99.95	10.85	1.24	3.5	110	31	1.7	140	5	-	-	-	-	0.35

Состав океанической литосферы

Таблица 2. Продолжение

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	FeO*	FeO*/MgO	Nb	Zr	Y	Rb	Sr	Ba	V	Ni	Cr	(Nb/Zr)n	
S2250/56	47.10	1.63	15.54	3.71	5.68	0.22	10.30	10.64	2.49	0.09	0.13	2.34	99.87	9.02	0.88	3	92	29	1	110	21	-	-	-	0.36	
I1009/1	49.00	1.22	15.67	3.55	5.49	0.15	8.24	12.04	2.80	0.15	0.10	1.47	99.88	8.69	1.05	1.5	63	23	2.7	110	8	270	140	330	0.26	
I1010/1	49.20	0.97	15.65	3.55	5.40	0.15	9.07	11.57	2.51	0.10	0.08	1.89	100.14	8.60	0.95	1.7	55	21	1.3	130	5	220	220	420	0.34	
I1010/2	46.58	1.01	17.22	4.02	5.73	0.16	9.18	11.89	2.51	0.07	0.12	1.18	99.67	9.35	1.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
I1012/1	49.67	1.45	15.81	1.62	7.83	0.18	8.86	10.68	2.84	0.13	0.16	1.01	100.24	9.29	1.05	4.2	94	27	1.7	120	6	300	170	360	0.49	
I1012/2	49.19	1.54	15.18	1.35	7.76	0.17	8.85	11.15	2.78	0.13	0.15	1.16	99.41	8.98	1.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
I1012/3	50.26	1.43	15.50	0.82	7.94	0.17	8.76	10.81	2.75	0.11	0.14	0.84	99.53	8.68	0.99	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Северный участок																										
S2235/5	49.45	1.39	14.87	3.75	7.54	0.20	8.22	10.96	2.45	0.07	0.16	0.90	99.96	10.92	1.33	3.5	60	29	1.5	110	33	-	-	-	0.64	
S2238/10	50.47	1.42	15.00	3.05	6.75	0.18	7.92	10.54	2.83	0.14	0.11	1.25	99.66	9.50	1.20	3	92	28	-	110	34	-	-	-	0.36	
S2238/3	49.06	1.67	14.74	3.16	8.33	0.22	7.92	10.43	2.78	0.21	0.16	0.72	99.40	11.17	1.41	3.8	120	35	-	110	35	-	-	-	0.35	
S2238/7	49.62	1.51	15.14	2.84	7.83	0.19	8.00	10.54	2.87	0.22	0.14	0.67	99.57	10.39	1.30	3.8	110	31	1.7	120	40	-	-	-	0.38	
S2238/25	48.70	1.09	18.05	1.81	6.79	0.14	8.96	11.46	2.59	0.11	0.06	0.23	99.99	8.42	0.94	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
S2238/26	49.56	1.61	15.97	2.89	7.75	0.22	7.69	10.47	2.74	0.16	0.15	1.09	100.30	10.35	1.35	3.5	100	31	1.4	120	59	-	-	-	0.39	
S2239/1	50.42	1.35	16.83	1.01	7.46	0.16	8.48	11.38	2.57	0.09	0.09	0.11	99.95	8.37	0.99	1.8	73	23	-	120	33	-	-	-	0.27	
S2239/2	49.88	1.35	16.75	1.44	7.26	0.16	8.07	11.36	2.52	0.09	0.10	0.77	99.75	8.56	1.06	2.3	75	24	-	110	18	-	-	-	0.34	
S2239/3	50.35	1.36	16.51	2.02	7.13	0.16	8.28	11.38	2.60	0.09	0.09	0.35	100.32	8.95	1.08	2.9	74	24	-	120	37	-	-	-	0.43	
S2239/5	50.56	1.33	16.23	2.19	5.97	0.14	8.32	11.50	2.66	0.10	0.10	0.75	99.85	7.94	0.95	2.4	73	24	-	120	70	-	-	-	0.36	
I1016/2	48.96	1.58	14.81	3.04	7.16	0.18	8.96	10.94	2.76	0.15	0.16	1.16	99.86	9.90	1.10	5	96	30	2.1	130	9	310	210	380	0.57	
I1016/3	49.23	1.55	15.03	2.37	6.76	0.17	8.93	10.70	2.75	0.26	0.14	1.60	99.49	8.89	1.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
I1016/4	47.88	1.56	15.40	2.78	6.58	0.18	9.53	11.06	2.82	0.18	0.15	1.28	99.40	9.08	0.95	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

Таблица 2. Продолжение

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	FeO*	FeO*/MgO	Nb	Zr	Y	Rb	Sr	Ba	V	Ni	Cr	(Nb/Zr) _n	
И1016/4	47.88	1.56	15.40	2.78	6.58	0.18	9.53	11.06	2.82	0.18	0.15	1.28	99.40	9.08	0.95	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1016/8	48.57	1.61	15.24	2.74	7.04	0.19	8.89	11.23	2.76	0.11	0.18	1.20	99.76	9.51	1.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1019/3	50.37	1.26	15.07	2.50	7.41	0.16	8.79	11.51	2.61	0.11	0.11	0.42	100.36	9.66	1.10	3.4	77	24	1	120	9	280	190	360	0.49	
И1019/12	50.24	1.30	16.20	0.93	7.57	0.16	9.06	11.43	2.61	0.10	0.10	0.16	99.82	8.41	0.93	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1019/34	49.71	1.28	16.09	1.30	7.38	0.12	9.23	11.46	2.63	0.09	0.10	0.50	99.89	8.55	0.93	3	71	24	1	120	11	280	190	380	0.46	
И1019/37	48.87	1.25	15.87	1.87	6.78	0.16	9.51	11.14	2.50	0.09	0.11	1.25	99.40	8.46	0.89	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1019/40	49.52	1.29	15.75	1.85	6.85	0.17	9.35	11.58	2.55	0.09	0.11	0.60	99.71	8.52	0.91	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1019/44	49.62	1.29	16.27	1.34	7.26	0.17	8.92	11.72	2.62	0.11	0.10	0.47	99.89	8.47	0.95	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1019/49	49.71	1.28	15.87	2.15	7.12	0.15	9.31	11.32	2.63	0.10	0.10	0.45	100.19	9.06	0.97	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1029/1	49.61	1.44	15.26	5.51	4.16	0.12	7.50	11.32	2.88	0.30	0.14	1.52	99.76	9.12	1.22	4.7	81	27	7.6	130	14	280	84	330	0.64	
И1029/2	49.57	1.42	15.06	4.80	4.77	0.18	7.44	11.42	2.94	0.29	0.13	1.80	99.82	9.09	1.22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1029/3	49.64	1.43	14.68	5.41	5.03	0.15	7.70	11.38	2.61	0.26	0.12	1.78	100.19	9.90	1.29	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1030/1а	47.60	1.56	16.42	4.67	4.89	0.12	8.75	11.02	2.76	0.15	0.17	1.67	99.78	9.09	1.04	3.7	97	29	1.4	160	12	330	190	420	0.42	
И1072/1	48.49	1.06	15.86	3.69	7.28	0.17	8.93	11.50	2.55	0.09	0.09	0.37	100.08	10.60	1.19	3	62	24	<1	110	6	240	170	360	0.53	
И1072/3	49.62	1.13	16.17	3.22	5.96	0.16	9.10	10.95	2.55	0.09	0.09	0.53	99.57	8.86	0.97	3.1	62	21	1.3	110	6	230	160	360	0.55	
И1072/4	49.15	1.13	16.05	3.24	6.55	0.16	9.30	11.22	2.50	0.08	0.09	0.33	99.80	9.47	1.02	2.6	62	21	1.3	120	7	260	160	340	0.46	
И1072/8	49.57	1.15	16.43	2.67	6.51	0.15	9.21	11.11	2.52	0.08	0.08	0.30	99.78	8.91	0.97	2.6	63	22	1.4	110	6	280	180	380	0.45	
И1072/11	49.63	1.13	15.95	3.33	6.49	0.15	9.09	10.98	2.50	0.08	0.08	0.46	99.87	9.49	1.04	2.6	63	22	1.6	110	7	270	160	360	0.45	
И1072/16	49.40	1.13	16.21	3.37	6.06	0.15	9.09	11.18	2.50	0.08	0.08	0.61	99.86	9.09	1.00	3.4	62	22	1.4	110	5	240	170	350	0.60	
Рудный полигон																										
S2234/23	49.92	1.33	15.83	3.02	5.72	0.09	8.04	10.68	3.02	0.05	0.08	1.64	99.42	8.44	1.05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Состав океанической литосферы

Таблица 2. Продолжение

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	FeO*	FeO*/MgO	Nb	Zr	Y	Rb	Sr	Ba	V	Ni	Cr	(Nb/Zr) _n	
S2234/37	49.16	0.80	17.10	1.06	5.82	0.16	10.24	11.08	2.04	0.04	0.06	1.98	99.54	6.77	0.66	2	52	17		110	21	-	-	-	0.42	
I1022/5	50.22	2.11	14.55	2.80	9.24	0.20	6.24	10.05	2.85	0.17	0.19	0.88	99.50	11.76	1.88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1022/6	49.94	1.80	15.73	1.81	7.82	0.19	7.70	10.72	2.81	0.24	0.18	1.20	100.14	9.45	1.23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1025/1	49.17	1.91	14.70	4.55	7.40	0.16	6.45	10.29	3.03	0.37	0.16	1.94	100.13	11.50	1.78	4.1	110	38	4.8	110	16	350	78	180	0.41	
I1025/2	48.83	1.71	15.11	4.46	6.46	0.15	7.52	10.17	2.93	0.32	0.17	1.98	99.81	10.47	1.39	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1025/4	49.24	1.96	14.05	5.22	7.97	0.19	7.00	10.14	2.95	0.17	0.16	1.06	100.11	12.67	1.81	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1025/8	49.16	1.88	14.21	4.38	8.54	0.18	6.81	10.26	3.10	0.16	0.16	0.83	99.67	12.48	1.83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1026/1	50.16	1.55	15.32	4.32	5.26	0.13	7.86	10.88	2.95	0.20	0.14	1.15	99.92	9.15	1.16	4.6	96	30	2.6	130	8	270	96	290	0.53	
I1026/2	49.66	1.54	15.93	4.04	5.54	0.08	7.17	10.92	2.94	0.29	0.14	1.50	99.75	9.18	1.28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1026/8	49.65	1.49	15.54	4.52	6.07	0.16	7.27	10.54	2.77	0.29	0.14	1.39	99.83	10.14	1.39	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1026/10	50.15	1.57	16.55	2.15	6.59	0.16	7.69	10.43	2.84	0.35	0.14	1.29	99.91	8.53	1.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1026/20	49.84	1.62	14.17	4.41	7.12	0.09	7.89	9.88	2.86	0.14	0.13	1.76	99.91	11.09	1.41	4.2	97	34	1.7	110	6	310	120	220	0.48	
I1026/21	49.38	1.69	14.99	4.22	5.29	0.08	8.86	10.28	2.91	0.33	0.19	1.39	99.61	9.09	1.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1026/24	49.96	1.85	14.17	4.86	6.83	0.19	7.36	9.42	3.02	0.38	0.17	1.45	99.66	11.20	1.52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1026/25	49.81	1.62	14.63	4.43	6.03	0.18	8.91	9.81	2.90	0.21	0.16	1.13	99.82	10.02	1.12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1026/30	49.85	1.37	14.75	4.31	5.09	0.17	9.16	10.49	2.71	0.19	0.11	1.38	99.58	8.97	0.98	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1027/1	50.51	1.69	14.13	2.55	8.17	0.14	7.77	10.02	2.86	0.19	0.16	1.22	99.41	10.47	1.35	4.4	110	34	2.5	120	15	320	130	240	0.44	
I1027/2	50.58	1.47	14.23	4.10	5.54	0.08	8.63	10.89	2.92	0.25	0.15	1.32	100.16	9.23	1.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1027/3	50.20	1.87	13.66	4.73	7.39	0.05	6.99	10.32	2.98	0.26	0.18	1.64	100.27	11.65	1.67	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1027/4	50.32	1.46	13.82	3.70	7.20	0.17	8.88	10.63	2.69	0.12	0.14	0.86	99.99	10.53	1.19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1027/5	50.67	1.75	14.65	3.30	7.08	0.10	6.92	9.59	2.92	0.46	0.17	1.77	99.38	10.05	1.45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 2. Продолжение

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	FeO*	FeO*/MgO	Nb	Zr	Y	Rb	Sr	Ba	V	Ni	Cr	(Nb/Zr) _n	
I1027/7	50.61	1.70	14.70	1.26	8.80	0.18	8.10	10.11	2.91	0.16	0.17	0.90	99.60	9.93	1.23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1028/18	50.38	1.39	14.09	5.92	5.18	0.15	8.80	10.87	2.72	0.11	0.11	0.47	100.19	10.51	1.19	3.3	80	28	1.6	110	14	290	200	350	0.45	
1-й Южный участок																										
S2230/1	50.69	1.86	14.88	3.13	8.11	0.18	6.92	10.04	2.90	0.22	0.16	0.37	99.46	10.93	1.58	5.2	110	36	2	110	76	-	-	-	-	0.52
S2230/2	50.48	1.87	15.22	3.97	6.75	0.18	6.93	10.17	3.01	0.17	0.18	0.63	99.56	10.32	1.49	5.1	120	34	4.2	110	37	-	-	-	-	0.47
S2230/3	50.37	1.90	14.92	2.91	8.23	0.18	7.02	10.02	2.93	0.24	0.17	0.63	99.52	10.85	1.55	4.9	110	37	4	110	33	-	-	-	-	0.49
S2230/6	50.25	1.85	15.79	2.23	8.44	0.19	7.19	9.89	2.97	0.23	0.16	0.91	100.10	10.45	1.45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S2230/10	50.58	1.87	14.32	3.98	7.95	0.20	7.10	10.14	2.88	0.15	0.16	0.51	99.84	11.53	1.62	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1031/1	50.54	1.54	14.32	4.12	6.73	0.15	7.90	10.54	2.88	0.14	0.16	0.87	99.89	10.44	1.32	3.7	88	30	1.6	110	12	300	110	220	0.46	
I1031/2	50.20	1.52	14.94	2.76	7.50	0.16	8.40	10.18	2.84	0.13	0.14	0.93	99.70	9.98	1.19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1031/3	50.95	1.82	14.75	3.34	7.71	0.11	6.96	9.88	3.02	0.16	0.17	1.16	100.03	10.72	1.54	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Впадина Маркова																										
I1032/22	50.19	1.38	14.47	5.88	4.73	0.11	8.20	10.33	2.98	0.16	0.13	1.46	100.02	10.02	1.22	4.8	93	32	2.5	160	13	300	180	220	0.57	
I1032/23	49.81	1.67	14.96	4.88	5.94	0.14	8.33	9.86	2.93	0.24	0.13	1.26	100.15	10.33	1.24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1032/24	50.57	1.70	14.55	5.01	5.28	0.13	6.72	11.09	2.87	0.26	0.18	0.78	99.14	9.79	1.46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1032/27	49.92	1.69	15.04	3.75	6.86	0.11	7.60	10.73	2.82	0.26	0.15	1.29	100.22	10.24	1.35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1032/29	48.48	1.66	15.42	6.27	4.82	0.16	8.60	10.39	3.08	0.17	0.16	0.68	99.89	10.46	1.22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1032/40	50.46	1.68	15.41	3.99	6.13	0.15	7.25	10.56	2.73	0.35	0.15	0.80	99.66	9.72	1.34	6.9	97	34	5.1	120	11	280	100	260	0.78	
I1032/42	50.40	1.62	14.94	3.83	6.66	0.13	7.60	10.57	2.89	0.26	0.17	0.87	99.94	10.11	1.33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1040/2	49.82	1.54	14.92	3.43	6.18	0.20	8.10	10.63	2.87	0.39	0.17	1.23	99.48	9.27	1.14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I1040/3	49.18	1.20	15.34	3.72	5.57	0.15	9.13	10.81	2.63	0.14	0.11	1.52	99.50	8.92	0.98	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Состав океанической литосферы

Таблица 2. Продолжение

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	FeO*	FeO*/MgO	Nb	Zr	Y	Rb	Sr	Ba	V	Ni	Cr	(Nb/Zr)n	
I1060/1	48.96	1.23	15.86	2.28	6.64	0.12	9.42	10.69	2.49	0.06	0.10	1.77	99.62	8.69	0.92	4.6	72	23	<1	110	<5	260	180	340	0.70	
I1060/2	50.19	1.05	15.37	1.49	7.04	0.17	8.91	11.08	2.75	0.12	0.10	1.72	99.99	8.38	0.94	4.6	80	32	<1	90	7	270	100	280	0.63	
I1060/3	49.60	0.93	16.27	1.52	5.95	0.15	9.53	11.74	2.41	0.11	0.06	1.15	99.42	7.32	0.77	3.7	48	17	1.3	96	12	220	140	550	0.85	
I1060/7	48.69	1.05	16.78	1.59	7.17	0.18	10.20	10.86	2.44	0.13	0.07	0.70	99.86	8.60	0.84	2.7	64	22	1.5	110	<5	220	200	390	0.46	
I1060/8	49.00	1.05	16.52	2.26	7.43	0.17	9.47	10.52	2.41	0.08	0.07	0.61	99.59	9.46	1.00	2.9	61	22	<1	110	86	200	200	390	0.52	
I1060/106	50.80	1.26	15.30	0.94	8.05	0.19	8.50	11.49	2.73	0.14	0.09	0.67	100.16	8.90	1.05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
I1063/23	49.27	1.09	16.04	1.03	7.44	0.15	9.23	11.24	2.72	0.09	0.17	1.22	99.69	8.37	0.91	3.5	32	23	<1	100	6	220	170	390	1.20	
I1068/1	50.40	1.91	15.47	1.07	8.43	0.14	7.30	9.72	2.99	0.27	0.18	1.37	99.25	9.39	1.29	5.5	120	37	2.1	110	32	330	100	180	0.50	
I1068/2	49.90	1.66	15.97	1.94	6.80	0.15	7.69	11.05	2.78	0.18	0.15	1.52	99.79	8.55	1.11	6.2	96	30	3.5	120	8	310	120	290	0.71	
I1068/3	49.88	1.71	15.83	2.59	6.52	0.13	7.73	10.47	2.83	0.30	0.15	1.48	99.62	8.85	1.15	6.5	97	30	3.8	130	8	320	130	300	0.74	
I1068/4	50.10	1.63	14.54	3.54	7.16	0.17	7.36	11.18	2.74	0.27	0.14	0.69	99.52	10.35	1.41	6.4	98	30	2.8	120	7	340	120	310	0.72	
I1068/5	49.65	1.67	14.43	3.00	7.35	0.20	7.81	11.07	2.71	0.27	0.16	1.20	99.52	10.05	1.29	7.7	100	32	3.7	140	8	330	83	250	0.85	
I1068/6	49.57	1.62	13.93	2.99	7.51	0.06	8.32	10.22	2.84	0.31	0.13	1.94	99.44	10.20	1.23	5.4	99	32	4.5	120	7	310	140	230	0.60	
I1068/7	49.67	1.65	15.22	2.72	6.28	0.13	7.92	10.72	2.93	0.20	0.15	1.76	99.35	8.73	1.10	7.2	100	31	2.9	130	28	320	120	260	0.79	
I1068/15	49.46	1.65	15.16	2.37	8.17	0.19	8.11	10.70	2.69	0.32	0.16	0.99	99.97	10.30	1.27	7.6	100	32	4	130	52	320	130	260	0.84	
I1068/16	49.91	1.58	15.31	1.94	7.68	0.21	7.74	11.19	2.80	0.30	0.16	0.78	99.60	9.43	1.22	6.7	98	30	3	120	34	330	100	310	0.75	
I1068/23	49.92	1.01	15.22	3.21	7.07	0.18	8.54	10.96	2.73	0.09	0.08	0.92	99.93	9.96	1.17	3.9	71	25	<1	120	8	270	120	220	0.60	
I1069/1	49.75	1.76	14.02	2.80	8.67	0.19	8.13	9.94	2.78	0.31	0.17	0.98	99.50	11.19	1.38	5.3	120	36	2.1	110	28	320	110	240	0.49	
2-й Южный участок																										
I1039/1	49.30	1.37	13.89	5.11	6.47	0.17	8.93	10.53	2.93	0.16	0.14	0.72	99.72	11.07	1.24	4.9	89	31	2.2	120	5	330	160	330	0.61	
I1039/2	49.38	1.48	14.75	3.51	6.83	0.18	8.32	10.96	2.80	0.14	0.14	0.96	99.45	9.99	1.20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

Таблица 2. Продолжение

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	FeO*	FeO*/MgO	Nb	Zr	Y	Rb	Sr	Ba	V	Ni	Cr	(Nb/Zr)n	
И1039/3	49.46	1.47	14.18	3.35	7.62	0.17	8.56	10.64	2.77	0.15	0.13	0.85	99.35	10.64	1.24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1039/5	48.94	1.49	14.38	2.84	7.72	0.19	8.95	10.94	2.73	0.16	0.13	0.96	99.43	10.28	1.15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1039/6	49.10	1.48	14.54	3.35	7.33	0.18	8.97	10.56	2.78	0.17	0.13	0.91	99.50	10.35	1.15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1039/7	48.64	1.48	14.90	2.76	7.40	0.18	8.99	10.80	2.77	0.16	0.13	1.12	99.33	9.88	1.10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1039/8	49.56	1.44	14.10	4.67	6.29	0.18	8.89	10.81	2.81	0.16	0.15	0.70	99.76	10.49	1.18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3-й Южный участок																										
И1045/1	49.16	1.33	17.52	2.28	6.02	0.16	7.40	11.45	2.74	0.17	0.11	1.38	99.72	8.07	1.09	3.4	79	24	2.1	140	5	290	120	300	0.47	
И1045/2	49.74	1.41	16.10	2.18	7.02	0.17	7.64	10.77	2.73	0.18	0.14	1.21	99.29	8.98	1.18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1045/3	49.76	1.29	16.48	1.98	6.68	0.16	8.85	11.13	2.65	0.10	0.10	0.48	99.66	8.46	0.96	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1045/4	49.19	1.28	17.17	2.62	6.36	0.15	8.19	11.39	2.61	0.15	0.11	0.34	99.56	8.72	1.06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1045/5	49.48	1.29	16.62	2.56	7.05	0.15	7.87	11.40	2.50	0.13	0.11	0.61	99.77	9.35	1.19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1045/6	49.15	1.32	16.57	2.62	6.79	0.16	7.96	11.44	2.70	0.22	0.11	0.56	99.60	9.15	1.15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1045/7	49.10	1.30	16.90	2.67	6.41	0.15	8.50	11.34	2.63	0.21	0.11	0.60	99.92	8.81	1.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1045/11	49.48	1.21	16.11	1.96	7.30	0.16	8.92	11.29	2.54	0.10	0.11	0.60	99.78	9.06	1.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1055/1	48.82	1.77	15.19	2.76	8.66	0.18	7.46	11.21	2.81	0.18	0.15	0.24	99.43	11.14	1.49	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1055/2	49.87	1.74	14.94	2.57	8.60	0.18	7.10	11.11	2.84	0.20	0.15	0.88	100.18	10.91	1.54	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1055/3	50.20	1.76	15.25	2.13	8.69	0.18	7.18	10.90	2.85	0.19	0.16	0.60	100.09	10.61	1.48	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1055/5	50.45	1.70	15.05	2.50	8.48	0.15	7.05	10.83	2.83	0.17	0.17	0.58	99.96	10.73	1.52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1055/6	50.17	1.71	14.93	2.74	8.23	0.14	7.38	10.74	2.84	0.17	0.15	0.91	100.11	10.70	1.45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1055/8	49.33	1.73	14.88	4.75	6.60	0.16	7.56	10.90	2.84	0.20	0.14	0.79	99.88	10.88	1.44	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1055/9	49.95	1.74	14.99	2.91	7.86	0.07	7.81	10.61	2.84	0.18	0.15	0.42	99.53	10.48	1.34	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Состав океанической литосферы

Таблица 2. Окончание

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	FeO*	Feo*/MgO	Nb	Zr	Y	Rb	Sr	Ba	V	Ni	Cr	(Nb/Zr)n	
И1055/11	49.28	1.76	14.61	3.28	7.95	0.15	8.32	10.70	2.92	0.18	0.15	0.89	100.19	10.90	1.31	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Юго-Западная площадь																										
И1036/1	47.94	1.68	15.04	6.98	3.38	0.16	7.11	10.81	3.11	0.34	0.20	2.62	99.37	9.66	1.36	14	120	30	6.6	180	91	280	110	250	1.28	
И1036/2	49.06	1.54	14.82	5.67	5.39	0.17	7.39	10.64	3.06	0.46	0.17	1.20	99.57	10.49	1.42	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1036/3	49.68	1.58	15.15	4.79	5.53	0.16	7.03	10.64	2.95	0.50	0.17	1.29	99.47	9.84	1.40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1036/11	48.46	1.41	15.29	4.51	6.11	0.17	8.60	10.70	2.81	0.33	0.15	1.08	99.62	10.17	1.18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1036/15	48.86	1.35	15.00	5.35	4.96	0.16	8.08	10.64	2.88	0.50	0.16	1.53	99.47	9.78	1.21	11	92	27	8.7	160	40	270	140	260	1.32	
И1036/16	48.90	1.34	15.61	5.20	5.03	0.15	7.90	10.67	2.97	0.19	0.14	1.20	99.30	9.71	1.23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1036/17	48.86	1.29	15.39	3.88	5.21	0.16	8.80	10.63	2.85	0.39	0.15	1.72	99.33	8.70	0.99	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1036/38	48.90	1.38	16.26	3.80	5.03	0.15	8.24	10.94	2.86	0.44	0.15	1.38	99.53	8.45	1.03	7.7	100	26	5.6	180	9	240	150	310	0.85	
И1036/4	48.82	1.46	15.48	3.83	6.18	0.17	8.66	10.68	2.61	0.32	0.17	1.00	99.38	9.63	1.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1036/9	48.90	1.43	15.35	3.95	5.96	0.17	8.54	10.53	2.93	0.37	0.17	1.26	99.56	9.52	1.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1037/1	49.96	1.57	15.88	3.04	6.11	0.17	7.21	10.54	3.09	0.40	0.17	1.34	99.48	8.85	1.23	7.7	110	33	5.5	140	56	290	78	180	0.77	
И1037/3	50.04	1.61	13.21	7.67	5.03	0.17	7.01	10.36	3.10	0.44	0.17	0.90	99.71	11.93	1.70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1037/4	49.84	1.59	15.05	3.59	6.83	0.18	7.39	10.08	3.06	0.37	0.17	1.16	99.31	10.06	1.36	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1037/5	50.40	1.46	15.31	4.31	5.28	0.16	6.87	10.75	3.07	0.44	0.16	1.25	99.46	9.16	1.33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
И1046/1	49.03	1.57	15.99	2.99	6.77	0.16	7.88	10.96	2.76	0.40	0.20	0.83	99.54	9.46	1.20	13	110	29	5.9	180	9	310	110	290	1.30	
И1057/2	46.75	2.32	15.32	4.86	6.06	0.11	7.63	11.08	3.03	0.58	0.31	1.45	99.50	10.43	1.37	29	140	32	8.2	320	200	410	120	260	2.28	
И1057/3	46.14	2.31	15.61	4.54	6.03	0.16	8.30	11.42	2.89	0.58	0.31	1.62	99.91	10.12	1.22	29	140	29	5.2	350	260	320	130	310	2.28	
И1057/4	46.76	2.33	15.89	4.62	5.37	0.10	6.90	10.94	3.13	0.73	0.30	2.41	99.48	9.53	1.38	28	150	31	11	320	250	350	92	220	2.05	
И1057/11	45.32	2.46	15.84	4.89	5.96	0.22	7.80	11.62	2.81	0.42	0.33	2.16	99.83	10.36	1.33	28	150	34	5.4	320	230	430	100	250	2.05	

Примечание. Здесь и далее оксиды – в мас. %, элементы – в г/т; прочерки – отсутствие данных. Кроме того, см. Примечание к табл. 4.

Таблица 3. Состав закалочных стекол

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма	K ₂ O/TiO ₂
S2230/1-1	51.28	1.78	0.00	14.74	10.59	0.17	6.88	10.15	2.99	0.14	–	98.72	0.42
S2238/26-1	51.89	1.49	0.03	15.41	9.76	0.16	7.58	10.88	2.96	0.09	–	100.23	0.33
S2238/29-2	52.16	1.47	0.00	14.82	9.76	0.20	7.53	10.94	2.81	0.06	–	99.75	0.22
S2238/30-1	50.79	1.54	0.02	14.91	9.20	0.16	7.95	10.56	2.89	0.08	–	98.10	0.29
S2238/39-1	51.77	1.41	0.01	14.77	9.35	0.18	7.79	10.80	2.72	0.07	–	98.86	0.26
S2239/1-1	51.91	1.38	0.02	15.04	8.84	0.16	8.09	11.54	2.57	0.05	–	99.59	0.18
S2239/2-1	50.55	1.34	0.05	15.17	8.84	0.19	7.84	11.33	2.63	0.06	–	97.98	0.23
S2244/50-3	50.22	1.62	0.05	14.91	9.42	0.15	8.29	10.62	2.84	0.10	–	98.21	0.34
S2244/51-2	51.06	1.48	0.04	15.04	8.89	0.17	8.29	10.96	2.73	0.10	–	98.76	0.38
S2244/84-1	50.75	1.66	0.00	14.90	9.37	0.16	8.14	10.50	2.82	0.10	–	98.41	0.33
S2246/1-2	50.57	1.68	0.04	15.38	9.62	0.18	7.52	10.48	3.20	0.09	–	98.75	0.28
S2246/2-2	50.38	1.71	0.02	15.37	9.46	0.17	7.60	10.40	3.22	0.11	–	98.44	0.35
S2246/3-3	50.85	1.68	0.01	15.29	9.48	0.15	7.35	10.60	3.26	0.11	–	98.77	0.34
S2246/5-2	50.81	1.72	0.00	15.42	9.53	0.18	7.56	10.50	3.16	0.09	–	98.97	0.30
I1003/02-1	49.96	1.52	0.06	15.47	9.53	0.21	8.39	10.69	2.96	0.06	0.08	98.92	0.21
I1003/03-2	49.90	1.37	0.06	16.55	8.87	0.14	8.03	10.54	3.11	0.26	0.10	98.92	1.03
I1003/14-2	49.69	1.40	0.05	16.44	8.54	0.16	8.31	10.53	3.17	0.27	0.13	98.69	1.07
I1011/01-1	50.43	1.83	0.05	15.74	9.65	0.15	5.48	12.53	2.94	0.12	0.14	99.07	0.35
I1012/01-3	50.86	1.54	0.06	15.57	9.18	0.15	7.80	10.71	2.62	0.12	0.06	98.67	0.42
I1016/01-1	50.36	1.48	0.03	15.48	8.91	0.18	8.42	10.84	2.78	0.14	0.08	98.69	0.51

Таблица 3. Продолжение

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма	K ₂ O/TiO ₂
I1016/05-1	50.55	1.54	0.03	15.25	8.70	0.18	8.55	10.62	2.53	0.13	0.10	98.18	0.47
I1019/05	51.17	1.39	0.08	15.11	8.60	0.15	8.01	11.58	2.54	0.11	0.06	98.79	0.44
I1019/12	51.06	1.27	0.03	15.74	8.09	0.17	8.49	11.51	2.58	0.10	0.04	99.08	0.45
I1019/20-1	50.82	1.41	0.06	15.41	8.45	0.16	8.14	11.47	2.30	0.10	0.04	98.37	0.39
I1026/01-1	51.34	1.60	0.04	14.93	8.96	0.14	7.37	11.04	2.77	0.18	0.08	98.45	0.63
I1026/03-1	51.06	2.00	0.06	14.30	11.26	0.21	6.41	9.98	2.64	0.16	0.16	98.24	0.56
I1026/04-1	51.42	1.59	0.03	14.85	9.33	0.16	7.38	10.94	2.80	0.16	0.08	98.75	0.60
I1026/07-1	51.08	1.97	0.03	13.99	11.35	0.19	6.47	10.03	2.69	0.16	0.14	98.10	0.46
I1026/56F	51.53	1.74	0.03	14.30	11.06	0.17	6.87	10.36	2.57	0.18	0.11	98.92	0.55
I1026/57A-1	51.39	1.59	0.02	15.16	9.69	0.13	7.55	11.16	2.82	0.17	0.11	99.78	0.58
I1027/01-1	51.30	1.63	0.02	14.57	10.77	0.17	7.33	10.54	2.74	0.11	0.10	99.28	0.37
I1027/02-1	51.60	1.41	0.05	15.01	9.62	0.16	7.67	11.27	2.70	0.09	0.07	99.65	0.35
I1027/06	51.41	1.61	0.02	14.67	11.10	0.18	7.59	10.51	2.60	0.14	0.09	99.91	0.46
I1027/09-2	50.94	1.64	0.03	14.44	10.71	0.15	7.49	10.54	2.86	0.14	0.08	99.02	0.47
I1030/01A-1	50.29	1.48	0.05	15.40	8.72	0.15	8.32	11.47	2.91	0.13	0.03	98.95	0.48
I1031/01-1	51.85	1.56	0.03	14.86	10.26	0.17	7.21	10.89	2.54	0.13	0.06	99.56	0.46
I1032/53-1	50.83	1.61	0.03	14.68	10.73	0.16	7.48	10.63	2.44	0.12	0.05	98.77	0.42
I1036/04-2	50.52	1.46	0.02	15.49	9.65	0.17	8.08	11.27	2.74	0.23	0.08	99.70	0.82
I1036/07-1	50.79	1.33	0.08	15.36	9.38	0.17	8.10	11.88	2.64	0.24	0.09	100.06	1.00
I1037/02-1	51.23	1.56	0.03	15.03	10.11	0.17	7.26	11.00	2.71	0.21	0.12	99.43	0.74

Таблица 3. Окончание

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма	K ₂ O/TiO ₂
И1039/01-1	51.04	1.39	0.06	15.07	9.87	0.16	7.90	11.36	2.71	0.14	0.04	99.74	0.54
И1039/07	50.53	1.50	0.04	14.96	9.72	0.16	7.71	11.50	2.60	0.13	0.05	98.90	0.46
И1039/11	50.75	1.42	0.05	15.07	9.81	0.16	7.71	11.39	2.78	0.14	0.06	99.33	0.53
И1039/17	50.51	1.43	0.02	15.09	9.72	0.16	8.20	11.47	2.53	0.11	0.06	99.29	0.40
И1045/01-1	50.20	1.38	0.05	15.37	9.52	0.16	8.22	11.45	2.69	0.09	0.04	99.17	0.37
И1045/12-2	50.01	1.18	0.07	15.29	8.83	0.19	8.44	11.63	2.34	0.07	0.05	98.11	0.34
И1045/13-1	50.29	1.20	0.07	16.12	8.95	0.16	8.64	11.59	2.65	0.10	0.05	99.82	0.45
И1055/1-1	50.73	1.74	0.02	15.05	9.98	0.14	7.03	11.20	2.94	0.16	0.32	99.29	0.49
И1055/7	50.51	1.74	0.02	14.60	9.83	0.18	7.35	11.21	2.65	0.19	0.31	98.58	0.59
И1068/10-1	51.23	1.64	0.04	15.28	9.20	0.17	7.15	11.12	3.04	0.19	0.23	99.29	0.64
И1068/11-2	50.25	1.51	0.04	15.30	9.21	0.16	7.38	10.70	2.94	0.19	0.30	97.98	0.70
И1068/9-2	50.52	1.60	0.00	15.01	9.67	0.18	7.29	10.62	3.14	0.12	0.30	98.46	0.41
И1069/1-1	50.41	1.71	0.00	14.40	10.31	0.21	7.58	10.21	3.12	0.17	0.35	98.46	0.56
И1069/3-1	50.58	1.71	0.01	14.32	10.54	0.18	7.63	10.20	3.09	0.17	0.31	98.74	0.55
И1069/63-1	50.86	1.74	0.00	14.72	10.54	0.21	7.38	10.26	3.14	0.13	0.34	99.32	0.42
И1072/1-1	50.70	1.19	0.04	15.58	8.91	0.17	8.12	11.85	2.64	0.09	0.23	99.51	0.39
И1072/7-1	50.51	1.33	0.03	15.54	9.01	0.14	7.91	11.56	2.76	0.10	0.27	99.17	0.43

Примечание. Определения выполнены на микрозонде «Camebax-micro» в ОИГТМ СО РАН, г. Новосибирск.

Таблица 4. Содержание редкоземельных элементов в базальтах

Номер образца	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
S2246/2	5	13	12	4.7	1.3	0.94	3.8	0.61
S2234/24	3.8	10	8.1	2.7	0.94	0.61	2	0.31
S2230/1	5.2	16	13	4.3	1.4	1.2	3.8	0.57
S2238/3	5.4	14	13	4.7	1.3	1.1	3.8	0.59
S2239/1	3.2	8.6	7.9	3.1	0.9	0.68	2.6	0.41
S2244/50	4.3	12	11	3.8	1.4	1.1	3.4	0.54
I1003/2	3.3	11	10	3.9	1.4	1.1	3.4	0.54
I1003/4	5.9	16	11	3.2	1.1	0.73	2.7	0.45
I1026/23	3.4	10	9.1	3.6	1.2	1.1	3.4	0.53
I1027/5	5.2	16	13	4.5	1.5	1.2	4	0.64
I1029/1	3.8	11	8.4	2.8	1.1	0.73	2.4	0.38
I1031/1	4.2	12	10	3.5	1.2	0.92	2.9	0.46
I1036/15	8.9	21	13	3.7	1.3	1.3	2.6	0.38
I1037/3	6.7	18	13	4.1	1.4	1.4	3.1	0.49
I1039/1	4	11	9.5	3.4	0.98	0.98	3	0.43
I1045/1	3.9	12	9.5	3.1	1.1	1.1	2.3	0.28
I1046/1	11	25	15	4	1.2	1.2	2.9	0.42
I1057/2	22	48	26	5.6	1.6	1.2	2.9	0.42
I1057/3	23	52	25	5.1	1.6	1.2	2.3	0.33
I1057/4	22	53	26	5.5	1.6	1.2	2.9	0.41
I1057/11	25	52	27	6.5	1.9	1.2	3.4	0.52

Примечание к табл. 2 и 4. Измерения выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН, г. Москва; оксиды – методом мокрой химии, элементы-примеси – РФА (табл. 2) и методом НАА, аналитик С.М. Ляпунов (табл. 4).

Между составами описываемых базальтов имеются несущественные, но характерные различия. Базальты из рифтовой впадины, расположенной ближе к тектоническому нарушению Сьерра-Леоне (ст. I1019) (1.25–1.29 % TiO_2 , 0.09–0.11 % K_2O , 0.10–0.11 % P_2O_5), имея близкие концентрации MgO , отличаются от базальтов более северной впадины (ст. I1072) (1.13–1.15 % TiO_2 , 0.08–0.09 % K_2O , 0.08–0.09 % P_2O_5) незначительно – более высоким содержанием окислов титана, калия и фосфора. Очевидно, что состав мантийного источника или условия генерации первичных расплавов для базальтов этих двух рифтовых впадин были различными. Базальты ст. S2238 более близки к базальтам более удаленной от нее ст. I1019. Закономерности вариаций состава стекол в целом близки к таковым базальтов, хотя обычно они редко совпадают, имея, как правило, более высокие значения титана и натрия и более низкие содержания магния.

Описываемые базальты характеризуются очень низкими концентрациями некогерентных элементов. В наиболее примитивных разностях концентрация Nb равна 1.8–2.9 г/т, Zr – 73–75 г/т, Y – 23–24 г/т. В более дифференцированных разностях содержание Nb достигает 3.8 г/т, Zr – 120 г/т, Y – 35 г/т, Rb – 1.4 г/т. Отношение $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ в рифтовых базальтах Северного участка также очень низкое и составляет 0.27–0.38, что позволяет отнести эти базальты к производным толеитового расплава N-MORB типа [66]. Этот вывод подтверждается и характером спектров распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), и низкими значениями отношения K/Ti (0.09–0.45) в закалочных стеклах. Кривая спектра РЗЭ располагается на уровне 10–20 хондритовых норм и имеет характерное понижение в области легких лантаноидов ($(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0.57–0.62) (рис. 8, А). Из анализа этих же спектров следует, что даже высокомагнезиальные базальты уже дифференцированы, поскольку имеют слабо выраженную отрицательную аномалию Eu (обр. S2239/1). У менее магнезиальных образцов отрицательная европиевая аномалия более глубокая (обр. S2238/3).

Базальты западного фланга гребневой зоны Северного участка (ст. I1016), как и рифтовые базальты, являются высокомагнезиальными, но в сравнении с ними при том же уровне магнезиальности они имеют заметно более высокие содержания TiO_2 (1.55–1.61 %), K_2O (0.11–0.26 %), P_2O_5 (0.14–0.18 %), Na_2O (2.75–2.82 %) и более низкие – глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.81–15.40$ %). Эта закономерность характерна и для стекол. Кроме того, они отличаются от состава раскристаллизованных частей базальтовых потоков меньшими содержаниями TiO_2 (1.46–1.54 %) и MgO (8.38–8.55 %).

Концентрация некогерентных элементов в высокомагнезиальных разностях базальтов западного фланга немного выше, чем в рифтовых базальтах: Nb содержится 5 г/т, Zr – 96 г/т, Y – 30 г/т, Rb 1.4–2.4 г/т. Значения отношений $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ в базальтах (0.42) и K/Ti в стеклах (0.42–0.60) также выше.

Базальты восточного фланга Северного участка в основной массе заметно менее магнезиальные. Если их сравнить с менее магнезиальными базальтами ст. S2238, о которых говорилось выше, то можно отметить их сходство и, в то же время, небольшое различие. Фланговые базальты существенно более кальциевые (11.32–11.42 % CaO), но характеризуются несколько меньшими значениями TiO_2 (1.42–1.44 %) и P_2O_5 (0.12–0.17 %) и большими K_2O (0.15–0.30 %). В коллекции базальтов с восточного фланга имеется один высокомагнезиальный образец (обр. I1030/1), близкий к базальтам ст. I1016, расположенной на западном фланге.

В сравнении с рифтовыми базальтами высокомагнезиальные базальты восточного фланга имеют более высокие содержания несовместимых элементов: Nb (3.7–4.2 г/т), Zr (97–110 г/т), Y (29–31 г/т), Rb (2.1 г/т); более высокое отношение $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ (0.57), а в стеклах – отношение K/Ti, равное 0.47–0.52; в них также высоки содержания Cr (420 г/т), Ni (190 г/т), V (330–350 г/т). В наиболее калиевом образце из этой группы базальтов (обр. I1029/1) отмечается высокое содержание рубидия (7.6 г/т); отношение $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ достигает 0.64; также заметно более высокое отношение $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0.80. Таким образом, данный образец близок к толеитам T-MORB типа [66].

Станции I1016, I1039, I1038, I1029 и I1030 последовательно с запада на восток образуют профиль опробования, поперечный к простиранию рифта. На определенном уровне приближения можно утверждать, что все базальты, представляющие собой гребневую зону на Северном участке, близки между собой.

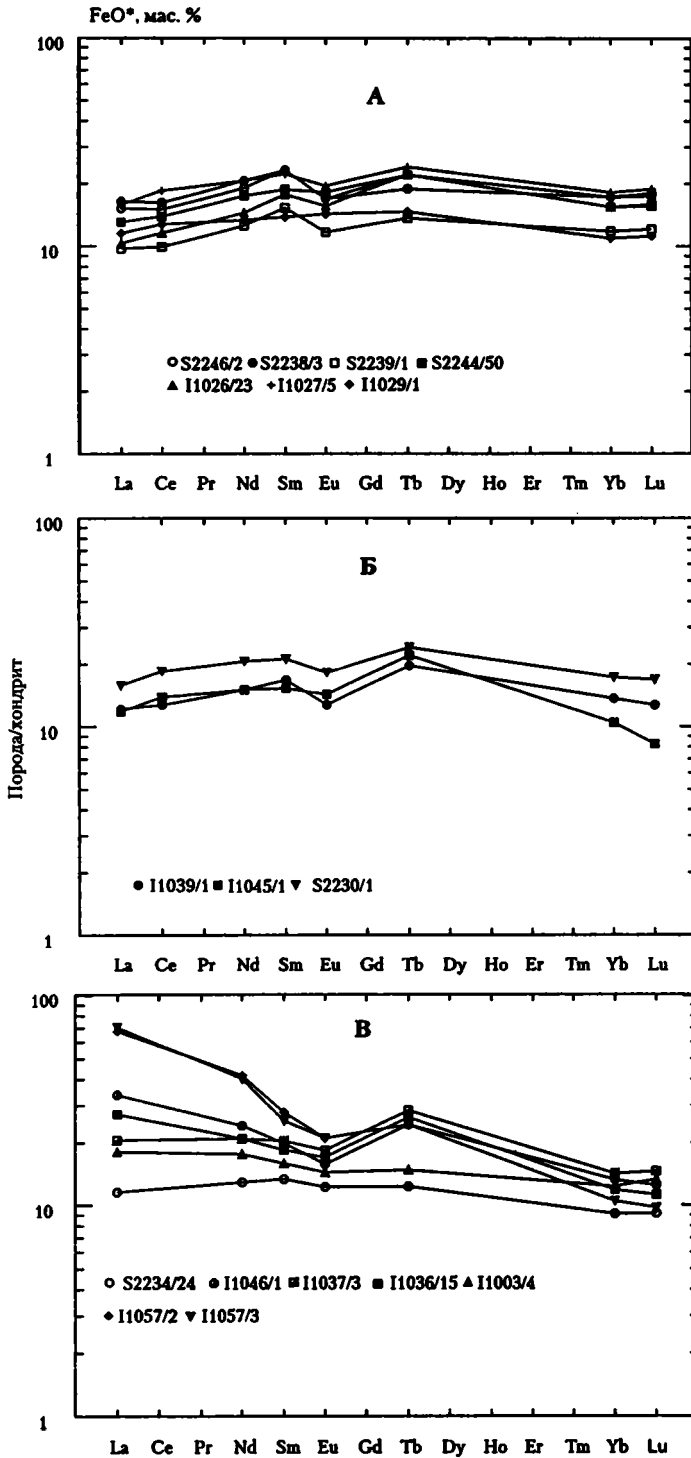


Рис. 8. Спектры распределения редкоземельных элементов в базальтах

А – станции, расположенные севернее разлома Сьерра-Леоне; Б – станции, расположенные южнее разлома Сьерра-Леоне; В – образцы, обогащенных толеитов и щелочных базальтов. Нормирование по хондриту выполнено согласно работе [47]

Характерной чертой их совокупности является резкое доминирование высокомагнезиальных базальтов, относительно редко встречающихся в осевой части САХ. Одновременно в составе базальтов, характеризующих различные морфоструктуры из этой зоны, имеют место различия трех типов.

Во-первых, наблюдаются вариации в концентрациях титана и натрия, что означает, что описываемые базальты формировались из различающихся по составу первичных выплавок. В ряду увеличения содержания титана можно выделить типы базальтов станций I1072, I1019 и I1016. На графике $TiO_2 - FeO^*/MgO$ (рис. 9, Б) базальты этих станций образуют обособленные группы, от которых отходят самостоятельные пологие тренды дифференциации. В этом же ряду в целом возрастают и содержания калия, фосфора и натрия.

Второй тип различий проявляется в разной степени обогащения базальтов калием независимо от содержания в базальтах титана и степени дифференциации базальтов, что можно видеть на графике $K_2O - FeO^*/MgO$ (см. рис. 9, Е). Более калиевые разности встречены на флангах, при этом наибольшие содержания калия отмечены в базальтах восточного фланга. Фланговые базальты характеризуются и более высокими содержаниями некогерентных элементов.

Третий тип различий проявляется в разной степени дифференциации базальтов. Заметно больше дифференцированных базальтов распространено на восточном фланге. Вероятно, это может свидетельствовать о том, что до смены геодинамического режима спрединга, о котором говорилось выше, условия для дифференциации базальтовых выплавок были более благоприятными.

В Приразломном участке (см. рис. 7) базальты характеризуют следующие рифтовые структуры: неовулканическое поднятие (ст. S2246), небольшое поднятие из зоны левостороннего сдвига, являющегося границей Приразломного участка (ст. S2244), и западный борт рифтовой долины (ст. S2247). С базальтами Северного участка их сближает высокая магнезиальность состава (8.04–8.78 % MgO). Однако, в отличие от них, рифтовые базальты Приразломного участка заметно более высокотитанистые и железистые даже в сравнении с базальтами ст. I1016, при практически том же уровне концентраций калия и фосфора. Это можно видеть на графике $TiO_2 - FeO^*/MgO$ (см. рис. 9, Б), где описываемые базальты образуют самостоятельную наиболее титанистую группу среди высокомагнезиальных базальтов. Внутри этой группы базальтов также имеются различия, заключающиеся в том, что базальты, характеризующие структуры, наиболее близко расположенные к разлому Богданова (ст. S2244, S2247), существенно более натровые. Таким образом, в Приразломном участке распространены два типа современных базальтов, являющихся производными различных первичных выплавок: тип ст. S2244 – относительно высокотитанистые (1.50–1.78 % TiO_2) и высокожелезистые (9.11–10.31 % FeO^*) базальты, и тип ст. S2246 – высокотитанистые (1.76–1.78 % TiO_2), высокожелезистые (9.57–10.85 % FeO^*) и высоконатровые (3.03–3.09 % Na_2O) базальты.

Отмеченные выше особенности состава рифтовых базальтов Приразломного участка повторяются и в составах закалочных стекол, хотя следует отметить имеющиеся различия между составами базальтов и составами их стекол. Как и для всех предыдущих случаев, стекла по сравнению с базальтами менее магнезиальные, а также менее титанистые (1.45–1.72 % TiO_2), а стекла ст. I1046 еще и более высоко натровые (3.09–3.26 % Na_2O).

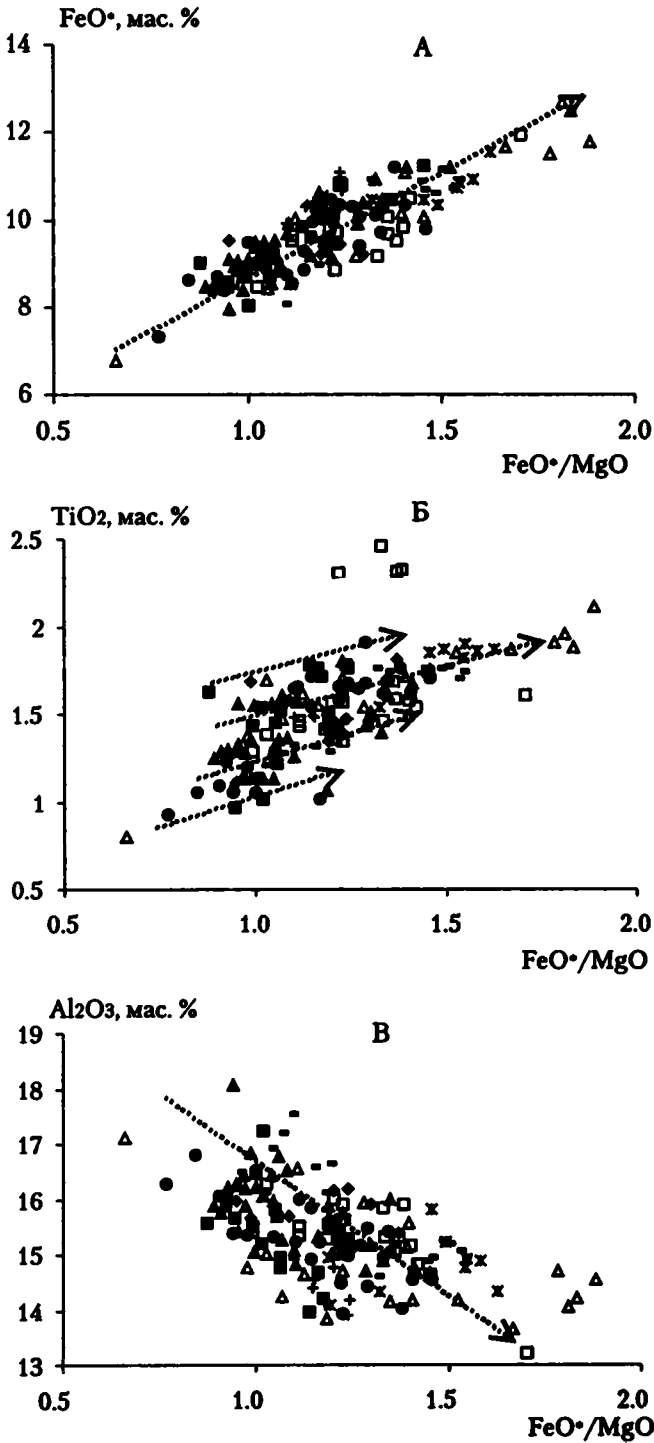


Рис. 9. Диаграммы вариаций петрогенных оксидов в базальтах в зависимости от коэффициента фракционирования FeO*/MgO

1-9 – базальты: 1 – разлома Богданова, 2 – Приразломного участка, 3 – Северного участка, 4 – Рудного полигона, 5 – 1-го Южного участка, 6 – впадины Маркова, 7 – 2-го Южного участка, 8 – 3-го Южного участка, 9 – Юго-Западной площади; 10 – направления дифференци-

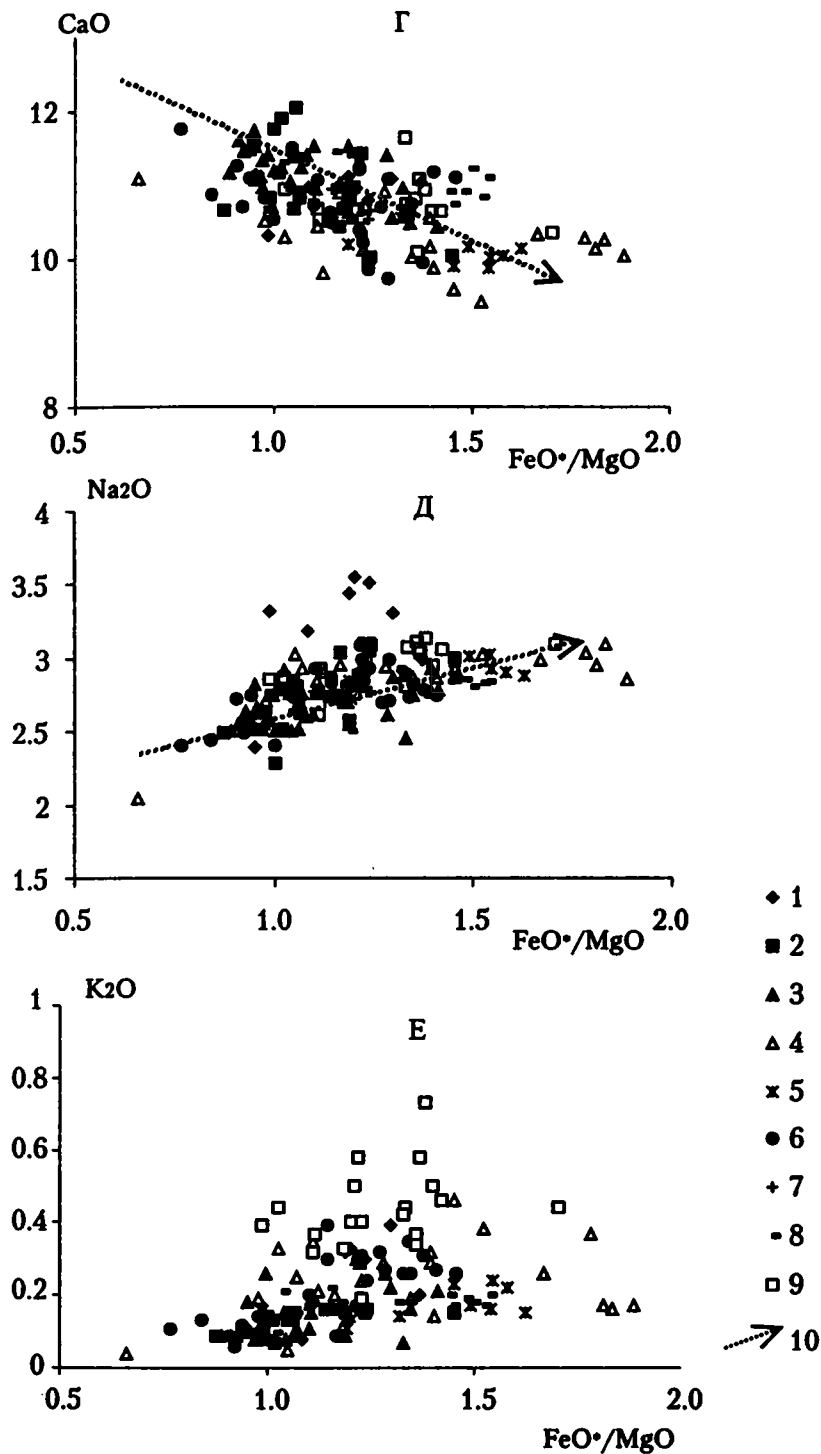


Рис. 9 (окончание)

По уровню концентраций элементов-примесей данные рифтовые базальты отличаются от рифтовых базальтов Северного участка и близки к фланговым базальтам Северного участка: содержание Nb равно 3.1–5.3 г/т, Rb – 1.4–2.4 г/т, отношение $(\text{Nb}/\text{Zr})_n = 0.34–0.54$. Спектры РЗЭ типичны для деплетированных толеитовых базальтов с отношением $(\text{La}/\text{Sm})_n$, равным 0.55–0.62, и имеют слабо выраженную отрицательную европиевую аномалию (см. рис. 8, А).

Оба выделенных типа базальтов не встречены на флангах Приразломного участка. На западном фланге (ст. I1012) описаны базальты, близкие к типу базальтов ст. I1016. Стекла этих станций также сходны по составу. На восточном фланге (ст. I1009, I1010), напротив, встречены сравнительно низкотитанистые высокомагнезиальные базальты (8.24–9.18 % MgO), которым также свойственно повышенное содержание кальция. Содержание титана в них в целом меньше, чем в базальтах ст. I1072. Таким образом, базальты ст. I1010 могут быть выделены в самостоятельный тип наиболее низкотитанистых базальтов (0.97–1.01 % TiO_2). Этот тип базальтов характеризуется также очень низкими содержаниями несовместимых элементов: Nb (1.5–1.7 г/т), Zr (55–63 г/т), Y (21–23 г/т), Rb (1.3 г/т), низким значением отношения $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$, равным 0.26–0.34, и очень высокими содержаниями Sr (420 г/т) и Ni (220 г/т).

К северу от разлома Богданова базальты встречены в нодальной впадине и на склонах северного поперечного хребта.

Базальты нодальной впадины (ст. I1003) отличаются от всех ранее рассмотренных базальтов тем, что среди них преобладают разности с более низким содержанием MgO (7.11–7.71 %) и более высоким коэффициентом дифференциации FeO/MgO (1.09–1.30). Их характерной чертой также является заметно более высокие содержания Na_2O (3.18–3.54 %) и K_2O (0.30–0.39 %), в силу чего на вариационных диаграммах $\text{Na}_2\text{O} - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ и $\text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (см. рис. 9 Д, Е) эти базальты образуют самостоятельные поля, заметно отличающиеся от полей остальных базальтов. Содержания титана и магния в стеклах базальтов этой станции в общем близки к таковым базальтов, но заметно отличаются более низким содержанием натрия (2.72–3.17 %) и несколько более низким – калия (0.16–0.31 %). Выделяются эти базальты и по повышенному содержанию таких несовместимых элементов, как Nb – 7.9 г/т, Rb – 4.8 г/т и Sr – 260 г/т, однако содержания Zr (100 г/т), Y (25 г/т) сравнительно невелики. В них также относительно низки величины Sr (290 г/т) и Ni (150 г/т). Сравнительно высокие значения отношений $(\text{Nb}/\text{Zr})_n = 0.87$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n = 1.08$ в базальтах и K/Ti – до 1.24 – в стеклах позволяют относить данные базальты к обогащенным толеитам Т- MORB типа.

Среди коллекции базальтов данной структуры встречен один образец (обр. I1003/2), хотя и с высоким содержанием натрия, но с низким – калия и более высоким – магния; он также имеет низкое значение отношения $(\text{La}/\text{Sm})_n = 0.48$.

Состав базальтов северного поперечного хребта очень пестрый. На ст. I1005 базальты очень высокомагнезиальные. Базальт обр. I1005/1 по многим параметрам близок к базальтам неовулканического поднятия, к которому приурочена ст. I1046; разница лишь в более высоком содержании натрия. Базальт обр. I1005/39 резко отличен от него и по своим параметрам наиболее схож с базальтами ст. I1072. Состав базальта и его стекла со ст. I1011 также наиболее близок к таковым базальтов неовулканического поднятия. Однако этот базальт

менее магнезиален. Следует заметить, что ст. I1011 приурочена к борту депрессии, ограничивающей с востока северный поперечный хребет. Эта депрессия находится на простирании неовулканического поднятия, непосредственно продолжая его к северо-западу, что, с учетом сходства состава продуктов вулканизма, слагающих эти морфоструктуры, может указывать на их структурную или генетическую близость.

Наибольшей пестротой состава выделяются базальты Рудного полигона. В отличие от всех предыдущих групп базальтов, в данной совокупности содержание MgO варьирует в очень широких пределах (6.24–8.91 %), при этом также отмечается и широкий диапазон значений коэффициента фракционирования ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0.80\text{--}1.89$). Число базальтов с высоким содержанием MgO невелико.

По уровню содержания титана среди базальтов Рудного полигона выделяются две группы, каждая из которых образует свой тренд дифференциации.

В более титанистой серии (обр. I1022/5; I1025/1, 2, 4, 8; I1026/20, 21, 24, 25; I1027/1, 3, 4, 5, 7; I1028/18) самые высокомагнезиальные базальты (обр. I1027/4, 7; I1028/18) по многим параметрам сходны с базальтами ст. I1016 и образуют вместе с ними на графике $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (см. рис. 9, Б) единый тренд дифференциации. В наиболее дифференцированных разностях из этой группы содержание титана достигает 1.91–2.10 % (обр. I1022/5, I1025/1).

В более низкотитанистой серии (обр. I2234/23; I1022/2; I1026/1, 2, 8, 10; I027/2) самый низкотитанистый образец (обр. I022/2) по многим параметрам, за исключением существенно более высокой концентрации натрия, близок к образцам базальтов ст. I1072. Другие наиболее примитивные базальты из этой серии (обр. I2234/23, I1027/2) близки базальтам ст. I1019, также за исключением того, что они содержат более высокие концентрации натрия и образуют вместе с ними на графике $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (см. рис. 9, Б) единый тренд дифференциации.

Еще одной характерной чертой совокупности базальтов Рудного полигона является обогащенность некоторых из них калием. Это свойственно базальтам и высокотитанистой и низкотитанистой серий. На диаграмме $\text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (см. рис. 9, Е) хорошо видно, что основная масса базальтов района Сьерра-Леоне образует поле с трендом незначительного накопления калия в ходе дифференциации. В наиболее дифференцированном образце содержание K_2O равно 0.26 %. Выше этого поля располагается несколько групп базальтов с самым высоким содержанием калия при данной степени фракционирования. Часть базальтов Рудного полигона входит в состав этих полей. Концентрация калия в обогащенных базальтах Рудного полигона варьирует от 0.20 % (обр. I1026/1) до 0.46 % (обр. I1027/5) и не зависит от каких-либо других параметров. Следует, однако, отметить, что среди обогащенных разностей преобладают более дифференцированные базальты.

Вариации составов стекол, собранных на Рудном полигоне, подчиняются тем же закономерностям, что и вариации составов базальтов. Однако в целом измеренные составы стекол отличаются от составов тех же самых базальтов более низкими содержаниями магния, натрия и калия. Среди стекол обнаружен образец (обр. I1026/6) с очень высоким содержанием MgO (10.08 %) и очень низкими TiO_2 (0.67 %), Na_2O (2.25 %) и K_2O (0.02 %), что сближает их с типом базальтов ст. I1010.

По уровню содержания элементов-примесей более титанистые и менее титанистые разности не отличаются друг от друга и в целом близки в этом отношении к базальтам ст. I1016, за исключением того, что эти базальты имеют существенно более низкое содержание Ni (78–130 г/т) и Cr (180–290 г/т). Следует обратить внимание на несовпадение некоторых петрохимических и геохимических параметров в ряде образцов Рудного полигона. Так, наиболее калиевый образец (обр. I1026/1), хотя и имеет несколько более обогащенный состав, судя по значению $(La/Sm)_n = 0.68$ (в сравнении с обр. I1026/23, у которого $(La/Sm)_n = 0.55$), но все же не выходит за пределы N-MORB типа, тогда как по уровню содержания калия он может быть отнесен к T-MORB типу. Аналогично обр. I1025/1 по уровню содержания калия может быть отнесен к T-MORB типу, однако имеет низкую величину отношения $(Nb/Zr)_n$, равную 0.41.

Базальты, представляющие собой различные структуры южнее нарушения Сьерра-Леоне, различаются по характеру вариаций состава от сегмента к сегменту. На 1-м Южном участке, прилегающем к нарушению Сьерра-Леоне, базальты ст. S2230 и I1031 вместе образуют относительно протяженную дифференцированную серию, по многим параметрам аналогичную высокотитанистой серии Рудного полигона. Эта закономерность проявляется и на уровне составов закалочных стекол. Часть базальтов на ст. I2230 (обр. I2230/1, 3, 6) незначительно обогащены калием (0.22–0.24% K_2O). По уровню содержания некогерентных элементов-примесей они ненамного превосходят базальты ст. I1016, хотя в целом близки к ним. Судя по величине отношений $(La/Sm)_n = 0.63–0.77$ и $(Nb/Zr)_n = 0.49–0.52$, эти базальты произошли из истощенных толеитовых расплавов, в незначительной степени обогащенных литофильными элементами. На спектрах РЗЭ этих базальтов наблюдается отчетливая отрицательная аномалия Eu (см. рис. 8, Б).

Среди базальтов, слагающих глубокие рифтовые впадины Маркова и 5°46' с.ш., имеются единичные представители, которые сходны с высокомагнезиальными низкокалиевыми разностями низкотитанистой серии Рудного полигона (обр. I1032/22). Остальные базальты образуют относительно протяженную дифференцированную серию, в которой содержание оксида магния варьирует в пределах 6.72–8.60 %. По основным параметрам эта серия близка к таковым высокотитанистой серии Рудного полигона. В отличие от нее в данном случае зависимость содержания титана от магния не так отчетливо выражена. Для совокупности базальтов впадины Маркова отмечаются также незакономерные вариации концентрации натрия. Так, в высокомагнезиальном образце (обр. I1032/29) отмечается относительно высокое содержание Na_2O (3.08%) и, напротив, в низкомагнезиальных образцах (обр. I1032/40; I1068/4, 5) – относительно низкие концентрации Na_2O (2.71–2.74%). По сравнению с другими рифтовыми базальтами 1-го Южного участка в базальтах рифтовых впадин отмечается более высокая степень обогащения K_2O (0.24–0.39%). Вариации в содержании калия, натрия и титана не связаны друг с другом. Такие же параметры имеют и закалочные стекла, собранные в рифтовых впадинах, за исключением содержания калия, измеренные значения которого заметно ниже, чем в базальтах ($K_2O = 0.14–0.21\%$).

В базальтах впадины Маркова сравнительно невысоки концентрации никеля и хрома. Содержания таких некогерентных элементов, как ниобий и рубидий, повышены по сравнению с их содержаниями во всех предыдущих базальтах

за исключением базальтов из нодальной впадины разлома Богданова. Они максимальны в более калиевых базальтах: Nb – 6.9 г/т, Rb – 5.1 г/т. Отношения $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ и K/Ti в них также относительно высоки, соответственно, до 0.78 и до 0.70. Таким образом, эти базальты приближаются к толеитам T-MORB типа.

С бортов впадин и со склонов обрамляющих ее структур получено относительно большое количество долеритов, особенно на ст. I1060 и I1063. Все долериты характеризуются очень высоким содержанием MgO (8.50–10.20 %) и в целом низкой концентрацией калия и титана. Долериты подразделяются на две группы. Одна из них объединяет породы с более высокими концентрациями титана, которые близки к таковым базальтов ст. I1019. Долериты другой группы имеют очень низкие содержания TiO_2 (0.93–1.09 %) и сходны с базальтами ст. I1010.

Состав долеритов существенно отличается от состава молодых базальтов описываемых рифтовых впадин. Это более ранние образования, чем данные базальты, поскольку на уровень дна были выведены в результате тектонических процессов. Следовательно, в ближайшей предыстории этих впадин имел место этап развития, по геодинамическим особенностям близкий к таковым рифта Северного участка.

На 2-м Южном участке базальты, характеризующие неовулканическое поднятие (ст. I1039), однородны по составу и относятся к высокомагнезиальным представителям. В целом они сходны с примитивными разностями высокотитанистой серии Рудного полигона (1.37–1.49 % TiO_2 , 4.9 г/т Nb, 2.2 г/т Rb) и имеют по сравнению с ними более высокие значения Na_2O (2.73–2.93 %) и K_2O (0.14–0.17 %). Большинство параметров составов стекол, за исключением заметно более низких концентраций магния, близко к параметрам состава базальтов.

В пределах 3-го Южного участка опробованы два неовулканических хребта, значительно отстоящих друг от друга. Более северный из них представлен базальтами, отобранными на ст. I1055. В них обнаружен большой разброс содержаний магния, при этом другие компоненты варьируют незначительно и независимо от содержания магния. Но в целом эти базальты близки к высокотитанистым базальтам Рудного полигона. Составы стекол соответствуют составам базальтов; исключение составляют более высокие значений натрия.

Среди базальтов другого неовулканического поднятия (ст. I1045) преобладают высокомагнезиальные разности. По уровню содержания титана, натрия, элементов-примесей базальты и их стекла близки таковым базальтов ст. I1019, но отличаются от них несколько повышенным содержанием калия и рубидия.

Юго-Западная площадь распространения базальтов опробована достаточно широко. Общей особенностью состава изученных базальтов является высокая концентрация калия. Преобладают разности, у которых содержание $\text{K}_2\text{O} > 0.35$ % (до 0.50 %). Базальты большинства станций Юго-Западной площади (ст. I1036, I1037, I1046) сходны между собой и в совокупности образуют серию, в которой MgO варьирует в широких пределах (6.87–8.54 %) и коррелятивно с ним варьируют другие элементы (см. рис. 9). За исключением единичных образцов, эта серия близка к низкотитанистой серии Рудного полигона, но, в отличие от нее, имеет более высокий уровень концентраций натрия (2.81–3.09 % Na_2O), фосфора, циркона (92–120 г/т), ниобия (7.7–14 г/т) и рубидия (6.6–8.7 г/т) (рис. 10, А–Г; см. рис. 9, Д). Поведение калия не зависит от вариаций содержания магния. Высокие концентрации калия свойственны

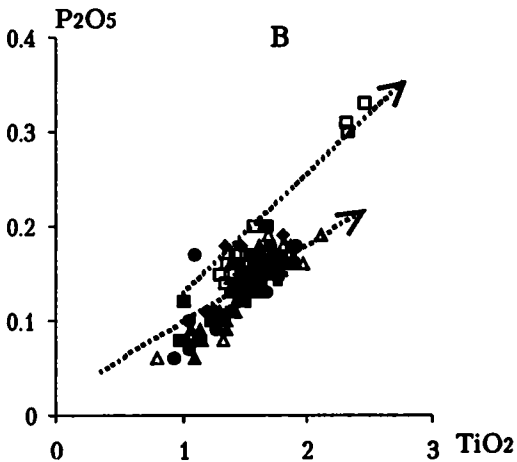
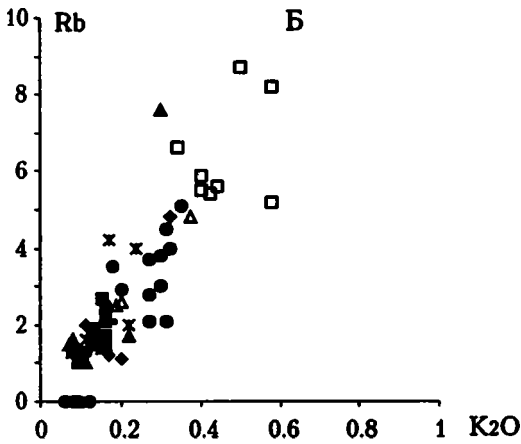
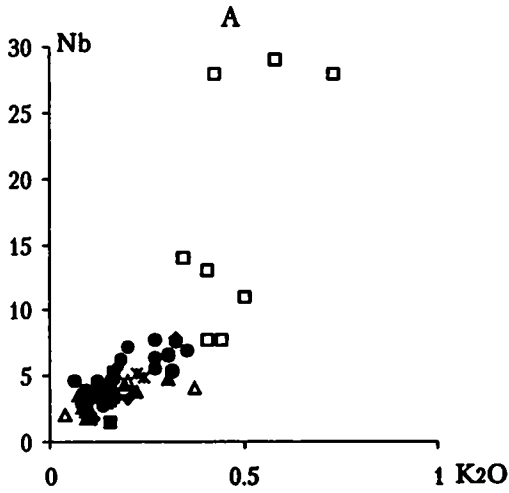


Рис. 10. Диаграммы вариаций элементов-примесей и малых петрогенных оксидов в базальтах района Сьерра-Леоне

Условные обозначения см. на рис. 9. На рис. 10, Д проведена линия, разделяющая, согласно [50], щелочные (выше линии) и толеитовые базальты

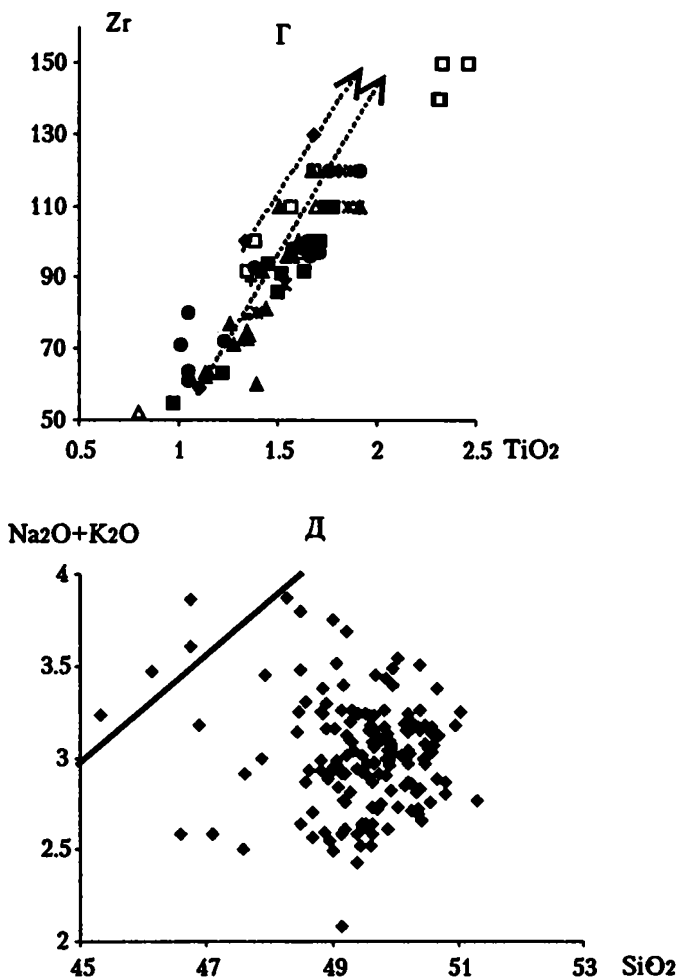


Рис. 10 (окончание)

как высокомагнезиальным разновидностям, так и относительно низкомагнезиальным представителям. Стекла близки по составу соответствующим базальтам за исключением того, что в них заметно более низкие содержания калия. Но содержание калия в стеклах Юго-Западной площади больше, чем в стеклах других участков района Сьерра-Леоне (0.21–0.24 % K₂O); также велико значение отношения K/Ti (0.63–1.0).

По уровню величин отношений (Nb/Zr)_n, в целом очень высоких, среди данных базальтов выделяются толеиты Т-MORB типа и P-MORB типа. К первым относятся обр. I1036/38 и I1037/1 с (Nb/Zr)_n, равным 0.77–0.85, ко вторым – обр. I1036/1, I1036/15, I1046/1 с (Nb/Zr)_n, равным 1.28–1.32. Такое деление подтверждается и характером спектров РЗЭ (см. рис. 8, В). Обр. I1036/16, I1037/3 с (La/Sm)_n, равным 0.93–0.96, представляют Т-MORB тип, обр. I1036/15 с (La/Sm)_n = 1.42 – P-MORB тип.

Резко отличны от всех ранее рассмотренных базальтов базальты наиболее северной станции Юго-Западной площади – ст. I1057. Они выделяются наиболее высоким содержанием K_2O (0.42–0.73 %), TiO_2 (2.31–2.46 %) и P_2O_5 (0.30–0.33 %), и пониженным содержанием SiO_2 (45.32–46.76 %) (см. рис. 9, Б, Е; 10 А–Г). На диаграмме $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (см. рис. 10, Д) эти базальты попадают в поле щелочных базальтов [50]. Из элементов-примесей резко повышенные концентрации по сравнению с элементами-примесями предыдущих базальтов обнаруживают ниобий (28–29 г/т), стронций (320–350 г/т), барий (200–260 г/т) (см. табл. 2) и легкие лантаноиды (см. табл. 4); также очень высокие значения имеют отношения $(Nb/Zr)_n$ (2.05–2.28) и $(La/Sm)_n$ (2.28–2.69). Спектры распределения РЗЭ характеризуются резким повышением кривой в области легких лантаноидов, тогда как средние и тяжелые элементы этой серии близки по значениям к другим базальтам (см. рис. 8, В) Юго-Западной площади.

* * *

Одной из главных особенностей состава базальтов, распространенных в изученном районе, является широкое, практически повсеместное распространение относительно высокомагнезиальных базальтов. Низкие содержания калия и литофильных элементов-примесей, низкие значения отношений $(Nb/Zr)_n$ и $(La/Sm)_n$, характер распределения РЗЭ в большинстве из них указывают на то, что данные базальты являются производными толеитовых расплавов N-MORB типа. Несмотря на высокую магнезиальность все базальты дифференцированы, о чем свидетельствуют спектры РЗЭ (см. рис. 8, А, Б). По содержанию MgO (максимум около 20.2 % отмечен для базальтов ст. I1019) исходные магмы соответствуют пикробазальтам. Они эволюционируют при подъеме к поверхности дна океана – увеличивается содержание SiO_2 и падает концентрация магния до уровня оливиновых базальтов.

В пределах этой группы имеют место вариации составов базальтов по содержанию титана, натрия и калия, не зависящие от содержания в них магния (см. рис. 9, В, Д, Е). В целом они не зависят друг от друга. Часто базальты, различающиеся по вышеуказанным петрохимическим параметрам, образуют компактные группы и слагают разные морфоструктуры. По содержанию титана эти типы образуют следующий ряд от наименее титанистых к наиболее титанистым: базальты ст. I1010, I1072, I1019 и низкотитанистой серии Рудного полигона → базальты ст. I1016 и высокотитанистой серии Рудного полигона → → рифтовые базальты Приразломного участка → щелочные базальты ст. I1057. На графике $TiO_2 - FeO^*/MgO$ (см. рис. 9, Б) базальты, различающиеся по уровню титанистости, образуют самостоятельные, частично перекрывающиеся поля с пологими трендами дифференциации.

Базальты, близкие по уровню концентрации титана, могут заметно различаться по уровню концентрации натрия, хотя в целом в базальтах с повышенным титаном повышен и натрий. По уровню концентрации натрия среди типов базальтов, выделенных по содержанию титана, могут быть выделены самостоятельные типы (или подтипы). Так, среди базальтов, сходных с базальтами ст. I1019, выделяется ряд от наименее натровых к наиболее натровым: базальты ст. I1019 → низкотитанистой серии Рудного полигона → Юго-Западной площади (за исключением ст. I1057), ст. I1003. Среди базальтов, близких базаль-

там ст. I1016, выделяется ряд от наименее натровых к наиболее натровым: базальты ст. I1016 и высокотитанистой серии Рудного полигона → базальты ст. I1039. Среди рифтовых базальтов Приразломного участка базальты ст. I1046 существенно более натровые, чем базальты ст. I1044.

В пределах некоторых структур наряду с высокомагнезиальными базальтами развиты и более низкомагнезиальные разновидности. Там, где встречены однотипные базальты с разным содержанием магния, например, базальты ст. S2238, наблюдается закономерное уменьшение концентрации кальция и алюминия и увеличение содержания железа, титана, натрия, калия и фосфора по мере уменьшения содержания магния. Очевидно, что эти закономерные изменения в составе базальтов связаны с процессами кристаллизационной дифференциации, протекающими в магматической камере и, в частности, с осаждением оливина и плагиоклаза. Дифференцированные базальты относительно широко распространены в нодальной впадине разлома Богданова, на Юго-Западной площади, во впадине Маркова; встречены они также на восточном фланге Северного участка. Однако наиболее протяженная дифференцированная серия базальтов обнаружена на Рудном полигоне. Совокупность дифференцированных базальтов образует на вариационных диаграммах (см. рис. 9, А, В, Г) широкие поля со слабо выраженной тенденцией к закономерному уменьшению концентрации кальция и алюминия и увеличению концентрации железа, титана, натрия, калия и фосфора по мере уменьшения содержания магния.

На участках, где базальты образуют относительно протяженные дифференцированные серии – нодальная впадина разлома Богданова, Рудный полигон, впадина Маркова и Юго-Западная площадь, – наряду с деплетированными базальтами также распространены базальты, обогащенные калием и литофильными элементами-примесями. По величине отношений $(Nb/Zr)_n$ и $(La/Sm)_n$, характеру распределения РЗЭ среди них могут быть выделены производные толеитовых расплавов Т- и Р-MORB типа. Степень обогащенности базальтов литофильными элементами не зависит от уровня концентрации магния, титана или натрия. Наиболее высококалиевые и щелочные базальты (ст. I1057), отличающиеся от толеитовых обогащенных базальтов более высокими концентрациями калия, фосфора, титана, очень высокими содержаниями ниобия, стронция и бария и низкими содержаниями кремнезема, развиты в пределах Юго-Западной площади.

Учитывая эти петрогеохимические параметры, а также то, что участок Юго-Западной площади является наиболее гипсометрически приподнятым в изученном районе, а строение гребневой зоны на этом участке СХА ассимметричное (отсутствие базальтов на восточном фланге), можно предположить, что под Юго-Западной площадью происходят либо плавление более глубокой примитивной мантии, поднимающейся в виде плюма на более высокие горизонты верхней мантии, либо плавление локального, слабо деплетированного участка в мантии (локальная вещественная неоднородность). Базальты, наиболее близкие к первичным щелочным выплавкам, подняты на ст. I1057. Другие базальты Юго-Западной площади, по-видимому, представляют собой результат смешения щелочных магм и обедненных расплавов, которые генерируются под рифтовой зоной. На это указывает обогащение литофильными элементами части базальтов впадины Маркова вблизи Юго-Западной площади.

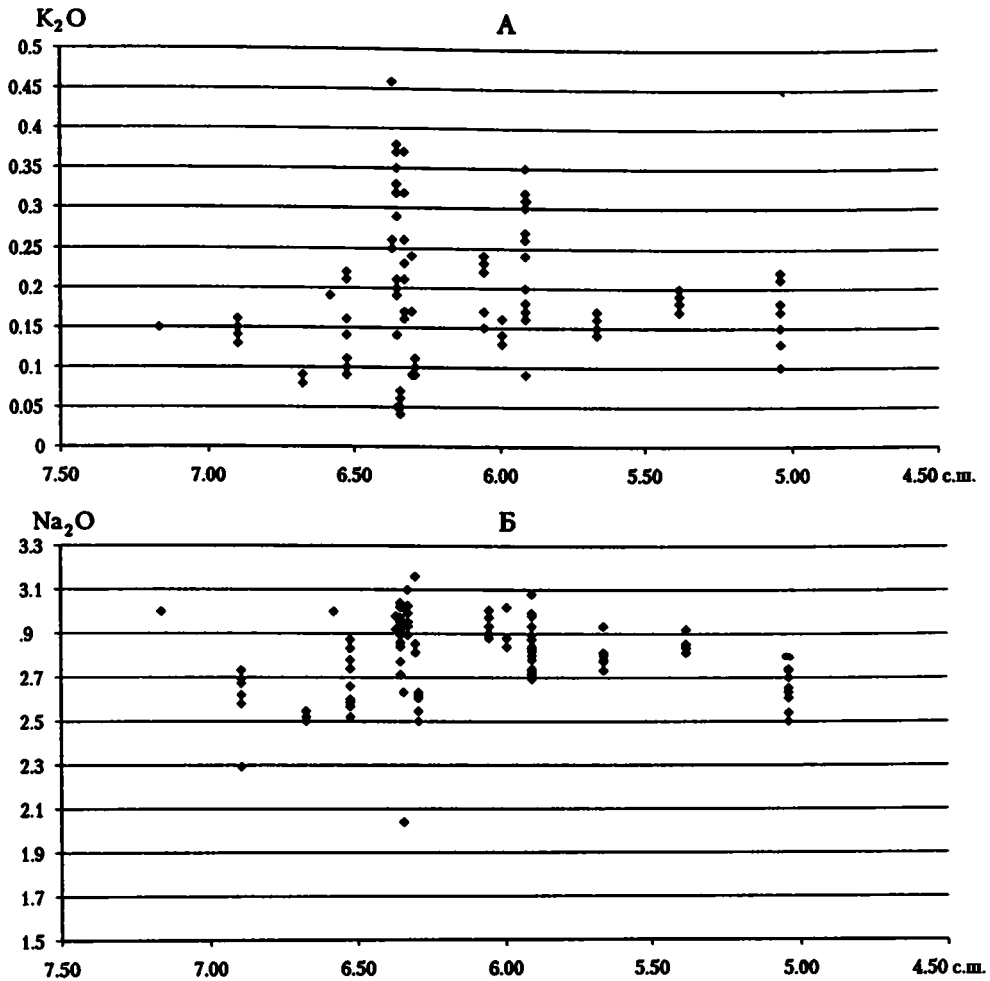


Рис. 11. Вариации содержания оксидов и коэффициенты фракционирования FeO^*/MgO в базальтах, драгированных из разных участков рифтовой долины

Влияние расплавов примитивной (обогащенной) мантии, локализованной под Юго-Западной площадью, по-видимому, проявляется и в составе рифтовых базальтов не только из впадины Маркова, но и из других близлежащих рифтовых участков, поскольку в целом они более дифференцированные, высококальциевые, натровые и титанистые при том же уровне магниальности, чем таковые к северу от нарушения Сьерра-Леоне (рис. 11).

Каким образом осуществляется это влияние? Продукты наиболее чистых выплавов из обогащенной мантии имеют не только высокие концентрации литофильных элементов, но и высокое содержание титана. Между тем, обогащенные рифтовые базальты могут быть и относительно высокотитанистыми и относительно низкотитанистыми. Важно также то, что в ряде случаев

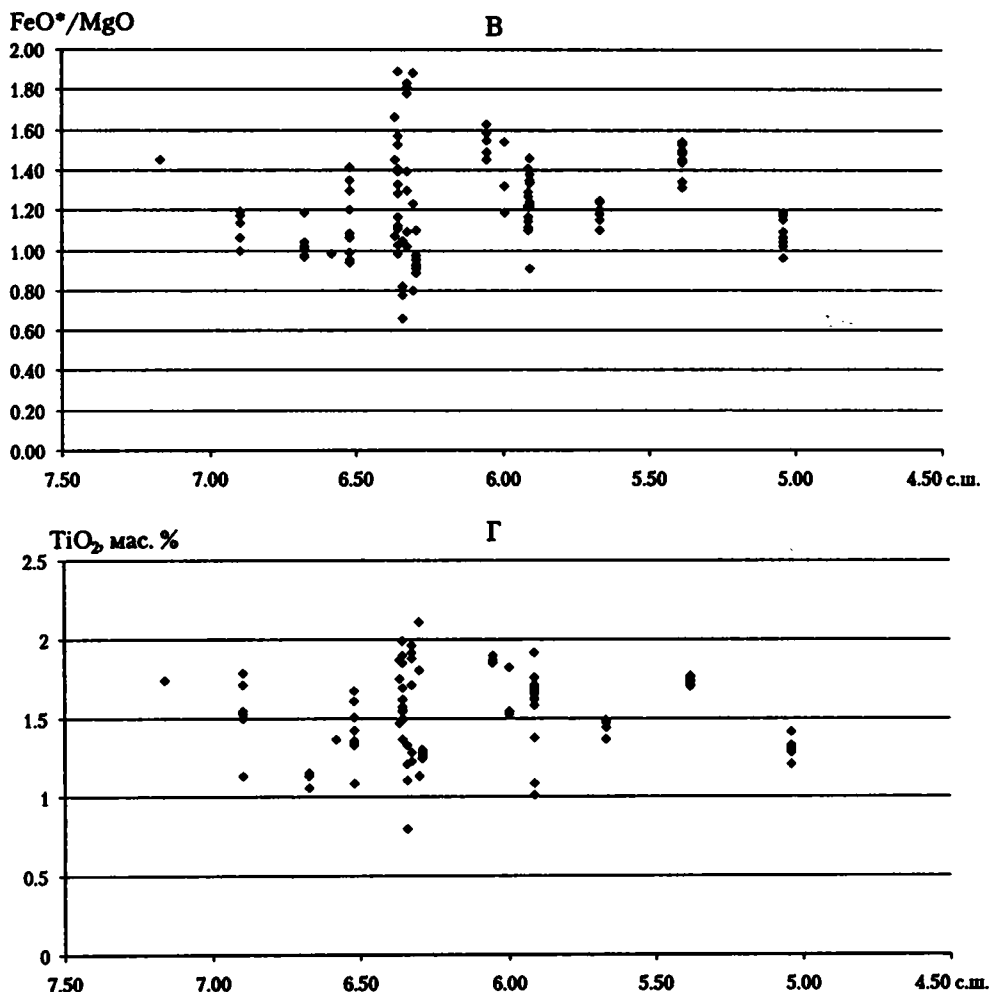


Рис. 11 (окончание)

не происходит пропорционального обогащения рифтовых базальтов различными литофильными элементами. Эти данные находятся в противоречии с предположением о смешении расплавов. Более правдоподобно наблюдающиеся факты можно объяснить механизмом флюидного переноса. Можно предположить, что при подъеме примитивной мантии, обогащенной флюидом, легкоподвижные летучие компоненты быстро проникают в более верхние горизонты. Флюид, обогащенный литофильными элементами, наиболее активно проникает вдоль зон повышенной проницаемости в тектоносфере. За счет привноса вещества флюидом происходит некоторое обогащение литофильными элементами рифтовых базальтов, в том числе генерируемых под впадиной Маркова.

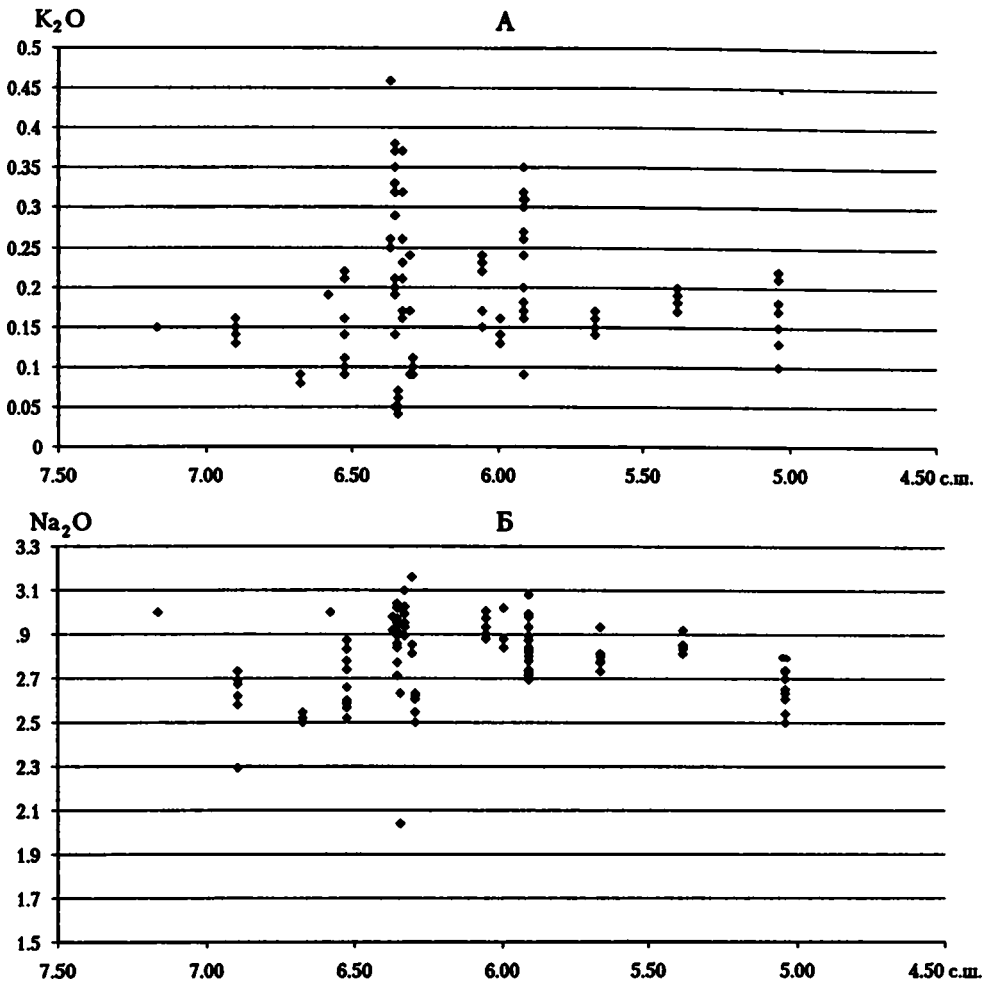


Рис. 11. Вариации содержания оксидов и коэффициенты фракционирования FeO^*/MgO в базальтах, драгированных из разных участков рифтовой долины

Влияние расплавов примитивной (обогащенной) мантии, локализованной под Юго-Западной площадью, по-видимому, проявляется и в составе рифтовых базальтов не только из впадины Маркова, но и из других близлежащих рифтовых участков, поскольку в целом они более дифференцированные, высококальциевые, натровые и титанистые при том же уровне магниальности, чем таковые к северу от нарушения Сьерра-Леоне (рис. 11).

Каким образом осуществляется это влияние? Продукты наиболее чистых вылавок из обогащенной мантии имеют не только высокие концентрации литофильных элементов, но и высокое содержание титана. Между тем, обогащенные рифтовые базальты могут быть и относительно высокотитанистыми и относительно низкотитанистыми. Важно также то, что в ряде случаев

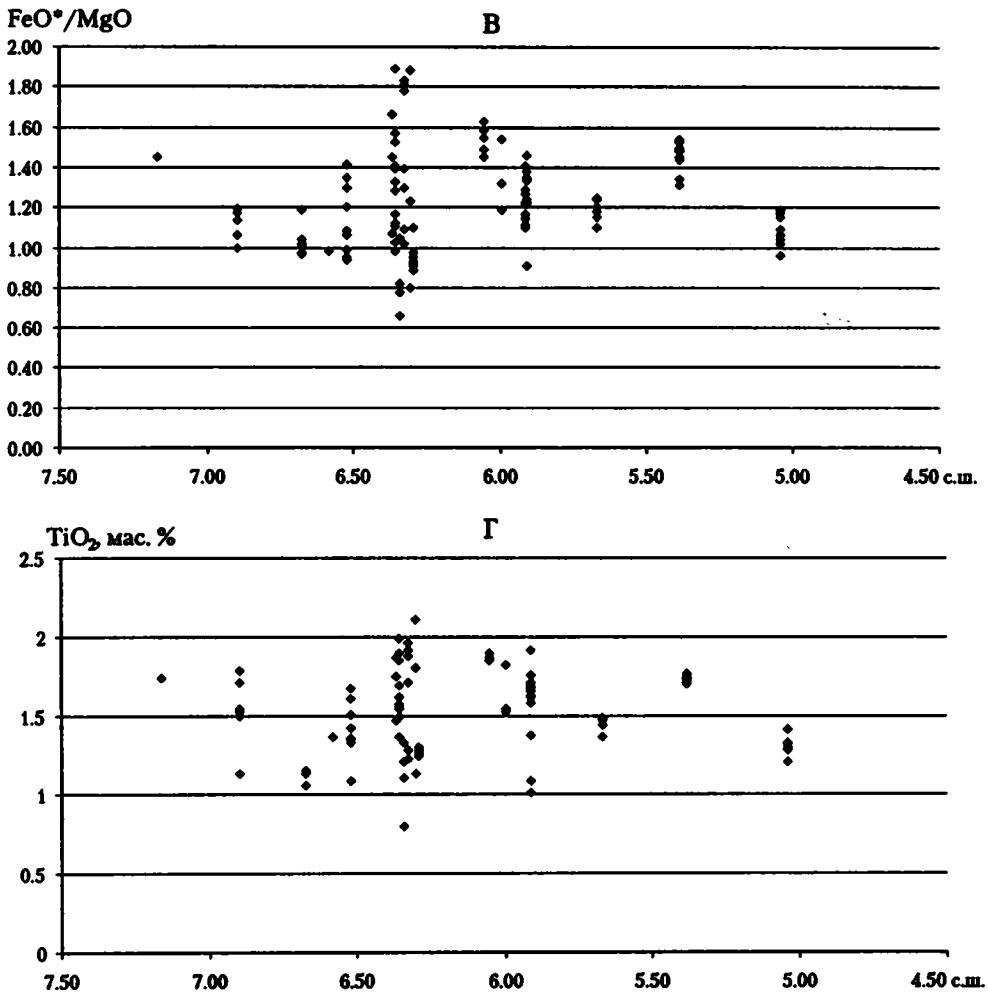


Рис. 11 (окончание)

не происходит пропорционального обогащения рифтовых базальтов различными литофильными элементами. Эти данные находятся в противоречии с предположением о смешении расплавов. Более правдоподобно наблюдающиеся факты можно объяснить механизмом флюидного переноса. Можно предположить, что при подъеме примитивной мантии, обогащенной флюидом, легкоподвижные летучие компоненты быстро проникают в более верхние горизонты. Флюид, обогащенный литофильными элементами, наиболее активно проникает вдоль зон повышенной проницаемости в тектоносфере. За счет привноса вещества флюидом происходит некоторое обогащение литофильными элементами рифтовых базальтов, в том числе генерируемых под впадиной Маркова.

Наиболее вероятная причина вариаций в содержании титана и натрия в базальтах района Сьерра-Леоне – различие условий магмогенерации первичных расплавов: температуры, давления и степени частичного плавления. Чтобы выяснить эти причины, рассмотрим закономерности пространственного распространения различных типов базальтов. Каждая выделенная структурно-вещественная провинция, ограниченная главным образом тектоническими нарушениями, характеризуется своим типом базальтов. Следовательно, под каждым таким участком рифта существуют свои, отличные от соседних, условия выплавления базальтовых расплавов. На наиболее протяженных участках рифта, как, например, на Северном участке или на 3-м Южном участке, условия выплавления базальтовых расплавов могут меняться по простиранию рифта. Кроме того, условия магмогенерации меняются во времени, о чем свидетельствует различие в составах осевых и фланговых базальтов на одном профиле, пересекающем гребневую зону. Имеются структуры – Рудный полигон и впадина Маркова (см. рис. 11, Б, Г), где условия магмогенерации особенно неустойчивы, что видно по ассоциации разнотипных базальтов. Как было сказано выше, на формирование обеих этих структур большое влияние оказывает тектоническое нарушение Сьерра-Леоне. Очевидно, одной из причин нестационарности условий магмогенерации являются тектонические движения, влияющие на эти процессы.

Наиболее титанистые базальты распространены вблизи разлома Богданова. Эти же базальты выделяются повышенной натровостью и железистостью. Согласно [51], повышенная натровость базальтов свидетельствует о более низкой степени частичного плавления их первичных выплавов, а повышенная железистость связана с большей глубиной зоны магмогенерации. По мнению авторов работы [54], такие особенности состава приразломных базальтов могут быть связаны с эффектом воздействия более холодной литосферы противоположного борта разлома на процесс плавления. Это утверждение наиболее справедливо по отношению к базальтам неовулканического поднятия (ст. S2246), глубоко вдающегося в разломную зону Богданова. Действительно, базальты, характеризующие эту структуру, имеют повышенные содержания натрия. Возможно, и повышенные содержания титана в этих базальтах обусловлены влиянием более холодной литосферы противоположного борта разлома. Известно, что в приразломных зонах часто распространены высокотитанистые габброиды [33, 40]. Вероятно, степень влияния разлома на процессы магмогенерации в рифте зависит от характера тектонической активности самого разлома, который может меняться на разных этапах. При рассмотрении особенностей распространения базальтов, различающихся по уровню титанистости и натровости, отчетливо проявляется тенденция к преобладанию более титанистых и более натровых типов к югу от нарушения Сьерра-Леоне (см. рис. 11, Б, Г).

Результаты расчета параметров генерации первичных выплавов по составам стекол, согласно методикам, изложенным в работах [61, 2, 43], показали, что базальты Северного и 3-го Южного участков (ст. I1045) обладают устойчивыми параметрами магмогенерации с минимальными для района Сьерра-Леоне глубинами (44–55 км) и температурами (1320–1370 °С). Для Рудного полигона и впадины Маркова характерны широкие вариации с максимальными значениями как глубин (45–78 км), так и температур (1330–1450 °С) плав-

ления мантийного субстрата. Можно отметить, что для магматических систем около участков с сульфидным оруденением характерно несколько необычное сочетание высоких температур с минимальными глубинами. Сходные условия магмогенерации и базальтов ст. I1037, характеризующей Юго-Западную площадь.

Из рассмотренного выше вытекает вывод о необычном сочетании условий образования и эволюции базальтовых расплавов в рудоносных структурах – впадине Маркова и Рудном полигоне. Эти структуры развиваются и существуют в тектонически нестабильных условиях, обусловленных наложением на процессы спрединга сдвиго-раздвиговых напряжений. Чередование во времени этапов тектонической активности и относительного покоя предопределило относительно длительное существование промежуточных магматических камер. Об этом свидетельствует то, что именно с этими структурами связаны наиболее дифференцированные серии базальтов, ассоциирующие с дифференцированными сериями габброидов и с плагиогранитами. Эти же участки находятся в зоне флюидных потоков, идущих со стороны примитивной мантии, что приводит к обогащению первичных выплавок литофильными и, вероятно, рудными компонентами. По-видимому, сочетание всех этих факторов и обуславливает заложение в пределах данных структур рудоносных гидротермальных систем. Длительное существование магматической камеры поддерживает функционирование высокотемпературной гидротермальной системы. Процессы дифференциации приводят к концентрации рудной фазы в последних порциях расплава, откуда она вместе с флюидом может поступать в гидротермальную систему. Одним из источников повышенных количеств рудной фазы может быть вещество примитивной мантии, в той или иной форме привнесенное в базальтовые расплавы.

Следует отметить, что по многим особенностям базальтовый вулканизм района Сьерра-Леоне сходен с таковым в южной приразломной области разлома Зеленого Мыса. Намечаются следующие параллели: сочетание активного вулканизма и активной тектоники при доминировании последней; широкое развитие плутонической составляющей магматизма; широкое распространение высокомагнезиальных разностей базальтов; наличие щелочных базальтов на флангах хребта и обогащенных толеитов в рифтовых структурах [34]. Поскольку в обоих районах обнаружены массивные сульфидные руды, то все вышеперечисленные признаки могут являться поисковыми критериями таких руд.

Плагиограниты

Плагиограниты подняты в пределах бортов впадины Маркова в ассоциации с габбро, габбро-долеритами и долеритами. Они представляют собой светло-серые мелкозернистые породы с неравномерным распределением кварца, который обтекает субпараллельно ориентированные призмы плагиоклаза. Плагиограниты образуют ветвящиеся жилы мощностью от 0.5 до 15 см как с извилистыми, так и с резкими прямолинейными границами. Пересекающиеся, резко изогнутые и ветвящиеся жилы создают брекчиевидную текстуру пород. Плагиограниты состоят из ксеноморфного по отношению к плагиоклазу кварца – 25–45 %, плагиоклаза – 35–45 %, роговой обманки – 7–15 %

и аксессуарных минералов: сфена, циркона, изредка апатита. Плаггиоклаз образует зональные призмы или широкие таблицы, корродируемые кварцем и частично замещенные в центре зерен соссюритом. Роговая обманка, как правило, зональная – желто-коричневая в центре и желтовато-зеленая – темно-зеленая по краям; призмы циркона (0.2x0.08 мм) включены в плаггиоклаз. Характерными чертами плаггиогранитов являются деформационные структуры и присутствие в них угловатых «обломков» реликтов вмещающих габброидов, имеющих плаггиоклаз-роговообманковый состав, иногда – с интерстициальным, прожилковым кварцем и с теми же аксессуориями, что встречены в плаггиогранитах.

Рассмотренные особенности пород: жильно-брекчиевидная текстура «плаггиогранит–габбро» и «плаггиогранит–долерит», деформационные структуры, резко переменное соотношение кварца и плаггиоклаза, сходство минерального состава плаггиогранитов с включениями – «ксенолитами» роговообманкового габбро, все это позволяет считать, что плаггиограниты кристаллизовались из остаточных продуктов дифференциации базальтовых магм.

Габброиды

Габброиды широко распространены среди драгированного каменного материала. По составу и структурно-текстурным характеристикам габброиды исключительно разнообразны. Преобладают массивные и полосчатые габбро, габбро-нориты меланократовые и лейкократовые; относительно большой процент составляют оливиновые разновидности габброидов, в том числе троктолиты. Полосчатость варьирует от резкой тонкой (доли сантиметра) до грубой неясной или градационной, типично кумулятивной (сантиметры–дециметры), иногда с четкой линейно-плоскостной трахитоидной ориентировкой минералов или шлирово-полосчатыми деформационными структурами пластического течения. Типичный состав полос: $Pl + Crx + Ti-Mt \pm Ol \rightarrow Pl + Orx \pm Amph \rightarrow Pl + Ol$ с тонкими каймами амфибола вокруг оливина; нередко клинопироксен образует крупные (0.5–2 см) округлые ойкокрсты с пойкилитовыми включениями тонких призм оливина. Лейкократовые разновидности габбро иногда переходят в анортозиты с директивной ориентировкой призматического плаггиоклаза.

Встречены нетипичные разновидности габброидов, представленные породами с пегматоидными и брекчиевидными магматическими структурами, состоящими, как правило, из плаггиоклаза, клинопироксена, роговой обманки и титаномагнетита. Структурно устанавливается, по крайней мере, два этапа брекчирования. Первый этап выражен дроблением, рекристаллизацией крупных призм плаггиоклаза и пироксенов вдоль трещин, в которых развивается мелкозернистый плаггиоклаз, коричнево-зеленый или темно-зеленый амфибол, рудный минерал, апатит, сфен и циркон. Следующий этап выражен образованием ветвящихся прожилков кварца, амфибола и жилков плаггиогранитного состава, иногда зональных, с каймами амфибола по периферии.

Габбро и габбро-нориты образуют также жилы (мощностью от долей сантиметра до 4 см) в лерцолитах и гарцбургитах. Отдельные крупные обломки

габбро содержат небольшие включения серпентинизированных ультрабазитов. На границе габбро и ультрамафитов развиваются амфиболы двух-трех генераций (паргасит → роговая обманка → актинолит); плагиоклаз, как правило, сосюритизирован.

Многие габброиды сильно изменены. Их метаморфические изменения представлены: 1) средне- и низкотемпературной гидратацией первичных силикатов без существенного динамометаморфизма (частичное и полное замещение пироксенов и плагиоклазов амфиболами и хлоритом); 2) деформационными структурами, образованными в ходе пластического течения габброидов в условиях амфиболитовой и эпидот-зеленосланцевой фаций метаморфизма и 3) более поздним мощным рассланцеванием, катаклазом и милонитизацией габброидов, которые сопровождался образованием амфибол-хлорит-эпидот-цоизитовой тонко- и криптозернистой основной массы, насыщенной будинированными обломками минералов и пород. Наличие в рассланцованных породах хаотической плейчатости, борозд скольжения на поверхности образцов, а также фрагментов мелких складок с четко выраженными шарнирами, вдоль которых ориентирована линейность, указывают на то, что тектонические движения развивались в условиях сдвига, возможно, с наклонными сместителями. Наибольшее распространение эти породы получили в районах восточной части впадины Маркова и Рудного полигона, где были обнаружены фрагменты массивной и прожилково-вкрапленной сульфидной руды.

По вещественному составу в изученных габброидах обнаруживаются существенные вариации (табл. 5). Их общей чертой, за некоторым исключением, являются крайне низкие концентрации калия (0.04–0.12 % K_2O) и фосфора (0.01–0.09 % P_2O_5).

Широким распространением пользуются породы с низким и очень низким содержанием TiO_2 (0.01–0.15 %), для большинства из них также характерны низкие величины SiO_2 (41.5–45.4 %). Минералогически они сложены главным образом оливином и плагиоклазом и относительно редкими ксеноморфными зернами клинопироксена. Встречаются аксессуарные шпинели. Среди низкотитанистых разновидностей выделяется три разновидности. Первая из них представлена собственно троктолитами. Для собственно троктолитов характерны высокие и очень высокие концентрации магния (14–17 % MgO) и умеренно высокие – глинозема (17.9–20.1 % Al_2O_3), низкие значения Na_2O (1.12–1.7 %) и умеренно низкие – FeO (4.3–7.7 %). Вторая разновидность представлена породами, переходными между собственно троктолитами и анортозитами – лейкократовыми троктолитами. Последние, в отличие от собственно троктолитов, имеют очень высокие содержания глинозема (19.4–27.6 % Al_2O_3) и кальция (12.6–14 % CaO), пониженные концентрации магния (4.1–9.5 % MgO) и очень низкие концентрации железа (2.8–3.9 % FeO), содержание натрия в целом более высокое (1.8–2.9 % Na_2O). Для третьей разновидности, которая петрографически может быть определена как меланократовый троктолит, также характерны очень высокие содержания магния (15.3–18.2 % MgO), но при низкой концентрации глинозема (11.4–15.6 % Al_2O_3), кальция (7.3–9.8 % CaO) и натрия (1.2–1.6 % Na_2O).

Наибольшим распространением среди изученных габброидов пользуются разновидности, имеющие более высокие содержания титана (0.3–0.7 % TiO_2). Мине-

8 Таблица 5. Химический состав габброидов полигона Сьерра-Леоне

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
S2234/6	45.3	0.72	18.47	2.13	4.92	0.08	12.22	9.81	1.6	0.06	0.03	3.85	99.19
S2234/9	42.19	0.01	17.92	1.55	4.35	0.1	16.99	8.41	1.18	0.08	0.01	6.91	99.7
S2234/11	45.33	0.11	15.63	2.41	4.41	0.08	15.29	8.82	1.22	0.05	0.03	5.92	99.3
S2234/12	48.62	0.15	19.93	2.4	1.72	0.06	8.9	14.02	1.82	0.05	0.01	1.97	99.65
S2234/23	49.92	1.33	15.83	3.02	5.72	0.09	8.04	10.68	3.02	0.05	0.08	1.64	99.42
S2234/24	48.3	1.21	16.76	2.94	4.88	0.12	9.19	11.27	2.63	0.06	0.09	2.09	99.54
S2234/25	48.43	1.11	15.94	3.33	4.8	0.18	10.03	10.5	2.63	0.07	0.1	2.54	99.66
S2234/26	41.52	0.11	22.4	2.5	6.89	0.09	10.78	7.26	22.46	0.08	<0.01	5.35	99.44
S2240/1	45.39	0.09	20.08	2.21	3.03	0.08	14.15	10.92	1.69	0.15	0.01	1.94	99.75
S2240/2	45.22	0.3	17.82	2.59	5.42	0.09	13.97	8.66	2.36	0.1	0.03	2.65	99.31
S2240/3	44.18	0.19	16.27	3.87	2.42	0.08	15.45	9.35	1.64	0.18	0.02	5.87	99.52
S2240/7	47.61	0.1	27.62	0.52	2.32	0.06	4.13	13.75	2.39	0.09	<0.01	1.07	99.65
S2240/11	45.37	0.12	23.37	0.59	2.71	0.08	9.48	12.65	1.61	0.14	0.01	3.28	99.41
S2240/12	44.21	0.08	19.41	1.26	3.18	0.09	15.93	10.79	1.08	0.06	<0.01	3.55	99.64
S2250/42	47.88	0.42	14.97	1.54	5.6	0.13	12.36	10.81	2.07	0.06	0.01	3.95	99.7
S2250/43	48.06	0.37	16.85	1.88	4.94	0.04	10.29	9.92	2.55	0.06	0.02	4.38	99.36
S2250/53	43.8	0.32	19.95	1.85	3.23	0.19	12.5	12.82	1.05	0.12	0.01	3.88	99.72
I1022/13	50.29	0.28	15.22	1.93	2.81	0.12	10.78	14.44	1.84	0.12	0.02	1.51	99.36
I1022/15	42.93	0.09	2.23	5.06	5.56	0.12	36.97	1.86	0.19	0.04	0.02	4.87	99.94

Таблица 5. Продолжение

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
11028/1	52.56	0.32	14.19	2.31	2.87	0.07	9.12	13.58	3.19	0.04	<0.01	1.23	99.48
11028/2	47.55	0.38	14.5	2.3	5.41	0.05	15.66	10.47	1.62	0.04	0.01	1.45	99.45
11028/3	49.59	2.56	12.67	3.37	6.55	0.13	8.95	12.15	3.19	0.06	0.03	0.55	99.8
11028/5	51.99	0.44	15.84	2.91	3.22	0.1	9.2	11.64	3.14	0.04	<0.01	1.3	99.82
11028/6	49.82	0.3	17.84	2.69	2.99	0.08	9.49	12.66	2.66	0.11	0.01	1.38	100.03
11032/1	43.83	0.14	24.16	3.4	0.99	0.06	10.14	10.2	2.16	0.08	0.04	4.47	99.67
11032/2	51.43	0.5	15.24	3.97	3.45	0.1	9	11.01	3.24	0.14	0.09	1.87	100.04
11032/3	49.88	0.31	19.71	1.44	2.75	0.08	7.9	13.12	2.93	0.06	0.04	2	99.68
11032/4	51.92	0.8	16.9	2.07	5.54	0.15	6.98	9.03	4.01	0.18	0.16	2.01	99.75
11032/6	50.95	1.26	14.4	2.29	7.37	0.19	8.8	7.66	3.68	0.15	0.18	2.23	99.16
11032/7	46.77	0.12	11.78	3.68	5.39	0.09	18.2	9.76	1.38	0.1	<0.01	2.53	99.83
11040/5	56.75	2.03	14.95	1.86	8.16	0.21	2.16	5.42	5.15	0.8	0.57	1.35	99.41
11040/6	46.57	2.58	15.78	3.95	13.02	0.35	3.06	8.15	4.12	0.17	0.98	0.82	99.55
11040/18	53.03	1.44	18.53	1.48	5.56	0.14	2.56	5.99	6.78	0.26	1.29	2.32	99.38
11041/1	50.62	0.67	15.85	1.84	2.37	0.09	9.72	15.03	2.33	0.07	0.12	1.39	100.1
11060/10	47.56	0.42	15.23	3.72	5.98	0.19	10.91	12.72	1.77	0.06	0.01	0.89	99.46
11060/12	52.12	0.31	16.54	2.01	4.79	0.19	10.05	10.06	2.63	0.07	<0.01	1.00	99.77
11060/15	47.30	0.35	15.31	2.57	5.11	0.18	12.81	12.43	1.54	0.06	0.01	2.51	100.18
11060/53	52.08	0.34	16.90	0.58	4.47	0.10	9.45	10.94	2.62	0.10	0.01	1.79	99.38

23 Таблица 5. Окончание

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
И1063/1	47.38	4.47	12.90	3.82	11.38	0.18	5.78	9.08	3.18	0.10	0.09	1.20	99.56
И1063/2	45.44	0.21	3.28	2.73	7.92	0.16	36.75	1.19	0.42	0.10	0.05	1.30	99.55
И1063/5	47.20	2.98	13.40	5.33	11.65	0.27	4.97	7.62	3.86	0.40	1.44	0.55	99.67
И1063/6	43.99	4.39	14.13	5.24	12.37	0.19	5.02	8.14	3.34	0.27	0.65	1.74	99.47
И1063/8	44.62	0.11	2.30	2.34	4.77	0.12	40.74	1.47	0.06	0.03	<0.01	2.66	99.22
И1068/8	47.48	0.36	16.61	2.68	5.62	0.15	11.50	11.83	2.22	0.07	0.02	1.50	100.04
И1068/24	45.13	0.04	20.24	1.13	3.11	0.10	14.14	12.53	1.18	0.04	<0.01	2.32	99.96
И1068/25	44.35	0.22	21.34	1.34	3.11	0.11	13.47	11.87	1.19	0.05	<0.01	2.70	99.75
И1069/10	44.87	0.01	27.60	1.74	1.31	0.05	5.73	13.56	1.96	0.06	<0.01	2.69	99.58
И1069/11	44.59	0.01	24.82	1.61	1.93	0.06	9.39	12.13	1.61	0.05	<0.01	3.29	99.51
И1069/13	43.76	0.03	22.70	2.22	2.02	0.09	10.45	11.83	1.71	0.06	0.01	4.74	99.62
И1069/16	45.61	0.11	18.65	2.19	2.86	0.11	12.11	14.02	1.35	0.04	<0.01	2.43	99.48
И1069/18	45.42	0.06	20.99	1.44	3.10	0.10	11.72	13.06	1.42	0.03	<0.01	2.36	99.70
И1069/35	50.22	1.06	15.13	3.81	6.06	0.17	8.56	10.31	2.75	0.08	0.04	1.44	99.63
И1069/40	50.66	1.19	14.59	4.23	5.18	0.15	7.77	12.67	2.77	0.08	0.11	0.67	100.07

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН методом мокрой химии. Аналитики: Н.Л. Калашникова, М.В. Рудченко, М.И. Степанец, Е.В. Черкасова.

ралогически они сложены преимущественно плагиоклазом и клинопироксеном, некоторые образцы содержат также оливин и ортопироксен, поэтому они могут быть классифицированы как собственно габбро, габбро-нориты, оливинное габбро. Для этой группы характерны широкие вариации всех петрогенных окислов, но в среднем они имеют более высокие концентрации кремнезема ($45.3-52.56\% \text{SiO}_2$). В этой же группе оказались пегматоидные габбро, которые слагают жилы в серпентинизированных перидотитах. Им свойственны широкие вариации содержания кремнезема, глинозема, кальция и натрия.

В целом, группа собственно габбро с относительно высокими содержаниями титана довольно представительна. Габбро образуют две совокупности пород. Одна из них выделяется умеренно высокими содержаниями титана ($1.1-1.3\% \text{TiO}_2$), натрия ($2.6-3.68\% \text{Na}_2\text{O}$), железа ($7.5-8.4\% \text{FeO}$) и кремния ($48.3-50.95\% \text{SiO}_2$). Другая характеризуется очень высокими величинами SiO_2 ($53-56.75\%$), Na_2O ($4.12-6.78\%$) и P_2O_5 ($0.57-1.29\%$), более высоким содержанием титана ($1.44-2.58\% \text{TiO}_2$), повышенной концентрацией калия ($0.17-0.8\% \text{K}_2\text{O}$), низкими значениями магния ($2.16-3.06\% \text{MgO}$), и кальция ($5.42-8.15\% \text{CaO}$). Среди этой разновидности пород охарактеризован образец габбро с повышенным содержанием рудного минерала. Отличительной чертой его химического состава является очень высокое содержание железа ($16.5\% \text{FeO}$).

Проведенное изучение химического состава габброидов, основные выводы которого представлены выше, позволяет выделить среди них четыре группы, характеризующиеся своими специфическими особенностями состава. Первая группа представлена троктолитами и выделяется по очень низким содержаниям титана и кремнезема. В зависимости от минеральных соотношений в этой группе различаются три подгруппы, главным образом по соотношению магниальности и глиноземистости. Вторая группа образована габбро, габбро-норитами, оливиновыми габбро, которые имеют более высокие содержания титана и кремнезема и средние значения остальных петрогенных окислов. Третья группа – это в основном габбро, имеющие заметно более высокие концентрации кремния и титана на уровне таковых, характерных для большинства базальтов, изливающихся на океанское дно, что можно отметить и для остальных петрогенных окислов в этих габбро. Четвертая группа выделяется заметно повышенными содержаниями кремнезема, титана, фосфора и калия.

Для отдельных образцов из первых трех групп было проведено изучение распределения редкоземельных элементов (рис. 12). Полученные спектры РЗЭ указывают на то, что исходным расплавом для формирования этих пород были толеиты N-MORB типа. Друг от друга данные спектры отличаются абсолютными значениями концентраций элементов, свидетельствуя о том, что породы образовались на разных стадиях дифференциации магматического расплава. Наиболее примитивные из них – троктолиты первой группы, более дифференцированные разности – габбро второй группы и заметно более дифференцированные – габбро третьей группы. Кумулятивная природа габброидов первых двух петрохимических групп отчетливо проявляется благодаря интенсивной положительной европиевой аномалии на спектрах РЗЭ, характеризующих породы этой группы. Следует отметить, что проанализированный образец габбро третьей группы выделяется некоторым обогащением легкими лантаноидами, что указывает на примешивание к его исходному расплаву вещества обогащенной мантии. Наличие

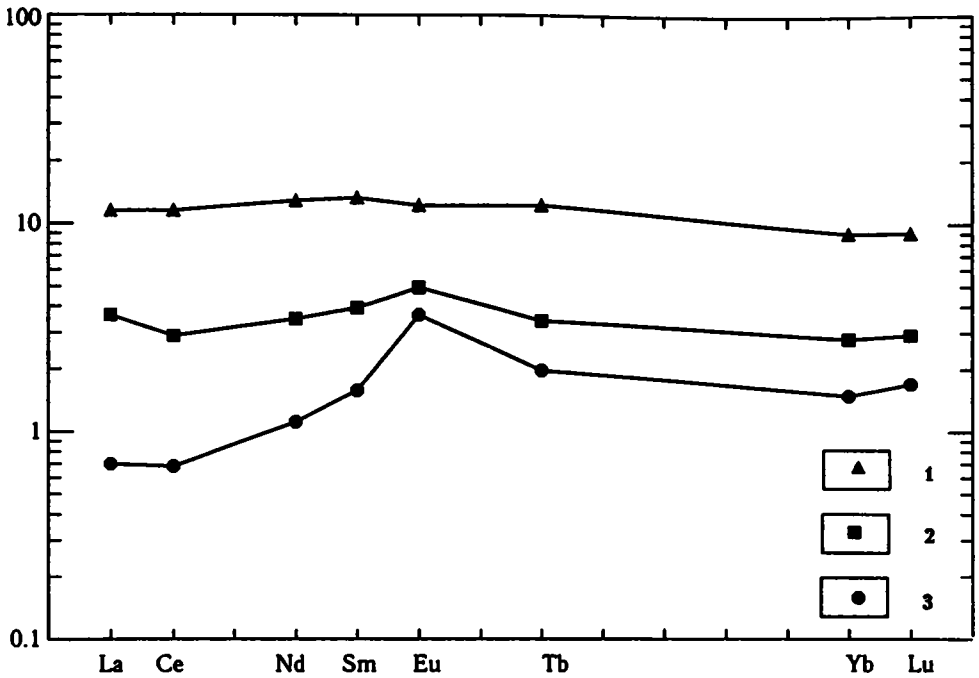


Рис. 12. Диаграмма распределения редкоземельных элементов в габброидах 1 – троктолиты первой группы (обр. 2234/12), 2 – габбро второй группы (обр. 2240/2), 3 – габбро третьей группы (обр. 2234/24)

среди габбро четвертой группы очень высококальциевых разновидностей (0.8 % K_2O) указывает на то, что данные породы могли кристаллизоваться из обогащенных расплавов.

Сопоставляя выделенные группы габброидов с классическим разрезом океанической коры, приходим к выводу, что породы первой и второй группы соответствуют полосчатому комплексу, слагающему низы 3-го слоя океанической коры, при этом породы второй группы характеризуют более высокие горизонты полосчатого комплекса. К этой же группе относятся и габбро, слагающие жилы в перидотитах. Это свидетельствует о том, что полосчатый комплекс формировался внутри перидотитового субстрата. Габброиды третьей группы представляют уровень изотропных габбро, сформировавшихся уже из эволюционированных базальтовых расплавов. Габброиды четвертой группы, по-видимому, характеризуют наиболее верхние участки разреза 3-го слоя, образовавшиеся на последних этапах активности магматической камеры. Вероятно, они претерпели заметное воздействие интеркумулусной жидкости, которая, судя по набору пород в драгированном материале, могла иметь плагиогранитный состав. На это указывают и наблюдающиеся соотношения между плагиогранитами и габброидами.

Породы первой и второй групп встречены на различных структурах, удаленных к северу от нарушения Сьерра-Леоне. Породы третьей и четвертой групп распространены только в пределах рудовмещающих структур – на

Рудном полигоне, во впадине Маркова и в непосредственной близости от них, при этом они ассоциируют с габброидами первых двух групп, которые также здесь широко представлены. Эти особенности пространственного распространения габброидов различного состава находят хорошее соответствие с распределением различных базальтов в пределах района Сьерра-Леоне. Низкотитанистые, в целом высокомагнезиальные габброиды пространственно ассоциируют с высокомагнезиальными слабо дифференцированными базальтами. Базальты рудовмещающих структур образуют протяженную дифференцированную серию, включая, в том числе, и высокомагнезиальные разности. Аналогично габброиды, встреченные на этих участках, образуют протяженный ряд дифференциации, указывая на продолжительную эволюцию магматической камеры. И среди базальтов, и среди габброидов, характеризующих рудовмещающие структуры, обнаружены производные обогащенных расплавов, наряду с доминирующими представителями деплецированных выплавов.

Ультрамафиты

Борта рифтовой долины, рифтовые горы и нередко днище рифтовых впадин сложены преимущественно различными ультраосновными породами, среди которых преобладают лерцолиты с порфирокластическими текстурами. Распространены также гарцбургиты и дуниты [24]. Дуниты слагают 30–40-сантиметровые глыбы и нередко содержат струйчато-полосчатые или шлировые скопления средне- и густовкрапленного мелко- или крупнозернистого хромита. Это позволяет предполагать, что дуниты формируют довольно крупные тела среди гарцбургитов. Особенно много дунитов встречено в верхней части западного борта рифтовой долины на ст. S2229 и I1060, а также в верхней части противоположного восточного борта, на ст. S2231 и S2232. Практически всегда перидотиты ассоциируют с продуктами их динамометаморфического преобразования: змеевиками, серпентин-хлоритовыми и серпентин-амфибол-талковыми сланцами.

Макроскопическая характеристика ультрамафитов дает, в определенной мере, представление об условиях их нахождения и преобразования на океанском дне, поскольку эти породы легко вовлекаются во многие экзогенные процессы, становясь их индикаторами. Глыбы и обломки ультрамафитов с многочисленными зеркалами скольжения извлечены, в основном, из мягких голубовато-серых или охристо-желтых глин, и только на ст. S2232 они включены в плотную консолидированную серпентинитовую брекчию. Разные условия серпентинизации и выветривании ультрамафитов обуславливают охристо-желтые, темно-серые, черные, темно-зеленые, яблочно-зеленые и вишнево-красноватые окраски. Образование разных форм оксидов железа, являющихся индикаторами условий вторичных процессов, связано с низко- и среднетемпературной гидротермальной переработкой уже серпентинизированных ультрамафитов и их последующими изменениями при взаимодействии с циркулировавшей нагретой морской водой. Условия гидротермальных процессов, ведущих к образованию гематита, карбонатизации, образованию жил цеолитов и выносу двухвалентных катионов (Mg, Fe) из пород, сильно различались по изученной площади. Многочисленные карбонатные прожилки,

цементирующие разрушенные серпентиниты, серпентин-карбонатные брекчии, офикальциты, наблюдались на западном борту рифтовой долины (ст. S2231 и S2232); красноватые, красно-черные серпентиниты с гематитом в большом количестве присутствуют на ст. S2232 и S2250 и встречаются почти на всех станциях в ассоциации с зелеными серпентинитами.

Наряду с сильно выветрелыми, гидротермально переработанными серпентинизированными и карбонатизированными ультрамафитами, распространенными в основном на поднятиях в областях нетрансформных смещений, во впадине Маркова (ст. I1063 и I1068) в большом количестве подняты совершенно свежие, без следов низкотемпературных изменений лерцолиты, гарцбургиты и оливинные энстатиты [24]. На многих станциях (S2229, S2244, S2245, S2250, I1060, I1063, I1068) подняты образцы гарцбургитов и дунитов с жилами мелкозернистого и пегматоидного габбро. Мощность этих жил колеблется от долей сантиметра до 3–4 см, контакты нерезкие и по простиранию жилы переходят в цепочки плагиоклаза и/или диопсида. Форма жил меняется от прямолинейной до извилистой; ветвящиеся жилы пересекают полосчатость и линейно-плоскостные ориентировки перидотитов. В дунитах отмечены пластические сдвиговые деформации на контакте с метагаббровой жилой (обр. S2229/20), свидетельствующие о внедрении расплавов по трещинам, в том числе, сдвиговым, в остывающие перидотиты. В экзоконтактах жил наблюдается рекристаллизация оливина, образование светло-желтого плеохроирующего амфибола, иногда импрегнация плагиоклаза. Обилие жил габбро в ультрамафитах отражает, вероятно, тот факт, что на океанское дно выведена область контакта реститовых и плутонических комплексов.

Перейдем к рассмотрению состава и структуры ультрамафитов. В поднятом материале представлен весь ряд реститовых ультрамафитов по степени их деплетирования: лерцолиты – гарцбургиты – дуниты + оливинные энстатиты. В крупных глыбах перидотитов видна полосчатость, обусловленная неравномерным распределением крупных зерен пироксенов. Как правило, проявлена четкая плоскостная ориентировка пироксенов и хромшпинелидов, а также линейность энстатит – хромшпинелевых агрегатов. Типичные структуры сплошного твердопластического течения ультрамафитов выражены агрегатной, мономинеральной линейностями и линейностью растяжения («pull-apart»), а также видимой плоскостной ориентировкой пироксенов и хромшпинелидов, конформной полосчатости или секущей ее. Преобладают порфирикластические грубозернистые структуры, типичные милонитовые структуры относительно редки.

Во впадине Маркова встречена особая разновидность перидотитов – совершенно свежие породы с неравномерным и, вероятно, незакономерным распределением орто- и клинопироксенов [24]. В них слабо проявлена плоскостная ориентировка минералов; пироксены образуют шлировидные скопления или одиночные зерна, рассеянные среди полигонально-зернистого оливина (0.5–1.5 мм) с редкими реликтами крупных (до 8 мм) деформированных оливинов с полосами излома. Крупные энстатиты (4–7 мм) деформированы с изгибом трещин спайности и рекристаллизованы, замещены тонкозернистым оливин-диопсидовым агрегатом по краям и развернуты в разных направлениях. Диопсиды трещиноваты, деформированы и более сильно, чем энстатиты, замещены по периферии и по трещинам криптозернистым агрегатом оливина +

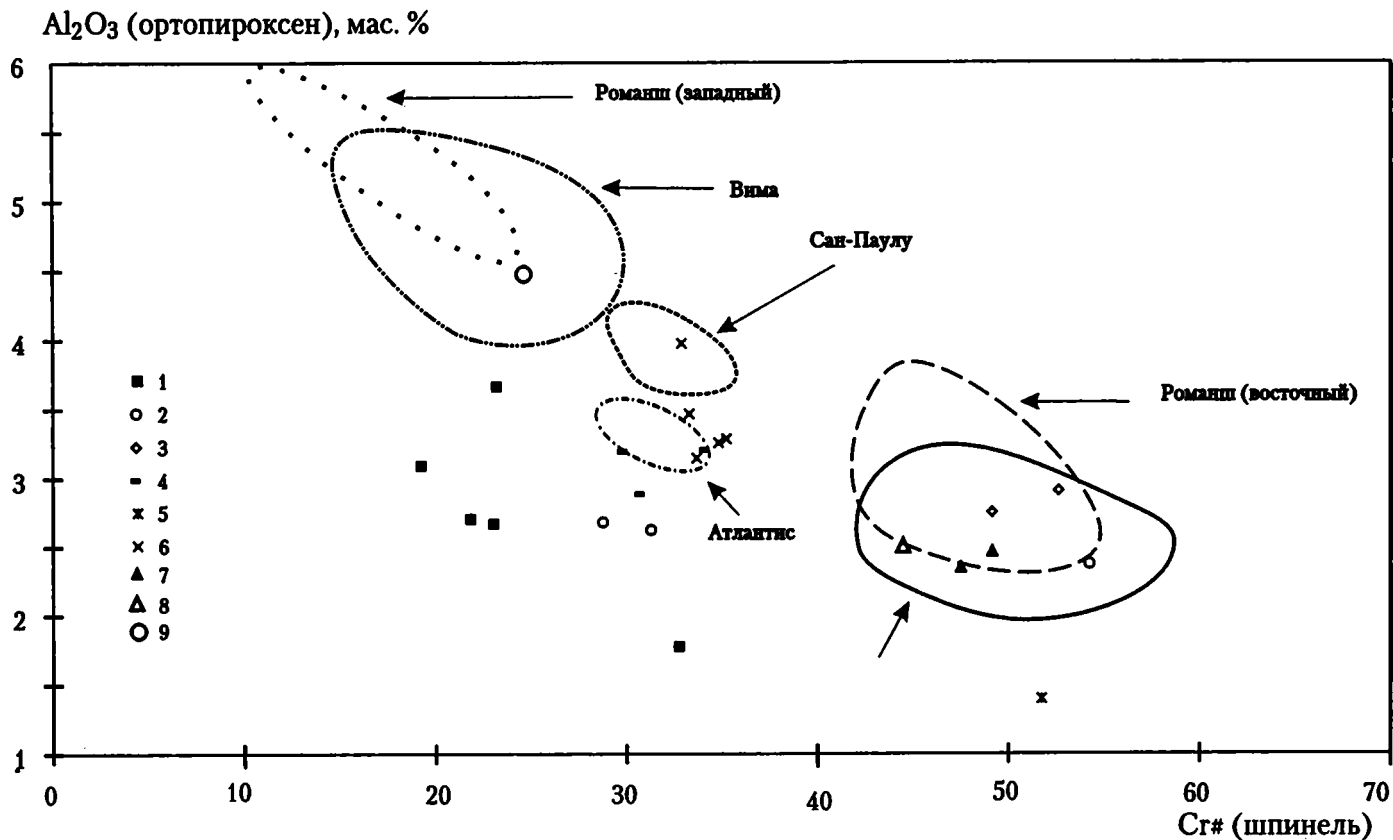


Рис. 13. Диаграмма соотношений хромистости в хромшпинелидах и Al_2O_3 в ортопироксенах ультрабазитов
Станции драгирования: 1 – S2231, S2232; 2 – S2240; 3 – S2244; 4 – S2245; 5 – S2250; 6 – I1063; 7 – I1041; 8 – I1060; 9 – I1005

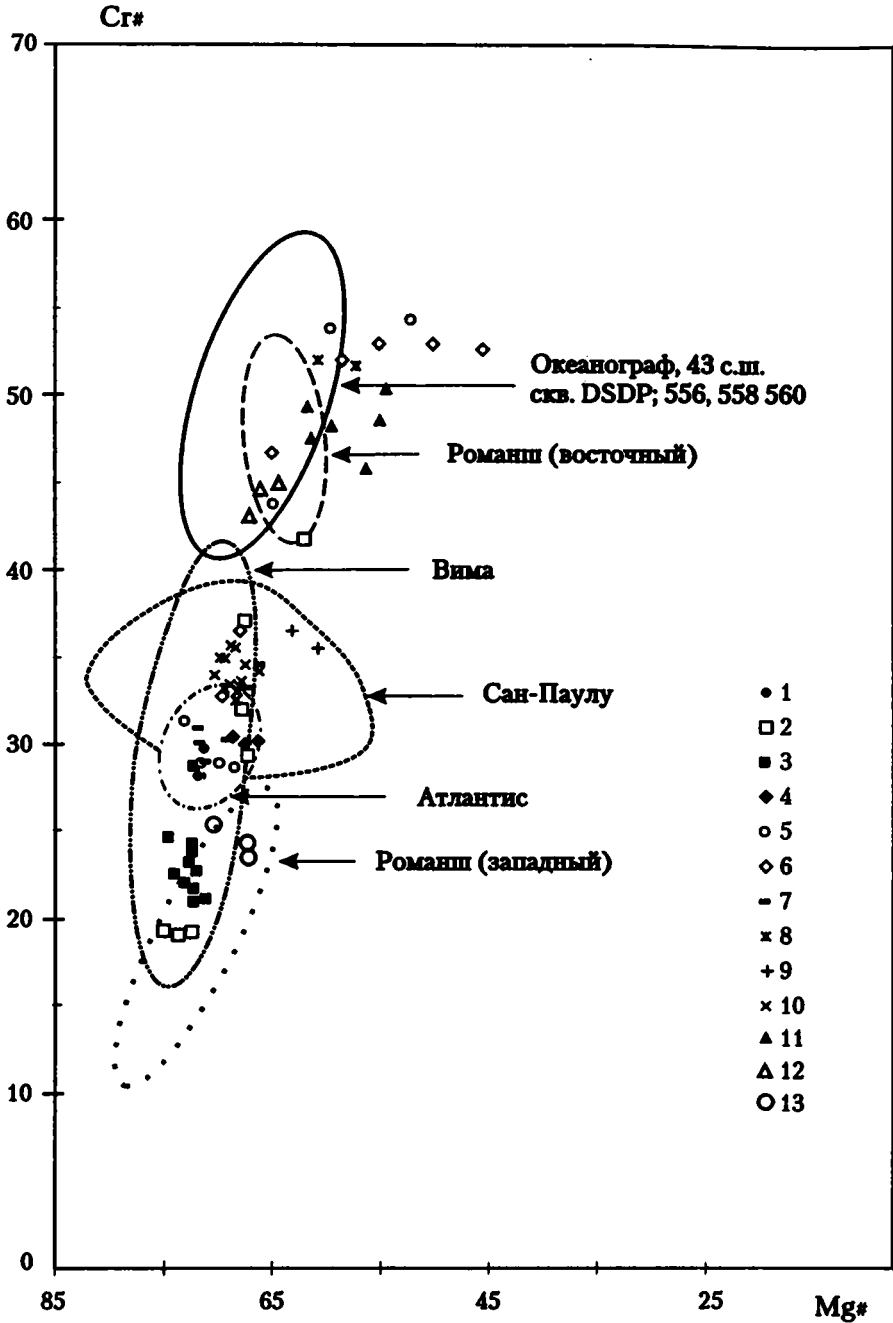


Рис. 14. Диаграмма хромистость–магнезиальность в хромшпинелидах ультрабазитов

Станции драгирования: 1 – S2229; 2 – S2231; 3 – S2232; 4 – S2236; 5 – S2240; 6 – S2244;
7 – S2245; 8 – S2250; 9 – S1035; 10 – I1063, I1068, I1069; 11 – I1041; 12 – I1060;
13 – I1005

Таблица 6. Состав хромшпинелидов перидотитов

Номера		TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	NiO	Сумма	Mg [#]	Cr [#]	Ti	Cr	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ni	F
образца	точки																			
S2229/01	141	0.15	24.96	42.88	13.04	0.28	16.95	0.15	98.49	71.37	28.07	0.024	4.430	11.348	0.173	2.275	0.052	5.670	0.027	11
S2229/01	143	0.04	24.87	42.67	13.40	0.28	16.96	0.17	98.54	71.64	28.10	0.007	4.417	11.299	0.271	2.247	0.053	5.677	0.030	11
S2229/01	146	0.16	25.98	41.22	13.48	0.79	16.48	0.23	98.49	71.04	29.71	0.026	4.653	11.009	0.286	2.269	0.151	5.565	0.042	12
S2235/01	055	0.19	29.40	35.94	18.00	0.38	13.58	0.18	97.90	60.41	35.43	0.033	5.495	10.016	0.424	3.137	0.076	4.786	0.034	14
S2235/01	56	0.10	30.10	35.24	17.13	0.87	13.87	0.26	97.84	62.81	36.42	0.018	5.635	9.836	0.493	2.899	0.175	4.895	0.050	14
S2231/04	104	0.07	28.20	40.36	13.23	0.41	15.62	0.24	98.11	67.57	31.91	0.011	5.106	10.895	0.000	2.558	0.080	5.330	0.043	13
S2231/04	106	0.10	31.40	35.84	14.67	0.57	15.20	0.24	98.18	67.33	37.01	0.018	5.798	9.869	0.298	2.568	0.113	5.292	0.045	14
S2231/04	116	0.04	25.89	41.94	14.09	0.36	15.60	0.21	98.15	66.99	29.28	0.006	4.659	11.254	0.075	2.607	0.068	5.292	0.038	12
S2231/08	158	0.08	17.52	50.03	12.24	0.35	17.93	0.20	98.42	73.47	19.02	0.012	3.014	12.833	0.128	2.099	0.065	5.813	0.035	7
S2231/08	168	0.11	17.52	49.64	12.85	0.17	17.58	0.30	98.24	72.19	19.14	0.017	3.029	12.794	0.143	2.207	0.031	5.727	0.052	7
S2231/08	172	0.05	17.49	49.26	12.59	0.52	18.15	0.24	98.48	74.89	19.23	0.008	3.012	12.653	0.318	1.976	0.096	5.895	0.041	8
S2231/24a	205	0.02	34.10	31.90	17.48	0.26	13.68	0.12	97.81	61.78	41.75	0.003	6.477	9.035	0.483	3.029	0.053	4.897	0.023	15
S2232/01	254	0.14	20.38	47.09	12.06	0.27	17.73	0.40	98.16	73.79	22.50	0.022	3.555	12.245	0.155	2.071	0.050	5.830	0.071	9
S2232/01	258	0.16	21.53	46.22	12.61	0.53	17.30	0.08	98.49	72.11	23.80	0.026	3.766	12.055	0.128	2.207	0.099	5.706	0.014	10
S2232/01	260	0.13	20.68	47.23	12.60	0.15	17.37	0.23	98.42	71.74	22.70	0.022	3.605	12.275	0.077	2.248	0.027	5.707	0.040	9
S2232/02	002	0.07	25.55	42.65	13.11	0.24	17.34	0.05	99.28	72.01	28.66	0.012	4.500	11.200	0.204	2.238	0.044	5.758	0.008	12
S2232/12	234	0.05	18.93	47.87	13.49	0.26	17.38	0.30	98.43	72.08	20.96	0.008	3.293	12.416	0.275	2.208	0.048	5.700	0.052	8

Состав океанической литосферы

Таблица 6. Продолжение

Номера		TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	NiO	Сумма	Mg [#]	Cr [#]	Ti	Cr	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ni	F
образца	точки																			
S2232/12	236	0.11	20.65	45.89	13.55	0.50	17.31	0.17	98.37	72.51	23.19	0.018	3.622	11.999	0.344	2.170	0.094	5.724	0.030	9
S2232/12	244	0.09	18.79	46.99	14.49	0.41	16.97	0.19	98.15	70.96	21.14	0.015	3.294	12.285	0.391	2.296	0.077	5.609	0.033	8
S2232/31	002	0.04	22.14	46.27	12.10	0.15	17.36	0.25	98.31	72.20	24.30	0.006	3.876	12.077	0.035	2.206	0.028	5.728	0.044	10
S2232/31	004	0.02	19.77	47.96	12.71	0.24	17.46	0.08	98.30	72.05	21.66	0.003	3.439	12.437	0.118	2.221	0.044	5.725	0.014	9
S2232/31	008	0.00	20.12	47.88	12.02	0.40	17.56	0.13	98.14	72.92	21.98	0.000	3.502	12.426	0.073	2.140	0.075	5.763	0.023	9
S2232/31	012	0.12	22.30	45.81	11.60	0.35	17.85	0.32	98.41	74.45	24.61	0.020	3.897	11.936	0.127	2.018	0.065	5.881	0.056	10
S2236/01	093	0.10	26.15	41.08	14.48	0.47	15.62	0.14	98.12	67.30	29.92	0.016	4.722	11.063	0.182	2.584	0.090	5.317	0.026	12
S2236/01	100	0.15	26.33	40.43	14.63	0.47	15.86	0.18	98.22	68.38	30.40	0.026	4.758	10.892	0.299	2.499	0.091	5.403	0.033	12
S2236/01	102	0.10	26.04	40.60	15.23	0.34	15.26	0.27	97.97	66.10	30.08	0.017	4.728	10.991	0.246	2.679	0.065	5.223	0.050	12
S2240/36	184	0.17	41.26	23.26	21.02	0.57	10.85	0.01	97.47	51.97	54.33	0.032	8.293	6.970	0.673	3.798	0.123	4.110	0.001	18
S2240/39	085	0.09	27.46	40.43	12.33	0.52	16.86	0.44	98.23	72.84	31.30	0.015	4.931	10.825	0.214	2.128	0.100	5.707	0.080	12
S2240/41	045	0.11	24.75	41.33	14.99	0.56	15.74	0.31	97.98	68.22	28.65	0.018	4.469	11.127	0.368	2.496	0.107	5.359	0.056	12
S2240/41	047	0.05	25.07	41.48	14.12	0.43	16.60	0.41	98.39	71.35	28.85	0.008	4.488	11.071	0.425	2.249	0.082	5.601	0.075	12
S2240/41	049	0.09	24.74	40.90	15.30	0.43	16.15	0.30	98.19	69.64	28.86	0.015	4.458	10.988	0.525	2.392	0.083	5.485	0.055	12
S2244/40	122	0.16	27.48	37.93	16.02	0.29	16.06	0.18	98.49	69.40	32.70	0.027	5.000	10.290	0.656	2.429	0.057	5.509	0.032	13
S2244/40	124	0.19	30.01	35.11	16.54	0.12	15.47	0.21	98.01	67.77	36.44	0.033	5.561	9.699	0.673	2.569	0.023	5.402	0.040	14
S2245/01	154	0.10	26.87	40.44	13.31	0.32	16.84	0.28	98.33	72.07	30.83	0.017	4.824	10.823	0.320	2.208	0.061	5.697	0.051	12

Таблица 6. Продолжение

Номера		TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	NiO	Сумма	Mg [#]	Cr [#]	Ti	Cr	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ni	F
образца	точки																			
S2245/01	156	0.15	26.14	40.83	13.45	0.42	16.79	0.27	98.23	71.94	30.04	0.025	4.691	10.923	0.337	2.216	0.081	5.680	0.048	12
S2245/20	201	0.03	28.32	38.18	15.42	0.39	15.45	0.28	98.29	67.53	33.22	0.004	5.173	10.397	0.422	2.558	0.076	5.318	0.052	13
S2245/20	203	0.05	29.09	36.91	16.01	0.60	14.94	0.37	98.22	66.33	34.58	0.008	5.359	10.139	0.486	2.634	0.117	5.187	0.069	13
S2245/41	021	0.06	25.34	41.69	13.65	0.69	16.60	0.24	98.46	71.39	28.96	0.010	4.530	11.110	0.340	2.241	0.131	5.594	0.044	12
S2245/41	035	0.08	26.13	40.51	14.40	0.50	16.03	0.23	98.05	69.34	30.19	0.013	4.721	10.915	0.338	2.414	0.097	5.459	0.042	12
S2250/41	075	0.03	41.01	25.42	18.11	0.62	12.92	0.14	98.58	60.43	51.97	0.006	7.986	7.380	0.624	3.106	0.129	4.743	0.027	17
П063/16	5	0.21	30.79	37.37	13.84	0.12	15.96	0.26	98.71	68.59	35.59	0.036	5.602	10.137	0.156	2.507	0.023	5.474	0.048	14
П063/16	3	0.07	30.04	37.67	13.40	0.05	15.97	0.24	97.60	69.18	34.85	0.012	5.506	10.294	0.139	2.459	0.010	5.518	0.045	13
П063/18	11	0.06	28.06	38.34	15.06	0.10	15.76	0.14	97.81	68.04	32.92	0.010	5.130	10.451	0.361	2.552	0.020	5.432	0.026	13
П068/45	1	0.04	30.22	40.75	14.05	0.08	16.35	0.03	101.57	67.56	33.21	0.006	5.298	10.653	0.012	2.595	0.014	5.404	0.006	13
П068/45	2	0.02	31.04	40.27	14.34	0.18	15.87	0.04	101.80	65.99	34.08	0.003	5.459	10.558	0.000	2.712	0.034	5.261	0.006	13
П068/45	6	0.00	28.57	41.23	15.50	0.20	15.45	0.03	101.04	64.67	31.73	0.000	5.049	10.862	0.086	2.811	0.038	5.147	0.005	13
П069/6	3	0.02	30.03	39.29	15.44	0.23	16.90	0.00	102.21	70.09	33.89	0.003	5.258	10.257	0.479	2.381	0.044	5.579	0.000	13
П069/6	4	0.04	30.55	38.17	15.76	0.22	16.56	0.00	101.59	69.36	34.93	0.006	5.406	10.071	0.510	2.440	0.042	5.524	0.000	13
П069/6	5	0.01	31.15	38.02	15.69	0.21	16.29	0.01	101.62	68.38	35.46	0.002	5.523	10.050	0.425	2.517	0.039	5.443	0.002	14
П069/7	8	0.03	30.38	38.77	14.58	0.14	15.82	0.07	100.00	67.19	34.45	0.005	5.452	10.372	0.154	2.614	0.026	5.352	0.012	13
П069/7	9	0.02	29.13	39.59	14.24	0.07	16.39	0.31	100.00	69.15	33.05	0.004	5.188	10.511	0.229	2.454	0.014	5.501	0.056	13

Состав океанической литосферы

Таблица 6. Продолжение

Номера		TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	NiO	Сумма	Mg [#]	Cr [#]	Ti	Cr	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ni	F
образца	точки																			
И1069/7	12	0.05	28.54	39.82	14.94	0.11	16.23	0.00	100.00	68.18	32.46	0.009	5.089	10.588	0.272	2.547	0.022	5.457	0.000	13
И1069/7	19	0.12	29.39	39.71	14.28	0.00	16.24	0.01	100.00	67.76	33.18	0.020	5.240	10.553	0.097	2.596	0.000	5.457	0.002	13
И1069/7	20	0.02	29.39	39.21	14.43	0.22	16.07	0.24	100.00	68.23	33.45	0.003	5.257	10.459	0.207	2.523	0.042	5.418	0.043	13
И1005/8	3	0.08	21.52	47.12	14.47	0.08	16.37	0.05	99.72	67.03	23.45	0.013	3.738	12.201	0.022	2.636	0.015	5.359	0.009	9
И1005/8	4	0.05	22.31	46.70	14.30	0.20	16.36	0.05	100.04	67.10	24.27	0.009	3.872	12.082	0.000	2.625	0.038	5.352	0.008	10
И1005/8	5	0.03	23.46	46.46	13.02	0.18	17.28	0.04	100.56	70.24	25.30	0.006	4.037	11.921	0.000	2.376	0.033	5.607	0.008	10
И1060/65	3	0.05	37.42	31.30	15.46	0.06	14.94	0.35	100.00	65.88	44.50	0.009	6.940	8.657	0.328	2.706	0.012	5.224	0.067	16
И1060/65	4	0.08	36.44	32.44	15.01	0.06	15.21	0.55	100.00	66.90	42.97	0.013	6.715	8.912	0.311	2.614	0.013	5.284	0.103	16
И1060/65	5	0.16	37.41	30.83	16.33	0.01	14.69	0.00	100.00	64.17	44.87	0.029	6.967	8.561	0.337	2.880	0.002	5.159	0.000	16
И1041/13	1	0.24	38.26	27.34	21.23	0.13	12.17	0.00	100.00	54.89	48.41	0.044	7.338	7.819	0.690	3.618	0.026	4.402	0.000	-
И1041/13	2	0.21	38.87	26.94	19.58	0.00	13.64	0.55	100.00	61.50	49.18	0.038	7.383	7.628	0.876	3.058	0.000	4.885	0.106	-
И1041/13	10	0.18	39.25	26.10	21.92	0.13	11.90	0.33	100.00	54.36	50.22	0.033	7.559	7.493	0.840	3.626	0.028	4.318	0.064	-
И1041/14	1	0.22	37.36	27.84	19.58	0.19	13.65	0.00	99.39	61.17	47.37	0.040	7.125	7.916	0.835	3.115	0.039	4.908	0.000	-
И1041/14	2	0.23	38.23	27.67	18.47	0.24	13.12	0.00	98.39	59.39	48.10	0.042	7.373	7.957	0.507	3.261	0.050	4.770	0.000	-
И1041/14	3	0.20	36.68	29.28	19.20	0.24	12.39	0.00	98.31	56.14	45.66	0.037	7.066	8.409	0.398	3.515	0.050	4.499	0.000	-
S2235/01	57	0.24	34.14	30.73	19.59	0.70	11.78	0.15	97.57	54.61	42.70	0.044	6.606	8.866	0.439	3.572	0.145	4.297	0.030	-
S2240/39	089	0.66	41.10	23.75	18.28	0.94	12.58	0.21	97.84	59.45	53.72	0.124	8.125	7.001	0.626	3.197	0.198	4.687	0.042	-

Таблица 6. Окончание

Номера		TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	NiO	Сумма	Mg [#]	Cr [#]	Ti	Cr	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ni	F
образца	точки																			
S2244/21	137	1.01	39.36	21.15	27.31	0.80	8.55	0.21	99.01	41.13	55.52	0.195	8.009	6.416	1.185	4.695	0.175	3.281	0.044	-
S2244/02	274	0.86	38.56	24.00	20.39	0.80	12.41	0.18	97.68	58.25	51.87	0.162	7.639	7.087	0.950	3.322	0.170	4.635	0.035	-
S2244/02	276	0.82	36.06	27.78	17.92	0.54	14.30	0.17	98.02	64.68	46.54	0.150	6.928	7.958	0.815	2.828	0.110	5.179	0.032	-
S2244/39	212	0.24	39.34	23.57	24.22	0.49	10.59	0.05	99.09	49.99	52.82	0.045	7.811	6.977	1.122	3.965	0.105	3.964	0.010	-
S2244/39	218	0.25	37.67	22.91	26.86	0.78	9.41	0.22	98.85	45.57	52.45	0.048	7.580	6.873	1.452	4.265	0.167	3.570	0.045	-
S2244/39	230	0.25	40.81	24.45	19.62	0.70	11.57	0.08	97.76	54.94	52.82	0.046	8.102	7.237	0.568	3.552	0.148	4.330	0.016	-
S2250/41	069	0.45	40.20	24.33	18.46	0.82	12.93	0.12	97.69	60.88	52.56	0.083	7.921	7.149	0.763	3.085	0.173	4.802	0.023	-
S2240/36	182	0.21	35.47	30.71	16.32	0.86	14.18	0.14	98.15	64.72	43.65	0.037	6.729	8.687	0.510	2.765	0.174	5.072	0.026	-
П1006/1	7	0.99	40.34	22.12	26.60	0.01	9.33	0.16	100.00	42.84	55.02	0.187	8.031	6.567	0.931	4.670	0.002	3.500	0.032	-
П1006/1	8	1.00	42.10	20.27	27.72	0.17	7.89	0.17	100.00	37.03	58.22	0.193	8.552	6.138	0.821	5.138	0.037	3.022	0.036	-
П1006/1	9	0.60	41.04	21.86	27.17	0.12	8.80	0.00	100.00	40.93	55.73	0.113	8.209	6.520	0.961	4.788	0.025	3.317	0.000	-
П1041/4	6	0.38	33.62	23.89	31.84	0.30	9.08	0.18	100.00	42.53	48.56	0.072	6.661	7.057	2.093	4.582	0.063	3.390	0.037	-
П1041/4	13	0.60	34.18	22.82	31.66	0.30	9.09	0.61	100.00	42.80	50.12	0.113	6.795	6.763	2.104	4.555	0.063	3.408	0.123	-
П1060/41	3	2.29	37.22	18.28	33.79	0.00	7.55	0.22	100.00	34.53	57.73	0.445	7.605	5.568	1.790	5.513	0.000	2.908	0.047	-
П1060/41	6	3.27	35.05	16.48	36.65	0.22	7.15	0.52	100.00	32.71	58.78	0.643	7.240	5.076	2.282	5.728	0.048	2.785	0.108	-
П1060/41	12	2.63	37.26	17.41	33.70	0.23	7.88	0.02	100.00	35.86	58.94	0.512	7.635	5.319	1.863	5.443	0.050	3.043	0.004	-

Примечание. Mg[#] = MgO/(MgO + FeO*); Cr[#] = CrO/(CrO + Al₂O₃); F – степень частичного плавления перидотитов, %.

Состав океанической литосферы

Таблица 6. Продолжение

Номера		TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	NiO	Сумма	Mg [#]	Cr [#]	Ti	Cr	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ni	F
образца	точки																			
И1069/7	12	0.05	28.54	39.82	14.94	0.11	16.23	0.00	100.00	68.18	32.46	0.009	5.089	10.588	0.272	2.547	0.022	5.457	0.000	13
И1069/7	19	0.12	29.39	39.71	14.28	0.00	16.24	0.01	100.00	67.76	33.18	0.020	5.240	10.553	0.097	2.596	0.000	5.457	0.002	13
И1069/7	20	0.02	29.39	39.21	14.43	0.22	16.07	0.24	100.00	68.23	33.45	0.003	5.257	10.459	0.207	2.523	0.042	5.418	0.043	13
И1005/8	3	0.08	21.52	47.12	14.47	0.08	16.37	0.05	99.72	67.03	23.45	0.013	3.738	12.201	0.022	2.636	0.015	5.359	0.009	9
И1005/8	4	0.05	22.31	46.70	14.30	0.20	16.36	0.05	100.04	67.10	24.27	0.009	3.872	12.082	0.000	2.625	0.038	5.352	0.008	10
И1005/8	5	0.03	23.46	46.46	13.02	0.18	17.28	0.04	100.56	70.24	25.30	0.006	4.037	11.921	0.000	2.376	0.033	5.607	0.008	10
И1060/65	3	0.05	37.42	31.30	15.46	0.06	14.94	0.35	100.00	65.88	44.50	0.009	6.940	8.657	0.328	2.706	0.012	5.224	0.067	16
И1060/65	4	0.08	36.44	32.44	15.01	0.06	15.21	0.55	100.00	66.90	42.97	0.013	6.715	8.912	0.311	2.614	0.013	5.284	0.103	16
И1060/65	5	0.16	37.41	30.83	16.33	0.01	14.69	0.00	100.00	64.17	44.87	0.029	6.967	8.561	0.337	2.880	0.002	5.159	0.000	16
И1041/13	1	0.24	38.26	27.34	21.23	0.13	12.17	0.00	100.00	54.89	48.41	0.044	7.338	7.819	0.690	3.618	0.026	4.402	0.000	-
И1041/13	2	0.21	38.87	26.94	19.58	0.00	13.64	0.55	100.00	61.50	49.18	0.038	7.383	7.628	0.876	3.058	0.000	4.885	0.106	-
И1041/13	10	0.18	39.25	26.10	21.92	0.13	11.90	0.33	100.00	54.36	50.22	0.033	7.559	7.493	0.840	3.626	0.028	4.318	0.064	-
И1041/14	1	0.22	37.36	27.84	19.58	0.19	13.65	0.00	99.39	61.17	47.37	0.040	7.125	7.916	0.835	3.115	0.039	4.908	0.000	-
И1041/14	2	0.23	38.23	27.67	18.47	0.24	13.12	0.00	98.39	59.39	48.10	0.042	7.373	7.957	0.507	3.261	0.050	4.770	0.000	-
И1041/14	3	0.20	36.68	29.28	19.20	0.24	12.39	0.00	98.31	56.14	45.66	0.037	7.066	8.409	0.398	3.515	0.050	4.499	0.000	-
S2235/01	57	0.24	34.14	30.73	19.59	0.70	11.78	0.15	97.57	54.61	42.70	0.044	6.606	8.866	0.439	3.572	0.145	4.297	0.030	-
S2240/39	089	0.66	41.10	23.75	18.28	0.94	12.58	0.21	97.84	59.45	53.72	0.124	8.125	7.001	0.626	3.197	0.198	4.687	0.042	-

Таблица 6. Окончание

Номера		TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	NiO	Сумма	Mg [#]	Cr [#]	Ti	Cr	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ni	F
образца	точки																			
S2244/21	137	1.01	39.36	21.15	27.31	0.80	8.55	0.21	99.01	41.13	55.52	0.195	8.009	6.416	1.185	4.695	0.175	3.281	0.044	-
S2244/02	274	0.86	38.56	24.00	20.39	0.80	12.41	0.18	97.68	58.25	51.87	0.162	7.639	7.087	0.950	3.322	0.170	4.635	0.035	-
S2244/02	276	0.82	36.06	27.78	17.92	0.54	14.30	0.17	98.02	64.68	46.54	0.150	6.928	7.958	0.815	2.828	0.110	5.179	0.032	-
S2244/39	212	0.24	39.34	23.57	24.22	0.49	10.59	0.05	99.09	49.99	52.82	0.045	7.811	6.977	1.122	3.965	0.105	3.964	0.010	-
S2244/39	218	0.25	37.67	22.91	26.86	0.78	9.41	0.22	98.85	45.57	52.45	0.048	7.580	6.873	1.452	4.265	0.167	3.570	0.045	-
S2244/39	230	0.25	40.81	24.45	19.62	0.70	11.57	0.08	97.76	54.94	52.82	0.046	8.102	7.237	0.568	3.552	0.148	4.330	0.016	-
S2250/41	069	0.45	40.20	24.33	18.46	0.82	12.93	0.12	97.69	60.88	52.56	0.083	7.921	7.149	0.763	3.085	0.173	4.802	0.023	-
S2240/36	182	0.21	35.47	30.71	16.32	0.86	14.18	0.14	98.15	64.72	43.65	0.037	6.729	8.687	0.510	2.765	0.174	5.072	0.026	-
П1006/1	7	0.99	40.34	22.12	26.60	0.01	9.33	0.16	100.00	42.84	55.02	0.187	8.031	6.567	0.931	4.670	0.002	3.500	0.032	-
П1006/1	8	1.00	42.10	20.27	27.72	0.17	7.89	0.17	100.00	37.03	58.22	0.193	8.552	6.138	0.821	5.138	0.037	3.022	0.036	-
П1006/1	9	0.60	41.04	21.86	27.17	0.12	8.80	0.00	100.00	40.93	55.73	0.113	8.209	6.520	0.961	4.788	0.025	3.317	0.000	-
П1041/4	6	0.38	33.62	23.89	31.84	0.30	9.08	0.18	100.00	42.53	48.56	0.072	6.661	7.057	2.093	4.582	0.063	3.390	0.037	-
П1041/4	13	0.60	34.18	22.82	31.66	0.30	9.09	0.61	100.00	42.80	50.12	0.113	6.795	6.763	2.104	4.555	0.063	3.408	0.123	-
П1060/41	3	2.29	37.22	18.28	33.79	0.00	7.55	0.22	100.00	34.53	57.73	0.445	7.605	5.568	1.790	5.513	0.000	2.908	0.047	-
П1060/41	6	3.27	35.05	16.48	36.65	0.22	7.15	0.52	100.00	32.71	58.78	0.643	7.240	5.076	2.282	5.728	0.048	2.785	0.108	-
П1060/41	12	2.63	37.26	17.41	33.70	0.23	7.88	0.02	100.00	35.86	58.94	0.512	7.635	5.319	1.863	5.443	0.050	3.043	0.004	-

Примечание. Mg[#] = MgO/(MgO + FeO*); Cr[#] = CrO/(CrO + Al₂O₃); F - степень частичного плавления перидотитов, %.

Состав океанической литосферы

Таблица 7. Состав ортопироксенов

Номера			SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Si	Ti	Cr	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	Mg [#]
образца	точки	генерации																				
S2231/04	110	1	55.60	0.01	0.74	1.82	5.64	0.17	34.16	0.98	0.00	99.10	1.931	0.000	0.020	0.074	0.164	0.005	1.768	0.036	0.000	91.52
S2231/04	114	1	55.81	0.05	0.56	1.75	5.54	0.16	34.02	1.30	0.00	99.16	1.938	0.001	0.015	0.071	0.161	0.005	1.760	0.048	0.000	91.63
S2231/08	160	1	54.44	0.08	0.68	3.31	5.89	0.71	32.88	1.58	0.00	99.55	1.891	0.002	0.019	0.136	0.171	0.021	1.702	0.059	0.000	90.86
S2231/08	162	1	54.45	0.08	0.74	3.28	6.04	0.21	33.32	1.01	0.00	99.12	1.895	0.002	0.020	0.135	0.176	0.006	1.728	0.038	0.000	90.76
S2231/08	174	1	54.71	0.14	0.62	2.72	6.00	0.13	33.60	1.13	0.01	99.04	1.904	0.004	0.017	0.112	0.175	0.004	1.743	0.042	0.000	90.89
S2232/01	246	2	55.73	0.00	0.46	1.91	5.85	0.07	34.19	0.93	0.02	99.15	1.934	0.000	0.013	0.078	0.170	0.002	1.768	0.034	0.001	91.24
S2232/01	248	1	54.44	0.11	0.96	3.45	5.61	0.32	32.63	1.77	0.00	99.28	1.896	0.003	0.026	0.142	0.163	0.009	1.694	0.066	0.000	91.20
S2232/12	232	1	54.61	0.13	0.80	2.71	5.85	0.20	33.83	0.95	0.13	99.19	1.895	0.003	0.022	0.111	0.170	0.006	1.750	0.035	0.008	91.15
S2232/12	238	1	54.85	0.02	0.90	2.72	5.76	0.22	33.77	0.93	0.05	99.20	1.905	0.001	0.025	0.111	0.167	0.006	1.748	0.034	0.003	91.26
S2232/31	6	1	53.99	0.05	0.84	3.96	5.57	0.22	31.35	3.28	0.08	99.31	1.885	0.001	0.023	0.163	0.163	0.006	1.631	0.123	0.005	90.94
S2232/31	10	2	54.31	0.02	0.85	3.14	5.94	0.04	33.52	1.15	0.00	98.95	1.891	0.000	0.023	0.129	0.173	0.001	1.740	0.043	0.000	90.96
S2232/31	16	1	54.02	0.03	0.98	3.93	5.46	0.23	31.54	2.70	0.01	98.88	1.894	0.001	0.027	0.162	0.160	0.007	1.648	0.101	0.000	91.14
S2240/36	180	1	54.82	0.11	0.89	1.92	5.98	0.24	33.01	2.13	0.00	99.09	1.914	0.003	0.025	0.079	0.175	0.007	1.718	0.080	0.000	90.77
S2240/36	188	1	54.54	0.04	0.92	2.84	5.89	0.12	31.55	3.23	0.00	99.11	1.911	0.001	0.025	0.117	0.173	0.003	1.648	0.121	0.000	90.52
S2240/39	87	1	54.69	0.07	0.81	2.63	6.28	0.17	32.38	1.93	0.00	98.94	1.916	0.002	0.022	0.109	0.184	0.005	1.690	0.072	0.000	90.19

Таблица 7. Продолжение

Номера			SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Si	Ti	Cr	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	Mg [#]
образца	точки	генерации																				
S2240/41	41	2	55.02	0.02	0.70	2.47	6.06	0.19	33.26	1.47	0.00	99.18	1.916	0.001	0.019	0.101	0.177	0.005	1.726	0.055	0.000	90.72
S2240/41	53	1	54.29	0.06	1.00	2.90	5.97	0.17	32.58	2.16	0.00	99.11	1.896	0.001	0.027	0.119	0.174	0.005	1.696	0.081	0.000	90.68
S2244/02	268	1	54.38	0.03	0.91	3.38	5.90	0.25	32.65	1.67	0.03	99.18	1.896	0.001	0.025	0.139	0.172	0.007	1.696	0.062	0.002	90.79
S2244/02	270	1	54.62	0.13	0.90	2.14	6.04	0.16	33.58	1.94	0.00	99.49	1.896	0.003	0.025	0.087	0.175	0.005	1.737	0.072	0.000	90.83
S2244/39	220	1	54.19	0.15	0.94	2.81	6.72	0.22	32.82	1.18	0.00	99.01	1.896	0.004	0.026	0.116	0.197	0.007	1.711	0.044	0.000	89.69
S2244/39	222	1	53.75	0.05	0.88	3.15	6.63	0.30	32.32	1.95	0.02	99.04	1.881	0.001	0.024	0.130	0.194	0.009	1.686	0.073	0.001	89.68
S2244/39	228	1	53.93	0.13	1.00	2.80	7.07	0.27	32.26	1.49	0.00	98.93	1.894	0.003	0.028	0.116	0.208	0.008	1.688	0.056	0.000	89.04
S2245/01	152	1	54.58	0.11	0.98	2.89	6.08	0.19	32.71	1.66	0.00	99.19	1.905	0.003	0.027	0.119	0.178	0.005	1.701	0.062	0.000	90.55
S2245/20	195	1	53.80	0.12	0.95	3.22	6.40	0.18	32.25	2.04	0.00	98.94	1.885	0.003	0.026	0.133	0.188	0.005	1.684	0.076	0.000	89.98
S2245/41	29	1	54.10	0.05	1.02	3.31	5.90	0.18	32.20	2.46	0.00	99.20	1.889	0.001	0.028	0.136	0.172	0.005	1.676	0.092	0.000	90.67
S2245/41	33	1	54.48	0.06	1.08	3.11	6.03	0.02	32.70	1.68	0.00	99.14	1.901	0.002	0.030	0.128	0.176	0.001	1.701	0.063	0.000	90.61
S2250/41	67	1	55.13	0.11	0.81	1.55	6.98	0.19	33.32	1.01	0.00	99.08	1.928	0.003	0.022	0.064	0.204	0.005	1.736	0.038	0.000	89.49
S2250/41	73	1	55.51	0.02	0.91	1.26	6.30	0.28	33.19	1.55	0.00	99.01	1.942	0.001	0.025	0.052	0.184	0.008	1.730	0.058	0.000	90.37
I1068/45	5	1	56.55	–	1.00	3.58	6.16	0.18	32.28	2.00	0.05	101.80	1.930	–	0.027	0.144	0.176	0.005	1.642	0.073	0.003	90.33
I1068/45	6	1	56.47	–	0.82	3.60	6.02	0.11	32.19	1.75	0.00	100.95	1.942	–	0.022	0.146	0.173	0.003	1.650	0.064	0.000	90.51

Состав океанической литосферы

Таблица 7. Продолжение

Номера			SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Si	Ti	Cr	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	Mg [#]
образца	точки	генерации																				
П1068/45	1	2	58.33	—	0.58	3.27	6.12	0.12	32.01	1.55	0.00	101.97	1.991	—	0.016	0.131	0.175	0.003	1.628	0.057	0.000	90.31
П1068/45	4	2	56.95	—	0.85	3.23	6.25	0.08	32.17	1.57	0.00	101.10	1.958	—	0.023	0.131	0.180	0.002	1.648	0.058	0.000	90.17
П1069/6	6	1	56.08	0.03	0.91	3.58	5.79	0.11	32.49	2.24	0.00	101.23	1.921	0.001	0.025	0.145	0.166	0.003	1.658	0.082	0.000	90.91
П1069/6	8	1	56.17	0.05	0.88	3.48	5.82	0.13	32.66	1.74	0.00	100.94	1.928	0.001	0.024	0.141	0.167	0.004	1.671	0.064	0.000	90.91
П1069/6	5	2	56.30	0.03	0.75	2.98	5.93	0.12	33.27	1.30	0.00	100.68	1.933	0.001	0.020	0.121	0.170	0.003	1.703	0.048	0.000	90.91
П1069/6	7	2	56.69	0.04	0.67	3.04	6.16	0.09	33.31	1.41	0.04	101.45	1.933	0.001	0.018	0.122	0.176	0.003	1.693	0.052	0.003	90.60
П1069/7	10	2	55.96	0.13	0.41	2.77	6.08	0.23	33.59	0.64	0.00	100.00	1.932	0.003	0.011	0.113	0.176	0.007	1.729	0.024	0.000	90.78
П1069/7	11	2	56.17	0.04	0.84	2.76	6.11	0.08	32.59	1.35	0.00	100.00	1.948	0.001	0.023	0.113	0.177	0.002	1.684	0.050	0.000	90.49
П1069/7	17	1	54.65	0.07	1.11	3.49	5.30	0.19	30.04	4.74	0.25	100.00	1.905	0.002	0.031	0.144	0.154	0.006	1.561	0.177	0.017	90.99
П1069/7	18	1	56.45	0.04	0.66	2.85	5.77	0.12	32.98	0.91	0.00	100.00	1.953	0.001	0.018	0.116	0.167	0.004	1.701	0.034	0.000	91.05
П1069/7	4	1	55.29	0.00	0.99	3.45	6.39	0.00	32.15	1.25	0.25	100.00	1.916	0.000	0.027	0.141	0.185	0.000	1.661	0.046	0.016	89.97
П1069/7	5	1	55.29	0.16	1.07	3.51	5.99	0.02	32.20	1.53	0.00	100.00	1.919	0.004	0.029	0.144	0.174	0.000	1.666	0.057	0.000	90.55
П1005/8	3	1	55.69	0.06	0.87	4.41	5.58	0.12	32.15	2.11	0.00	101.00	1.911	0.002	0.024	0.179	0.160	0.003	1.644	0.078	0.000	91.13
П1005/8	4	1	55.73	0.05	0.94	4.74	5.57	0.09	32.48	1.79	0.10	101.50	1.899	0.001	0.025	0.191	0.159	0.003	1.650	0.065	0.007	91.22
П1005/8	7	1	55.61	0.06	1.04	4.68	5.80	0.11	32.85	1.29	0.00	101.42	1.897	0.001	0.028	0.188	0.165	0.003	1.670	0.047	0.000	90.99

Таблица 7. Окончание

Номера			SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Si	Ti	Cr	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	Mg [#]
образца	точки	генерации																				
П1005/8	9	2	56.45	0.06	0.83	4.21	5.68	0.09	32.67	1.68	0.00	101.67	1.923	0.001	0.022	0.169	0.162	0.002	1.659	0.061	0.000	91.11
П1006/1	6	1	55.73	0.26	0.45	1.77	9.25	0.31	29.72	2.52	0.00	100.00	1.967	0.007	0.012	0.074	0.273	0.009	1.563	0.095	0.000	85.14
П1041/13	3	1	55.99	0.03	0.85	2.44	5.81	0.05	30.61	4.10	0.00	100.00	1.954	0.001	0.023	0.100	0.170	0.001	1.592	0.153	0.000	90.37
П1041/13	4	1	55.88	0.06	0.71	2.65	6.63	0.24	32.32	1.47	0.00	99.98	1.941	0.001	0.019	0.108	0.193	0.007	1.674	0.055	0.000	89.68
П1041/13	6	1	56.19	0.12	0.72	2.33	6.33	0.22	32.89	1.08	0.02	100.00	1.948	0.003	0.020	0.095	0.184	0.006	1.699	0.040	0.001	90.25
П1041/14	4	1	55.99	0.07	0.79	2.36	6.77	0.13	32.11	1.83	0.07	100.15	1.944	0.002	0.022	0.097	0.197	0.004	1.661	0.068	0.005	89.42
П1041/14	5	1	55.74	0.07	0.65	2.28	6.63	0.08	32.49	1.26	0.00	99.24	1.948	0.002	0.018	0.094	0.194	0.002	1.693	0.047	0.000	89.73
П1041/14	6	1	56.07	0.06	0.72	2.29	6.67	0.17	32.11	1.19	0.03	99.33	1.962	0.002	0.020	0.094	0.195	0.005	1.674	0.045	0.002	89.56
П1041/4	7	1	55.06	0.10	0.67	2.18	10.98	0.31	28.96	1.48	0.00	100.00	1.955	0.003	0.019	0.091	0.326	0.009	1.533	0.056	0.000	82.46
П1041/4	8	1	53.99	0.09	0.72	2.59	11.39	0.15	28.53	2.27	0.02	100.00	1.919	0.002	0.020	0.109	0.339	0.004	1.511	0.086	0.001	81.69
П1041/4	9	2	54.26	0.00	0.65	2.14	11.47	0.44	29.24	1.40	0.00	100.00	1.927	0.000	0.018	0.090	0.340	0.013	1.547	0.053	0.000	81.96
П1060/65	1	1	56.11	0.09	0.64	2.21	6.04	0.21	32.97	1.62	0.00	100.00	1.944	0.002	0.018	0.090	0.175	0.006	1.702	0.060	0.000	90.68
П1060/65	2	1	56.32	0.07	0.51	2.34	6.26	0.24	32.91	1.13	0.15	100.00	1.949	0.002	0.014	0.095	0.181	0.007	1.697	0.042	0.010	90.36
П1060/65	7	1	55.82	0.00	0.83	2.71	6.09	0.12	32.23	2.05	0.00	99.96	1.939	0.000	0.023	0.111	0.177	0.004	1.668	0.076	0.000	90.41
П1060/65	9	1.	56.13	0.00	0.81	2.75	6.11	0.13	32.69	1.06	0.05	100.00	1.945	0.000	0.022	0.112	0.177	0.004	1.689	0.039	0.003	90.51

Состав океанической литосферы

Таблица 8. Состав клинопироксенов (левая часть таблицы)

Номера			SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
образца	точки	генерации									
S2231/04	108	2	52.26	0.07	1.56	3.70	2.12	0.03	16.10	23.65	0.21
S2231/04	118	2	52.33	0.11	1.34	3.65	2.26	0.17	16.33	23.21	0.16
S2231/08	164	1	50.72	0.06	1.28	4.82	2.77	0.10	16.63	22.82	0.22
S2231/08	176	1	50.46	0.13	1.32	5.51	2.74	0.09	15.83	23.19	0.24
S2232/01	250	2	51.81	0.11	1.09	3.96	2.12	0.07	16.84	23.31	0.25
S2236/01	95	1	50.56	0.21	1.42	4.18	2.66	0.34	16.02	24.15	0.00
S2240/39	77	2	52.38	0.14	1.32	2.64	3.16	0.20	18.44	20.83	0.23
S2240/39	83	1	51.76	0.14	1.35	4.29	3.14	0.12	16.63	22.16	0.11
S2240/39	91	1	51.80	0.27	1.42	3.50	2.91	0.09	16.90	22.38	0.16
S2240/41	37	1	50.97	0.15	1.33	4.28	3.00	0.19	16.71	22.75	0.00
S2240/41	51	2	51.45	0.12	1.13	4.02	2.86	0.09	16.42	23.37	0.00
S2244/02	264	2	51.33	0.21	1.34	4.26	2.76	0.11	16.70	22.30	0.51
S2244/02	272	2	51.74	0.46	1.52	3.32	2.80	0.12	17.25	21.95	0.42
S2244/21	133	1	51.37	0.24	1.40	4.54	3.10	0.22	16.48	21.85	0.35
S2244/21	135	1	52.02	1.21	0.56	2.44	3.02	0.22	17.94	21.78	0.41
S2244/21	139	1	50.99	0.73	1.65	3.73	2.70	0.14	16.49	22.74	0.32
S2244/39	214	1	50.30	0.07	1.38	4.88	3.21	0.24	15.98	23.04	0.26
S2244/39	226	2	51.63	0.17	1.23	3.20	3.25	0.19	16.28	23.32	0.05
S2245/20	191	2	50.60	0.10	1.43	4.49	2.91	0.12	16.67	23.11	0.06
S2245/20	197	2	50.81	0.12	1.35	4.19	3.04	0.08	16.56	23.17	0.10
S2245/41	25	2	50.41	0.07	1.44	4.99	3.01	0.08	17.14	22.32	0.00
S2245/41	27	2	51.04	0.15	1.33	4.13	2.84	0.03	16.66	23.24	0.05
I1068/45	2	2	54.19	-	1.06	4.45	2.86	0.14	17.51	21.62	0.15
I1068/45	3	2	53.74	-	1.02	4.22	2.61	0.10	17.05	22.54	0.02
I1069/6	3	2	53.30	0.02	1.03	3.84	2.91	0.06	17.94	22.36	0.10
I1069/6	4	2	53.52	0.10	0.98	3.46	2.33	0.07	17.84	22.43	0.17
I1069/7	13	1	51.71	0.07	1.44	4.50	2.52	0.05	15.98	23.60	0.00
I1069/7	14	1	52.14	0.05	1.03	3.64	2.07	0.16	16.62	23.79	0.26
I1069/7	15	1	52.18	0.07	0.83	3.70	2.30	0.21	16.44	24.15	0.12
I1069/7	16	2	52.47	0.11	0.98	3.64	2.89	0.13	17.52	22.14	0.00
I1069/7	6	2	51.97	0.06	1.07	3.85	2.35	0.05	16.58	23.83	0.00

Таблица 8. (правая часть таблицы)

NiO	K ₂ O	Сумма	Si	Ti	Cr	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	Ni	K	Mg [#]
-	-	99.68	1.910	0.002	0.045	0.159	0.065	0.001	0.877	0.926	0.015	-	-	93.1
-	-	99.54	1.915	0.003	0.039	0.157	0.069	0.005	0.891	0.910	0.011	-	-	92.8
-	-	99.40	1.853	0.002	0.037	0.207	0.085	0.003	0.905	0.893	0.016	-	-	91.5
-	-	99.49	1.846	0.004	0.038	0.238	0.084	0.003	0.863	0.909	0.017	-	-	91.1
-	-	99.54	1.888	0.003	0.031	0.170	0.065	0.002	0.914	0.910	0.017	-	-	93.4
-	-	99.52	1.855	0.006	0.041	0.181	0.082	0.010	0.876	0.949	0.000	-	-	91.5
-	-	99.32	1.910	0.004	0.038	0.113	0.096	0.006	1.002	0.814	0.016	-	-	91.2
-	-	99.67	1.892	0.004	0.039	0.185	0.096	0.004	0.906	0.868	0.007	-	-	90.4
-	-	99.42	1.897	0.007	0.041	0.151	0.089	0.003	0.922	0.878	0.011	-	-	91.2
-	-	99.36	1.868	0.004	0.039	0.185	0.092	0.006	0.913	0.894	0.000	-	-	90.9
-	-	99.44	1.886	0.003	0.033	0.174	0.088	0.003	0.897	0.918	0.000	-	-	91.1
-	-	99.50	1.871	0.006	0.038	0.183	0.084	0.003	0.907	0.871	0.036	-	-	91.5
-	-	99.55	1.887	0.012	0.044	0.143	0.086	0.004	0.938	0.858	0.029	-	-	91.6
-	-	99.54	1.878	0.007	0.040	0.195	0.095	0.007	0.898	0.856	0.025	-	-	90.4
-	-	99.57	1.895	0.033	0.016	0.105	0.092	0.007	0.974	0.850	0.029	-	-	91.4
-	-	99.48	1.868	0.020	0.048	0.161	0.083	0.004	0.901	0.893	0.022	-	-	91.6
-	-	99.34	1.845	0.002	0.040	0.211	0.099	0.007	0.873	0.905	0.018	-	-	89.9
-	-	99.31	1.900	0.005	0.036	0.139	0.100	0.006	0.892	0.919	0.004	-	-	89.9
-	-	99.48	1.851	0.003	0.041	0.194	0.089	0.004	0.909	0.906	0.004	-	-	91.1
-	-	99.41	1.861	0.003	0.039	0.181	0.093	0.002	0.904	0.909	0.007	-	-	90.7
-	-	99.44	1.841	0.002	0.041	0.215	0.092	0.002	0.933	0.874	0.000	-	-	91.0
-	-	99.44	1.868	0.004	0.038	0.178	0.087	0.001	0.909	0.912	0.004	-	-	91.3
-	-	101.99	1.929	0.000	0.030	0.187	0.085	0.004	0.929	0.825	0.010	-	-	91.6
-	-	101.30	1.930	0.000	0.029	0.179	0.078	0.003	0.912	0.867	0.001	-	-	92.1
-	-	101.60	1.902	0.000	0.029	0.161	0.087	0.002	0.954	0.855	0.007	-	-	91.7
-	-	100.92	1.921	0.003	0.028	0.146	0.070	0.002	0.954	0.863	0.012	-	-	93.2
0.09	0.04	100.00	1.887	0.002	0.041	0.194	0.077	0.002	0.869	0.923	0.000	0.003	0.000	91.9
0.20	0.04	100.00	1.894	0.001	0.030	0.156	0.063	0.005	0.900	0.926	0.018	0.006	0.000	93.5
0.00	0.01	100.00	1.898	0.002	0.024	0.158	0.070	0.006	0.891	0.941	0.009	0.000	0.000	92.7
0.05	0.08	100.00	1.906	0.003	0.028	0.156	0.088	0.004	0.949	0.862	0.000	0.001	0.000	91.5
0.19	0.05	100.00	1.892	0.002	0.031	0.165	0.072	0.002	0.899	0.930	0.000	0.006	0.000	92.6

Таблица 8. Окончание (левая часть таблицы)

Номера			SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
образца	точки	генерации									
И1069/7	7	2	51.53	0.07	1.12	4.21	2.59	0.14	16.40	23.29	0.32
И1041/13	11	1	51.87	0.21	1.30	3.23	2.92	0.00	16.24	23.18	0.47
И1041/13	7	1	52.01	0.18	1.71	3.76	2.71	0.00	16.10	23.30	0.01
И1041/13	8	1	51.67	0.14	1.40	3.64	2.91	0.17	16.15	23.40	0.26
И1041/14	7	2	51.93	0.17	1.45	3.44	3.14	0.13	17.09	20.81	0.59
И1041/14	8	2	52.48	0.16	1.26	3.02	2.97	0.08	17.19	21.07	0.43
И1005/8	1	1	52.30	0.15	1.19	5.33	2.84	0.09	17.22	21.10	0.40
И1005/8	2	1	52.73	0.16	1.07	5.36	2.85	0.06	17.46	21.35	0.36
И1005/8	10	2	51.55	0.19	1.26	5.15	2.88	0.11	17.11	21.40	0.32
И1005/8	11	2	51.99	0.16	1.30	5.57	2.51	0.07	16.93	22.18	0.31
И1006/1	5	1	51.79	0.64	1.51	3.26	3.71	0.00	15.90	22.53	0.21
И1006/1	1	2	52.09	0.44	1.25	3.19	3.91	0.12	16.11	22.36	0.21
И1006/1	2	2	52.11	0.33	1.31	3.01	3.94	0.21	15.87	22.74	0.24
И1060/65	6	2	52.75	0.05	1.01	2.99	2.52	0.26	16.59	23.16	0.40
И1060/65	8	2	52.19	0.16	1.35	2.88	2.56	0.18	16.55	23.54	0.27

амфибола. Хромшпинелид (1–4 мм) образует цепочки и скопления рядом с энстатитом. Во многих образцах присутствуют тончайшие (от 0.01 до 2 мм) прожилки мелкозернистого плагиоклаза, пространственно ассоциирующие с зонами особенно интенсивных деформаций и рекристаллизации породы. Вдоль границ плагиоклаза с оливином и энстатитом развиты тонкие лейсты бесцветного хлорита и мелкоигльчатые амфиболы. В целом, главная особенность этих пород состоит в глубокой высокотемпературной рекристаллизации всех минералов и особенно оливина.

По составу минералов ультрабазиты подразделяются на три группы (рис. 13, 14; табл. 6–9). Породы первой группы – слабо деплетированные лерцолииты – слагают северный борт разлома Богданова (ст. И1005) и верхнюю часть поперечного поднятия в области нетрансформного смещения 6°15' с.ш. на ст. S2231 и S2232. Породы второй группы – умеренно деплетированные лерцолииты и гарцбургиты – слагают основную часть структур, где обнажены ультрамафиты (ст. S2229, S2231, S2235, S2236, S2240, S2244, S2245), включая восточный борт впадины Маркова (ст. И1063, И1068, И1069). Реститовые перидотиты третьей группы претерпели субсолидусную рекристаллизацию либо несут на себе влияние основных расплавов и встречаются в основном к югу от 6°15' с.ш. (ст. И1060, И1041, И1044), а также на южном борту разлома Богданова (ст. S2250). Кроме того, имеются перидотиты кумулятивной природы, связанные с формированием полосчатого комплекса. Исключение составляет часть образцов ст. И1060 на западном борту впадины Маркова и ряд образцов ст. S2240

Таблица 8. Окончание (правая часть таблицы)

NiO	K ₂ O	Сумма	Si	Ti	Cr	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	Ni	K	Mg [#]
0.28	0.05	100.00	1.874	0.002	0.032	0.180	0.079	0.004	0.889	0.907	0.022	0.008	0.000	91.8
0.39	0.10	99.92	1.891	0.006	0.037	0.139	0.089	0.000	0.882	0.906	0.033	0.011	0.000	90.8
0.10	0.06	99.92	1.903	0.005	0.049	0.162	0.083	0.000	0.878	0.914	0.000	0.003	0.000	91.4
0.22	0.05	100.00	1.885	0.004	0.040	0.157	0.089	0.005	0.878	0.915	0.019	0.006	0.000	90.8
-	-	98.77	1.907	0.005	0.042	0.149	0.096	0.004	0.935	0.819	0.042	-	-	90.7
-	-	98.68	1.930	0.004	0.037	0.131	0.091	0.002	0.942	0.830	0.031	-	-	91.2
-	-	100.60	1.883	0.004	0.034	0.226	0.086	0.003	0.924	0.814	0.028	-	-	91.5
-	-	101.40	1.883	0.004	0.030	0.226	0.085	0.002	0.929	0.817	0.025	-	-	91.6
-	-	99.96	1.869	0.005	0.036	0.220	0.087	0.003	0.925	0.831	0.023	-	-	91.4
-	-	100.62	1.858	0.004	0.037	0.237	0.076	0.002	0.909	0.856	0.021	-	-	92.3
0.46	0.00	100.00	1.900	0.018	0.044	0.141	0.114	0.000	0.869	0.886	0.015	0.014	0.000	88.4
0.17	0.04	99.87	1.910	0.012	0.036	0.138	0.120	0.004	0.880	0.879	0.015	0.005	0.000	88.0
0.12	0.03	99.90	1.912	0.009	0.038	0.130	0.121	0.006	0.868	0.894	0.017	0.004	0.000	87.8
0.09	0.00	99.80	1.921	0.001	0.029	0.128	0.077	0.008	0.901	0.904	0.028	0.002	0.000	92.2
0.33	0.01	100.00	1.902	0.004	0.039	0.124	0.078	0.005	0.899	0.919	0.019	0.010	0.000	92.0

и I1041, которые можно рассматривать как остаток от высокой степени частичного плавления.

Ультрамафиты первой группы содержат оливин Mg[#] = 86–91; энстатит Mg[#] = 90.8–91.5 при содержании Al₂O₃ = 2.7–4 %; клинопироксен, содержащий от 3.6 до 5.5 % Al₂O₃ и около 0.2 % Na₂O. Низкая хромистость шпинелида (Cr[#] = 19–25) и составы силикатов указывают на низкую степень частичного плавления перидотитов (7–10 %) [49].

Для пород второй группы характерны большие вариации магнезиальности силикатов – оливин Mg[#] = 90–91, энстатит Mg[#] = 89.0–91.7. Содержания Al₂O₃ в ортопироксене варьируют от 1.8 до 3.4 %, а в клинопироксене – от 3.65 до 5 %. Хромистость шпинелидов также широко варьирует: Cr[#] = 28–42, при преобладании значений 28–35. Породы такого состава соответствуют реститам со степенью частичного плавления 11–14 % [49]. В свежих рекристаллизованных перидотитах ст. I1060 и I1063 оливин Mg[#] = 90–91 ассоциирует с глиноземистым энстатитом (3.3–3.9 % Al₂O₃) и среднехромистым шпинелидом Cr[#] = 33–35; диоксид первой генерации содержит глинозема меньше, чем энстатит (2.9 %), что связано с частичным замещением диоксида паргаситовой роговой обманкой. На рис. 12 и 13 видно сходство составов свежих лерцолитов – гарцбургитов с составами чрезвычайно сильно деформированных, рекристаллизованных перидотитов и милонитов по ним из разлома Сан-Паулу.

Таблица 9. Состав оливинов

Номера		SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	Сумма	Si	Ti	Cr	Fe	Mn	Mg	Ni	FO*
образца	точки																
S2231/04	112	40.05	0.03	0.02	8.55	0.27	49.69	0.37	98.98	0.989	0.001	0.000	0.177	0.006	1.830	0.007	91.18
S2231/04	120	40.08	0.03	0.09	8.44	0.20	49.65	0.40	98.89	0.990	0.001	0.002	0.174	0.004	1.829	0.008	91.31
S2231/08	166	39.83	0.02	0.07	9.14	0.13	49.29	0.41	98.89	0.988	0.000	0.001	0.190	0.003	1.822	0.008	90.56
S2231/08	170	39.77	0.06	0.00	9.17	0.21	49.27	0.43	98.91	0.986	0.001	0.000	0.190	0.004	1.822	0.009	90.56
S2231/24a	210	40.06	0.00	0.09	8.26	0.10	50.18	0.28	98.97	0.988	0.000	0.002	0.170	0.002	1.844	0.006	91.56
S2232/01	252	39.91	0.04	0.05	8.59	0.11	49.87	0.33	98.90	0.987	0.001	0.001	0.178	0.002	1.837	0.007	91.17
S2232/01	256	39.53	0.03	0.04	8.45	0.17	50.36	0.45	99.03	0.977	0.001	0.001	0.175	0.004	1.856	0.009	91.38
S2232/12	240	39.62	0.01	0.09	8.83	0.17	49.85	0.39	98.96	0.981	0.000	0.002	0.183	0.004	1.840	0.008	90.95
S2232/12	242	40.00	0.03	0.03	8.94	0.12	49.54	0.33	98.99	0.989	0.001	0.001	0.185	0.003	1.826	0.007	90.80
S2240/36	178	39.54	0.05	0.03	9.25	0.09	49.43	0.42	98.81	0.982	0.001	0.001	0.192	0.002	1.830	0.008	90.50
S2240/36	186	39.52	0.06	0.04	9.38	0.12	49.37	0.41	98.90	0.982	0.001	0.001	0.195	0.003	1.828	0.008	90.36
S2240/39	079	39.70	0.03	0.01	9.73	0.23	48.90	0.15	98.75	0.988	0.001	0.000	0.202	0.005	1.813	0.003	89.98
S2240/39	081	39.66	0.03	0.00	9.65	0.10	49.06	0.40	98.90	0.986	0.001	0.000	0.201	0.002	1.817	0.008	90.04
S2240/41	039	40.11	0.01	0.04	9.26	0.19	48.91	0.39	98.91	0.994	0.000	0.001	0.192	0.004	1.807	0.008	90.40
S2240/41	043	39.74	0.01	0.12	9.42	0.09	48.96	0.47	98.81	0.988	0.000	0.002	0.196	0.002	1.814	0.009	90.25
S2244/02	262	39.73	0.07	0.04	9.00	0.17	49.57	0.36	98.94	0.984	0.001	0.001	0.186	0.004	1.830	0.007	90.77
S2244/02	266	39.46	0.03	0.11	9.18	0.13	49.59	0.43	98.93	0.980	0.001	0.002	0.191	0.003	1.835	0.009	90.57
S2245/01	148	39.64	0.03	0.03	9.14	0.13	49.54	0.42	98.93	0.983	0.001	0.001	0.190	0.003	1.831	0.008	90.60

Таблица 9. Окончание

Номера		SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	Сумма	Si	Ti	Cr	Fe	Mn	Mg	Ni	FO*
образца	точки																
S2245/01	150	39.96	0.01	0.02	8.89	0.20	49.41	0.43	98.92	0.989	0.000	0.000	0.184	0.004	1.823	0.009	90.83
S2245/20	193	39.46	0.00	0.05	9.75	0.24	48.96	0.37	98.83	0.983	0.000	0.001	0.203	0.005	1.817	0.007	89.95
S2245/20	199	39.33	0.03	0.00	9.79	0.21	49.03	0.32	98.71	0.981	0.001	0.000	0.204	0.004	1.822	0.006	89.93
S2245/40	023	39.71	0.03	0.07	8.77	0.05	49.87	0.34	98.84	0.983	0.001	0.001	0.182	0.001	1.841	0.007	91.00
S2245/40	031	46.86	0.03	0.06	7.13	0.09	43.83	0.39	98.39	1.132	0.001	0.001	0.144	0.002	1.579	0.008	91.64
I1041/13	5	40.89	0.03	0.10	10.25	0.11	48.44	0.18	100.00	1.004	0.001	0.002	0.210	0.002	1.772	0.004	89.39
I1041/13	9	40.72	0.09	0.12	9.63	0.08	48.86	0.40	99.94	0.999	0.002	0.002	0.198	0.002	1.787	0.008	90.04
I1041/14	7	40.28	0.00	0.00	10.17	0.18	46.29	0.07	97.07	1.017	0.000	0.000	0.215	0.004	1.743	0.001	89.03
I1041/14	8	40.19	0.00	0.00	9.99	0.16	46.30	0.06	96.79	1.017	0.000	0.000	0.211	0.003	1.747	0.001	89.20
I1041/14	9	40.65	0.02	0.02	10.31	0.16	47.92	0.09	99.23	1.006	0.000	0.000	0.213	0.003	1.767	0.002	89.23
I1068/45	7	41.12	0.00	0.01	9.49	0.11	49.88	0.08	100.69	0.999	0.000	0.000	0.193	0.002	1.806	0.002	90.35
I1068/45	8	40.97	0.00	0.08	9.71	0.10	49.54	0.07	100.45	0.998	0.000	0.001	0.198	0.002	1.800	0.001	90.09
I1069/06	1	41.33	0.00	0.09	9.58	0.13	49.96	0.06	101.15	1.000	0.000	0.002	0.194	0.003	1.801	0.001	90.29
I1069/06	2	41.30	0.02	0.00	9.46	0.10	49.99	0.08	100.96	1.000	0.000	0.000	0.191	0.002	1.804	0.002	90.40
I1069/7	21	41.12	0.00	0.04	9.44	0.07	48.69	0.44	100.00	1.007	0.000	0.001	0.193	0.001	1.777	0.009	90.19
I1069/7	22	40.67	0.00	0.05	9.53	0.10	49.10	0.33	100.00	0.997	0.000	0.001	0.195	0.002	1.794	0.006	90.18

FO* – процентное содержание форстеритовой составляющей.

Состав океанической литосферы

Породы третьей группы характеризуются высокохромистым ($Cr^* = 42-55$) и одновременно высокотитанистыми ($0.21-1\% TiO_2$) аксессуарными хромшпинелидами. В этих же породах пироксены имеют аномально высокие значения отношения Cr_2O_3/Al_2O_3 (относительно низкие содержания Al_2O_3 при стабильно высоком содержании Cr_2O_3) и низкую магнезиальность оливинов ($Mg^* = 81-88$). Это свидетельствует о неравновесности минеральных парагенезисов ультрамафитов и вероятном изменении составов минералов после отделения расплавов в результате последующих метасоматических процессов, вероятно вызванных импрегнацией основных расплавов. С некоторой долей вероятности сильно деплетированной можно считать породу обр. S2240/36 и I1041/13, где содержание TiO_2 не превышает 0.2% при $Cr^* = 52-54$. Единственные образцы в районе Сьерра-Леоне (S2250/41 и I1060/65) с низким TiO_2 ($0.05-0.16\%$) и $Cr^* = 43-51$ являются умеренно и сильно деплетированными со степенью частичного плавления $16-17\%$.

Таким образом, в районе Сьерра-Леоне преобладают умеренно деплетированные перидотиты с небольшими вариациями степени частичного плавления. Поэтому литосферную мантию обсуждаемой области САХ можно рассматривать как относительно однородную. Перидотиты с низкой степенью деплетированности встречены локально – на северном борту разлома Богданова, на южном борту нетрансформного смещения $6^{\circ}09'$ с.ш., между перекрывающимися (проградирующими) сегментами рифтовых долин. При прослеживании по простиранию степени деплетированности (частичного плавления) перидотитов хорошо видно, что от разлома Богданова до нетрансформного смещения $6^{\circ}15'$ с.ш. она слабо варьирует, составляя в среднем около 13% (рис. 15). Непосредственно к югу от него степень частичного плавления резко снижается до $7-10\%$ и далее постепенно растет в южном направлении вплоть до $5^{\circ}48'$ с.ш., где составляет уже 17% . Высокая степень частичного плавления перидотитов пространственно совпадает с распространением в районе $5^{\circ}25'$ с.ш. обогащенных базальтов, свидетельствующих о наличии в этом районе обогащенной мантии. Аналогичные соотношения отмечались ранее в районе разломов Зеленого Мыса, Св. Петра и др. [21]

Продукты средне-низкотемпературной гидратации и динамометаморфизма перидотитов и дунитов представлены рассланцованными серпентинитами, тальк-серпентиновыми сланцами, талькитами, змеевиками с обильными зеркалами скольжения и жилами хризотил-асбеста, присутствующими во многих драгах и особенно – на ст. S2232 и S2244. В восточном борту рифтовой долины на ст. S2229 поднят массивный талькит (обр. S2229/12), представляющий собой редкий случай псевдоморфного замещения энстатитового дунита тонкочешуйчатым тальком, с сохранением всех деталей первичной структуры породы и ксеноморфного оранжево-желтого хромшпинелида [24]. То обстоятельство, что сквозь тальковый агрегат отчетливо проступает ячеистая структура петельчато-серпентинизированного оливина, позволяет предполагать псевдоморфное замещение уже серпентинизированной породы – «пропаривание» ее горячими растворами.

Рассланцеванные серпентиниты состоят из чешуйчато-листоватого серпентина с примесью хлорита, талька и магнетита, иногда – актинолита и реликтов хромшпинелида. С увеличением количества талька породы приобретают зеленовато-белый цвет, первичная текстура в них, как правило, не сохраняется.

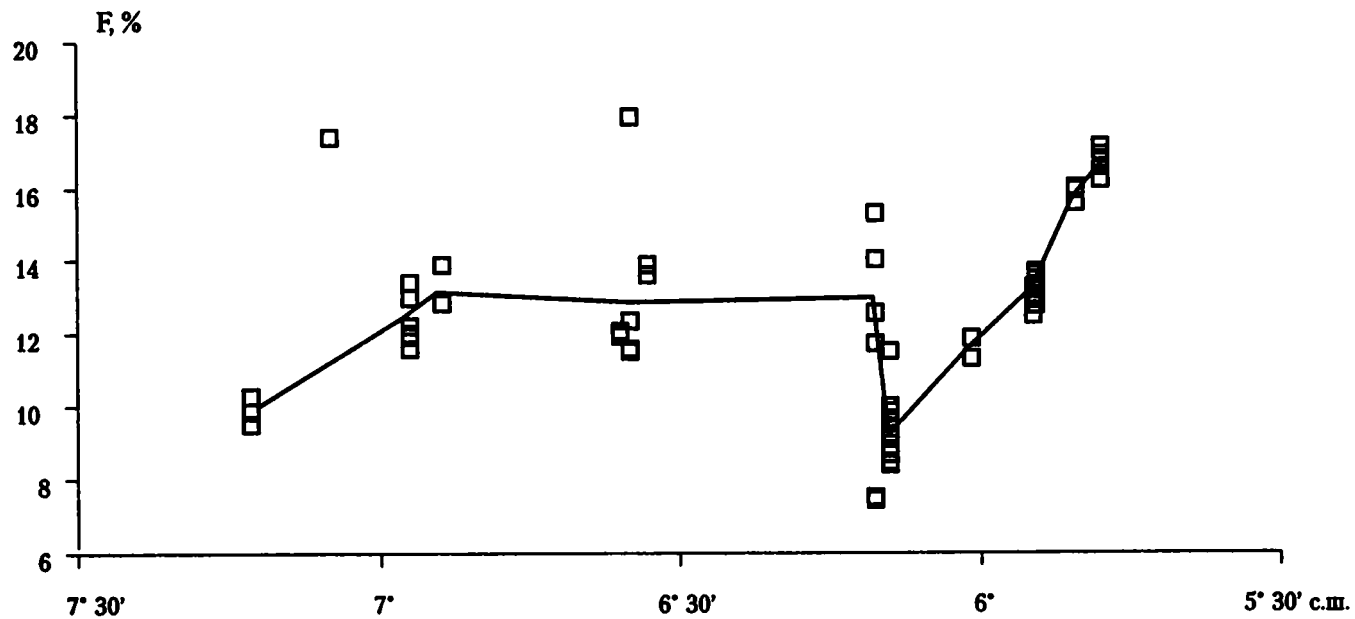


Рис. 15. Распределение степени частичного плавления перидотитов (F) по профилю САХ

Змеевики – темно-зеленые и черные породы, изобилующие зеркалами скольжения. В них присутствуют многочисленные жилы длиноволокнистого голубовато-зеленоватого, зеленовато-белого хризотил-асбеста. В серпентинизированном порфиروкластическом перидотите обр. S2244/21 по зеркалам скольжения развита обильная сульфидная и самородная минерализация: ярко-желтые, золотистые и розовато-желтые рудные минералы (пирит, пирротин, пентландит, миллерит), размером 0.3–2.5 мм; часть их растерта в виде пластинок по зеркалам скольжения.

Приведенные данные о составе мантийных и плутонических пород в описываемом регионе позволяют с большей полнотой охарактеризовать основные черты геодинамических условий формирования земной коры и верхов мантии в регионе. Соответствующие вопросы рассматриваются во второй части главы 3.

Глава 3

ТЕКТОНИКА

Тектоническое положение региона

По особенностям тектонического строения и геологической истории в Атлантическом океане выделяются четыре крупнейших области: Северная, Центральная, Южная и Антарктическая. Все они разделены демаркационными разломными зонами [25].

Северная область на севере ограничивается Шпицбергенской разломной зоной, отделяющей ее от Северного Ледовитого океана. На юге ее четкой границей служит разломная зона Чарли Гиббс (район 52° с.ш.), по которому рифтовая зона САХ смещена на запад на 300 км. Расстояние между демаркационными разломами 3100 км. Эта область составляет наименьшую по площади и наиболее молодую часть Атлантического океана, начавшую формироваться в конце мела – начале палеогена. Ее строение отличается перемежаемостью фрагментов континентальных структур и небольших по океанским масштабам глубоководных впадин. Существенную специфику области представляет Исландский плюм, оказывающий значительное влияние на геодинамику и тектонику обширного района. Единного спредингового хребта в Северной области нет. Соответственно, можно считать, что область в целом находится на довольно ранних этапах развития океаногенеза.

Центральная область заключена между разломными зонами Чарли Гиббс и простирающейся в районе экватора разломной зоной Романш. Ее протяженность с севера на юг составляет ~5700 км. Максимальной ширины данная область достигает в средней части – между Северной Америкой и Африкой – >6000 км. По разломной зоне Романш Срединно-Атлантический хребет смещен на запад на 950 км. Амплитуда этого смещения уступает только трансформному сдвигу Элтанин в Тихом океане. В разломе Романш находится наиболее глубокая впадина в Атлантике – 7856 м, подчеркивая его структурную значимость. Центральная область – самая древняя часть океана, раскрытие ее датируется временем 170 млн лет назад. Глубоководным

бурением доказано, что процесс океаногенеза в ходе времени продвигался в направлении юг–север. Тектонический план океанского ложа данной области определяется развитым спрединговым хребтом, занимающим срединное положение в океане, глубоководными впадинами разных размеров, развитыми по сторонам хребта, и многочисленными трансформными разломами, протягивающимися в запад-северо-западном направлении на разное расстояние. Осложнение вносят тяготеющие в основном к краевым частям океана континентальные выступы и более или менее преобразованные материковые отторженцы, а также вулканические поднятия. Отмеченные особенности позволяют фиксировать в пределах области зрелую стадию развития рифтингового океана.

Южная область простирается от разломной зоны Романш до крупнейшей в океане демаркационной Агульяс-Фолклендской разломной зоны на расстояние, как и предыдущая, ~5700 км. Ширина ее меняется от 4800 км на севере до 7000 км на юге. Смещение осевого рифта САХ по ней происходит в восточном направлении и составляет несколько десятков километров. Начало раскрытия океана произошло, как и предыдущей, на юге области, но несколько позднее – 160 млн лет назад. Океаногенез в ходе времени также продвигался с юга на север. Южная и Центральная области объединились только в альбе. Соответственно, до этого времени, в течение > 50 млн лет, они развивались обособленно. Если в Центральной области Срединно-Атлантический хребет в плане вырисовывается в виде дуги, выгнутой на запад, то в Южной на большом расстоянии он вытянут меридионально. Ширина хребта, равная в приэкваториальной части 1100–1400 км, увеличивается на юге до 2000 км. Контролирующей структурой в данном случае является разлом Риу-Гранди. Наиболее крупные глубоководные впадины находятся к западу от хребта. К востоку от него размеры впадин меньше. Отличие имеется и в развитии особенно крупных тектоновулканических поднятий, шире представленных на востоке. Трансформные разломы в данной области имеют однообразное запад-юго-западное простирание. Стадия развития океана такая же, как и в Центральной Атлантике, – зрелая.

Антарктическая область, отделенная от Южной Агульяс-Фолклендской разломной зоной, по тектоническому строению существенно специфична. В этой области оканчивается Срединно-Атлантический хребет, что связано с его разрушением под влиянием встречной проградации двух молодых спрединговых хребтов: Африкано-Антарктического и Американо-Антарктического. В общей структуре океанского дна данный район, выделяемый как район тройного сочленения Буве, по тектонике и геодинамике уникален [23, 32]. Расстояние между Агульяс-Фолклендской разломной зоной и районом Буве составляет 800 км. Другой особенностью области является расположенный на юго-западе Атлантики Южно-Антильский структурный комплекс, вдающийся в океан на 2500 км. А на северо-востоке области структура дна осложнена малой спрединговой системой Метеор, единственной в океане [26]. С юга характеризуемая область ограничена окаймляющими Антарктиду, вытянутыми вдоль ее окраины глубоководными впадинами Уэдделла и Эндерби.

Структурное развитие Антарктической области связано с расколом Южной Гондваны и сложными относительными движениями Южной Америки, Африки и Антарктиды.

В отношении каждой из главных тектонических областей можно привести более дробное тектоническое районирование. Исследованный район находится в южной части Центральной области. Эта часть, охватывающая пространство между разломом Зеленого Мыса ($15^{\circ}20'$ с.ш.) и разломной зоной Романш, характеризуется особенно большим сгущением трансформных разломов, система которых характеризуется разворотом простираний разломных структур от запад-юго-западных направлений, присущих Южной Атлантике, до запад-северо-западных, свойственных Центральной Атлантике. Однако строение данного отрезка срединного хребта неоднородное. Наибольшее сгущение разломов отмечается между 13° – 7° с.ш. Далее к югу, вплоть до 4° с.ш., где простирается разлом Страхова, т.е. на расстоянии ~300 км, трансформных разломов нет. Южнее они вновь появляются. Описываемый район расположен в пределах сегмента САХ, лишённого трансформных разломов (см. рис. 1).

Северным тектоническим ограничением исследованного района является трансформный разлом Богданова, простирающийся вдоль $7^{\circ}10'$ с.ш. Морфоструктурные черты его описаны в главе 1. Южной границей района служит 5° с.ш. Работы были сосредоточены в пределах гребневой части САХ.

Основные структурные единицы

Тектонический облик региона определяется рифтовой системой Срединно-Атлантического хребта и ее прибортовых зонами. Рифтовая система не сплошная. Она прерывается двумя поперечными нетрансформными нарушениями со смещением ее отрезков в широтном направлении. По нарушению Сьерра-Леоне смещение западное и составляет ~35 км, по более южному ($5^{\circ}40'$) – восточное – 6 км. В рельефе дна нарушения выражены поперечными поднятиями. В тектоническом плане региона можно видеть кулисное расположение отрезков. Их три (рис. 16). Исследования проводились в пределах двух отрезков (северного и центрального), простирающихся к югу от разлома Богданова на 200 км. Для каждого из отрезков характерно расчленение рифтовой зоны на отдельные впадины, разделенные структурными перемычками-поднятиями. В северном сегменте выделяются четыре впадины, в центральном – шесть. Морфологическое строение впадин описано в главе 1.

Для общей тектонической характеристики рифтовых впадин важно отметить, что все они очень глубокие, что не типично для рифтовых депрессий. Их днище лежит на глубинах > 4000 м, а во впадине Маркова (центральный отрезок) – почти 5000 м. Геодинамически такое явление можно связать с «сухим» спредингом (см. главу 2). Интенсивное растяжение здесь в какие-то периоды не сопровождалось магматическими процессами (магматический дефицит).

Простирание северного и южного отрезков рифтовой зоны меридиональное, а центрального – ССЗ. Меридиональные северный и южный отрезки по широте смещены один относительно другого на 70 км. В целом, наблюдаемая картина отражает избирательность проявления спредингового процесса, а следовательно и разнообразие геодинамических обстановок, даже на небольших пространствах.

Перемиčky между впадинами выражены поднятиями и порогами с амплитудой до 600–800 м. Борты рифтовой долины представлены тектоническими

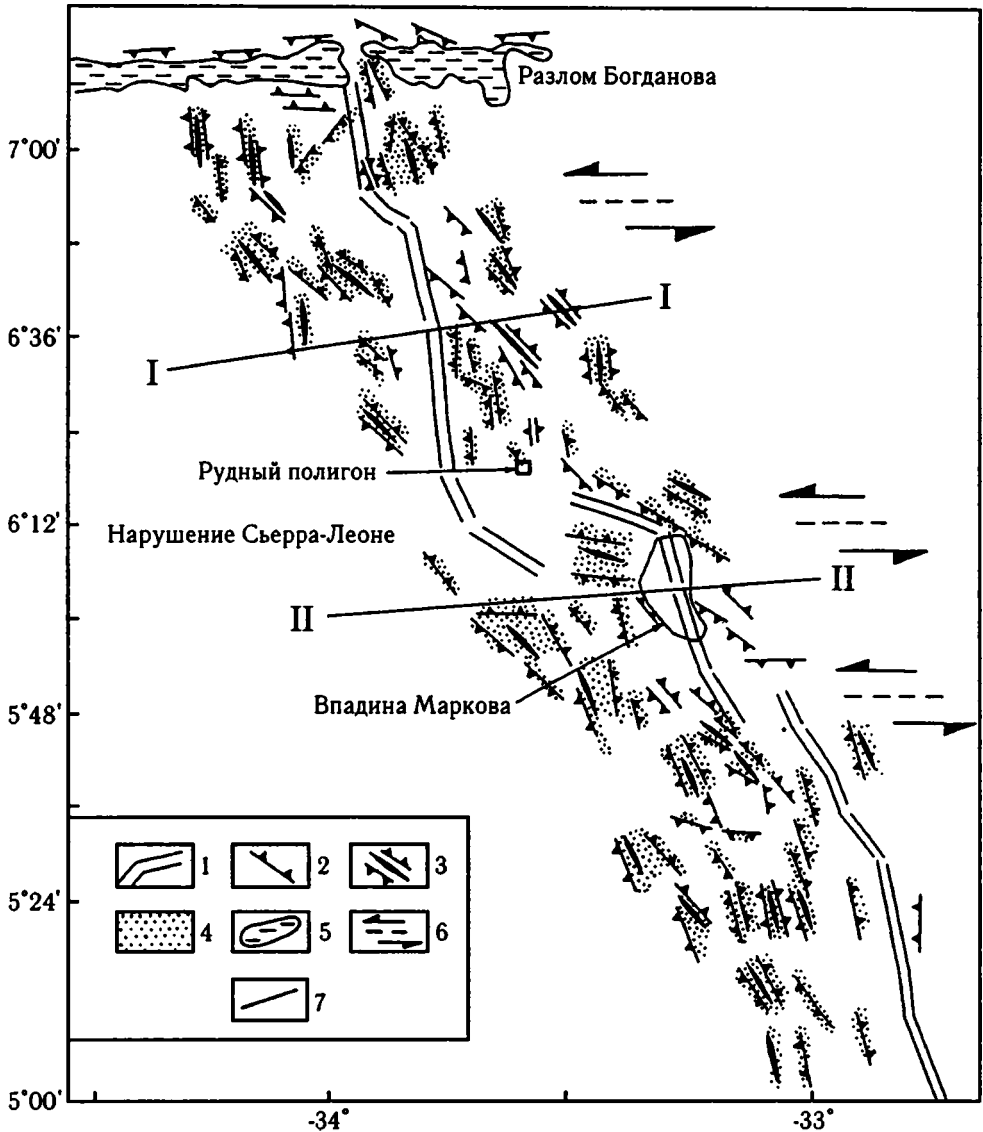


Рис. 16. Схема расположения разломных структур полигона Сьерра-Леоне
 1 – рифтовые долины; 2 – тектонические эскарпы; 3 – оси рифтовых гор; 4 – горстовые структуры; 5 – долина разлома Богданова; 6 – оси нетрансформных смещений; 7 – линии профилей, изображенных на рис. 18

уступами приблизительно такой же амплитуды. Бортовые и прибортовые участки осложнены многочисленными разломами, образующими горстовые и надвиговые структуры и эскарпы. Горстовые структуры представлены в основном рифтовыми горами. Среди них есть односторонние горсты. Рифтовые горы имеют двухъярусное строение. Их нижняя часть (3000–2700 м), как правило, имеет изометричную форму и сложена преимущественно уль-

траосновными породами. Верхние части ряда поднятий представляют собой узкие, гребневидные, практически симметричные линейные структуры, расположенные иногда дискордантно относительно нижних частей поднятия.

Подавляющее большинство горстов простирается в северо-западном или север-северо-западном направлении, согласно с генерализованным общим простираем рифтовой зоны. Относительно последней образующие горстовые скопления располагаются по-разному. Севернее $6^{\circ}36'$ и до разлома Богданова они более или менее симметричны по отношению к осевому рифту. Между $6^{\circ}36'$ и $6^{\circ}10'$ основное скопление горстов находится к востоку от рифта, а южнее $6^{\circ}10'$ – к западу от него. Такое расположение, как выясняется, контролируется поперечными (широтными) зонами нетрансформных смещений. И то и другое иллюстрирует существенные локальные геодинамические пертурбации в ходе структурного развития гребневой зоны САХ.

На гравиметрической карте региона [60] отчетливо проявлены разлом Богданова и ареалы распространения горстов (рис. 17). Ареалы выделяются относительно повышенными значениями аномалий, тогда как полоса рифтовой системы, где развиты базальтовые поля, – существенно пониженными.

Поперечные концептуальные профили, построенные вкрест простираения северного и центрального отрезков САХ, иллюстрируют сложную, расчлененную разрывами структуру гребневой зоны (рис. 18). Среди драгированных пород во многих случаях встречены серпентинизированные и тектонизированные мантийные ультрабазиты с многочисленными поверхностями скольжения, меланжированием, истиранием серпентинитового материала до состояния голубых серпентинитовых глин, сходных с таковыми офиолитовых комплексов континентов. Все это – явные признаки существования надвиговых деформаций. Многие габброиды также сильно изменены. Их метаморфические изменения представлены: 1) средне- и низкотемпературной гидратацией первичных силикатов без существенного динамометаморфизма (частичное и полное замещение пироксенов и плагиоклазов амфиболами и хлоритом); 2) деформационными структурами, образованными в ходе пластического течения габброидов в условиях амфиболитовой и эпидот-зеленосланцевой фаций метаморфизма и 3) более поздним мощным рассланцеванием, катаклизом и милонитизацией пород, которые сопровождалось образованием амфибол-хлорит-эпидот-цоизитовой тонко- и крип-тозернистой основной массы, насыщенной будинированными обломками минералов и пород. Наличие в рассланцованных породах хаотической плей-чатости, борозд скольжения на поверхности образцов, а также фрагментов мелких складок с четко выраженными шарнирами, вдоль которых ориентирована линейность, указывает на то, что тектонические движения развивались в условиях сдвига, возможно, с наклонными сместителями.

Наиболее детально был изучен район между нарушениями Сьерра-Леоне и $5^{\circ}48'$ с.ш., центральную часть которого занимает впадина Маркова. В западной части впадины на поверхность дна выведены ультрабазиты и габброиды, претерпевшие метаморфизм и хрупкие деформации. Восточный борт построен сложнее. Здесь тектонический эскарп северо-западного простираения, обращенный в сторону рифтовой долины, разбит небольшими меридиональными правосторонними сдвигами на отдельные сегменты, протяженностью

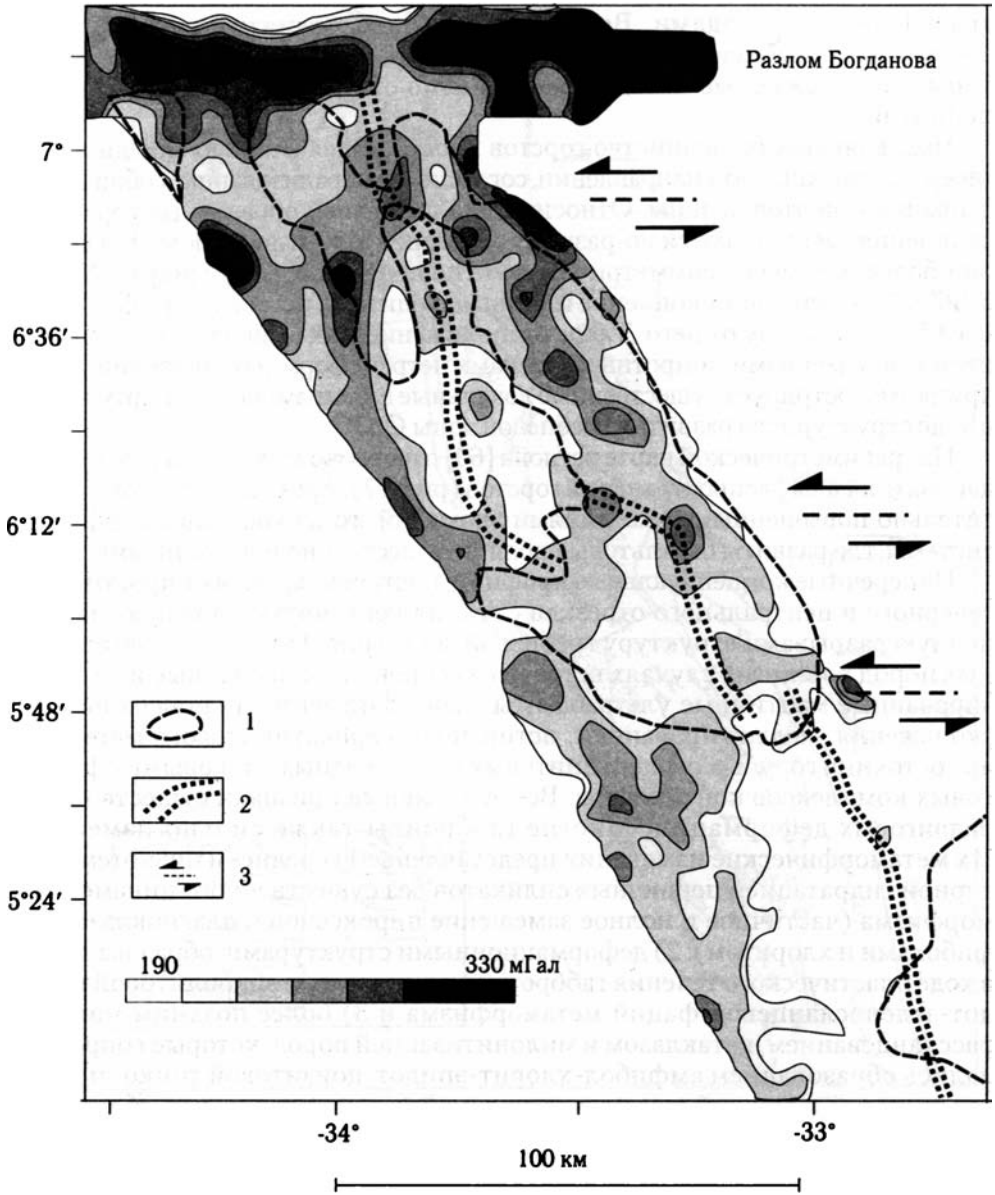


Рис. 17. Генерализованная карта гравитационного поля (редукция Буге) по данным [18]

1 – области распространения пород габброидного генезиса (габброиды и ультрабазиты); 2 – рифтовая зона; 3 – оси нетрансформных смещений

около 2–4 км. То, что в пределах впадины Маркова распространены, наряду с метаморфизованными и тектонизированными, совершенно не измененные глубинные породы, свидетельствует о том, что в ходе спрединга на поверхность дна выводились крупные целиковые блоки литосферы. Впадина заполнена осадками, мощность которых достигает 40 м, что говорит о том, что этот

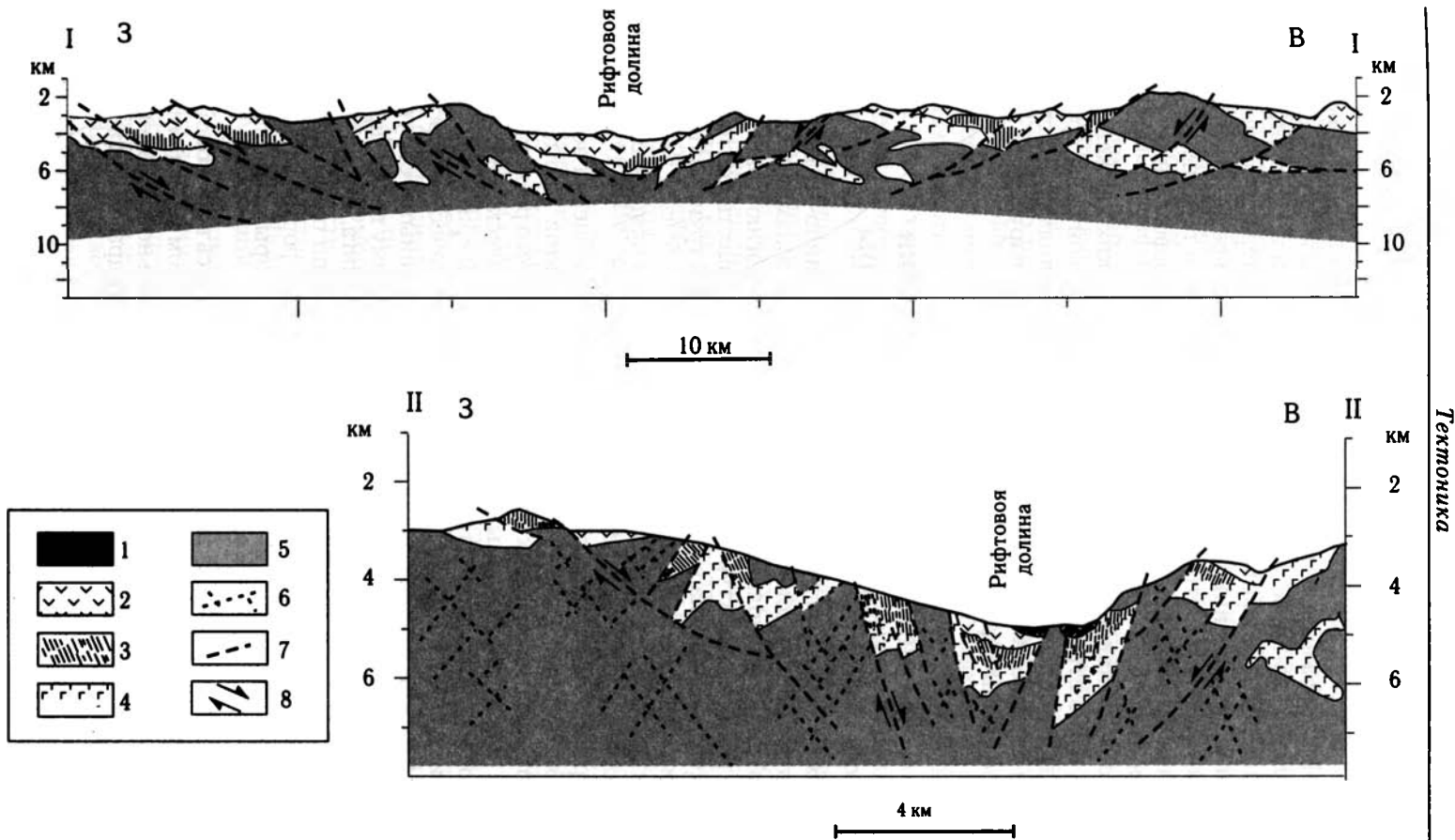


Рис. 18. Концептуальные профили вкрест простирания рифтовой долины
 1 – свежие (молодые) базальты; 2 – измененные базальты; 3 – долериты (дайкавый комплекс); 4 – габбро; 5 – мантийные ультрабазиты; 6 – зоны деформаций; 7 – различные разломы; 8 – направление перемещения по разломам

участок дна длительное время был тектонически и магматически пассивным. В то же время, в следующей к западу депрессии осадочный чехол отсутствует и, возможно, она является зарождающимся рифтом. Местами на поверхность дна впадины Маркова выведены нижнекоровые породы и в меньшем объеме мантийные ультрабазиты, зеленокаменно измененные и тектонизированные базальты и долериты. Поскольку в драгированном материале обломки свежих базальтов с неизменным вулканическим стеклом редки и немногочисленны, можно заключить, что формирование впадины в течение достаточно длительного времени происходило в основном без сопровождения эффузивным магматизмом.

Совокупность выявленных фиксаторов тектонических движений позволяет считать, что в структуре бортовых частей гребневой зоны срединного хребта, наряду со сбросовыми и сдвиговыми нарушениями, присутствуют взбросовые и надвиговые деформации. Некоторые из нарушений представляют собой глубинные срывы.

Геодинамические обстановки и формирование земной коры

В пределах рассмотренного крупного отрезка Срединно-Атлантического хребта сегменты более высокого порядка, разделенные зонами нетрансформных смещений рифтовой долины, имеют разную морфологию и различное геологическое строение. Структурные, геофизические и вещественные различия и вся геологическая картина в целом позволяют реконструировать историю формирования океанической литосферы района $7^{\circ}10' - 5^{\circ}$ с.ш. за последние несколько миллионов лет. Наши представления об этих процессах отражены на концептуальных разрезах, представленных на рис. 18.

Общей чертой геологического строения флангов гребневой зоны хребта всего района является широкое распространение базальтов. Кроме того, в северном и центральном сегментах в виде блоков различного размера подняты: а) комплексы пород с наблюдаемыми в образцах магматическими контактами, характеризующими прямые зоны перехода базальты–долериты–габбро и габбро–перидотиты (мантийные реститы); б) большое количество пород плутонических расслоенных серий габброидов с кумулятивными структурами. На этом основании можно судить, что 1.5–2 млн лет тому назад (время оценивается приблизительно по средней скорости спрединга, характерной для этого района Срединно-Атлантического хребта) спрединг океанского дна сопровождался интенсивным поступлением расплавов с формированием нормального разреза океанической коры. Растяжение коры сопровождалось образованием листрических сбросов.

Метаморфические преобразования пород выразились в массовой петельчатой серпентинизации ультрамафитов и псевдоморфном замещении темноцветных минералов актинолитом в габброидах. Локально проявленное рассланцевание сопровождалось низкотемпературной гидратацией всех пород разреза.

Начиная с 1.5–2 млн лет, произошло резкое изменение геодинамического режима спрединга, выразившееся, в первую очередь, в снижении магматиче-

ской активности. В результате продолжавшегося растяжения ранее сформированной океанической коры на поверхность дна по многочисленным глубинным срывам были выведены габброиды и реститовые ультрамафиты, в ряде случаев, как, например, во впадине Маркова, совершенно не измененные. Как следует из анализа морфологии современного рельефа, в это время активно развивались левосторонние нетрансформные смещения рифтовой долины и имели место перескоки оси спрединга. Судя по широкому распространению глубоко дифференцированных габброидов, разнообразию их структур (от мелкозернистых до пегматоидных), как свежих, так и серпентинизированных ультрамафитов и магматическим соотношениям перидотит–габбро, наблюдаемым в образцах, есть основания предполагать, что на поверхность дна выведены фрагменты крупных магматических камер, сформированных в верхних частях литосферы. И для габброидов, и для перидотитов чрезвычайно характерно развитие разнообразных деформационных текстур: от статической высокотемпературной рекристаллизации перидотитов, порфиорокластических и милонитовых структур, образованных в ходе пластического течения перидотитов и габбро, до брекчиевидных текстур габброидов–плагиогранитов. В ходе этого процесса образовалась кора, состоящая из тектонически разобщенных, деформированных и перемешанных блоков различных пород. Степень этого хаоса максимальна в зонах нетрансформных смещений рифтовых долин. В рифтовых зонах молодые лавы частично перекрывают сложные структурные соотношения между породами.

Развитие мощных зон различных глубинных срывов (по зонам нетрансформных смещений и др.) сопровождалось формированием ультраосновных милонитов, как «сухих», так и амфиболсодержащих, а также флазергаббро, т.е. относительно высокотемпературных (950–750 °С), глубинных (6–4 км) метаморфитов, отражающих деформационные процессы в верхах литосферы. Возможно, большинство из них представляет собой деформационные зоны, являвшиеся литосферными корнями областей нетрансформных смещений. Сколовые деформации являются более поздними по отношению к листрическим разломам, на что указывают подвороты последних по левым сдвигам.

Вероятное проявление метаморфизма, связанное с хрупкопластическими и хрупкими деформациями и с циркуляцией восходящей горячей морской воды по трещинам в нижней – средней части коры, выражено оталькованием и амфиболлизацией серпентинизированных перидотитов. Развитие тальковых псевдоморфоз и венчиков амфиболов, наложенных на петельчатую структуру частично серпентинизированных и рекристаллизованных перидотитов и дунитов, позволяет говорить о прогрессивном метаморфизме серпентинизированных ультрамафитов. В верхних частях коры также происходили деформационные процессы в условиях эпидот-зеленосланцевой фации метаморфизма, о чем свидетельствует широкое распространение катаклизитов и милонитов по габброидам. Это тонкозернистые, участками тонкополосчатые сланцеватые породы амфибол-хлорит-эпидот-цоизитового(?) состава, насыщенные остроугольными, будинированными обломками зерен и пород. Наличие хаотической плейчатости, борозд скольжения на поверхности обломков, а также фрагментов мелких складок с четко выраженными шарнирами, вдоль которых ориентирована линейность, указывает на то, что

тектонические движения развивались в условиях сдвига, возможно, с наклонными сместителями. Наибольшее распространение эти породы получили в районе западной части впадины Маркова – Рудного полигона. Вдоль плоскостей сколовых трещин в ультрамафитах развивались змеевики. Сульфидная вкрапленность часто растерта по более поздним плоскостям скольжения. Также растерты многочисленные жилы длинноволокнистого хризотил-асбеста. По зонам деформаций коры происходила циркуляция морской воды, которая выщелачивала и выносила рудные компоненты из магматических пород, о чем будет идти речь в главе 6.

Глава 4

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Проблема тектонической активности океанского дна, выяснение ее масштабов и природы является важнейшей задачей океанской геологии. В основном магматическая и тектоническая активность приурочена к осевым зонам срединно-океанических хребтов. Однако в последние годы в ходе региональных тектонических исследований в океане, в том числе проводимых и Геологическим институтом РАН, было установлено, что тектонические движения имеют место и на флангах Срединно-Атлантического хребта. Структурообразование, обусловленное этими движениями, приурочено к пассивным частям трансформных разломов [16].

Новые данные о проявлении неотектонических движений в гребневой зоне САХ были получены на полигоне Сьерра-Леоне (5–7.5° с.ш.) в ходе 10-го рейса НИС «Академик Иоффе» при изучении строения осадочного чехла с помощью параметрической акустической системы «Парасаунд» [36, 65]. В этом рейсе строение осадочного чехла изучалось на участке гребневой зоны САХ между координатами 5°12'–6°10' с.ш. и 33°05'–33°30' з.д., который охватывает осевую зону и западный фланг гребневой зоны (Юго-Западная площадь), и на участке севернее разлома Богданова, где также была проведена батиметрическая съемка дна с помощью многолучевого эхолота Hollming ECHOS 625 XD.

Юго-Западная площадь

По результатам батиметрической съемки, выполненной в 22-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» [20], установлено, что для данного участка характерно большое количество отрицательных морфоструктур (рис. 19). Прежде всего, это рифтовая долина, уверенно диагностируемая на всем протяжении полигона Сьерра-Леоне [22] в виде осевой депрессии САХ. На исследуемом участке дна она представлена двумя глубочайшими рифтовыми впадинами: впадиной Маркова (глубиной до 5000 м) и более южной впадиной 5°46' с.ш. (до 4500 м). Эти впадины вытянуты в северо-западном направлении и разделены

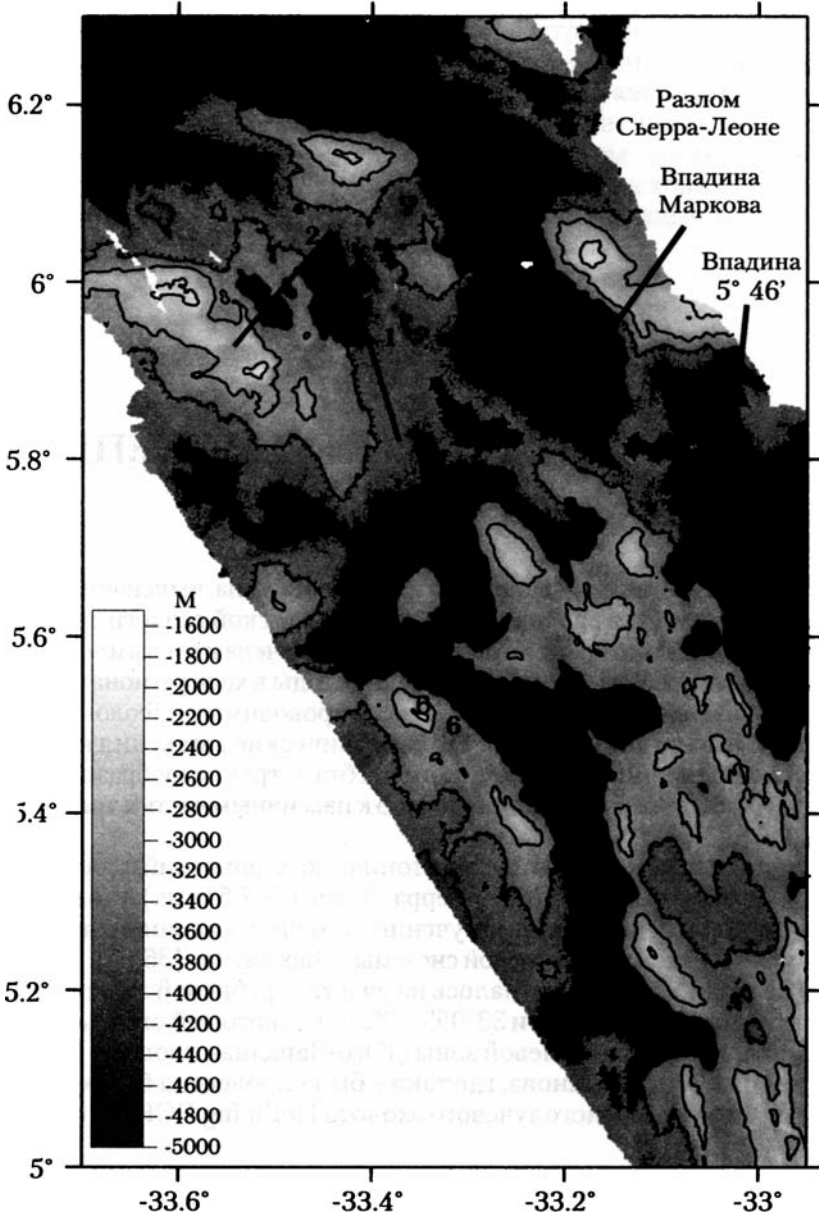


Рис. 19. Схема расположения депрессий в юго-западной части полигона Сьерра-Леоне (составлена Н.Н. Турко)

Прямые линии – профили изучения осадочного чехла с помощью сейсмоакустического профилографа «Парасаунд» и их номера. В нижнем левом углу приведена шкала глубин

крупным поперечным поднятием. На западном фланге гребневой зоны развита система различно ориентированных депрессий (см. рис. 19), большая часть которых субпараллельна рифтовой долине. Их простирания варьируют от субмеридионального до север-северо-западного и северо-западного, поскольку рифтовая долина в пределах Юго-Западной площади имеет разные простирания. Также имеется одна широкая, косо ориентированная долина северо-восточного простирания, соединяющая ряд депрессий субпараллельных рифтовой долине. Между депрессиями располагается система эллипсоидально вытянутых и относительно изометричных поднятий. Со склонов некоторых из них при драгировании получены базальты, представленные щелочными разностями и толеитами, обогащенными литофильными элементами [35].

Необычным для осевой зоны САХ явилось обнаружение относительно мощного осадочного чехла (до 35–40 м) в глубочайших рифтовых впадинах: 5°46' с.ш. и Маркова (координаты центра: 5°54.14' с.ш. и 33°08.24' з.д.). Осадочный чехол разделяется на три комплекса примерно равной мощности (рис. 20). Верхний комплекс образован равномерным чередованием акустически прозрачных и непрозрачных выдержанных по простиранию слоев и хорошо стратифицирован. Средний комплекс хуже стратифицирован и состоит из линзовидных и волнисто изогнутых слоев. Нижний комплекс слабо стратифицирован и характеризуется непротяженными многочисленными отражающими площадками. У бортов впадин отдельные слои выклиниваются и поднимаются вверх.

В северной части Юго-Западной площади в пределах гребневой зоны на широте впадины Маркова профилями 1 и 2 были пересечены две депрессии, субпараллельные рифтовой долине (см. рис. 19). На продольном профиле через ближайшую к рифту депрессию (профиль 1) наблюдается сильно расчлененный рельеф дна, образованный небольшими поднятиями высотой 50–100 м и протяженностью 0.5–1.5 км (рис. 21). В целом дно погружается с юга на север от 3080 до 3480 м. Осадочный чехол практически отсутствует. Иногда в понижениях рельефа имеются маломощные (не более 15 м) осадочные образования с хаотичной структурой. Эти данные позволяют предположить, что рельеф дна этой депрессии имеет вулканическое происхождение.

В 9 км к западу от этой протяженной депрессии под небольшим углом к ней простирается относительно небольшая депрессия (см. рис. 19), пересеченная на профиле 2 в поперечном направлении. В ней присутствуют осадки мощностью около 20–30 м, которые имеют неясно слоистую структуру.

В южной части Юго-Западной площади (южнее и восточнее косо ориентированной широкой долины) депрессии, субпараллельные рифтовой долине, имеют глубину 3500 м и выше, дно которых покрыто осадочным чехлом, имеющим различное строение и мощность на разном удалении от оси хребта. В наиболее близкой к оси хребта депрессии, пройденной на профиле 3 (см. рис. 19), осадки не стратифицированы и имеют мощность около 20 м. В более удаленных депрессиях (профили 6, 7) видимая мощность осадков может достигать 45 м. Однако мощность осадочного чехла вдоль отдельных депрессий распределяется крайне неравномерно. Как правило, к краям депрессий она сокращается до 20 м. Это происходит вследствие выклинивания верхней части осадочного чехла. На поверхности и на склонах внутридепрессионных поднятий осадки либо отсутствуют, либо имеют небольшую мощность (10–15 м). На примере разреза осадочного чехла наибольшей видимой мощности (профиль

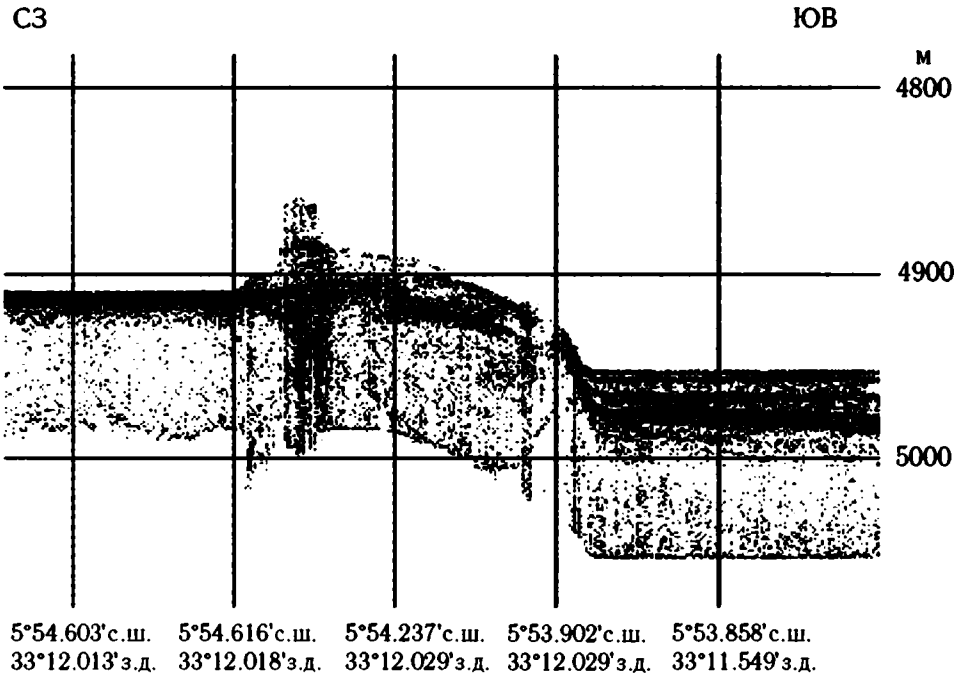


Рис. 20. Строение осадочного чехла во впадине Маркова (правая часть рисунка) и характер его причленения к северному борту впадины

б) можно видеть его двухчленное строение (рис. 22). Верхний и нижний комплексы имеют приблизительно равную мощность и образованы сравнительно тонкими, не всегда отчетливо выраженными протяженными осадочными слоями. Их отличие заключается в том, что слои нижнего комплекса волнисто изогнуты.

Как правило, вблизи внутридепресссионных поднятий отчетливая стратификация осадков исчезает и на эхограмме видны неотчетливые короткие отражающие площадки (см. рис. 22). Такой же характер эхограммы свойственен осадкам, распространенным на склонах и вершинах внутридепресссионных поднятий.

Внутридепресссионные поднятия, поднимаются над днищем депрессий на 300–500 м и, как правило, являются продолжением более крупных поднятий, располагающихся рядом с депрессиями. Они имеют горстообразную форму со ступенчатыми или наклонными склонами и диапировидную форму (см. рис. 22). Ширина ступеней горстообразного поднятия, пересеченного профилем 6, от 0.5 до 3.1 мили. Ступени покрыты равномерным осадочным чехлом мощностью около 10 м и разделены крутыми уступами амплитудой около 40–60 м. Самая верхняя из ступеней полого наклонена в сторону вершины поднятия, а осадки, покрывающие эту ступень, слегка поднимаются вверх по верхнему уступу. Самый нижний уступ этого поднятия срезает осадки днища депрессии, при этом не происходит изменения их мощности и не нарушается качество и характер стратификации. Напротив, осадочные отложения этой же осадочной линзы резко теряют качество стратификации вблизи диапировидного поднятия (см. рис. 22),

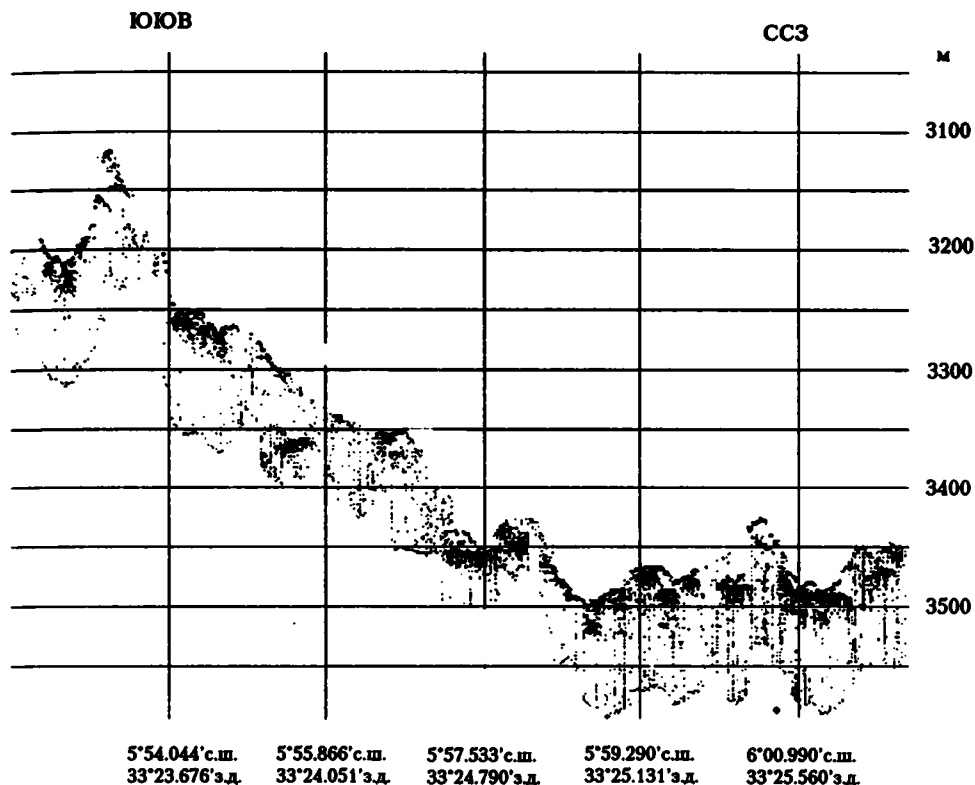


Рис. 21. Сложный характер микрорельефа на продольном профиле через депрессию к западу от впадины Маркова

о чем говорилось выше. Следует также отметить, что с обеих сторон диапировидного поднятия осадочные слои прилегающих осадочных линз флексуровидно изгибаются, поднимаясь вверх в сторону вершины поднятия.

В косо ориентированной долине северо-восточного простирания, через которую проходит профиль 5 (см. рис. 19), осадочный чехол имеет наибольшую видимую мощность – около 50 м. Он образован слоистой, хорошо стратифицированной пачкой пород. Эта долина также осложнена внутридепрессионным горстообразным поднятием шириной около 2.5 миль. Поднятие имеет крутые склоны, лишённые осадков. Вершинная часть поднятия шириной около 1.7 мили, всхолмленная, понижения в рельефе на ней заполнены осадками мощностью 10–15 м. С северной стороны поднятия мощность осадочной линзы в долине увеличивается в сторону поднятия (рис. 23). Осадочные слои резко срезаются крутым склоном поднятия в том месте, где их мощность максимальная. Со стороны южной части долины в сторону поднятия мощность осадков уменьшается, ухудшается их стратификация, слои местами волнисто изогнуты и поднимаются вверх по склону поднятия.

Таким образом, проведенные батиметрические исследования в пределах Юго-Западной площади выявили в гребневой зоне САХ непосредственно к юго-западу от разлома Сьерра-Леоне помимо рифтовой долины необычно

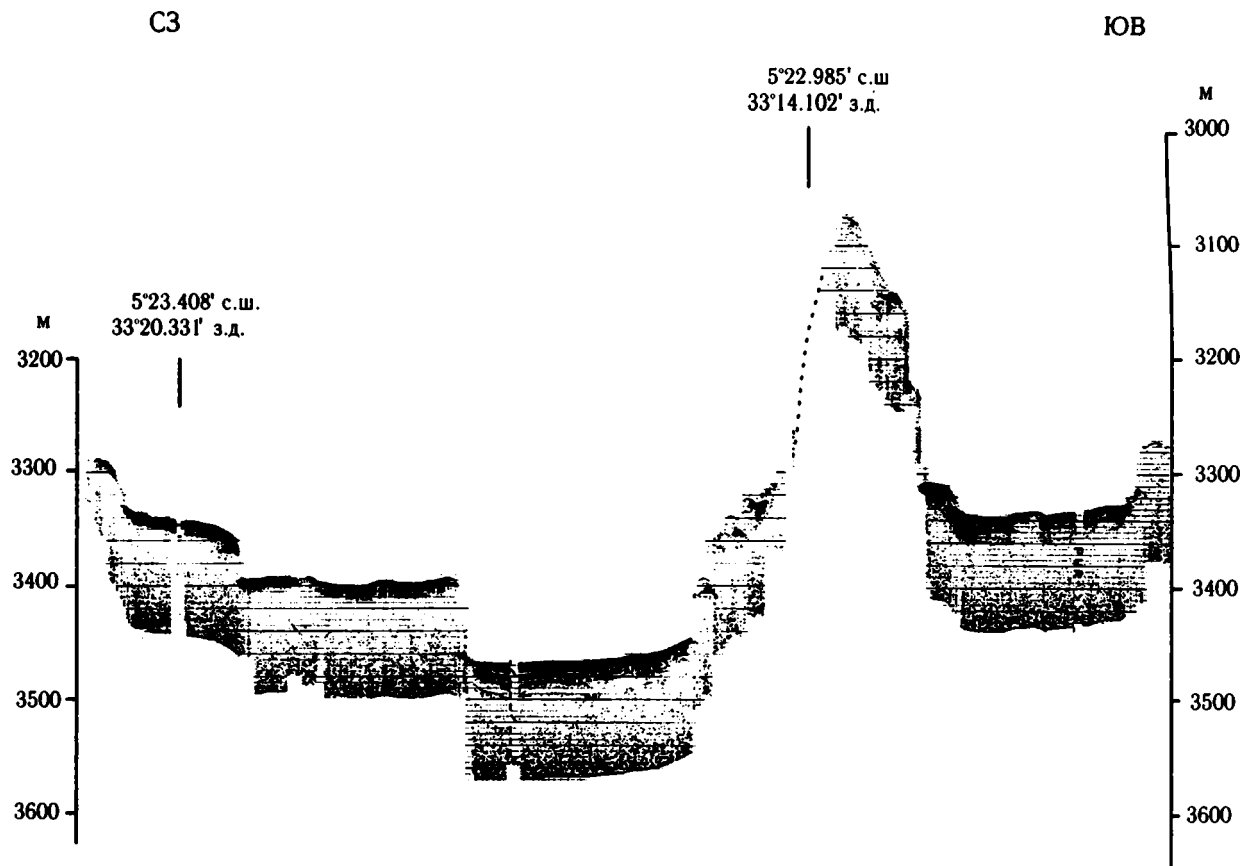


Рис. 22. Срезание осадочных слоев вблизи границ поднятых блоков дна (левая часть) и флексуриобразное изгибание слоев вблизи диапировидного поднятия (профиль 6)

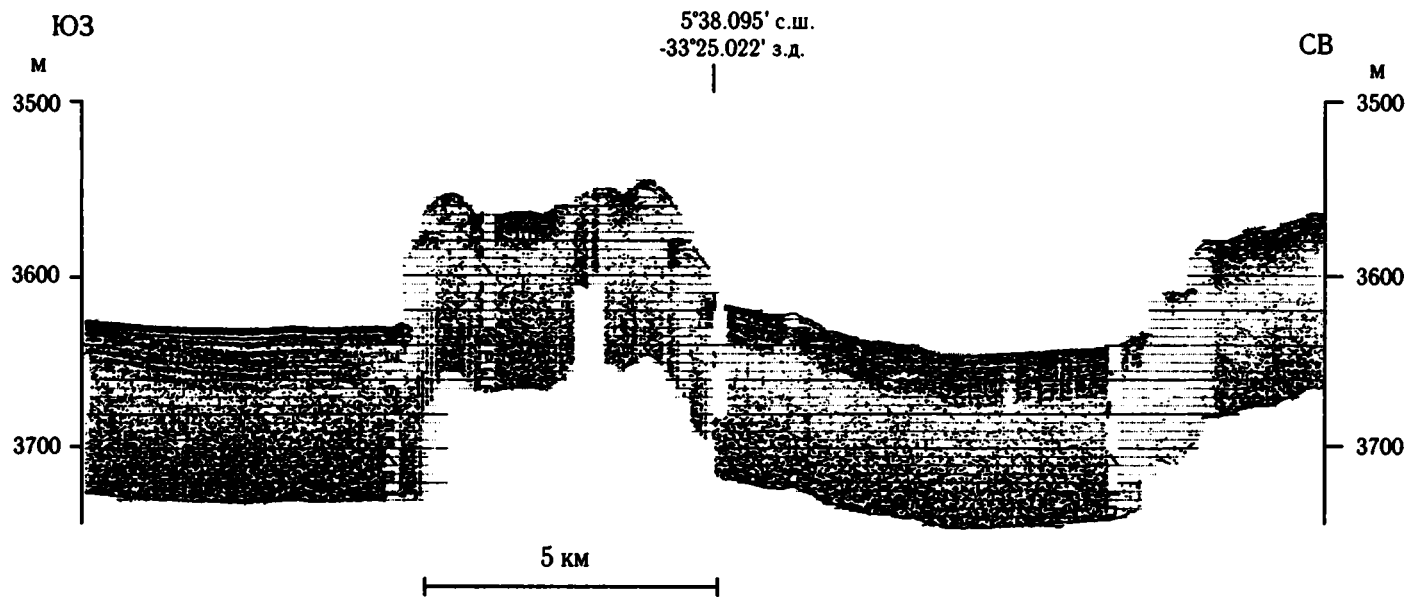


Рис. 23. Горстовое поднятие в косоориентированной долине (профиль 5) в юго-западной части полигона Сьерра-Леоне

большое количество депрессий, распространенных в пределах западного фланга гребневой зоны. Большая часть из них субпараллельна рифтовой долине, которая на данном сегменте чрезвычайно изменчива по простиранию. Большинство депрессий, включая и рифтовые впадины, заполнено осадками. В целом можно отметить, что мощность осадков в депрессиях, более удаленных от осевой зоны, больше. Однако в северной части изученного участка за пределами осевой зоны существует депрессия, которая не заполнена осадками. В рельефе дна эта депрессия наименее слабо выражена, отмечаются большие перепады глубины ее днища. Это позволяет сделать предположение, что данная депрессия является зарождающимся рифтом. Другие депрессии, субпараллельные рифтовой долине, несмотря на то, что они заполнены осадками, также могут быть рифтами, только более долгоживущими, поскольку в современных рифтовых впадинах также присутствуют осадки. Вместе с тем, также вероятно, что эти депрессии являются «брошенными» рифтами; при этом, учитывая распределение мощности осадков, возможно предположить, что джампинги рифта происходили в восточном направлении. Таким образом, изученный участок скорее всего является участком рассеянного спрединга.

Косо ориентированная долина северо-восточного простирания по аналогии со структурными рисунками других участков дна может являться внутренним псевдоразломом рифта-пропагатора, указывая, что вся зона рассеянного спрединга проградирует к северу.

Поднятия, описанные в депрессиях, свидетельствуют об их тектонической активности. Эти внутридепрессионные поднятия сформировались в сравнительно недавнее время и, по-видимому, продолжают формироваться, поскольку они нарушают осадочный чехол вплоть до его самых верхних слоев. Нарушения выражаются в следующем: изменение характера стратификации осадков вблизи поднятий; флексуорообразное изгибание осадков, прилегающих к пологим склонам поднятий; срезание осадочной толщи на всю мощность со стороны крутых склонов поднятий; наклон осадочных призм вместе с наклонами ступеней поднятия.

Внутридепрессионные поднятия структурно связаны с гораздо более крупными поднятиями, располагающимися рядом с депрессиями. Их образование, по всей вероятности, и связано с ростом этих более крупных поднятий, которые в соответствии с вышесказанным также являются сравнительно молодыми.

Наиболее низкие горизонты осадочных призм, как правило, не стратифицированы, что может указывать на то, что их слагают грубые отложения, сформировавшиеся в результате процессов обрушения на этапе зарождения депрессий, по-видимому, происходивших в очень тектонически мобильной обстановке. В некоторых депрессиях выделяется промежуточный слой слабоволнисто изогнутых стратифицированных осадков. Это может свидетельствовать о том, что до этапа современных тектонических движений был еще один этап тектонической активности, в ходе которого осадки слабо деформировались.

Участок к северу от разлома Богданова

Как уже выше отмечалось, для данного участка, ограниченного координатами $7^{\circ}05.8' - 7^{\circ}39.1'$ с.ш. и $33^{\circ}28.2' - 34^{\circ}07.5'$ з.д., была выполнена батиметрическая съемка. Галсы съемки показаны на карте оттененного рельефа, составленной по

результатам работ с использованием данных съемки разлома Богданова в 22-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (рис. 24).

На карте предсказанной топографии [60] к северу от разлома Богданова приблизительно на $7^{\circ}33'$ с.ш. прослеживается желоб разлома сложной топографии. Выполненная батиметрическая съемка выявила следующие особенности рельефа данного участка (см. рис. 24). Разлом $7^{\circ}33'$ восточнее $33^{\circ}36'$ з.д. выражен широким желобом, разделенным узким, относительно невысоким медианным хребтом, погружающимся в восточном направлении, на два субпараллельных трога. В северном более глубоком и широком трогe глубины достигают 5100 м, а в южном более мелком – 4800 м. К западу от $33^{\circ}36'$ з.д. желоб как единая структура уже не прослеживается. Северный трог сменяется узкой депрессией глубиной до 4700 м, протягивающейся вдоль $7^{\circ}33'$ с.ш.; медианный хребет – относительно широким субширотным поднятием с вершинной поверхностью на глубинах 3000–3800 м, ось которого простирается вдоль широты $7^{\circ}30'$ с.ш.; южный трог – системой впадин с глубинами 4300–4400 м, располагающихся вдоль широты $7^{\circ}25'$ с.ш. Эта система впадин отделена от разлома Богданова высоким трансверсивным хребтом, расположенном на северном борту долины разлома Богданова. Трансверсивный хребет глыбовой формы, достигающий на данном участке глубины 3150 м и ширины около 18 км, имеет крутые склоны и пологонаклонную неровную вершинную поверхность.

В пределах изученного участка океанского дна широко распространены структуры северо-западного простираения. Положительные структуры представлены узкими гребнями, отрицательные формы рельефа – седловинами, которые разделяют субширотное поднятие $7^{\circ}30'$ с.ш. и северный трансверсивный хребет разлома Богданова на отдельные блоки шириной 10–15 миль. Узкие гребни, отходящие от трансверсивного хребта, один из которых показан на рис. 25, отделяют вышеописанные впадины друг от друга.

Структуры северо-западного простираения широко развиты и южнее разлома Богданова в осевой части САХ [18], при этом некоторые из них образуют с северными структурами единые линеаменты (см. рис. 24).

В пределах изученного полигона осадочный чехол по строению и мощности существенно различается на разных участках океанского дна. Наибольшая видимая мощность осадочного чехла (75 м) наблюдается в депрессии $7^{\circ}33'$ с.ш. (галс 2). В осадочном чехле депрессии выделяется два комплекса (рис. 26). Нижний комплекс (40 м) – хорошо стратифицированные, слабоволнистоизогнутые осадки. Верхний комплекс стратифицирован хуже, он не меняет своей мощности и облекает неровности рельефа. На $7^{\circ}34.3'$ с.ш. и $33^{\circ}54.2'$ з.д. осадочный чехол прорван акустически прозрачным поднятием шириной около 0.6 мили, выраженным положительной формой (высотой около 10 м) в рельефе дна депрессии. Слои в нижней части осадочного чехла утыкаются в него и резко обрываются (см. рис 25), а верхнего комплекса – облекают его. В месте пересечения депрессии $7^{\circ}33'$ с.ш. с гребнем северо-западного простираения (галс 4) (см. рис. 24), осадки практически отсутствуют.

В северном трогe разлома $7^{\circ}33'$ (рис. 27) мощность осадков сопоставима с таковой в депрессии (70 м). Осадки здесь хорошо стратифицированы и имеют одинаковое строение по всей мощности видимого разреза. Осадочные слои наклонены от краев трога к его центру, и в этом же направлении возрастает их

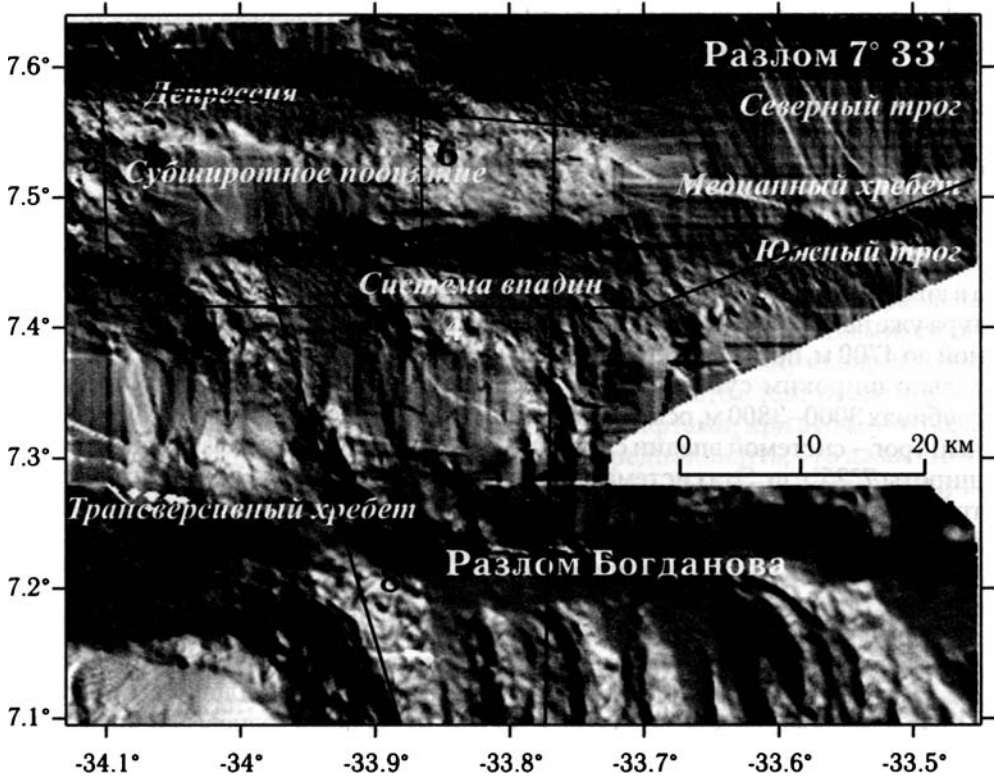


Рис. 24. Карта оттененного рельефа (составлена Н.Н. Турко, А.В. Носовым, С.А. Дремучевым, В.Н. Кузнецовым)

Линии и цифры на рисунке – галсы и их номера, по которым проводилась батиметрическая съемка в 10-м рейсе НИС «Академик Иоффе»

мощность. К бортам трога осадки стратифицированы хуже, а вверх по разрезу угол падения слоев уменьшается.

Южный трог, напротив, заполнен грубыми, плохо стратифицированными осадками мощностью около 30 м. Поверхность дна южного трога полого наклонена в северо-восточном направлении и в этом же направлении, наклонены осадочные слои, расположенные параллельно дну (рис. 28).

Во впадинах, расположенных вдоль $7^{\circ}25'$ с.ш., осадочный чехол видимой мощностью 40–45 м разделяется на два осадочных комплекса (см. рис. 25). Нижний комплекс хорошо стратифицирован, проявлен менее отчетливо и нередко деформирован. Верхний комплекс плохо стратифицирован и заходит на склоны соседних поднятий. В западной впадине осадочные слои изогнуты, а вблизи бортов впадины они поднимаются вверх по склону.

В вершинной части северного трансверсивного хребта разлома Богданова наблюдается осадочный чехол мощностью до 10 м, а на его северных склонах местами (галс 5) обнаружены призмы хорошо стратифицированных осадков (мощностью около 30 м), которые с одного края прислоняются к склону, а на другом резко обрываются.

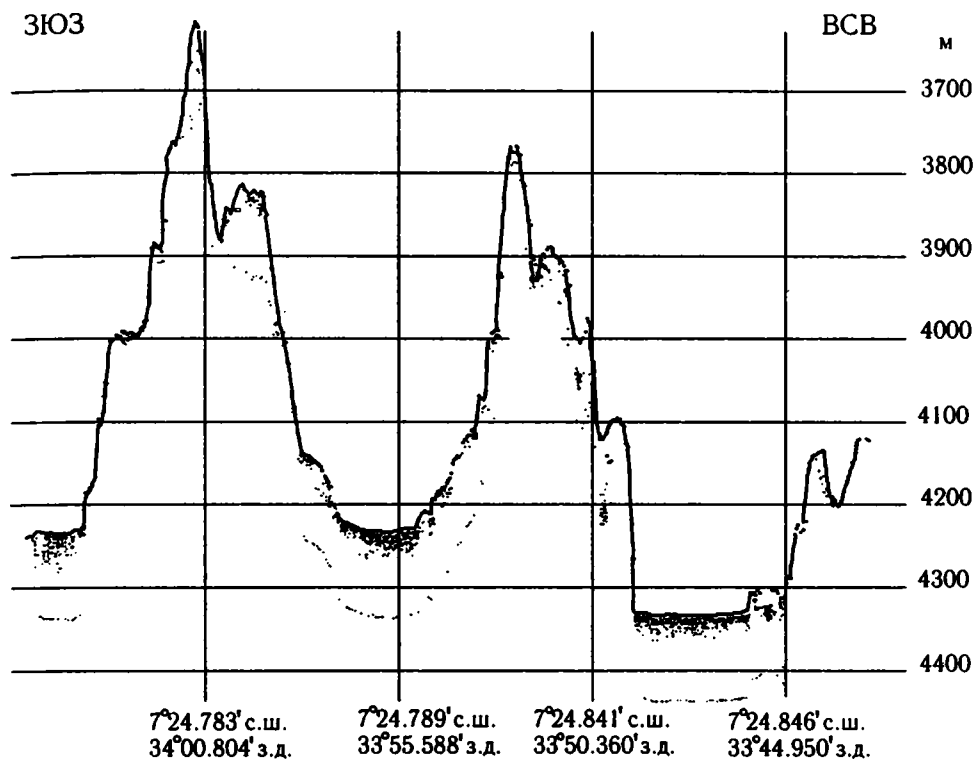


Рис. 25. Строение осадочного чехла вдоль системы впадин $7^{\circ}25'$ с.ш. (галс 4)
Видны маломощные линзы плохо стратифицированных осадков в понижениях дна

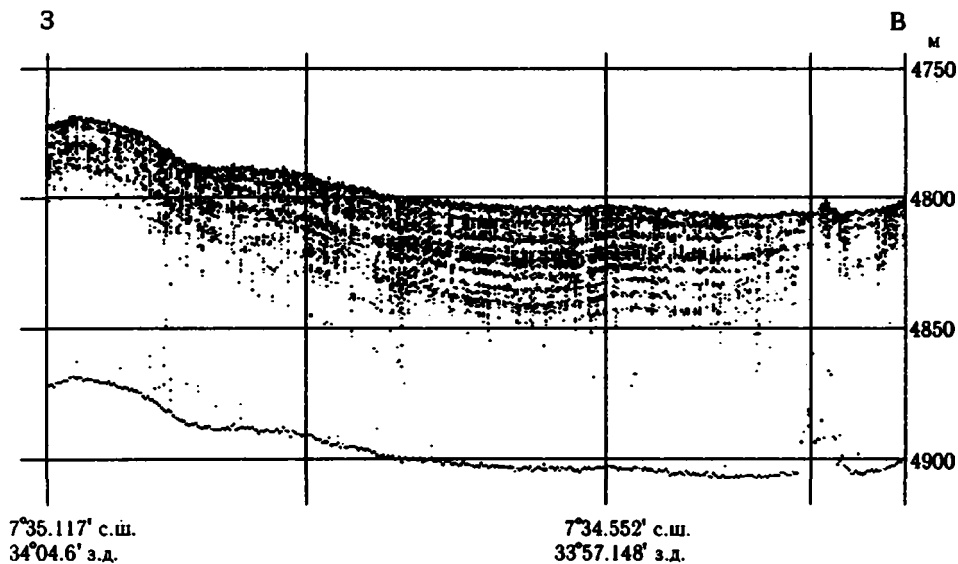
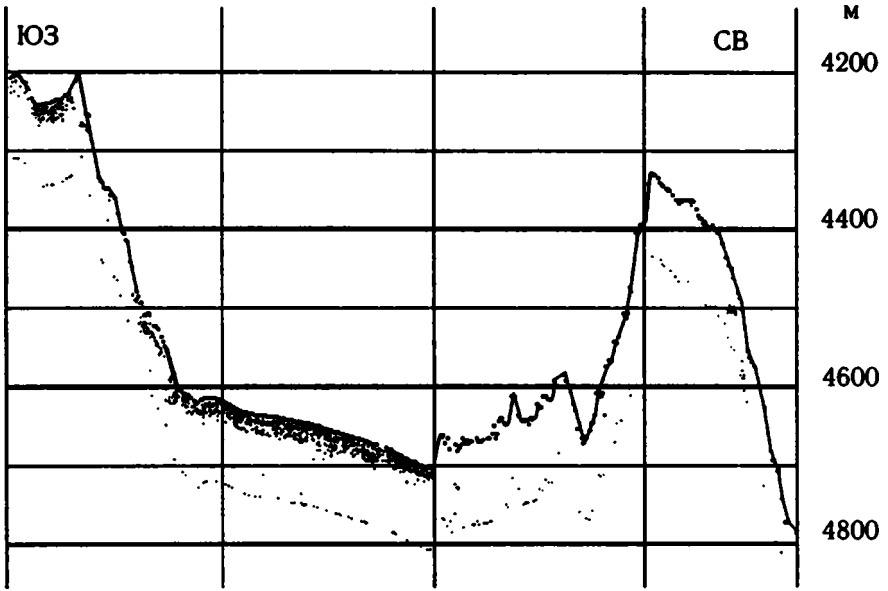


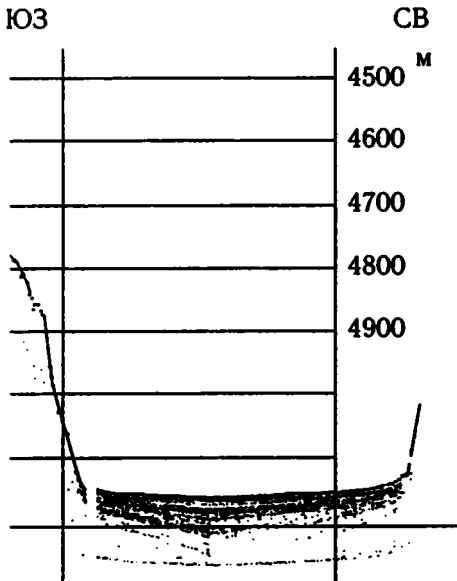
Рис. 26. Хорошо стратифицированный чехол вдоль депрессии на широте $7^{\circ}33'$ с.ш. (галс 2)



7°26.75'
33°36.67'

10 км

Рис. 27. Плохо стратифицированный осадочный чехол в южном трого разлома 7°33' с.ш. (галс 5)



7°34.571' с.ш.
33°19.952' з.д.

Рис. 28. Хорошо стратифицированный осадочный чехол в северном трого разлома 7°33' с.ш. (галс 5)

На узких гребнях северо-западного простирания и на субширотном поднятии $7^{\circ}30'$ с.ш. осадки распространены спорадически. Они встречаются на ступеньках, осложняющих склоны поднятий, и у подножия склонов и представлены плохо стратифицированными пачками мощностью 10–15 м.

Анализ рельефа на изученном полигоне показывает, что участок дна, находящийся западнее $33^{\circ}36'$ з.д., испытал общий подъем, при этом его южная часть претерпела более высоко амплитудное воздымание. Южная часть разлома $7^{\circ}33'$ также была вовлечена в это воздымание. Характерно резкое различие в строении и видимой мощности осадочного чехла в южном и северном трогах разлома. В северном трого они не деформированы и очень хорошо стратифицированы. В южном трого осадки плохо стратифицированы и наклонены. Очевидно, что особенностями строения осадочного чехла южного трого связаны с поднятием дна на этом участке. Наклоны слоев и дна трого указывают, что воздымание вызвано образованием северного трансверсивного хребта разлома Богданова. О его относительно позднем росте свидетельствует строение его склона, имеющего ступенчатое строение, где ступени ограничены крутопадающими разломами, которые нарушают сплошность осадочного чехла. Осадки на ступенях являются, вероятно, фрагментами осадочного заполнения депрессий. При общем поднятии океанского дна и формировании трансверсивного хребта этот осадочный чехол был разорван, и сохранились только его фрагменты на плечах склона. Осадочный чехол северного трого не нарушен и, следовательно, этот участок дна не был затронут тектоническими движениями.

Осадочное заполнение впадин и депрессии в отличие от трогов имеют отчетливое двухчленное строение. При этом верхний комплекс и по мощности, и по характеру стратификации очень близок осадочному чехлу южного трого. Следовательно, осадки верхнего комплекса также формировались в условиях тектонических движений, охвативших этот участок океанского дна. О тектонических движениях явственно свидетельствует и деформация осадков в нижнем комплексе. Следовательно, время начала этих движений приходится на временную границу смены пород нижнего и верхнего комплексов.

Помимо общего воздымания океанского дна и формирования северного трансверсивного хребта разлома Богданова, на этом участке также имел место рост субширотного поднятия $7^{\circ}30'$ с.ш. и гребневидных хребтов северо-западного простирания. На этих структурах осадки в основном отсутствуют, но там, где они есть, они плохо стратифицированы и сходны по строению с осадочным чехлом верхнего комплекса впадин.

Таким образом, батиметрия, особенности рельефа и характер распределения различных типов осадочного чехла свидетельствуют о том, что изученный участок дна на восточном фланге САХ к северу от разлома Богданова был сравнительно недавно охвачен тектоническими движениями. Эти движения привели к общему поднятию дна, образованию трансверсивного хребта, субширотного поднятия $7^{\circ}30'$ с.ш. и многочисленных гребневидных хребтов северо-западного простирания. В результате этих движений прежде выступавшая как единая структура – желоб разлома $7^{\circ}33'$ – была замещена ансамблем структур с различными простираниями. Здесь выделяются: субширотное поднятие $7^{\circ}30'$ с.ш., переходящее в восточном направлении в медианный хребет, депрессия на $7^{\circ}33'$ с.ш. и система впадин, оси которых проходят приблизительно по широте $7^{\circ}25'$ с.ш. Следует подчеркнуть, что в данном районе область тектонической реактивизации

не ограничивается только пассивной частью трансформного разлома, а захватывает и межразломные участки (трансверсивный хребет). Судя по карте предсказанной топографии [60], область реактивизации простирается и далее на север.

Некоторые выводы

Для двух детально изученных участков Срединно-Атлантического хребта в районе разломов Богданова и Сьерра-Леоне выявлены отчетливые признаки молодой тектонической активности, пространственно не совпадающей с осевой зоной спрединга. В пределах Юго-Западной площади, охватывающей гребневую зону хребта и расположенной непосредственно к юго-западу от разлома Сьерра-Леоне, это – наличие депрессий со сложно расчлененным рельефом дна и не заполненных осадками и образование внутридепрессионных поднятий, нарушающих сплошность осадочного чехла в депрессиях, где осадки присутствуют. На участке к северу от разлома Богданова, располагающегося на восточном фланге хребта, это – общее воздымание океанского дна и формирование: трансверсивного хребта в разломной зоне Богданова, субширотного поднятия $7^{\circ}30'$ с.ш., остаточных впадин и системы узких непротяженных гребневидных хребтов северо-западного простирания.

Эти движения океанического дна являются неотектоническими, поскольку наблюдающиеся деформации осадков затрагивают самые верхние горизонты осадочной толщи. Наиболее древний возраст осадков, покрывающих активный восточный борт впадины Маркова, определен как позднеплейстоценовый (11–75 тыс. лет), а максимальная скорость седиментации составляет 8–9 см/тыс. лет [8]. Возраст наиболее древних осадков, подвергшихся деформации, на основании их мощности, скорости седиментации и уплотнения, составляет около 250 тыс. лет. Поэтому возраст тектонических движений может быть оценен как плейстоценовый.

Какова причина этой молодой тектонической активности, локализованной за пределами осевой зоны? В главах, посвященных тектонике и вещественному составу литосферы в районе полигона Сьерра-Леоне, показано, что данный сегмент Срединно-Атлантического хребта характеризуется специфическим строением и тектоникой: здесь отсутствуют трансформные разломы; рифтовые долины либо смещаются вдоль левосторонних сдвигов, либо изгибаются, образуя участки косоугольного спрединга. В бортах рифтовых долин выявлено широкое развитие габброидов и ультрабазитов, являющихся фрагментами нижних горизонтов океанической коры. В этом же сегменте САХ широко развиты и крупные неовулканические поднятия. Одно из них, наиболее крупное, пересекает разлом Богданова и находит свое продолжение в других морфоструктурах, развитых на восточном фланге САХ. Все это свидетельствует о необычном геодинамическом режиме данной области, характеризующейся одновременно повышенной магматической и тектонической активностью. Изученный фланговый участок к северу от разлома Богданова находится на непосредственном продолжении этой осевой зоны САХ. Складывается представление, что тектонические процессы в осевой части хребта в данном случае индуцируют тектонические движения в соседних близрасположенных фланговых участках хребта. Учитывая характер неотектонических движений и наблюдающиеся структурные взаимосвязи

между осевыми и фланговыми морфоструктурами, можно предположить, что эти движения обусловлены вдольосевым подлитосферным растеканием мантийного диапира, проникающего через разлом Богданова и оказывающего давление на относительно древнюю литосферу к северу от этого разлома.

В работе [35] на основании изучения базальтов, распространенных в пределах Юго-Западной площади, сделан вывод, что эта область является местом проявления внеосевого вулканизма, при этом изливающиеся базальты по составу близки базальтам, образующимся в районах локализации плюмов более глубокой мантии в сравнении с таковой, продуцирующей мантийный диапиризм. Сравнительно молодая тектоническая активность, обнаруженная в этом районе, также подтверждает это предположение, поскольку плюм более глубокой и более горячей мантии приводит к воздыманию литосферы над ним. Это воздымание, помимо общего подъема дна, может также проявляться и в виде дифференцированных вертикальных движений отдельных блоков коры. Специфический геодинамический режим изученного сегмента САХ, осложненный глубинным мантийным плюмом, по-видимому, определяет и то, что процессы растяжения не ограничены лишь осевой зоной спрединга, но рассредоточены в пределах всей гребневой зоны хребта.

Глава 5

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В главе приведены результаты исследования вещественного состава железомарганцевых отложений (ЖМО), которые в форме корок, пленок и налетов формируются на подводных обнажениях коренных пород, свободных от осадка. Вместе с фрагментами этих пород ЖМО были подняты более чем на 20 станциях драгирования между 7° с.ш. (разлом Богданова) и 5° с.ш. по протяженности рифтового сегмента Срединно-Атлантического хребта, в центральной части которого, как отмечалось выше, находится тектоническое нарушение, известное как нарушение Сьерра-Леоне. Целью этих исследований, помимо характеристики самих отложений, было выявление возможных аномалий в их вещественном составе, связанных с проявлениями гидротермальной активности. Окисные рудные отложения, формирующиеся под воздействием близрасположенных кислых и восстановленных гидротермальных излияний обладают специфическим составом [7]. В зоне контакта гидротермальных растворов с высокоокисленной морской водой возникает геохимический барьер, в пределах которого происходят резкие изменения всех физико-химических параметров водной среды, что способствует ускоренному отложению ЖМО, отличающихся по составу от аналогичных отложений тектонически спокойных областей океанского дна. Главными признаками аномальных ЖМО являются: резкое изменение отношений Mn/Fe (преимущественно в сторону уменьшения), снижение степени окисленности Mn -фазы и крайне низкие содержания малых элементов (в данном исследовании это: Cu, Ni, Co, Zn, Pb). Как правило, выявление этих аномалий позволяет определять местоположение проявлений гидротермальной активности на океанском дне.

Непосредственно к югу от нарушения Сьерра-Леоне простирается глубочайшая рифтовая впадина (до 5 км глубиной) – впадина Маркова, разделенная на две части поперечным тектоническим поднятием. С бортов этой впадины и со склонов поднятия получены многочисленные гидротермально измененные породы, а с основания ее восточного склона подняты фрагменты массивной медно-колчеданной руды. В ходе опробования ее дна были драгированы

многочисленные фрагменты пород, покрытые окисленными Fe-Mn отложениями. Образцы были получены из ее основания (ст. I1041, I1043 и I1068) и с восточного борта (ст. I1060, I1063, I1069). Две станции были заложены западнее впадины Маркова на пририфтовых хребтах (ст. I1057 и I1071). Южное продолжение осевой части рифовой зоны в пределах полигона охарактеризовано ст. I1055 и I1045, на которых также получены образцы окисленных корок.

В северной части полигона (рис. 29) ЖМО драгированы с приразломных структур разлома Богданова как в его активной части (ст. I1002, I1005, I1011),

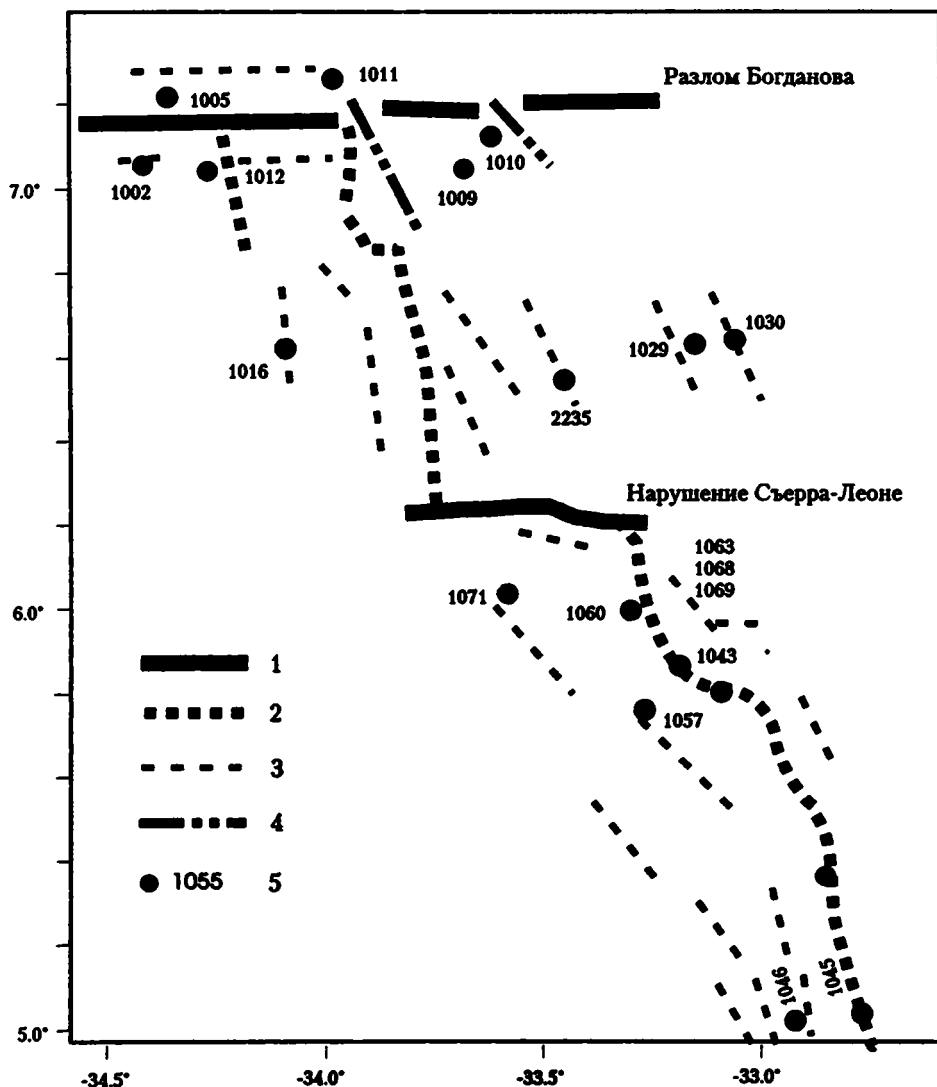


Рис. 29. Схема расположения пунктов взятия образцов на полигоне Сьерра-Леоне

1 – разломные зоны; 2 – рифтовые сегменты; 3 – оси хребтов; 4 – неовулканические поднятия; 5 – станции опробования и их номера

так и на ее восточном продолжении (ст. I1012, I1009, I1010). Южнее разлома Богданова образцы ЖМО получены на станциях, в разной мере удаленных от осевой части рифта как к востоку (ст. S2235, I1029, I1030), так и к западу (ст. 1016) на близком к субмеридиональному пересечении рифтовой долины.

Координаты и морфоструктурная привязка перечисленных станций приведены в табл. 10. Результаты исследований химического состава и некоторые расчетные данные сведены в табл. 11. Кроме того, содержания малых элементов были пересчитаны на рудную составляющую каждого образца ($Fe + Mn$) и выражены в г/т (рис. 30). Теоретическое обоснование этого приема сводится к тому, что рудная фаза ЖМО химически не связана с литогенной составляющей, которая лишь механически разубоживает ее [3], причем в каждом образце в разной степени. Поэтому сопоставимые результаты для рудных фаз разных корок могут быть получены при исключении этого фактора. Особенно важен такой пересчет для тонких корочек или рудных налетов, при отборе которых для анализа освободиться от этих примесей невозможно, а содержание рудного вещества в них иногда не превышает 15 %.

По результатам пересчета составлены графики вариаций состава корок на разных станциях, на которых основывается дальнейшее обсуждение полученных результатов.

Главной особенностью приводимых графиков является очевидное различие в ходе кривых в левой и правой их частях. Это связано с тем, что в левой части сгруппированы станции, расположенные в северной половине полигона между разломом Богданова и нарушением Сьерра-Леоне, причем осевая часть рифта здесь не охарактеризована из-за отсутствия образцов. Относительно слабые вариации почти по всем показателям обусловлены сходством условий, в которых происходит формирование ЖМО в этой зоне. В целом, приведенный в табл. 11 состав этих ЖМО типичен для окисных отложений, формирующихся в спокойных в тектономагматическом отношении областях Срединно-Атлантического хребта [5].

Иная картина наблюдается в южной половине полигона. На графиках, начиная со ст. I1071, I1057 и I1046, появляются некоторые аномалии в отдельных показателях, хотя эти станции находятся за пределами осевой части рифтовой зоны (см. табл. 11 и рис. 30). Резкие вариации в составе характеризуют большинство окисленных рудных образований, приуроченных к осевой части рифта, особенно, к основанию впадины Маркова.

Особый интерес представляет обр. I1043, поднятый из этой впадины и характеризующийся существенно железистым составом с повышенными содержаниями Cu и Zn , пониженными – Ni и следовыми содержаниями Co и Pb . Такой состав корки, впервые встреченный в рифтовых сегментах САХ, однозначно свидетельствует о формировании ее под непосредственным воздействием гидротермального флюида с $Fe-Cu-Zn$ -минерализацией. По-видимому, эта корка находится в приграничной зоне геохимического барьера, где восстановительная среда, создаваемая гидротермальным излиянием, гасится высокоокислительной средой морской воды. Она поднята с максимальной глубины 4650 м, что на 50 м выше, чем были подняты фрагменты медно-колчеданной руды, и находится примерно в 2.3 милях южнее точки с сульфидными рудами (ст. 1032 – $5^{\circ}54.6'$ с.ш.; $33^{\circ}10.4'$ з.д., 4700 м). По существу, это первичное окисное отложение, возможное в таких условиях. Однако нельзя исключать и

Таблица 10. Местоположение станций, на которых драгированы ЖМО, характеристика субстрата

Номер станции	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	Субстрат	Морфоструктура
	с.ш.	з.д.				
1002	07°02.9'	34°24.9'	2500	1	Габбро	Южный борт разлома Богдана
1005	07°12.8'	34°21.1'	4000	4	Перидотит	Северный борт разлома Богдана
1009	07°06.9'	33°36.9'	3600	8	Базальт	Палеовулканическое поднятие
1010	07°02.4'	33°40.6'	3000	10	"	Хребет в 17 милях к востоку от оси рифта
1011с	07°17.6'	33°59.1'	3400	10	"	Северный борт разлома Богдана
1011т	07°17.6'	33°59.1'	3400	10	"	То же
1012	07°02.5'	34°15.9'	3000	7	"	Борт палеорифта
1016	06°36.9'	34°05.7'	2800	2	"	Хребет в 15 милях к западу от оси рифта
1029	06°37.6'	33°08.9'	3300	3	"	Хребет в 40 милях к востоку от оси рифта
1030	06°38.7'	33°03.5'	3200	10	Гиалокластит	Хребет в 46 милях к востоку от оси рифта
2235	06°33.1'	33°27.5'	2150	3	Перидотит	Хребет в 20 милях к востоку от оси рифта
1041	05°48.1'	33°05.7'	4000	0.5	Габбро	Рифтовая долина
1043	05°52.3'	33°10.9'	4650	0.5	Базальт	То же
1045	05°02.5'	32°45.7'	3300	1	"	"
1046	05°03.1'	32°53.0'	2400	5	"	Хребет в 7 милях к западу от оси рифта
1055	05°23.0'	32°50.6'	3800	1	Базальт свежий	Восточный склон неовулканического поднятия в рифтовой долине
1057	05°36.5'	33°11.5'	2850	20	Базальт	Склон поднятия в 13 милях к западу от рифта
1060	05°50.7'	33°13.8	3600	Пленка	Габброид	Верхняя часть юго-западного борта впадины Маркова
1063	05°54.5'	33°10.0'	3900	"	"	Верхняя часть восточного борта впадины Маркова
1068	05°54.7'	33°10.8'	4680	"	Базальт	Нижняя часть восточного борта впадины Маркова

так и на ее восточном продолжении (ст. I1012, I1009, I1010). Южнее разлома Богданова образцы ЖМО получены на станциях, в разной мере удаленных от осевой части рифта как к востоку (ст. S2235, I1029, I1030), так и к западу (ст. I016) на близком к субмеридиональному пересечении рифтовой долины.

Координаты и морфоструктурная привязка перечисленных станций приведены в табл. 10. Результаты исследований химического состава и некоторые расчетные данные сведены в табл. 11. Кроме того, содержания малых элементов были пересчитаны на рудную составляющую каждого образца ($Fe + Mn$) и выражены в г/т (рис. 30). Теоретическое обоснование этого приема сводится к тому, что рудная фаза ЖМО химически не связана с литогенной составляющей, которая лишь механически разубоживает ее [3], причем в каждом образце в разной степени. Поэтому сопоставимые результаты для рудных фаз разных корок могут быть получены при исключении этого фактора. Особенно важен такой пересчет для тонких корочек или рудных налетов, при отборе которых для анализа освободиться от этих примесей невозможно, а содержание рудного вещества в них иногда не превышает 15 %.

По результатам пересчета составлены графики вариаций состава корок на разных станциях, на которых основывается дальнейшее обсуждение полученных результатов.

Главной особенностью приводимых графиков является очевидное различие в ходе кривых в левой и правой их частях. Это связано с тем, что в левой части сгруппированы станции, расположенные в северной половине полигона между разломом Богданова и нарушением Сьерра-Леоне, причем осевая часть рифта здесь не охарактеризована из-за отсутствия образцов. Относительно слабые вариации почти по всем показателям обусловлены сходством условий, в которых происходит формирование ЖМО в этой зоне. В целом, приведенный в табл. 11 состав этих ЖМО типичен для окисных отложений, формирующихся в спокойных в тектономагматическом отношении областях Срединно-Атлантического хребта [5].

Иная картина наблюдается в южной половине полигона. На графиках, начиная со ст. I1071, I1057 и I1046, появляются некоторые аномалии в отдельных показателях, хотя эти станции находятся за пределами осевой части рифтовой зоны (см. табл. 11 и рис. 30). Резкие вариации в составе характеризуют большинство окисленных рудных образований, приуроченных к осевой части рифта, особенно, к основанию впадины Маркова.

Особый интерес представляет обр. I1043, поднятый из этой впадины и характеризующийся существенно железистым составом с повышенными содержаниями Cu и Zn , пониженными – Ni и следовыми содержаниями Co и Pb . Такой состав корки, впервые встреченный в рифтовых сегментах САХ, однозначно свидетельствует о формировании ее под непосредственным воздействием гидротермального флюида с $Fe-Cu-Zn$ -минерализацией. По-видимому, эта корка находится в приграничной зоне геохимического барьера, где восстановительная среда, создаваемая гидротермальным излиянием, гасится высокоокислительной средой морской воды. Она поднята с максимальной глубины 4650 м, что на 50 м выше, чем были подняты фрагменты медно-колчеданной руды, и находится примерно в 2.3 милях южнее точки с сульфидными рудами (ст. 1032 – $5^{\circ}54.6'$ с.ш.; $33^{\circ}10.4'$ з.д., 4700 м). По существу, это первичное окисное отложение, возможное в таких условиях. Однако нельзя исключать и

Таблица 10. Местоположение станций, на которых драгированы ЖМО, характеристика субстрата

Номер станции	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	Субстрат	Морфоструктура
	с.ш.	з.д.				
1002	07°02.9'	34°24.9'	2500	1	Габбро	Южный борт разлома Богданова
1005	07°12.8'	34°21.1'	4000	4	Перидотит	Северный борт разлома Богданова
1009	07°06.9'	33°36.9'	3600	8	Базальт	Палеовулканическое поднятие
1010	07°02.4'	33°40.6'	3000	10	"	Хребет в 17 милях к востоку от оси рифта
1011с	07°17.6'	33°59.1'	3400	10	"	Северный борт разлома Богданова
1011т	07°17.6'	33°59.1'	3400	10	"	То же
1012	07°02.5'	34°15.9'	3000	7	"	Борт палеорифта
1016	06°36.9'	34°05.7'	2800	2	"	Хребет в 15 милях к западу от оси рифта
1029	06°37.6'	33°08.9'	3300	3	"	Хребет в 40 милях к востоку от оси рифта
1030	06°38.7'	33°03.5'	3200	10	Гиалокластит	Хребет в 46 милях к востоку от оси рифта
2235	06°33.1'	33°27.5'	2150	3	Перидотит	Хребет в 20 милях к востоку от оси рифта
1041	05°48.1'	33°05.7'	4000	0.5	Габбро	Рифтовая долина
1043	05°52.3'	33°10.9'	4650	0.5	Базальт	То же
1045	05°02.5'	32°45.7'	3300	1	"	"
1046	05°03.1'	32°53.0'	2400	5	"	Хребет в 7 милях к западу от оси рифта
1055	05°23.0'	32°50.6'	3800	1	Базальт свежий	Восточный склон неовулканического поднятия в рифтовой долине
1057	05°36.5'	33°11.5'	2850	20	Базальт	Склон поднятия в 13 милях к западу от рифта
1060	05°50.7'	33°13.8	3600	Пленка	Габброид	Верхняя часть юго-западного борта впадины Маркова
1063	05°54.5'	33°10.0'	3900	"	"	Верхняя часть восточного борта впадины Маркова
1068	05°54.7'	33°10.8'	4680	"	Базальт	Нижняя часть восточного борта впадины Маркова

Таблица 10. Окончание

Номер станции	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	Субстрат	Морфоструктура
	с.ш.	з.д.				
1069	05°54.6'	33°09.8'	3800	2	Базальт	Верхняя часть хребта на восточном борту впадины Маркова
1071	05°57.2'	33°31.3'	2800	2	Долерит	Западный фланг САХ, на восточном склоне крупного поднятия в 16 милях от оси рифта

принципиально иного способа образования такой корки и рассматривать ее как начальную стадию окисления собственно сульфидной руды или околосульфидный металлоносный осадок. На эту мысль наводят повышенные содержания Cu и Zn , что не характерно для всех других ЖМО разломных и рифтовых зон Центральной Атлантики [5], а также и для других ЖМО этого района, в которых обычно среди малых элементов преобладают Ni и Co . Еще одной особенностью описываемой корки является сильная восстановленность Mn -фазы, содержащей треть всего Mn в форме Mn(II) . На рис. 30, В степень окисленности Mn -фазы сопоставлена с величиной отношения Mn/Fe , и, как видно, эти показатели хорошо коррелируют друг с другом. Иными словами – чем выше содержания Fe , тем ниже степень окисленности Mn -фазы.

Тот факт, что снижение окисленности Mn -фазы в ЖМО является важным индикатором эндогенной (гидротермальной) активности, установлен давно [7], однако недавно появилось его экспериментальное объяснение [62]. Оно сводится к тому, что окислителем пирита (FeS_2) в анаэробных условиях (восстановительная среда) является Fe(III) в присутствии MnO_2 . При этом Fe(III) восстанавливается до Fe(II) , которое вновь окисляется до Fe(III) за счет кислорода MnO_2 . Таким образом можно объяснить резкое снижение содержаний Mn в первично-окисных ЖМО, формирующихся вблизи гидротермальных источников. Заметим, что возможность восстановления твердой фазы гидроксида MnO_2 в среде морской воды имеет довольно широкий диапазон, поскольку гидроокись Mn способна, постепенно восстанавливаясь, формировать нестехиометрические твердофазные соединения типа $n\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$, в которых связанный Mn(II) может количественно преобладать над MnO_2 (например, гидрогаусманит, предельно восстановленный окисный Mn -минерал, имеет формулу $2\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$). Примером подобных сильно восстановленных по Mn , но в целом окисленных ЖМО являются рудные корочки со ст. I1043 и I1063 (см. рис. 30, В). Тем не менее, в свободном (не связанном) состоянии Mn(II) существует только в растворенной форме в восстановительной среде. Обращает внимание читателей также на тот факт, что степень окисленности Mn -фазы в ЖМО, формирующихся вне сферы влияния гидротермальных излияний или других форм эндогенных проявлений, обычно близка к 2, что обусловлено высокими содержаниями растворенного кислорода в придонной морской воде.

Примерно в 6.5 милях южнее ст. I1043 находится ст. I1041, приуроченная также к рифтовой впадине Маркова, но расположенная по другую сторону

Таблица 11. Результаты химического и атомно-абсорбционного определения состава образцов Fe-Mn корок*

Номер станции	Mn общий, %	MnO _n **	Fe, %	Mn/Fe	Cu, %	Ni, %	Co, %	Zn·10 ³ , %	Pb·10 ³ , %
11002	11.82	1.9442	20.72	0.57	0.092	0.315	0.25	77.9	10
1005	10.17	1.9685	22.40	0.45	0.064	0.159	0.20	48.0	20
1009	12.93	1.9791	22.82	0.58	0.049	0.152	0.47	51.1	84
1010	11.93	1.9749	22.40	0.53	0.054	0.169	0.29	56.3	62
1011(с)	10.39	1.9500	20.16	0.60	0.050	0.154	0.25	45.3	68
1011(т)	13.83	1.9826	27.30	0.50	0.055	0.198	0.54	53.4	80
1012	10.89	1.9743	21.28	0.51	0.046	0.159	0.35	42.6	68
1016	11.28	1.9770	21.28	0.53	0.044	0.166	0.34	57.8	68
1029	12.93	1.9745	22.96	0.56	0.040	0.180	0.41	51.4	84
1030	11.44	1.9695	22.40	0.51	0.097	0.188	0.38	52.4	74
2235***	14.85	1.9765	26.36	0.56	0.061	0.221	0.45	69.3	136
1041	5.19	1.9047	8.40	0.62	0.032	0.225	<0.02	14.2	10
1043	1.32	1.6591	14.00	0.07	0.284	0.029	<0.02	105.8	<10
1045	5.22	1.8430	11.20	0.47	0.025	0.056	0.08	64.2	<10
1046	9.90	1.9778	22.96	0.43	0.046	0.140	0.30	58.3	59
1055	2.86	1.8452	17.34	0.16	0.010	0.018	0.02	19.9	7
1057	10.73	1.6701	32.99	0.33	0.058	0.104	0.34	62.9	44
1060	10.45	1.7204	27.96	0.37	0.032	0.073	0.17	42.7	48
1063	2.15	1.4780	20.13	0.11	0.017	0.056	0.04	37.0	7
1068	2.99	1.9064	10.16	0.29	0.020	0.040	0.08	13.0	7
1069	12.66	1.9297	27.96	0.45	0.035	0.071	0.26	51.7	60
1071	14.86	1.9240	23.77	0.63	0.043	0.186	0.56	88.4	190
Разломы Атлантики****	13.34	1.9746	22.48	0.60	0.090	0.200	0.27	60.0	70

* Химические определения форм Mn и Fe выполнены в ГИНе РАН, аналитик – М.И. Степанец, атомно-абсорбционные – в ИО РАН, аналитик – Н.Н. Завадская.

** MnO_n – степень окисленности марганца.

*** Образец из 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов».

**** Среднее из 96 образцов [38].

разделяющего впадину тектонического барьера на глубине 4000 м. Состав этой корки, точнее пленки, покрывающей габбро, отличается от описанной, отложенной на базальте, резко повышенными содержаниями Ni при низких содержаниях других малых элементов, включая Cu и Zn (см. табл. 11, рис. 30, А).

Таблица 10. Окончание

Номер станции	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	Субстрат	Морфоструктура
	с.ш.	з.д.				
1069	05°54.6'	33°09.8'	3800	2	Базальт	Верхняя часть хребта на восточном борту впадины Маркова
1071	05°57.2'	33°31.3'	2800	2	Долерит	Западный фланг САХ, на восточном склоне крупного поднятия в 16 милях от оси рифта

принципиально иного способа образования такой корки и рассматривать ее как начальную стадию окисления собственно сульфидной руды или околосульфидный металлоносный осадок. На эту мысль наводят повышенные содержания Cu и Zn , что не характерно для всех других ЖМО разломных и рифтовых зон Центральной Атлантики [5], а также и для других ЖМО этого района, в которых обычно среди малых элементов преобладают Ni и Co . Еще одной особенностью описываемой корки является сильная восстановленность Mn -фазы, содержащей треть всего Mn в форме Mn(II) . На рис. 30, В степень окисленности Mn -фазы сопоставлена с величиной отношения Mn/Fe , и, как видно, эти показатели хорошо коррелируют друг с другом. Иными словами – чем выше содержания Fe , тем ниже степень окисленности Mn -фазы.

Тот факт, что снижение окисленности Mn -фазы в ЖМО является важным индикатором эндогенной (гидротермальной) активности, установлен давно [7], однако недавно появилось его экспериментальное объяснение [62]. Оно сводится к тому, что окислителем пирита (FeS_2) в анаэробных условиях (восстановительная среда) является Fe(III) в присутствии MnO_2 . При этом Fe(III) восстанавливается до Fe(II) , которое вновь окисляется до Fe(III) за счет кислорода MnO_2 . Таким образом можно объяснить резкое снижение содержаний Mn в первично-окисных ЖМО, формирующихся вблизи гидротермальных источников. Заметим, что возможность восстановления твердой фазы гидроксида MnO_2 в среде морской воды имеет довольно широкий диапазон, поскольку гидроокись Mn способна, постепенно восстанавливаясь, формировать нестехиометрические твердофазные соединения типа $n\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$, в которых связанный Mn(II) может количественно преобладать над MnO_2 (например, гидрогаусманит, предельно восстановленный окисный Mn -минерал, имеет формулу $2\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$). Примером подобных сильно восстановленных по Mn , но в целом окисленных ЖМО являются рудные корочки со ст. I1043 и I1063 (см. рис. 30, В). Тем не менее, в свободном (не связанном) состоянии Mn(II) существует только в растворенной форме в восстановительной среде. Обратим внимание читателей также на тот факт, что степень окисленности Mn -фазы в ЖМО, формирующихся вне сферы влияния гидротермальных излияний или других форм эндогенных проявлений, обычно близка к 2, что обусловлено высокими содержаниями растворенного кислорода в придонной морской воде.

Примерно в 6.5 милях южнее ст. I1043 находится ст. I1041, приуроченная также к рифтовой впадине Маркова, но расположенная по другую сторону

Таблица 11. Результаты химического и атомно-абсорбционного определения состава образцов Fe-Mn корок*

Номер станции	Mn общий, %	MnO _n **	Fe, %	Mn/Fe	Cu, %	Ni, %	Co, %	Zn·10 ³ , %	Pb·10 ³ , %
11002	11.82	1.9442	20.72	0.57	0.092	0.315	0.25	77.9	10
1005	10.17	1.9685	22.40	0.45	0.064	0.159	0.20	48.0	20
1009	12.93	1.9791	22.82	0.58	0.049	0.152	0.47	51.1	84
1010	11.93	1.9749	22.40	0.53	0.054	0.169	0.29	56.3	62
1011(с)	10.39	1.9500	20.16	0.60	0.050	0.154	0.25	45.3	68.
1011(т)	13.83	1.9826	27.30	0.50	0.055	0.198	0.54	53.4	80
1012	10.89	1.9743	21.28	0.51	0.046	0.159	0.35	42.6	68
1016	11.28	1.9770	21.28	0.53	0.044	0.166	0.34	57.8	68
1029	12.93	1.9745	22.96	0.56	0.040	0.180	0.41	51.4	84
1030	11.44	1.9695	22.40	0.51	0.097	0.188	0.38	52.4	74
2235****	14.85	1.9765	26.36	0.56	0.061	0.221	0.45	69.3	136
1041	5.19	1.9047	8.40	0.62	0.032	0.225	<0.02	14.2	10
1043	1.32	1.6591	14.00	0.07	0.284	0.029	<0.02	105.8	<10
1045	5.22	1.8430	11.20	0.47	0.025	0.056	0.08	64.2	<10
1046	9.90	1.9778	22.96	0.43	0.046	0.140	0.30	58.3	59
1055	2.86	1.8452	17.34	0.16	0.010	0.018	0.02	19.9	7
1057	10.73	1.6701	32.99	0.33	0.058	0.104	0.34	62.9	44
1060	10.45	1.7204	27.96	0.37	0.032	0.073	0.17	42.7	48
1063	2.15	1.4780	20.13	0.11	0.017	0.056	0.04	37.0	7
1068	2.99	1.9064	10.16	0.29	0.020	0.040	0.08	13.0	7
1069	12.66	1.9297	27.96	0.45	0.035	0.071	0.26	51.7	60
1071	14.86	1.9240	23.77	0.63	0.043	0.186	0.56	88.4	190
Разломы Атлантики****	13.34	1.9746	22.48	0.60	0.090	0.200	0.27	60.0	70

* Химические определения форм Mn и Fe выполнены в ГИНЕ РАН, аналитик – М.И. Степанец, атомно-абсорбционные – в ИО РАН, аналитик – Н.Н. Завадская.

** MnO_n – степень окисленности марганца.

*** Образец из 22-го рейса НИС «Академик Николай Страх».

**** Среднее из 96 образцов [38].

разделяющего впадину тектонического барьера на глубине 4000 м. Состав этой корки, точнее пленки, покрывающей габбро, отличается от описанной, отложенной на базальте, резко повышенными содержаниями Ni при низких содержаниях других малых элементов, включая Cu и Zn (см. табл. 11, рис. 30, А).

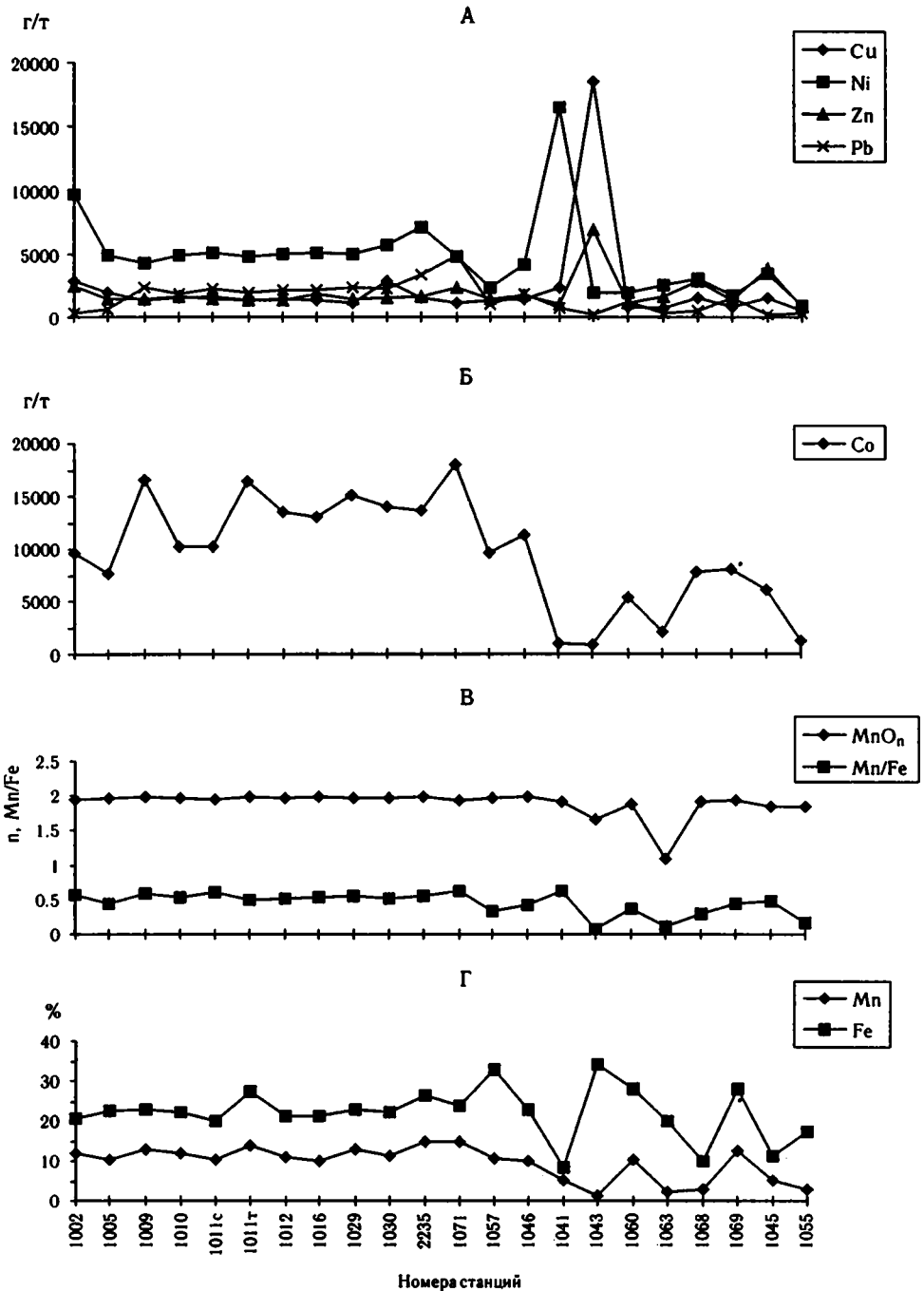


Рис. 30. Диаграммы состава железомарганцевых корок по станциям А – содержание Cu, Ni, Zn, Pb, г/т рудной фазы корок; Б – содержания Co – в тех же единицах; В – графики величин отношений Mn/Fe и степени окисленности Mn-фазы (MnO_n), где n изменяется от 1 для MnO_n до 2 для MnO₂; Г – содержания Mn и Fe, %

Мп-фаза здесь также в значительной мере восстановлена – 9,63 % Мп(II), что свидетельствует о влиянии близрасположенного гидротермального источника. По-видимому, разновидность, отложенная на габбро, отражает специфику состава более глубинного источника флюида, поскольку известна обогащенность Ni именно глубинных пород (до 0.25 %) ¹. Интересно, что в составе сульфидных руд Ni обычно отсутствует, хотя в ЖМО активных зон океанского дна он является одним из двух максимально накапливаемых малых элементов, наряду с Co.

Главной особенностью Co является приуроченность его отложения к поднятым элементам рельефа и минимальным глубинам, поэтому не удивительно, что в корках из глубокой впадины его содержания крайне низки. Кривая содержания Co в ЖМО существенно отличается от кривых других исследованных малых элементов, поэтому она вынесена на отдельный график (см. рис. 30, Б). Некоторое сходство она имеет с кривыми отношений Мп/Fe и степени окисленности Мп-фазы (см. рис. 30, В). Минимальные величины в содержаниях Co соответствуют минимальной степени окисленности Мп [4]. Хорошо известна приуроченность Co к отложениям вершинных частей подводных гор и поднятий, а также специфическая связь его с физико-химическими параметрами морской воды [58]. Поскольку в нашем случае драгировались склоны поднятий на разных уровнях, а не их вершины, то имеющая место в большинстве случаев прямая корреляция содержания Co с глубинами в отдельных случаях нарушается. Возможные причины этого будут рассмотрены ниже.

Интересно, что самой близкой станцией от сульфидной точки (ст. I1032), была ст. I1068, заложенная на сходяй глубине на расстоянии 0.1 мили к северу. Полученная отсюда окисленная рудная пленка не имела резких аномалий в составе (см. рис. 30), что может свидетельствовать о весьма локальном характере проявления гидротермальной металлоносности. Две другие близрасположенные станции – I1063 и I1069 – были приурочены к верхним частям восточного борта впадины Маркова, примерно на 800 м выше ее основания. Причем, первая станция расположена несколько южнее рудной точки и в составе ее рудной пленки явно отмечается влияние гидротермальной активности, проявляющееся в существенно Fe-составе при незначительном содержании сильно восстановленной Мп-фазы и минимальных содержаниях всех малых элементов. Более умеренными аномалиями характеризуется корочка на ст. I1069.

В целом, судя по проявлению аномалий в составе ЖМО, приуроченных к впадине Маркова, можно отметить, что максимальное влияние гидротермальной активности испытывают ЖМО со станций, расположенных южнее точки сульфидообразования. Состав ЖМО со станций, приуроченных к верхним горизонтам впадины Маркова, показывает некоторые вариации, свидетельствующие о неравномерном влиянии на них глубже изливающегося флюида, зависящие, по-видимому, от локальных течений, изменения температур и т.д.

¹ Резко повышенные содержания Ni в ЖМО этого района были позже отмечены на трех станциях, заложенных в 22-м рейсе НИС «Профессор Логачев» (ст. 1161 и 1097) и в 17-м рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов» (ст. 1713). В пересчете на рудную фазу это обогащение составило от 1 до 3.2 %, что исключает случайность этого явления. (Статья публикуется в ДАН.)

На графиках также выделяется специфика в составе корок со ст. I1045 и I1055. В первом случае она проявляется в существенном снижении степени окисленности Mn-фазы (15.70 % Mn(II)) и относительно повышенном содержании Zn. По-видимому, эта станция, расположенная в рифтовой зоне примерно в 60 милях южнее ст. I1041, также находится в сфере влияния гидротермальной активности, однако на большем расстоянии от ее источника и на меньшей глубине (3300 м), о чем свидетельствует некоторое накопление Co в составе ЖМО. Тонкая корочка со ст. I1055 несет на себе все особенности состава, типичные для молодых отложений, формирующихся на поверхности новообразованной коры при спрединге.

Следует подчеркнуть важную особенность рассмотренных выше образцов – их малую мощность, которая колеблется от тонких налетов до 1–2 мм; с этим связана засоренность их литогенным материалом. Тем не менее, именно такие отложения, как показано выше, дают наибольшую информацию об условиях среды отложения, поскольку представляют собой самые первые окисные твердофазные образования в приграничных зонах геохимического барьера, возникающего в зонах контактов восстановительных условий, создаваемых гидротермальными излияниями и высокоокислительной средой придонной морской воды. Заметим, что по масштабам воздействия на океанскую среду эти два фактора несопоставимы, результатом чего является весьма узкая локализация сульфидообразующих гидротерм на океанском дне и геологическая эфемерность их существования.

Итак, на основании исследования состава ЖМО можно сделать вывод о нахождении центра современной гидротермальной активности в районе описанных ст. I1041, I1043 и I1045, наиболее приближенного к ст. I1041. Надо иметь в виду, что отсутствие окисных корок на коренных породах само по себе является показателем либо недавнего обнажения этих пород, либо высокой эндогенной активности того или иного участка океанского дна.

Что касается других станций, находящихся за пределами рифовой зоны, то поднятые на них рудные корки, хотя и показывают некоторые вариации для отдельных элементов, в целом мало отличаются от среднего состава корок разломных зон Атлантики (см. табл. 11) и свидетельствуют об относительно спокойной обстановке их отложения по мере удаления от рифтовой зоны. В качестве примера приведем ст. I1046, находящуюся примерно в 7 милях от рифтовой зоны и от ст. 1045. Рудные корки здесь увеличиваются до 5 мм, а состав их нормализуется до среднего состава упомянутых выше корок. Это свидетельствует о локальном характере проявления даже крупных эндогенных событий в современном океане.

В нашем распоряжении оказался один образец со ст. I1011, где корка, имеющая коралловидную структуру толщиной до 10 мм, была представлена двумя генерациями: на общем фоне бурого цвета один край фрагмента имел полукруглое углубление с более темными и более заостренными формами кораллоподобных построек (чем другой), как будто проработанных каким-то раствором. Были исследованы обе генерации – светлая (с) и темная (т). Оказалось, что при общем сходстве основного состава темная генерация вдвое обогащена Co и в 3 раза меньше содержит Mn(II), т.е. более окислена. Корреляция Co со степенью окисленности Mn-гидроксида отмечалась и раньше [4], к тому же известное стремление Co к отложению на вершинах подводных поднятий также,

по-видимому, связано с лучшей аэрацией привершинных вод. Тот факт, что темноокрашенная генерация подверглась локальному промыванию струйным потоком морской воды, подтверждается более высоким содержанием в ней рудной фазы ($Mn + Fe = 41.13\%$) за счет вымывания литогенной составляющей по сравнению с основной массой бурой корки, где эта сумма составляет 32.56 %. Это локальное быстрое течение должно обладать более высокими окислительными свойствами, чем окружающая морская вода, в силу высокой интенсивности водообмена. В таком случае появляется возможность объяснить не только более высокую окисленность Mn в темноокрашенной генерации рудной корки, но и повышенные содержания в ней Co – металла, накапливающегося в ЖМО преимущественно за счет сорбционного его связывания морской водой, т.е. гидрогенным путем.

Сам по себе этот феномен – наличие разных генераций в едином рудном стяжении – наводит на мысль, что гидродинамика среды, вмещающей активные эндогенные (тектонические, магматические, гидротермальные и пр.) проявления, происходящие на океанском дне, заслуживает специального рассмотрения. По-видимому, в результате мощных выбросов горячих извержений в холодную морскую воду выделяется высокая энергия, изменяющая силу и направление придонных течений, что в конечном счете оказывает определенное влияние на процессы окисного рудоотложения.

Специфика геохимии ЖМО, характеризующихся высокой сорбционной активностью, позволяет преимущественно связывать те металлы, содержания которых в окружающей среде выше. Вместе с тем, об уникальности описанных аномалий в составе корок говорит тот факт, что они встречены в нашей практике впервые.

В заключение отметим, что исследование вещественного состава ЖМО, полученных из тектонически активных зон океанского дна, позволяет с большей уверенностью судить о местоположении металлоносных гидротермальных излияний, нередко сопровождающихся отложением массивных полиметаллических сульфидных руд. Выявленные аномалии в составе ЖМО, поднятых из рифтовой зоны, позволяют предположить существование здесь двух типов минерализации гидротермальных флюидов – Fe-Ni и Fe-Cu-Zn, что, в свою очередь, по-видимому, может свидетельствовать о разноглубинных источниках этих флюидов в океанической коре.

Центром современной металлоносной гидротермальной активности в районе полигона Сьерра-Леоне является восточный борт в основании глубоководной впадины Маркова. Между тем, определенные признаки эндогенной активности отмечаются в оси рифта к югу от нарушения Сьерра-Леоне.

Глава 6

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ

Открытие более 20 лет назад рудообразующих систем в рифтовых зонах океанов поставило перед геологами новую проблему оценки масштабов и закономерностей современного рудообразования на большей по площади части нашей планеты. По ряду параметров, прежде всего по содержанию цветных (Cu, Zn) и благородных (Au, Ag) металлов, океанские руды превосходят качественные показатели большинства колчеданных месторождений суши. Это обстоятельство, наряду с комплексным, поликомпонентным характером оруденения (кроме упомянутых металлов в рудах разных полей присутствуют Pd, Pt, Co, Ni, Pb), а также крупными суммарными ресурсами позволяет рассматривать такие руды в качестве реального потенциального источника металлов в будущем.

Вместе с тем, промышленное значение глубоководных районов Мирового океана остается неясным. Это связано как с труднодоступностью подобных месторождений, так и с их слабой изученностью, вызванной редкостью подобных находок. К настоящему времени в пределах Срединно-Атлантического хребта обнаружено несколько проявлений активной гидротермальной деятельности и новейшего рудообразования. Наиболее хорошо изучен сегмент САХ в Центральной Атлантике между 12° и 41° с.ш., где гидрооптические измерения последнего десятилетия выявили признаки существования гидротермальных источников в среднем через каждые 90 км [45]. При этом, однако, на 20 000 км всей длины САХ к настоящему моменту прямыми наблюдениями (с подводных аппаратов, видеосъемкой и придонными измерениями) подтверждено существование всего десяти гидротермальных полей с высокотемпературными источниками – «черными курильщиками» – основными поставщиками рудного материала. Здесь же отмечается широкое развитие низкотемпературных источников типа белых дымов и муаровых излияний.

В связи с открытиями полей высокотемпературных источников встает проблема причин образования гидротермальных рудоносных систем и выработки поисковых критериев. Решение этой задачи невозможно без детальнейшего изучения геологии, тектоники и геодинамики рудоносных участков.

В этом отношении большой интерес представляют новые проявления сульфидной минерализации в осевой части Срединно-Атлантического хребта на полигоне Сьерра-Леоне, выявленные в 22-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» и в 10-м рейсе НИС «Академик Иоффе» в 2001–2002 гг. [22, 20, 29].

Общая характеристика рудопроявлений

В результате драгирования осевой зоны Срединно-Атлантического хребта около 6° с.ш. с восточного борта рифтовой впадины Маркова с глубины около 4.5 км (ст. I1032) (см. рис. 7) (координаты 5°54.6' с.ш. и 33°10.6' з.д.) были подняты гидротермально измененные породы, в которых широко развиты кварц-сульфидные и пренит-сульфидные жилки, а также образцы массивных сульфидных медно-колчеданных руд [29].

Рудовмещающие породы представляют собой метасоматиты, сформировавшиеся при гидротермальном преобразовании апогаббровых катаклизитов. Минеральный состав их существенно изменяется даже в одном образце, а цвет меняется от темно-зеленого до светло-серого. В ряде случаев сохраняется порфирокластическая текстура пород. Порфирокласты сложены измененными полевыми шпатами и пироксенами, а основная масса состоит из хлорита, пренита, актинолита и эпидота (рис. 31). Обнаружены тальк-хлорит-карбонатные, хлорит-амфиболовые, амфибол-тальковые, эпидот-хлорит-тальковые породы. Гидротермально измененные породы содержат вкрапленность сульфидов, среди которых преобладает халькопирит.

Установлены гидротермально измененные породы с брекчиевой текстурой, зеркалами скольжения и глиной трения. В метасоматитах наблюдаются кварц-эпидотовые жилки, которые имеют симметрично-полосчатое строение: призматическая часть сложена эпидотом, а центральная часть – кварцем. Мощность таких жилок составляет 1–1.5 см. В них имеется вкрапленность сильно окисленных буровато-желтых минералов – гидроокислов железа, вероятно, заместивших пирит, и поры, образовавшиеся, по-видимому, вследствие выщелачивания сульфидов.

В сильно эпидотизированных породах присутствуют кварц-пренит-сульфидные жилки мощностью 1–1.5 см, содержащие вкрапленность сульфидов – пирита и сфалерита. Иногда в этих жилках обнаруживаются открытые полости, в которых кристаллизовались зерна пирита и сфалерита.

Массивные рудные образования сложены агрегатом хаотично расположенных пластинчатых зерен халькопирита, размер которых достигает 3х15 мм. В интерстициях между халькопиритом располагаются зерна эпидота и клиноцоизита. Образцы массивных рудных образований имеют уплощенную форму (толщиной до 5 см) и, вероятно, представляют собой фрагменты крупных жил (рис. 32).

В 2003 г. во впадине Маркова были проведены детальные геологические работы на НИС «Профессор Логачев». Эти работы подтвердили распространенность на восточном борту впадины Маркова вкрапленных и массивных рудопроявлений [8]. Более того, установлено, что эти рудопроявления тяготеют к узкой полосе катаклаза и брекчирования пород, маркирующей зону тектонического срыва и простирающуюся вдоль восточного борта впадины Маркова приблизительно на глубинах 4600–4400 м (рис. 33). Однако никаких призна-

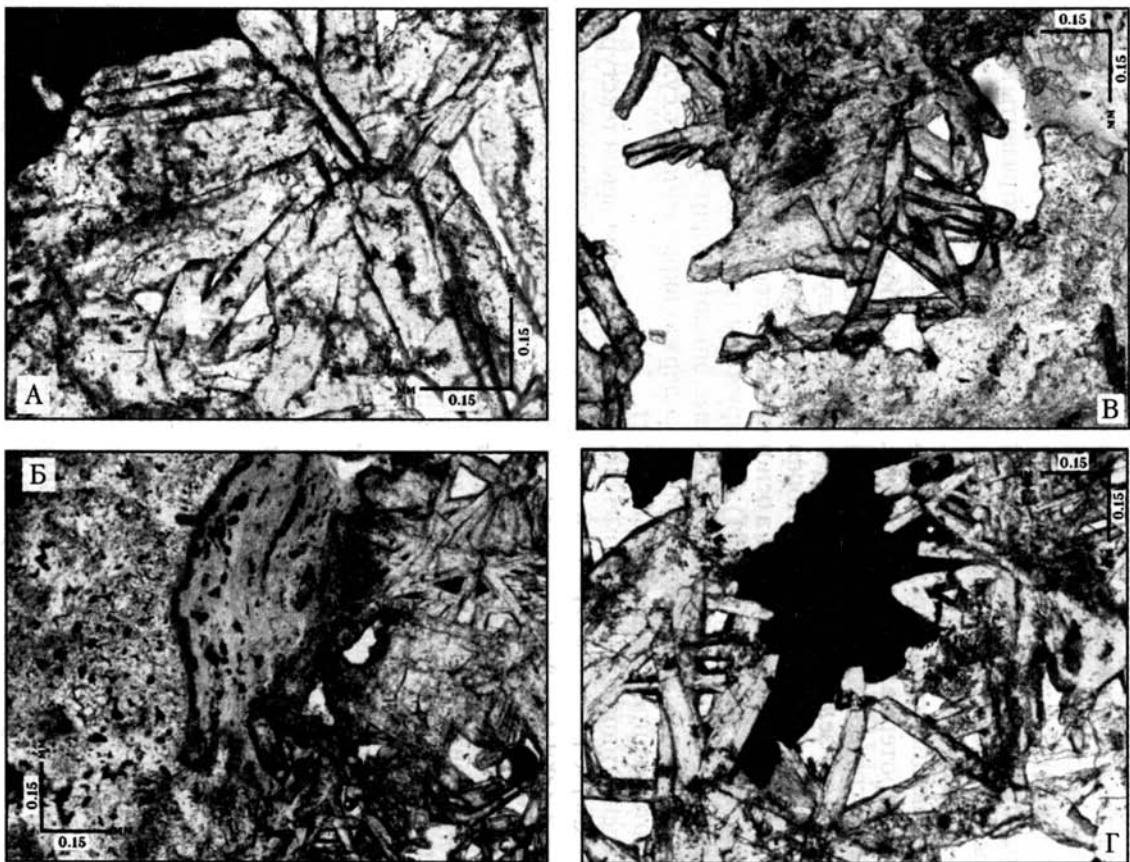


Рис. 31. Микрофотографии шлифов метасоматированных апогаббровых катаклазитов
 А – клиноцоизитовый метасоматит; Б – хлорит-пренитовый метасоматит; В – эпидот-пренитовый метасоматит с пустотами;
 Г – эпидот-пренитовый метасоматит с пустотами, заполненными рудным минералом



Рис. 32. Фотография среза образца массивной руды
Видны удлиненные зерна халькопирита

ков действующих или действовавших в недавнее геологическое время (до 1 млн лет) «черных курильщиков» на этом борту не обнаружено. Подняты железомарганцевые корки мощностью 1–4 см гидротермального генезиса. Обнаружены минералогические признаки «черных курильщиков» – большое количество пирротина и других сульфидов в самом верхнем слое донных осадков – в районе юго-западного окончания впадины Маркова.

Впадина Маркова поперечным поднятием отделена от более южной рифтовой впадины, располагающейся на широте $5^{\circ}46'$ с.ш. В тяжелой фракции донных илов, поднятых со дна впадины $5^{\circ}46'$ с.ш., А.Г. Мочаловым обнаружены сульфиды меди и их гидроокислы (ст. I1058, I1059), а железомарганцевые корочки на поверхности пород из этой впадины обогащены никелем [6]. Эти признаки могут указывать на то, что впадина $5^{\circ}46'$ является потенциально рудоносной.

Вкрапленные и прожилковые сульфидные руды также обнаружены в районе Рудного полигона [18, 22, 29] (ст. S2234, I1020, I1025), находящегося непосредственно к северу от разлома Сьерра-Леоне (см. рис. 7). В пределах района Рудного полигона имеется ряд непротяженных клиновидных рифтовых впадин, представляющих собой, по-видимому, рифты-пропагаторы. Рудопроявления, обнаруженные на этой площади, подразделяются на четыре типа: 1) уплотненные тонкозернистые агрегаты пирротина неправильной формы, распространенные совместно с актинолитом и хлоритом в тонких жилках, пересекающих измененные долериты (ст. S2234); 2) относительно изометричные зерна сульфидов размером до 4 мм, располагающиеся в интерстициях между плагиоклазами в долеритах (ст. S2234, I1020); сульфиды представлены кубанитом и халькопиритом,

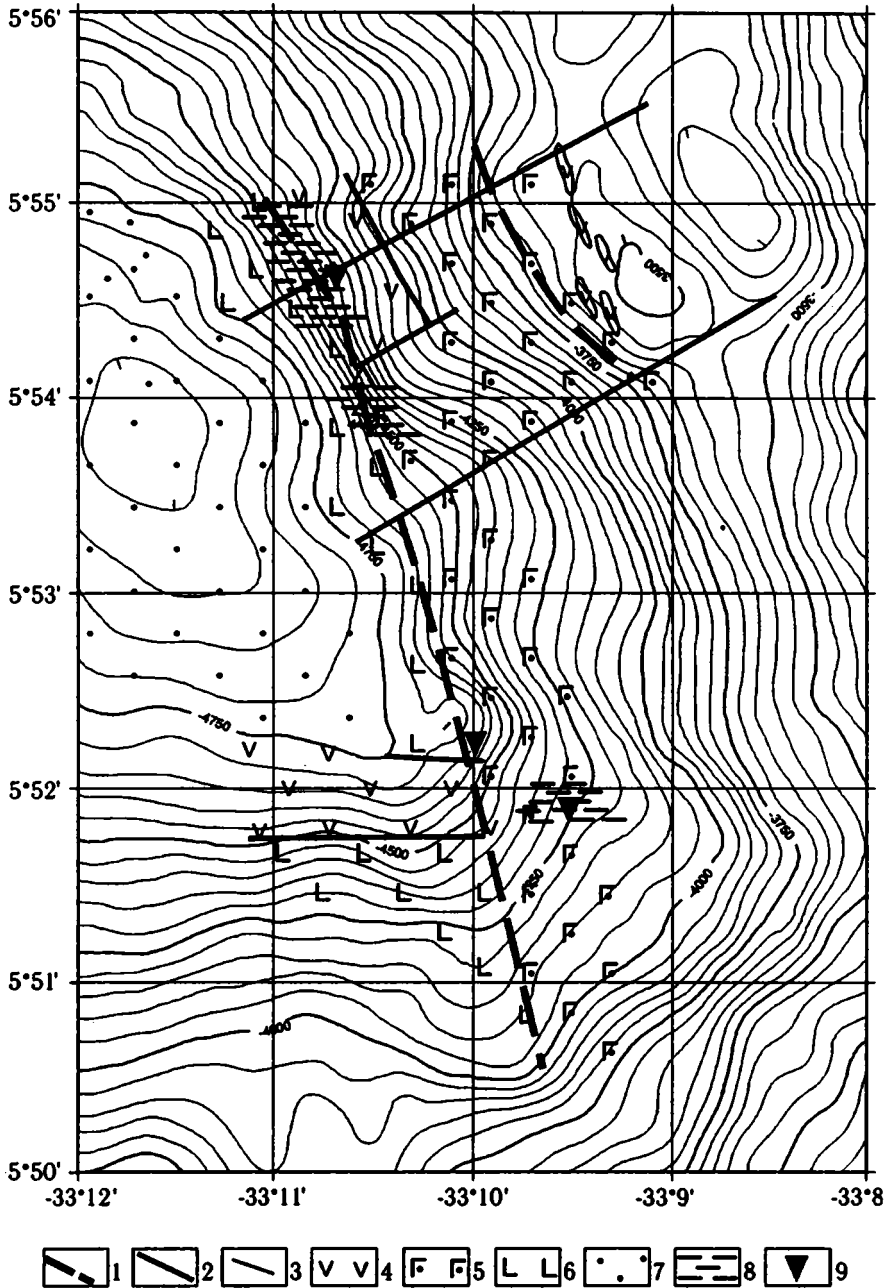


Рис. 33. Схема геологического строения восточного склона впадины Маркова
 1 – зоны тектонических деформаций и метасоматоза; 2 – тектонические нарушения; 3 – изобаты, м; 4–7 – поля преимущественного распространения: 4 – базальтов, 5 – габброидов, 6 – ультрабазитов, 7 – осадочного чехла; 8 – зоны гидротермально измененных пород; 9 – сульфидная минерализация в коренных породах

иногда также пирротином, образующим структуры распада; 3) кварцевые жилки мощностью до 5 мм, развитые в сильно измененных базальтах, в зальбандах которых располагаются мелкие зерна (до 0.5 мм) халькопирита и пирита, а также атакамит (ст. I1025); 4) прожилковая и гнездовидная вкрапленность пирита в хлоритовых и хлорит-эпидотовых жилах (мощностью до 5 мм), распространенных среди хлорит-амфиболовых метасоматитов, сформировавшихся по базальтам и габброидам (ст. I1025).

Все три потенциально рудоносные рифтовые впадины (Маркова, 5°46' с.ш., Рудный полигон) имеют сходное строение. Их днище заполнено осадками (мощностью до 40 м), на бортах широко развиты габброиды, среди которых очень много катаклазированных и милонитизированных пород. Среди габброидов присутствует широкий спектр разностей: троктолиты, оливиновые габброиды, просто габбро. В совокупности с обнаружением плагиогранитов, секущих габброиды, это указывает, как было сказано выше в предыдущих главах, на то, что все эти породы сформировались в ходе длительного процесса дифференциации первоначального базальтового расплава, способного реализоваться в долгоживущей промежуточной магматической камере. Базальты имеют ограниченное распространение, но по составу они также образуют протяженную дифференцированную серию.

Наиболее детально были изучены рудообразования, полученные из впадины Маркова.

Минеральный состав рудопроявлений. Микроскопическое изучение полированных шлифов из образцов прожилково-вкрапленных и массивных руд показало, что последние состоят из халькопирита. В нем обнаружены редкие реликты клиноцоизита, трещины в агрегатах которого заполняет халькопирит [12]. Это дает основание полагать, что драгированные образцы представляют собой фрагменты относительно мощных жил в метасоматически измененных породах.

Минеральный состав прожилково-вкрапленных руд значительно сложнее. Из сульфидов в них обнаружены пирит, халькопирит, сфалерит, пирротин, борнит, халькозин и диггенит [12]. Основным нерудным минералом является пренит. Редкие жильные минералы – барит и опал. Кроме того, встречены титаномагнетит, рутил, сидерит, апатит, атакамит, самородные металлы.

Халькопирит является основным рудным минералом в описываемых образцах. Во вкрапленных рудах халькопирит представлен неправильными зернами, часто цементирующими раздробленные зерна пирита. Размер зерен колеблется от сотых долей миллиметра до 0.5 мм. В массивных рудах халькопирит выражен в виде пластинок и зерен неправильной формы размером от сотых долей миллиметра до крупных пластинок 1.5x0.3 см. В халькопирите обнаружены от 0.02 до 0.08 мас. % Ni и Co. Необычным является присутствие в халькопирите примеси As – до 0.15 мас. %.

Пирит является вторым по распространенности рудным минералом в описываемых образцах. Он встречается только во вкрапленных рудах и в большинстве случаев представлен раздробленными зернами неправильной формы размером до 0.2 мм. Иногда пирит образует правильные кубические кристаллы. Их размер колеблется от сотых долей миллиметра до 0.2 мм. Чаще пирит захватывается или цементируется халькопиритом. Рентгеноспектральный

микроанализ выявил, что в пирите в виде примесей присутствуют: As, Ni и Co. Содержание As достигает 0.18 мас. %, Ni – 1.65 мас. %, а Co – до 0.14 мас. %.

Сфалерит образует прожилки и отдельные зерна размером до 2.0 мм, корродирующие или цементирующие агрегаты зерен халькопирита. Во всех случаях зоны контакта сфалерита и халькопирита содержат эмульсию зерен халькопирита в сфалерите. Содержание железа в сфалерите, по данным рентгеноспектрального микроанализа, низкое – от 2.0 до 5.2 мас. % и уменьшается в кристаллах от их центра к периферии. Кроме того, сфалерит содержит до 0.53 мас. % Cd, до 0.2 мас. % Hg и до 0.16 мас. % Se.

Борнит – очень редкий минерал. Образует отдельные самостоятельные зерна размером 0.01–0.03 мм или обрастает зерна пирита в матрице халькопирита. Скорее всего, он развивается по халькопириту, так как отдельных зерен борнита, не ассоциирующих с халькопиритом, не было обнаружено.

Халькозин образует тонкие каймы замещения вокруг зерен халькопирита и сфалерита, в котором он развивается по халькопиритовой эмульсионной вкрапленности.

Дигенит выделяется в виде отдельных дендритов. Размер дендритов достигает 50 мкм. Во всех случаях дендриты дигенита покрыты пленкой халькозина.

Сидерит образует каймы по поверхности зерен пирита и халькопирита, а также выполняет открытые полости в сульфидах и жильных минералах. В некоторых случаях он образует колломорфные корки.

Апатит обнаружен в виде призматических кристаллов в халькопирите и пироксене.

Титаномагнетит представлен многочисленными отдельными мелкими зернами (0.005–0.01 мм) в пироксене или между их зернами, а также в виде реликтов в зернах рутила.

Оксихлориды(?) железа и меди. По результатам полуколичественного анализа на LINK JEOL минерал был определен как железистый атакмит.

Самородное олово встречено и определено только в обр. I1032/64 в виде мелких (1–2 мкм) зерен неправильной формы, с выраженным низким рельефом и быстро образующейся окисной пленкой.

Самородный цинк; его отдельные зерна размером от 1 до 3 мкм встречаются в жилках с пренитом.

Самородная медь образует дендритоподобные срастания, покрытые пленкой дигенита.

Самородная латунь встречается в виде отдельных мелких зерен в прените (2–5 мкм). Сосуществование самородной латуни, самородной меди и самородного олова делают возможным предположение о выпадении самородных металлов в восстановительной обстановке из растворов с низкими их концентрациями.

Изотопы серы в сульфидах. Исследование изотопного состава серы в сульфидах из прожилково-вкрапленных и массивных руд показало, что величина $\delta^{34}\text{S}$ в них изменяется в широких пределах – от 3.0 до 15.3 ‰ [12] (табл. 12).

Из приведенной таблицы следует, что все определенные величины $\delta^{34}\text{S}$, несмотря на широкие вариации, выше таковых для магматических сульфидов из базальтов, где $\delta^{34}\text{S} = 1.6$ ‰). Очевидно, это связано с обменными изотопными реакциями серы магматического происхождения с серой морской воды, где величина $\delta^{34}\text{S}$ составляет около 20 ‰ [41]. Величина $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах массив-

Таблица 12. Изотопный состав сульфидов

Номер образца	Минерал	Руды	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
П1032/43-3	Пирит	Вкрапленные	3
П1032/60	“	“	5.6
П1032/43-2	Сфалерит	“	15.3
П1032/43	Халькопирит	Массивные	13.2
П1032/75	“	“	13.6
П1032/94-2	“	Вкрапленные	8.4
П1032/94	“	“	3.7
П1032/94	“	“	9.4
П1032/43	“	“	7.3

Примечание. Определения выполнены Л.И. Носиком в лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ РАН на масс-спектрометре МИ-1311.

ных руд в 2–3 раза выше, чем во вкрапленных, что, вероятно, обусловлено различной длительностью пребывания первично-магматического сульфид-иона в гидротермальном растворе. Поскольку величины $\delta^{34}\text{S}$ минимальны во вкрапленных сульфидах и максимальны – в жильных рудах, полученные нами данные позволяют думать, что вода, поступающая в трещины и полости брекчированной породы, просачивалась через нее с разной интенсивностью. На участках с наименьшей проницаемостью интенсивность течения была минимальной и рудоотложение происходило быстро, приводя к появлению сульфидной вкрапленности. Появление массивных руд, где фиксируются наивысшие величины $\delta^{34}\text{S}$, очевидно, связано с наиболее раскрытыми и проницаемыми трещинами, где гидротермальные растворы на основе морской воды циркулировали длительное время.

Судя по изотопии серы, первично-магматические сульфиды здесь не сохранились; вся имеющаяся минерализация в той или иной степени является результатом переотложения рудного вещества разогретой морской водой.

Изотопный состав сульфидов из впадины Маркова согласуется со значениями, полученными для сульфидов из «черных курильщиков» в гидротермальных полях Рейнбоу и Логачев, связанных с выходами серпентинизированных ультраосновных пород на Срединно-Атлантическом хребте [9, 10, наши данные]. Изотопный состав серы в сульфидах из построек, ассоциированных с серпентинитами, сходен с изотопным составом серы в сульфидах из серпентинитов из зоны разлома Кейн, для которых установлен интервал значений $\delta^{34}\text{S}$ от +3 до +13 ‰ [63]. В то же время, эти значения отличаются от $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов «черных курильщиков» в гидротермальных полях ТАГ, Брокен Спур, Лаки Страйк и Снейкпит [63, наши данные] на Срединно-Атлантическом хребте, которые ассоциируют с базальтами.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что: 1) для сульфидов из построек поля Рейнбоу характерен исключительно широкий диапазон значений

изотопного состава серы; 2) сульфиды в большинстве образцов обогащены тяжелым изотопом серы.

Исследователями достигнут консенсус, что сульфидные постройку, приуроченные к неовулканическим базальтовым постройкам в спрединговых зонах, формировались из флюида, содержащего серу различного происхождения [63, 44]. В минералообразующем флюиде присутствует сера, извлеченная из базальтов при их взаимодействии с нагретой морской водой, в которых сера имеет величину $\delta^{34}\text{S}$ от -2.3 до +0.4 ‰ [59]. Поступление тяжелой серы в гидротермальную систему объясняется восстановлением сульфатной серы из морской воды и неравновесным смещением ее с сероводородом гидротермальных флюидов. Добавление нескольких процентов морской воды к высокотемпературному минералообразующему флюиду сдвигает величину $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ в нем на 2–3 ‰ [64]. Значительная роль в наращивании сульфидных холмов труб принадлежит реакциям замещения. При этом происходит не только замещение сульфидов, но и сульфатов. Заимствованный из них тяжелый изотоп серы ^{34}S также мог входить в состав новообразованных сульфидов.

Вероятно, в гидротермальных системах, ассоциированных с серпентинитами, сульфидная сера в основном также извлекалась из серпентинизированных ультраосновных пород. Возможно, что они содержат больше изотопно тяжелой серы, чем базальты [63], в результате чего минералообразующий флюид, образующийся при взаимодействии с серпентинитами, также обогащался изотопом ^{34}S . Образование сульфидов, обогащенных изотопно тяжелой серой, могло быть обусловлено вовлечением в систему сульфата из окружающей морской воды.

Изотопный состав серы сульфатов из серпентинитов – промежуточный между величинами $\delta^{34}\text{S}$ серы сульфидов и сульфатной серы морской воды. Такие вариации изотопного состава серы сульфидов были объяснены ступенчатым процессом серпентинизации ультрамафических пород. Согласно предложенной модели [63], вначале происходит серпентинизация гарцбургитов при 400 °С, в результате чего сульфат извлекается из морской воды при нагревании ее до этой температуры. На первых стадиях образуется H_2S , богатый тяжелым изотопом серы. В результате продолжающегося взаимодействия с породой доля легкой серы во флюиде увеличивается и значение $\delta^{34}\text{S}$ достигает +4 ‰. Далее реакция флюида, остывшего до 300 °С, со свежими перидотитами приводит к образованию значительных концентраций пирротина в образующихся серпентинитах. Величины $\delta^{34}\text{S}$ этого пирротина – от +4.5 до +2.2 ‰. Однако добавление в качестве реагента сульфатной серы может привести к образованию пирротина, значение $\delta^{34}\text{S}$ которого составит +11–+12 ‰.

Рудообразование и процессы метасоматоза¹. Магматические породы основного состава из зон гидротермальной активности впадины Маркова подверглись интенсивной метасоматической переработке. Изменения исходных пород происходили в три этапа [12].

Ранние изменения, связанные с региональным метаморфизмом, выражаются в развитии актинолит-тремолитового амфибола ($X_{\text{mg}} = 0.74$) (Tr) в ассоциации с эпидотом (Ep), олигоклазом (An_{16}), хлоритом 1 и титанитом. Актинолит псевдоморфно замещает клинопироксен и роговую обманку исходных пород ($X_{\text{mg}} = 0.90$). Хлорит 1 образует агрегаты неправильной формы мелкочешуйчатого строения.

¹Раздел написан С.С. Абрамовым.

Средний (рудный) этап преобразований выражен наиболее сильно в гидротермальной истории метасоматитов. Новообразованные минералы представлены набором: клиноцоизит (Czs), хлорит (Chl), пренит (Pr), сфалерит, халькопирит. Максимально гидротермально измененные разновидности – это сильно пренитизированные породы. Такие образцы выглядят как обеленные породы с высоким содержанием сульфидов. Пренит образуется не только метасоматически (по минералам исходных пород), но и как жильный минерал, заполняющий мелкие трещинки.

Поздний этап гидротермальных преобразований, по-видимому, связан с выводом образцов на дно океана и выражается в развитии гидроокислов железа, замещающих сульфидную минерализацию.

Анализ химических изменений валового состава пород свидетельствует о существенном массопереносе при формировании гидротермалитов. Наблюдаемые корреляции в составе измененных пород свидетельствуют о том, что в процессе гидротермальных изменений происходит вынос Na, Si, Mg и привнос Ca, Fe, S. Гидротермальные преобразования являются рудообразующими, на что указывает накопление Cu и Zn по мере усиления гидротермальных преобразований.

Химические составы породообразующих минералов изучены на микрозонде SamScan, (МГУ, аналитик Е. В. Гусева). Наиболее ярко изменчивость составов зафиксирована в эпидотах и хлоритах.

Эпидоты в центральных частях зерен отвечают составу $Er_{41-37}Cz_{59-63}$, в крайних – $Er_{23-12}Cz_{77-88}$. Хлориты раннего этапа преобразований высокомагнезиальные ($mg' = 0.77$) и относятся по составу к ряду дафнит–клинохлор. Хлорит 2 отчетливо более магнезиальный и низкоглиноземистый. Наиболее достоверные оценки температуры второго этапа могут быть сделаны исходя из смены парагенезисов $Er + Tr \rightarrow Pr + Chl$ [52]. Для давлений 0.5–1 кбар и для $X_{Er_{Fe}} = 0.3-0.2$ это равновесие устойчиво в диапазоне 320–350 °С; если опираться на эту оценку как на реперную, то ассоциации раннего этапа могли быть образованы при $T \approx 400$ °С. Прениты характеризуются постоянным составом независимо от форм выделения (мелкие зерна в ассоциации с клиноцоизитом в основной массе, мелкие жилки). По составу минерал отвечает почти чистому прениту, содержание $X_{Ca_2FeAlSi_3O_{10}(OH)_2}$ варьирует от 3 до 7 мол. %.

Приведенные данные о характере парагенезисов минералов свидетельствуют о том, что в ассоциации с хлоритом и сульфидами сосуществует силикат с более высоким содержанием CaO (эпидот–клиноцоизит–пренит). Это указывает на то, что эти изменения по своему характеру являются восстановительными и низкоуглекислотными. В случае более окислительного процесса пренит вытеснялся бы ангидридом, а в более углекислотных условиях его место занял бы кальцит [31].

В целом, развитие минеральной ассоциации второго этапа, вероятно, свидетельствует о том, что данные образцы были образованы на восходящей линии гидротермальной ячейки [13], отвечающей за активность данного участка океанической коры, еще до поступления аэрированных океанических вод в геотермальную систему.

Флюидные включения¹. Для характеристики физико-химических параметров гидротермальных процессов, приводивших к формированию прожилково-

¹Раздел написан В.А. Симоновым.

вкрапленной сульфидной минерализации во впадине Маркова, были изучены флюидные включения, обнаруженные в клиноцоизите и в эпидоте рудоносных метасоматитов [12].

В клиноцоизите флюидные включения размером 5–15 мкм могут иметь угловатую и округлую форму. В округлых включениях при охлаждении флюид замерзает при -35 ± 4.3 °С, а температуры эвтектики составляют от -24.0 до -27.5 °С. Из этого следует, что во флюиде, захваченном этими включениями, среди растворенных солей преобладает NaCl; KCl присутствует в незначительных количествах. Температуры плавления последних кристалликов льда равны -3.0 ± 4.1 °С, что позволяет оценить концентрации солей в 4.6–6.5 мас. % NaCl-экв. При нагревании флюидные включения гомогенизировались при 172–238 °С. Как известно, температуры гомогенизации соответствуют минимальной температуре кристаллизации минералов. Если предположить, что давление было равным давлению толщи воды на глубине в среднем около 4200 м, то температуры образования клиноцоизита составляют 202–270 °С. В действительности эти значения могли быть выше, так как прожилковая минерализация могла образовываться глубже поверхности дна океана.

Первичные флюидные включения в эпидоте из микропустот размером 5–15 и до 20 мкм преимущественно трубчатой формы равномерно располагаются в зернах минерала и ориентированы в одном направлении. При охлаждении флюид во включениях замерзает при -41.5 ± 44.5 °С, а температуры эвтектики составляют -25.9 ± 26.2 °С. Из этого следует, что во флюиде преобладала растворенная NaCl, а KCl присутствует в незначительном количестве. Температуры плавления последних кристалликов льда, равные -3.6 ± 3.8 °С, свидетельствуют о концентрации солей в 5.7–6.0 мас. % NaCl-экв. При нагревании эти флюидные включения гомогенизировались при 138–248 °С. С учетом поправки на давление (420 бар), температуры образования эпидота оценены в 168–280 °С.

В эпидоте были также обнаружены флюидные включения размером 5–10 мкм, удлинённой либо изометрично-угловатой формы, распределенные равномерно или связанные с залеченными трещинками. Они отнесены к мнимо вторичным, которые, вероятно, были захвачены на последних стадиях кристаллизации эпидота. При охлаждении флюид во включениях резко замораживается при температурах -37 ± 42 °С. Появление первых порций раствора (эвтектика) наблюдается при -23.3 ± 23.8 °С, свидетельствуя о преобладании во флюиде NaCl с примесью KCl. Судя по температурам плавления последних кристалликов льда (около -3.9 °С), содержание солей составляет примерно 6,2 мас. % NaCl-экв. Гомогенизация флюидных включений происходила при 134–164 °С. С учетом поправки на давление, температуры образования кристалликов эпидота в микропустотах составляли около 165–196 °С.

Полученные данные позволяют рассмотреть особенности кристаллизации отдельных минеральных видов. Представляется очевидным, что эпидот и клиноцоизит начали кристаллизоваться фактически одновременно при температурах около 270–280 °С, но при падении температуры ниже 200 °С формировался преимущественно эпидот. При этом минералы основной массы более высокотемпературные (200–280 °С), чем кристаллики, отлагавшиеся в микропустотах (165–196 °С).

Подводя итог, следует сказать, что во флюидных включениях в клиноцоизите и в эпидоте содержатся гидротермальные растворы, концентрация солей

в которых (4.6–6.5 мас. % NaCl-экв.) несколько выше солености морской воды (около 3,2 мас. % NaCl-экв.).

Были также изучены флюидные включения из амфиболов долеритов Рудного полигона, в которых присутствует сульфидная минерализация (ст. S2234) [20]. Плоские с некоторой огранкой включения размером 5–15 мкм равномерно располагаются в минерале. Их температура эвтектики составляет -22.7 ± 22.9 °С, свидетельствуя о преобладании во флюиде NaCl с примесью Na_2SO_4 и KCl. Судя по температурам плавления последних кристалликов льда (около -2.5 ± 3.2 °С), содержание солей составляет примерно 3.8–5 мас. % NaCl-экв. Гомогенизация флюидных включений происходила при 174–196 °С. С учетом поправки на давление, температуры гидротермальных растворов составляли около 205–226 °С.

Термохалинная структура морской воды на полигоне Сьерра-Леоне¹

Гидрологические исследования, проведенные во второй половине 10-го рейса НИС «Академик Иоффе», были приурочены к двум из вышеуказанных потенциально рудоносных впадин: Маркова и 5°46' с.ш. Третья обследованная рифтовая впадина (6°41' с.ш.) располагается много севернее. Геологическое строение и развитие этой впадины иное. Ее днище и борта сложены базальтами, которые, в свою очередь, представлены недифференцированными разностями. Следовательно, в отличие от двух первых рифтовых впадин, под впадиной 6°41' с.ш. скорее всего отсутствует долгоживущая магматическая камера.

На этих трех участках полигона выполнено 15 глубоководных STD-зондирований (рис. 34), из них десять – во впадине Маркова (рис. 35). Измерения проведены тарированным зондом NBIS Mark-III (разрешение – лучше 0.001 °С и -0.002 mho) с розеткой батометров General Oceanics и пингером Benthos [14].

Как следует из батиметрической карты (см. рис. 2), горизонтальный водообмен рифтовой долины с окружающим океаном в изученном районе ограничен единственным узким (1–2 мили) глубоководным проходом у разлома Богданова (7.10° с.ш. и 33.95° з.д.). При этом каждый из трех рассматриваемых участков STD-зондирований внутри долины приурочен к замкнутой впадине. В результате этого, водные массы придонного слоя на глубинах от 3400–3600 до 5000 м изолированы друг от друга (как и от океана, в целом) и сообщение между ними в настоящее время практически невозможно.

Гидрологический разрез района работ типичен для Северной Атлантики [42], а его особенности определяются пограничным положением района между водными массами западной и восточной частей океана и его приуроченностью к Срединно-Атлантическому хребту. Характерным для района является отрицательный градиент солености и температуры нижней части разреза (атлантический тип распределения – в отличие от тихоокеанского с его типичными положительными градиентами солености [56]).

Полученные результаты показывают (рис. 36), что средние по трем участкам значения температуры и солености вод на глубинах свыше 3300 м в рифтовой

¹Раздел написан совместно с Т.А. Демидовой.

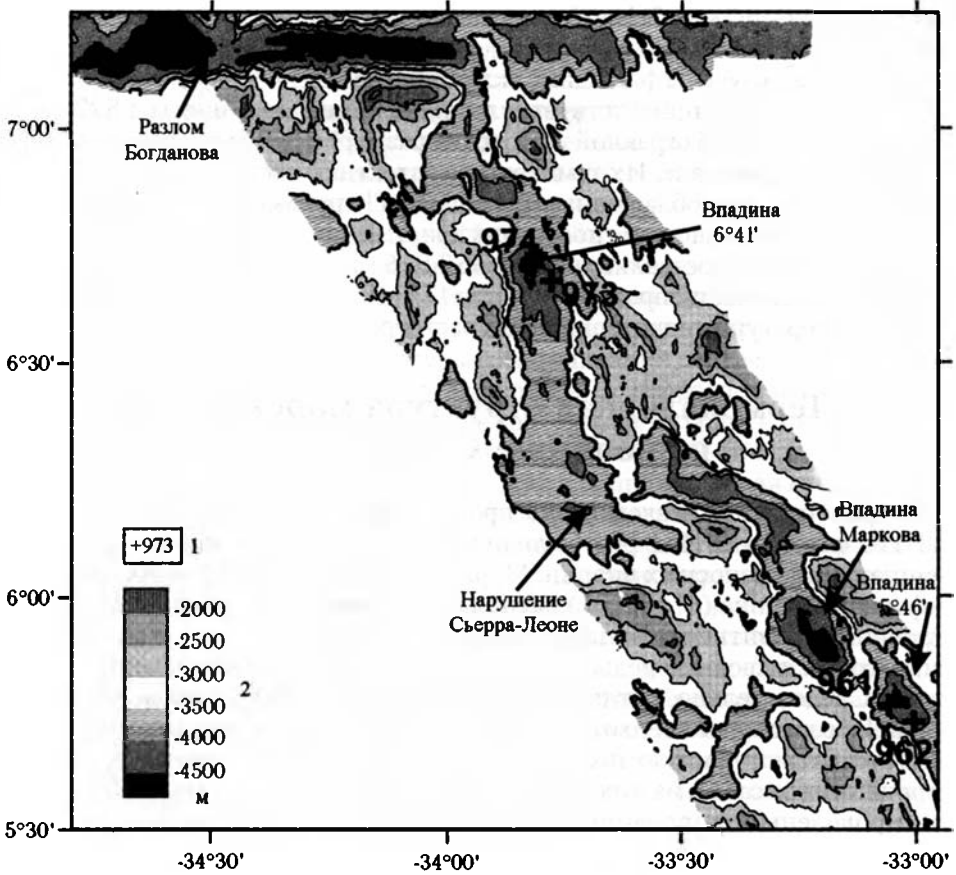


Рис. 34. Батиметрическая схема полигона Сьерра-Леоне
(составлена Н.Н. Турко)

1 – станции CTD-зондирования и их номера; 2 – шкала глубин

долине на полигоне Сьерра-Леоне выше, чем у бортов САХ со стороны океана на той же широте (для сравнения использовались данные разреза А1-8 (НИС «Академик Иоффе», 2000 г.). Это различие возрастает с глубиной. На горизонте 4400 м разница по температуре $\Delta\theta > 0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ и солёности $\Delta S -0.06\text{ psu}$ у западного борта САХ и -0.3° и -0.02 psu – у восточного. Аналогичные положительные аномалии термохалинных параметров внутри рифтовой зоны обнаружены также вблизи геотермальных полей Брокен Спур (29° с.ш.) и Рейнбоу (36° с.ш.) [1, 53]. Они свидетельствуют об интегральном избытке тепла и солей в водах рифтовой зоны по сравнению с водами океана.

Типичным для всех изученных профилей является наличие квазиоднородного придонного слоя (толщиной до 1200 м) с почти адиабатическим распределением температуры. Верхняя его граница хорошо маркируется по структурным особенностям развитого выше переходного слоя. Практически не меняясь (в пределах точности измерений) от станции к станции в пределах одного участка, значения температуры и солёности придонного слоя изменяются от участка

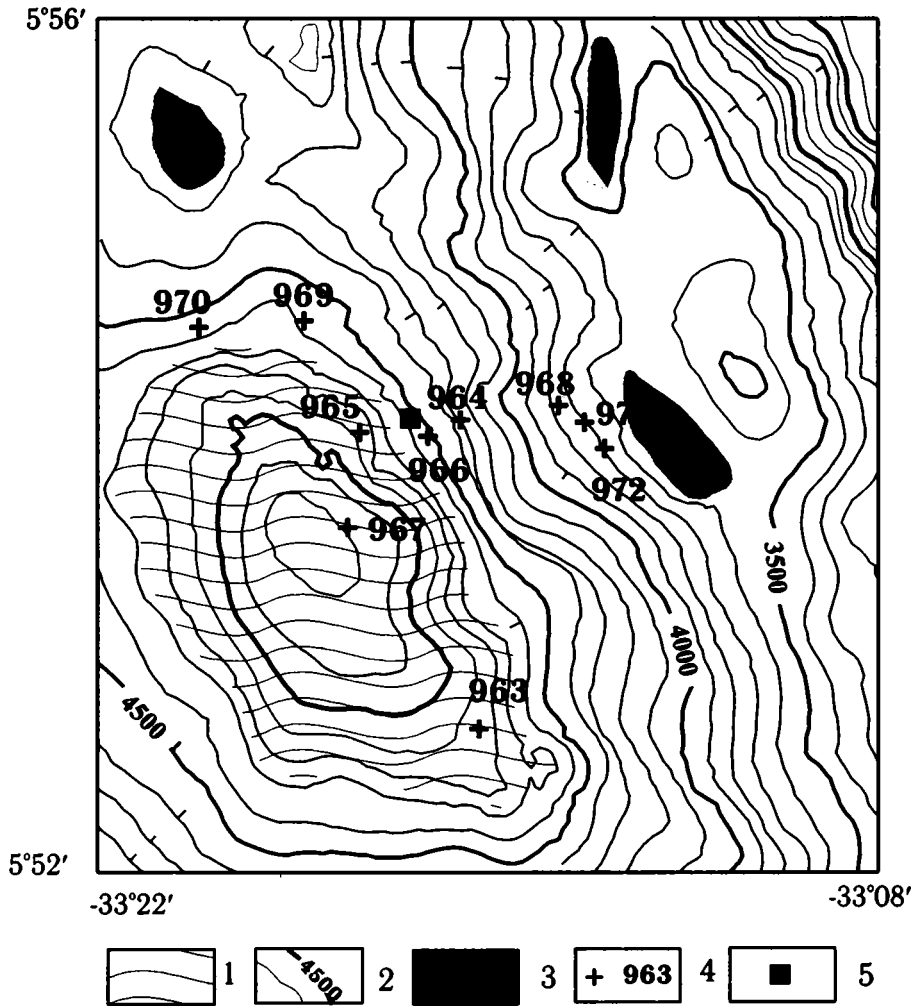


Рис. 35. Батиметрическая схема впадины Маркова и ее восточного склона (составлена Н.Н. Турко)

1 – днище впадины; 2 – изобаты, м; 3 – поднятия, осложняющие склон; 4 – станции CTD-зондирования и их номера; 5 – положение станции драгирования I1032, на которой были подняты сульфидные рудные образования

к участку (см. рис. 36). На сопоставимых глубинах во впадинах $5^{\circ}46'$ с.ш. и $6^{\circ}41'$ с.ш. потенциальная температура у дна ниже, чем во впадине Маркова. На горизонте 4500 м это различие составляет 0.04°C и 0.11°C , соответственно, а сами значения равны $2.224 \pm 0.001^{\circ}\text{C}$ во впадине $5^{\circ}46'$ с.ш., $2.159 \pm 0.001^{\circ}\text{C}$ – во впадине $6^{\circ}41'$ с.ш. и $2.268 \pm 0.001^{\circ}\text{C}$ – во впадине Маркова. Значимым является различие и по солености. Такая разница сохраняется во всем квазиоднородном слое от дна до глубин 3500–3300 м. На глубине 3300–3500 м вблизи переходного слоя значения температуры и солености воды всех трех участков выравниваются и становятся близки друг к другу в пределах точности измерений.

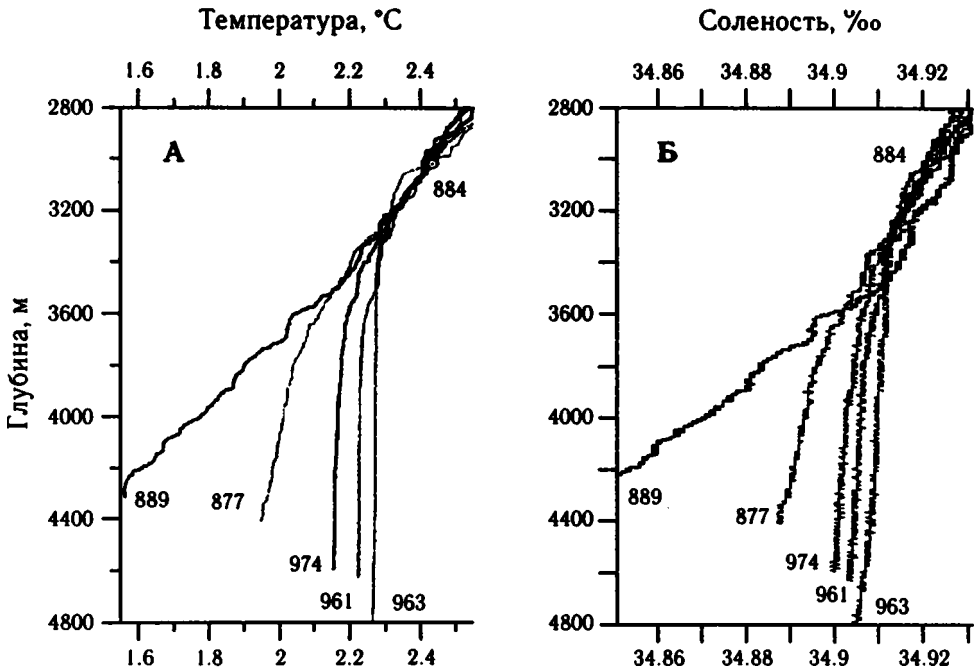


Рис. 36. Распределение температуры (А) и солёности (Б) на нижних горизонтах в рифтовой долине (ст. 961 – впадина $5^{\circ}46'$ с.ш.; ст. 963 – впадина Маркова; ст. 974 – впадина $6^{\circ}41'$ с.ш.; ст. 884 – разрез А1-8, НИС «Академик Иоффе», 2000 г.) и у внешних бортов САХ (ст. 877 и 889 (А1-8) – с востока и запада, соответственно)

Изолированность участков друг от друга, отмеченная выше, исключаящая какой-либо водообмен между ними в придонном слое, объясняет факт отсутствия выравнивания термохалинных параметров между впадинами на сравнительно небольших расстояниях независимо от природы этих различий. В то же время, изолированность не позволяет объяснить стабильное и значимое различие в параметрах придонных вод на трех участках влиянием циркуляционных или адвекционных процессов и проникновением туда вод с отличными термохалинными характеристиками. Наиболее вероятным объяснением этого факта представляется различное влияние подстилающей толщи, обеспечивающей некоторое повышенное стабильное поступление тепла и соли и накопление их в водах над впадиной Маркова по сравнению с двумя другими впадинами. Судя по геологическим данным, можно сделать вывод, что одна из возможных причин долгоживущая магматическая камера – под впадиной Маркова.

Факт латерального различия средних профилей Θ и S в придонном слое на разных участках в пределах одной рифтовой долины до сих пор не упоминался. Вместе с тем, при внимательном рассмотрении опубликованных в ряде работ вертикальных распределений на нижних горизонтах «фоновых» и «аномальных» станций на известных гидротермальных полях (например, [1], можно заключить, что аналогичные вариации температуры и солёности вод по горизонтали на толщине придонного слоя характерны и для других сегментов САХ.

К настоящему времени на основе моделирования и экспериментальных работ в районах с известными гидротермальными источниками выяснен ряд особенностей отражения их деятельности и формируемого ими плюма в термохалинных полях [56, 57, 1, 15]. Среди таких особенностей – характерные структурные неоднородности вертикальных профилей и горизонтальные аномалии температуры и солености относительно некоторой фоновой станции, сопровождающие плюм нейтральной плавучести. С этой точки зрения важная информация о распределении термохалинного поля на полигоне получена в пограничной зоне над придонным слоем – в зоне смешения вод рифтовой долины с океанскими водами. На всех участках (рис. 37) этот переходный слой характеризуется наличием повышенных градиентов и структурных неоднородностей типа ступенек на профилях Θ и S . Особенно четко по амплитуде и характеру структурных неоднородностей слой смешения проявлен над впадиной Маркова (см. рис. 37), где он располагается между горизонтами 2900–3200 м.

Характерна также пространственная изменчивость температуры и солености в слое смешения над впадиной Маркова по горизонтали. На соседних станциях разница по Θ может достигать $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и более (например, на ст. 965 сравнению со ст. 964). По вертикали эти относительные различия на соседних станциях фиксируются на расстоянии примерно 200 м. Относительно ст. 964 температура в слое 3000–3200 на остальных станциях понижена, и если ст. 964 использовать как станцию сравнения, то различия по температуре на других станциях относительно нее можно трактовать как «отрицательные аномалии» по горизонтали. «Отрицательные аномалии» с ΔS до 0.01 ‰ на этих горизонтах наблюдаются и в поле солености. Аналогичные «отрицательные аномалии» с при-

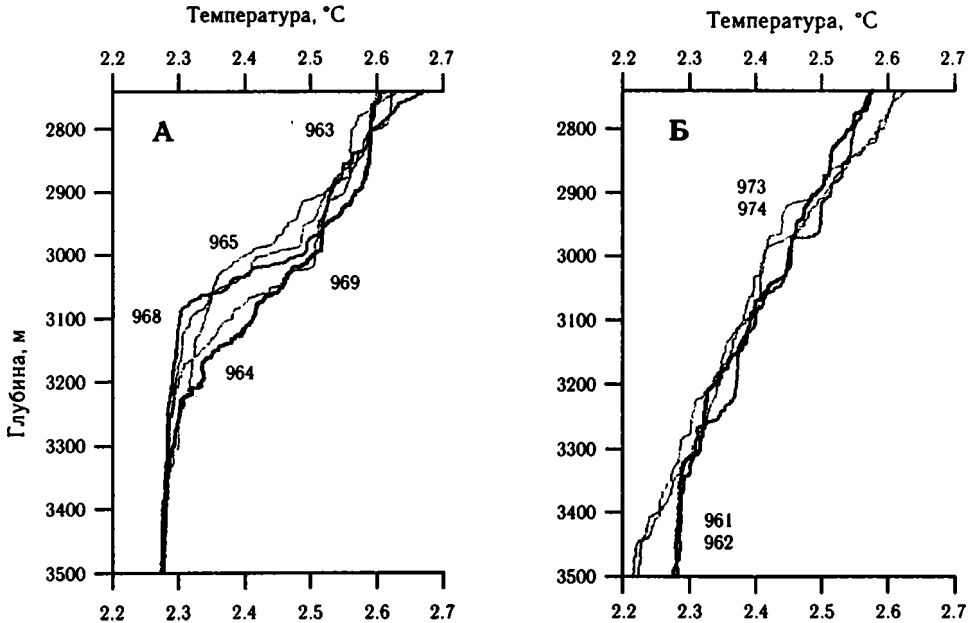


Рис. 37. Потенциальные температуры в зоне смешения для впадины Маркова (А) и для впадин $5^{\circ}46'$ с.ш. и $6^{\circ}41'$ с.ш. (Б)
Указаны номера отдельных станций СТД

близительно такой же амплитудой и приблизительно на этих же горизонтах сопровождают гидротермальные плюмы с повышенным содержанием взвеси и трассеров в рифтовых долинах ТАГ и Рейнбоу над известными «черными курильщиками» [15, 56, 1] (см. рис. 37). Эти аномалии термохалинного поля формируются в гидротермальных плюмах Атлантики на горизонтах их растекания (несколько сот метров над дном) и локализуются в пределах или над областью повышенного содержания взвеси и трассеров гидротермальной активности. При этом сами эти горизонты растекания часто приурочены к зоне смещения вод над придонным слоем [57].

В имеющихся публикациях подобные аномалии, сопряженные с аномалиями оптических свойств, рассматриваются как один из характерных признаков активной гидротермальной деятельности участка.

Тонкая структура, т.е. вертикальная расслоенность термохалинного поля (ступеньки, инверсии), характерная для зоны смещения над впадиной Маркова и рассмотренная выше, также часто наблюдается в плюмах гидротермального источника вместе с расслоенностью поля «мутности» [1, 57 и др.]. Она может отражать либо вариации в работе источника, либо физические процессы формирования и разрушения плюма в конкретной среде.

Основываясь на рассмотренной аналогии с материалами по гидротермальным полям ТАГ и Рейнбоу, можно с большой долей уверенности заключить, что в наших условиях, несмотря на определенную условность выбора «фоновой» станции, обнаруженные над впадиной Маркова «отрицательные аномалии» являются отражением в термохалинном поле гидротермального плюма, поднявшегося с глубин разгрузки источника до горизонта нейтральной плотности и растекшегося вдоль него. Этот горизонт нейтральной плотности и слой распространения плюма будет здесь связан со слоем смещения вод впадины с океанскими водами, где наблюдаются высокие градиенты температуры, солёности и плотности и элементы тонкослоистой структуры.

Факты обнаружения повышенной температуры и солёности вод всего придонного слоя над впадиной Маркова и наличия термохалинных аномалий в зоне смещения, характерных для известных гидротермальных полей, дают основание прогнозировать наличие современной активной гидротермальной деятельности во впадине Маркова.

В 22-м рейсе НИС «Профессор Логачев» была детально изучена термохалинная структура воды над восточным бортом впадины Маркова по густой сети зондирования [8]. Полученные результаты подтвердили наличие в термохалинной структуре вод над восточным бортом впадины Маркова квазиоднородного придонного слоя (толщиной до 1200 м) с почти адиабатическим распределением температуры. В этом придонном слое отсутствуют где-либо характерные резкие вариации температуры, что свидетельствовало бы о близости зон разгрузки высокотемпературных флюидов, как это имеет место над участками дна с действующими «черными курильщиками». Не зафиксировано также в этом придонном слое каких-либо аномалий мутности, измеряемых нефелометром одновременно с определением температуры и солёности. Эти новые данные свидетельствуют о том, что на восточном борту впадины Маркова отсутствуют действующие «черные курильщики». В то же время, повсеместно на всем изученном участке распространены отдельные линзовидные горизонты воды, обогащенные такими микроэлементами, как железо, марганец, медь и цинк.

Некоторые выводы

Рудная минерализация в наиболее изученной рудовмещающей впадине Маркова приурочена к зонам метасоматитов и представлена кварц-сульфидными и пренит-сульфидными прожилками, сульфидной вкрапленностью и образцами массивных сульфидных медно-колчеданных рудобразований. Последние состоят из халькопирита, представляя собой фрагменты относительно мощных (до 5 см) жил в метасоматических измененных породах. Минеральный состав прожилково-вкрапленных руд значительно сложнее. Из сульфидов в них обнаружены пирит, халькопирит, сфалерит, пирротин, борнит, халькозин и дигенит. Метасоматиты сформировались в основном по апогаббровым катаклазитами и сложены хлоритом, пренитом, клиноцоизитом, эпидотом.

Текстурно-структурные соотношения сульфидов и метасоматических пород, полученных с восточного борта впадины Маркова, показывают, что прожилково-вкрапленные и массивные сульфидные рудообразования сформировались при метасоматическом замещении пород или выполнении трещин в океанической коре ниже поверхности дна в зонах разломов, когда минералообразующий флюид поднимался по мелким трещинам. В дальнейшем на поверхность океанского дна рудосодержащие метасоматиты были выведены в результате тектонических движений вдоль плоскостей глубинных срывов.

Изученные образцы могут представлять собой фрагменты прожилково-вкрапленной зоны. Эта зона образуется вокруг канала, вдоль которого высокотемпературные гидротермальные флюиды поднимались к океанскому дну. Такие прожилково-вкрапленные зоны подстилают залежи массивных сульфидных руд на древних колчеданных месторождениях. Однако вышеприведенные данные убедительно свидетельствуют, что на восточном борту впадины Маркова отсутствуют как действующие «черные курильщики», так и их палеоаналоги. Это указывает на то, что на этом борту мы столкнулись с новым типом массивных сульфидных рудопоявлений на океанском дне, основной особенностью которого является выпадение рудного вещества из гидротермальных растворов полностью на глубине, не доходя до уровня дна. На поверхности дна гидротермальная активность проявляет себя в виде зон разгрузки относительно низкотемпературных растворов, о чем свидетельствует образование железомарганцевых корок и обогащенность некоторых слоев морской воды железом, марганцем, медью и цинком.

Судя по изотопии серы, вся имеющаяся минерализация в той или иной степени является результатом отношения рудного вещества из разогретой морской воды. Однако, хотя рудоносные гидротермальные растворы и формировались на основе морской воды, тем не менее, они имели необычный высококальциевый состав. На это указывает изучение состава рудовмещающих метасоматитов. Приведенные выше данные о характере парагенезисов минералов свидетельствуют о том, что в ассоциации с хлоритом и сульфидами сосуществует силикат с более высоким содержанием СаО (эпидот-клиноцоизит-пренит) и что эти изменения по своему характеру являются восстановительными и низкоуглекислотными.

В целом, развитие минеральной ассоциации этапа рудообразования, вероятно, свидетельствует о том, что данные образцы были образованы на восходящей

линии гидротермальной ячейки [13] еще до поступления аэрированных океанических вод в геотермальную систему. Температура рудообразующих гидротермальных растворов составляла, судя по расчетам минеральных равновесий – 320–350 °С, а по результатам изучения флюидных включений – около 270–280 °С. Концентрация солей в них равнялась 4.6–6.5 мас. % NaCl-экв, при резком преобладании NaCl над KCl.

Широкие вариации величины $\Delta^{34}\text{S}$ в сульфидах от + 3.0 до +15.3 ‰ укладываются в диапазон между величинами $\Delta^{34}\text{S}$ в магматических сульфидах и в морской воде, свидетельствуя о наличии реакций изотопного обмена магматической серы с серой морской воды. Это дает основание предположить, что источником рудного вещества, являлись вмещающие габброиды, в которых установлено присутствие мелких зерен первичных медных сульфидов. В то же время, можно предположить и другое происхождение магматической серы, исходя из того, что плутонические породы восточного борта впадины Маркова образуют протяженный дифференцированный тренд от троктолитов до плагиогранитов. Такое разнообразие магматических пород могло сформироваться в долгоживущей магматической камере. На современное существование такой камеры под впадиной Маркова указывают результаты изучения термohалинной структуры воды над этой впадиной.

Наличие долгоживущей магматической камеры под впадиной Маркова – один из определяющих факторов, способствующих зарождению рудоносной гидротермальной системы, поскольку она является источником тепла для нагревания морской воды, проникающей по зонам проницаемости внутрь коры и превращающейся там в гидротермальный флюид. Долгоживущие магматические камеры обычно не характерны для медленно-спредингговых хребтов. По-видимому, ее зарождению и длительному функционированию под впадиной Маркова способствует наличие тектонически спокойного участка в осевой зоне хребта, о чем свидетельствует 40-метровый осадочный чехол, перекрывающий впадину Маркова. Тектоническая активность в этой части хребта сконцентрирована на бортах впадины, которые имеют сложное строение в силу перемешивания крупных блоков пород, контролируемого плоскостями тектонических срывов. К одной из протяженных зон катаклаза и тектонического брекчирования и приурочены сульфидные проявления. Подобные зоны являются участками коры с хорошей проницаемостью, где локализуются гидротермальные растворы.

Таким образом, в районе впадины Маркова сочетаются два фактора, определяющих возникновение и относительно длительное функционирование рудоносных гидротермальных систем: источник тепла в виде долгоживущей магматической камеры и повышенная проницаемость коры, возобновляемая в результате постоянных тектонических движений. Обнаруженные гидротермальные рудопроявления имеют необычный характер, проявляющийся в том, что сульфидное образование полностью происходит ниже уровня дна. Однако на юго-западном замыкании впадины Маркова, где широко развиты серпентинизированные перидотиты, видимо, могут быть обнаружены и «черные курильщички».

Сходное геологическое строение с впадиной Маркова имеют и другие потенциально рудоносные впадины – Рудного полигона и 5°46' с.ш. Очевидно, следует ожидать, что в этих структурах также могут быть обнаружены сульфидные рудопроявления метасоматической природы, образующие протяженные зоны, и «черные курильщички».

Широкое распространение габброидов при ограниченном объеме базальтов, протяженные дифференцированные серии, образуемые совокупностью базальтов и габброидов, распространение плагиогранитов, широкое развитие метаморфических пород, сформировавшихся по габброидам в условиях стрессового метаморфизма, могут выступать в качестве геологических прогностических признаков на обнаружение сульфидных рудопроявлений, подобных тем, которые встречены в описываемом районе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная работа позволяет сделать вывод, что выполнено основательное регионально-геологическое исследование ранее неизученного отрезка гребневой полосы Срединно-Атлантического хребта. Дана характеристика его рельефа; описаны породы, отражающие состав разных слоев земной коры; дано тектоническое описание; охарактеризованы основные черты металлогении. Совокупность полученных сведений позволила провести тектоническое районирование океанского дна изученного района, а отсюда и определить структурную позицию обнаруженного оруденения.

Тектоническое районирование океанов в мелком масштабе было осуществлено в предшествующих публикациях [27]. Дальнейший прогресс в этой области связан со среднемасштабным и более подробным тектоническим районированием. Именно под этим углом зрения следует рассматривать выполненные исследования. Соответствующих работ в отношении океанского дна проведено пока очень мало, и их методика еще находится в стадии отработки.

Изученный отрезок САХ простирается на 250 км. Здесь выделен комплекс структур разного порядка. Наиболее значительными среди них являются впервые выявленный трансформный разлом Богданова и рифтовая зона САХ. Межрифтовая часть разлома Богданова составляет 70 км. Разлом служит тектоническим разделом между двумя разными по тектоническому строению сегментами САХ. Рифтовая зона распадается на локализованные впадины протяженностью от нескольких до десятков километров, свидетельствующие тем самым о различии геодинамических обстановок их образования. Специфику рифтовых впадин составляют большие глубины дна (до 5 км), что является результатом растяжения земной коры без компенсации магматизмом («сухой» спрединг). Такое явление отражает неустойчивый геодинамический режим спредингового процесса [28]. Немного ниже мы к этому еще вернемся.

В нескольких местах рифтовая зона смещена нетрансформными нарушениями малых амплитуд, которые не имеют связи с глубинной геодинамикой, а вызваны, как можно полагать, воздействием ротационных сил.

Для строения хребта характерна раздробленность земной коры небольшими разрывными нарушениями, с которыми связано образование многочисленных горстов, тектонических уступов, грабенов. Их простирания главным образом направлены вдоль хребта, но часто наблюдаются и отклонения, иллюстрирующие изменчивость полей коровых напряжений. Разломы и трещины могли образовываться при подъеме магматических масс, а также как реакция на арочный изгиб хребта и вследствие иных причин. По упомянутым структурным формам разрывной природы можно проводить очень дробное тектоническое районирование гребневой части хребта.

Нестабильность геодинамических обстановок, в том числе спредингового процесса, иллюстрируется также дискретностью магматизма. Речь идет о периодах «сухого» спрединга, установившихся в районе работ. Тектонические процессы (раздвиг, тектоническое скупивание коровых и мантийных масс) идут, но магматического внедрения в рифтовой зоне не происходит. Такое отклонение от поступательного тектономагматического развития рифтовой системы указывает на большие колебания эндогенной активности, доказывающие воздействие на энергетику глубин какого-то нелинейного геодинамического фактора.

Вообще процесс формирования океанической коры составляет одну из наиболее важных проблем геологии океанов. Исследованный район представляет большой материал в этой области. Его изучение позволило фиксировать процессы тектонического выведения на поверхность корово-мантийных пород по наличию многочисленных поверхностей скольжения, меланжированию и истиранию материала. Характерно широкое распространение самых различных деформаций, имевших место на разных уровнях развития литосферы при формировании разнообразных глубинных срывов (листрических разломов, сдвигов по зонам нетрансформных смещений и др.). Их развитие сопровождалось формированием в мантийно-нижнекоровых породах разнообразных текстур: от статической высокотемпературной рекристаллизации и милонитов, образованных в ходе пластического течения, до брекчированных текстур габброидов-плагиогранитов, имевших место как в «сухих», так и в «обводненных условиях» и отражающих деформационные процессы в верхах литосферы. Возможно, большинство из них представляет собой деформационные зоны, являвшиеся литосферными корнями областей нетрансформных смещений. В ходе этого процесса образовалась кора, состоящая из тектонически разоб- щенных, деформированных и перемешанных блоков различных пород.

Установлено, по крайней мере, два различных этапа образования океанической коры. Более ранний из них характеризовался интенсивными проявлениями магматической активности с излиянием базальтов и формированием крупных магматических камер, в которых дифференциация расплавов происходила вплоть до образования плагиогранитов. Второму этапу свойствен импульсный характер магматической активности с формированием хаотического разреза океанической коры в ходе «сухого» спрединга.

Важным геологическим фактом, имеющим прямое отношение к рудным процессам, является обнаружение к юго-западу от впадины Маркова поля широкого распространения обогащенных (E-MORB), вплоть до щелочных, базальтов в гребневой части Срединно-Атлантического хребта, что свидетельствует о наличии в этом районе ранее неизвестной локальной мантийной неоднородности.

Проведенные исследования особенностей геохимических характеристик базальтовых стекол в районе Сьерра-Леоне свидетельствуют о том, что эволюция магматизма во времени в районе тектонического нарушения Сьерра-Леоне идет с появлением более глубоких и высокотемпературных разностей при уменьшении влияния материала обогащенного источника. Существует определенная пространственная связь составов расплавов с проявлениями сульфидной минерализации, что дает возможность высказать предположение о перспективности этого района на обнаружение сульфидного оруденения (см. ниже).

Концентрация разрывной тектоники и развитие импульсной магматической активности в этом районе Атлантики обусловили интенсивную циркуляцию морской воды до пограничной зоны кора-мантия. Восходящие нагретые растворы просачивались сквозь деформированные, тектонически дезинтегрированные ультрамафиты, габброиды и базальты, слагающие кору, выщелачивая рудные компоненты, что, в конечном итоге, обеспечивало гидротермальный рудогенез в зонах разгрузки растворов.

Приведенные материалы показывают, что рассмотренная область Срединно-Атлантического хребта с пониженной сейсмической активностью имеет сложное строение с сегментацией второго порядка. Резкая неоднородность геологического строения хребта, коррелирующая с особенностями современной морфологии рельефа, позволяет по-новому обсудить и оценить динамику формирования океанической коры в условиях «сухого» спрединга с пульсационно проявляющейся вулканической активностью.

Существенно важным итогом исследований явилось обнаружение в рифтовой зоне (впадина Маркова, 6° с.ш.) массивных медно-колчеданных руд. Открытие рудного района, сделанное в 2001 г., подтверждено экспедицией Минприроды на НИС «Профессор Логачев» в 2003 г. Были подняты не только руды, но и многочисленные обломки околорудно измененных метасоматитов, содержащих жилы и вкрапления пирита, халькопирита и сфалерита. Совокупность всех полученных данных и сделанных выводов дает основание прогнозировать хорошую перспективу исследованного отрезка САХ в отношении поиска других участков сульфидного оруденения. Для этого необходимо проведение детальных работ специальными методами. Критерии поиска разработаны и приведены в главе 6 данной книги.

Большая работа проведена по исследованию вещественного состава железомарганцевых отложений (ЖМО), которые в форме корок, пленок и налетов на фрагментах коренных пород были подняты более чем на 20 станциях драгирования между 7° с.ш. (разлом Богданова) и 5° с.ш. в пределах полигона. Подтвержден ранее сделанный вывод [5, 7] об индикаторных свойствах окисных рудных отложений, формирующихся под воздействием близрасположенных кислых и восстановленных гидротермальных излияний. В зоне контакта этих растворов с высокоокисленной морской водой возникает геохимический барьер, в пределах которого происходят резкие изменения всех физико-химических параметров водной среды, что способствует быстрому отложению ЖМО, отличающихся по составу от аналогичных отложений тектонически спокойных областей океанского дна. Главными признаками аномальных ЖМО являются: резкое изменение отношений Mn/Fe (преимущественно в сторону уменьшения), снижение степени окисленности Mn-фазы

и крайне низкие содержания малых элементов (Cu, Ni, Co, Zn, Pb). Как правило, выделение этих аномалий позволяет определять местоположение проявлений гидротермальной активности на океанском дне.

Обнаружены две разновидности возможной минерализации изливающихся гидротермальных флюидов: Fe-Cu-Zn и Fe-Ni. По-видимому, вторая разновидность, отложенная на габбро, отражает специфику состава флюида более глубинного происхождения.

С большой определенностью можно сказать, что новые разработки проблемы океанского Fe-Mn металлогенеза на региональной основе внесут большой вклад в ее теоретическое решение.

Наконец, в результате проведенных работ в полный рост встала проблема неотектонических движений в океанах, имеющая исключительное значение для понимания общих закономерностей тектогенеза и истории формирования современного рельефа на Земле. До самого последнего времени конкретных региональных работ по океанской неотектонике не существовало. Данная книга, как представляется, должна дать импульс развитию исследований в этом направлении.

Подводя общие итоги, следует констатировать, что выполненные исследования существенно углубляют знания о тектонике, магматизме, металлогении и геодинамике океанского дна. Выявлены новые закономерности процесса океаногенеза; неординарным является драгирование кусков медно-колчеданных руд. Полученные данные свидетельствуют о большой эффективности региональных геолого-геофизических работ на океанском дне, способствуя дальнейшему прогрессу изучения и освоения минеральных ресурсов океанских акваторий.

SUMMARY

Presented to the readers monograph includes results of the regional-geologic research conducted by the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences on R/V «Akademik Nikolai Strakhov» and R/V «Akademic Ioffe» in Mid-Atlantic Ridge between 5° and 7° N.

Geological structure and metallogeny of the studied MAR segment are characterized. Three large segments, divided by non-transform fracture zones were established. Its typical character is elevation of the crust – mantle rocks to the surface that is fixed by numerous sliding surfaces, melange formation and attrition. Deformations that were formed along deep surfaces at different lithosphere levels are widely distributed. Two stages of the ocean crust formation: early that is characterized by intensive magmatism with high differentiation of melts and late with impulsive magmatism and formation of irregular crust section were discovered. Late stage includes periods of «dry» spreading that are of a great interest for the estimation of the geodynamic regime of the Mid-Atlantic Ridge. Topography and regional tectonic structure as well as discovered during expedition research Bogdanov fracture zone (7°10' N) are described in great detail. Ocean floor neotectonic data is of great interest.

In two chapters ore mineralization for the first time found in this region is described. In one of them Fe-Mn crusts with two types of mineralization and hydrothermal fluids: Fe-Ni and Fe-Cu-Zn are examined. Conclusion about different depth of the fluids is made. In the other chapter there is different information about a new area (MAR rift zone, 6° N) with massive and vein-impregnated sulphide mineralization found during research work. Specificity of the ore formation in this region is illustrated. Criteria spectrum of the prognosis and prospecting of the hydrothermal activity and accompanying sulphide mineralization was expanded.

General conclusion about instability of the geodynamic regime in this MAR segment sharp change of which took place 1.5–2 Ma was made. Comparison with other regions show that geodynamic instability of the ocean spreading is widely distributed phenomenon. It reflects influence on spreading non-linear geodynamic factors.

Regional-geological research in the oceans against a background of numerous geodynamic models published in literature is a highly actual research direction.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алейник Д.Л., Лукашин В.Н., Леин А.Ю., Филиппов И.А.* Структура вод рифтовой долины и гидротермального плюма Рэйнбоу // *Океанология*. 2001. Т. 41, № 5. С. 660–673.
2. *Арискин А.А., Бармина Г.С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.
3. *Базилевская Е.С.* Химико-минералогическое исследование марганцевых руд. М.: Наука, 1976. 95 с.
4. *Базилевская Е.С., Ильичева Л.В., Степанец М.И.* О механизме формирования железомарганцевых конкреций океана // *Литология и полез. ископаемые*. 1979. № 4. С. 85–94.
5. *Базилевская Е.С., Сколотнев С.Г.* Тектонические обстановки и железомарганцевый рудогенез Центральной и Южной Атлантики // *Геология рудн. месторождений*. 2001. Т. 43, № 4. С. 308–323.
6. *Базилевская Е.С., Сколотнев С.Г.* Железомарганцевые отложения района разлома Сьерра-Леоне (Приэкваториальная Атлантика) // *ДАН*. 2002. Т. 383, № 6. С. 791–795.
7. *Базилевская Е.С., Сколотнев С.Г., Степанец М.И.* Железомарганцевые корки – индикаторы среды рудоотложения // *ДАН СССР*. 1991. Т. 321, № 4. С. 804–809.
8. *Бельтнев В.Е., Иванов В.Н., Сколотнев С.Г. и др.* Новые данные о сульфидных рудопроявлениях в рифтовой впадине Маркова на Срединно-Атлантическом хребте (6° с.ш.), Приэкваториальная Атлантика // *ДАН*. 2004. Т. 395, № 2. С. 215–220.
9. *Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др.* Новый тип современной минералообразующей системы: «черные курильщики» гидротермального поля на 14°40' с.ш. Срединно-Атлантический хребет // *Геология рудн. месторождений*. 1997. Т. 39, № 1. С. 68–90.
10. *Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др.* Минералого-геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд и флюида поля Рейн-

- боу, ассоциированного с серпентинитами, Срединно-Атлантический хребет (36°14' с.ш.) // Геология рудн. месторождений. 2002. № 6. С. 513–545.
11. *Богданов Ю.А., Рона М.А., Гурвич Е.Г. и др.* Реликтовые сульфидные отложения гидротермального поля ТАГ, Срединно-Атлантический хребет // Океанология. 1994. Т. 34, № 3. С. 160–172.
 12. *Бортников Н.С., Шарков Е.В., Сколотнев С.Г. и др.* Сульфидно-прожилковая минерализация во впадине Маркова (Срединно-Атлантический хребет, 6° с.ш.), первые результаты // Геология рудн. месторождений 2004 (в печати)
 13. *Гричук Д.В., Абрамова Е.Е., Тутубалин А.В.* Термодинамическая модель субмаринного колчеданного рудообразования в рециклинговой гидротермальной системе // Геология рудн. Месторождений. 1998. Т. 40, № 1. С. 3–19.
 14. *Демидова Т.А., Сколотнев С.Г., Бортников Н.С., Турко Н.Н.* Рудовмещающие рифтовые впадины в районе разлома Сьерра-Леоне (Приэкваториальная Атлантика): термохалинная структура вод и геологические и рудогенетические следствия ее интерпретации // ДАН. 2003. Т. 392, № 5. С. 660–665.
 15. *Корчагин Н.Н., Гордеев В.В.* Интегральная модель формирования аномальных вод вблизи гидротермальных источников // Океанология. 1993. Т. 33, № 5. С. 663–669.
 16. *Мазарович А.О.* Геологическое строение Центральной Атлантики: Разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный мир, 2000. 176 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 530).
 17. *Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др.* Разлом Богданава в Центральной Атлантике – первое описание (рельеф и осадки) // Геотектоника. 2001. № 6. С. 75–83.
 18. *Мазарович А.О., Симонов В.А., Пейве А.А. и др.* Гидротермальная минерализация разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 5. С. 526–533.
 19. *Мазарович А.О., Соколов С.Ю.* Тектоническое положение гидротермальных полей на Срединно-Атлантическом хребте // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 4. С. 436–439.
 20. *Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Турко Н.Н., Добролюбова К.О.* Рельеф и структура рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта между 5° и 7°18' с.ш. // Рос. журн. наук о Земле. 2001. Т. 3, № 5. Адрес в Интернете: www.agu.org/wp3/tjes
 21. *Пейве А.А.* Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир, 2002. 277 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 548).
 22. *Пейве А.А., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др.* Особенности строения района разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // ДАН. 2001. Т. 377, № 6. С. 803–806.
 23. *Пейве А.А., Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М. и др.* Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 40–57.
 24. *Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А.* Тектоника и формирование океанической коры в области «сухого» спрединга Центральной Атлантики (7°10'–5° с.ш.) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.
 25. *Пушаровский Ю.М.* Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разделов // ДАН. 1994. Т. 335, № 5. С. 616–620.

26. Пушаровский Ю.М. Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов Южной Атлантики // Геотектоника. 1998. № 4. С. 41–52.
27. Пушаровский Ю.М. Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.
28. Пушаровский Ю.М. Геодинамическая неустойчивость океанского спрединга (Атлантический океан) // Геотектоника. 2003. № 5. С. 3–13.
29. Пушаровский Ю.М., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г. и др. Массивная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в Срединно-Атлантическом хребте в районе разлома Сьерра-Леоне в связи с особенностями его геологического строения // ДАН. 2002. Т. 384, № 1. С. 83–88.
30. Пушаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О. и др. Разломы Архангельского, Долдрамса и Вернадского в центральной Атлантике: структура и вещественный состав пород // Геотектоника. 1992. № 6. С. 63–79.
31. Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 205 с.
32. Сколотнев С.Г. Структурообразующие факторы в истории геологического развития тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Геотектоника. 2000. № 4. С. 52–66.
33. Сколотнев С.Г. Габброиды разломной зоны Вима: Структуры, состав и тектоническое положение // Петрология. 2003. Т. 11, № 1. С. 18–31.
34. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Ляпунов С.М. Тектоновулканическая активность гребневой части Срединно-Атлантического хребта между разломами Зеленого Мыса и Меркурий (Центральная Атлантика) // Петрология. 1999. Т. 7, № 6. С. 591–610.
35. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Ляпунов С.М. и др. Вулканизм Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Рос. журн. наук о Земле. 2003. Т. 5, № 2. Адрес в Интернете: www.agu.org/wp3/tjes
36. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Турко Н.Н., Пейве А.А. Новые данные о распределении неотектонической активности в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Сьерра-Леоне (Приэкваториальная Атлантика) // ДАН. 2003. Т. 395, № 1. С. 86–90.
37. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Турко Н.Н., Пейве А.А. Новые данные о тектонической активности фланговых участков Срединно-Атлантического хребта севернее разлома Богданова (Экваториальная Атлантика) // ДАН. 2003. Т. 388, № 5. С. 656–660.
38. Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Железомарганцевые конкреции и корки Атлантического океана // Литология и полезн. ископаемые. 1995. № 4. С. 339–361.
39. Соков А.В., Морозов Е.Г., Шаповалов С.М. и др. Структура вод в экваториальной Атлантике по данным трансатлантического разреза 2000 г. // Океанология. 2002. Т. 42, № 1. С. 5–10.
40. Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1989, 199 с.
41. Фоп Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989, 590 с.
42. Arhan M., Mercier H., Bourles S., Gouriou Y. Hydrographic sections across the Atlantic at 7°30 N and 4°30 S // Deep Sea Res. 1998. V. 45. P. 829–872.

43. *Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L.* COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processes // *Computers & Geoscience*. 1993. V. 19, № 8. P. 1155–1170.
44. *Bluth G.J., Ohmoto H.* Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific Rise, 11° and 13° N latitudes. Part II: Sulfure isotopes // *Canad. Miner.* 1988. V. 26. P. 505–515.
45. *Chin C. S., Klinkhammer G. P., Wilson C.* Detection of hydrothermal plumes on the northern Mid-Atlantic Ridge: results from optical measurements // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 162. P. 1–13.
46. *Dosso L., Hanan B.B., Bougault H. et al.* Sr-Nd-Pb geochemical morphology between 10° and 17° N on Mid-Atlantic Ridge: a new MORB isotope signature // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 106, № 1. P. 29–43.
47. *Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* Rare earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
48. GEBKO. General bathymetric chart of the oceans. 5-th edition. Ottawa. 1984.
49. *Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W.* Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // *Nature*. 2001. V. 410. P. 677–680.
50. *Irvine T.N., Barager W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. V. 8. P. 523–548.
51. *Klein E.M., Langmuir Ch.H.* Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92, № B8. P. 8089–8115.
52. *Liou J.G., Maruyama S., Cho M.* Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in lowgrade metamorphism // *Low temperature metamorphism* / Ed. M. Frey. Glasgow, Lnd: Blackie, 1987. P. 59–113.
53. *Murton B.J., Redbourn L.J., German C.R., Baker E.T.* Sources and fluxes of hydrothermal heat, chemicals and biology within a segment of the Mid-Atlantic Ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 171. P. 301–317.
54. *Niu Ya., Batiza R.* Magmatic processes at slow spreading ridge segment: 26° S Mid-Atlantic Ridge // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99, N. B10. P. 19719–19740.
55. *Peyve A., Bonatti E., Brunelli D. et al.* New data on some major MAR structures: initial results of R/V Akademik Nikolaj Strakhov 22 cruise // *InterRidge News*. 2000. V. 9, № 2. P. 28.
56. *Rona P.A., Speer K.G.* An Atlantic hydrothermal plum: Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) Area, Mid-Atlantic Ridge Crest Near 26° N // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94, № B10. P. 13879–13893.
57. *Rudnicki M.D., Elderfield H.* Theory applied to the mid-atlantic ridge hydrothermal plumes: the finit-difference approach // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1992. V. 50. P. 161–172.
58. *Saito M.A., Moffett J.W.* Temporal and special variability of cobalt in the Atlantic Ocean // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66, № 11. P. 1943–1953.
59. *Sakai H.D., Des Marais D.J., Ueda A., Moore J.G.* Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen and sulfur in ocean-floor basalts // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48. P. 2433–2441.
60. *Sandwell D.T., Smith W.H.V.* Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 10039–10054.

61. *Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N. et al.* Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Influences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100, № B7. P. 10057–10076.
62. *Schippers A., Jorgensen B.B.* Oxidation of pyrite and iron sulfide by manganese dioxide in marine sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. V. 65, № 6. P. 915–922.
63. *Shanks W.S.* Stable isotope in seafloor hydrothermal systems. *Stable Isotope Geochemistry* / J.W. Valley, D.R. Cole (eds) // Mineral. Soc. of America. Washington, 2001. P. 469–526.
64. *Shanks W.S., Seyfried W.W.E.Jr.* Stable isotope studies of vent fluid and chimney minerals, southern Juan de Fuca Ridge: Sodium metasomatism and seawater sulfate reduction // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92, № B11. P. 11387–11399.
65. *Skolotnev S., Peyve A., Bortnikov N. et al.* Sulphide mineralization, volcanic and tectonic activity of the MAR near Sierra Leone F.Z.: 10 cruise R/V «Akademik Ioffe» (preliminary results) // *InterRidge News.* 2002. V. 11, № 1. P. 41–42.
66. *Sun S.S., Nesbit R.W., Sharaskin A.Ya.* Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979. V. 96. P. 119–133.

Научное издание

**Юрий Михайлович Пушаровский
Сергей Геннадиевич Сколотнев
Александр Александрович Пейве
Николай Стефанович Бортников
Елена Сергеевна Бизилевская
Александр Олегович Мазарович**

**Геология и металлогения
Срединно-Атлантического хребта:
5–7° с.ш.:**

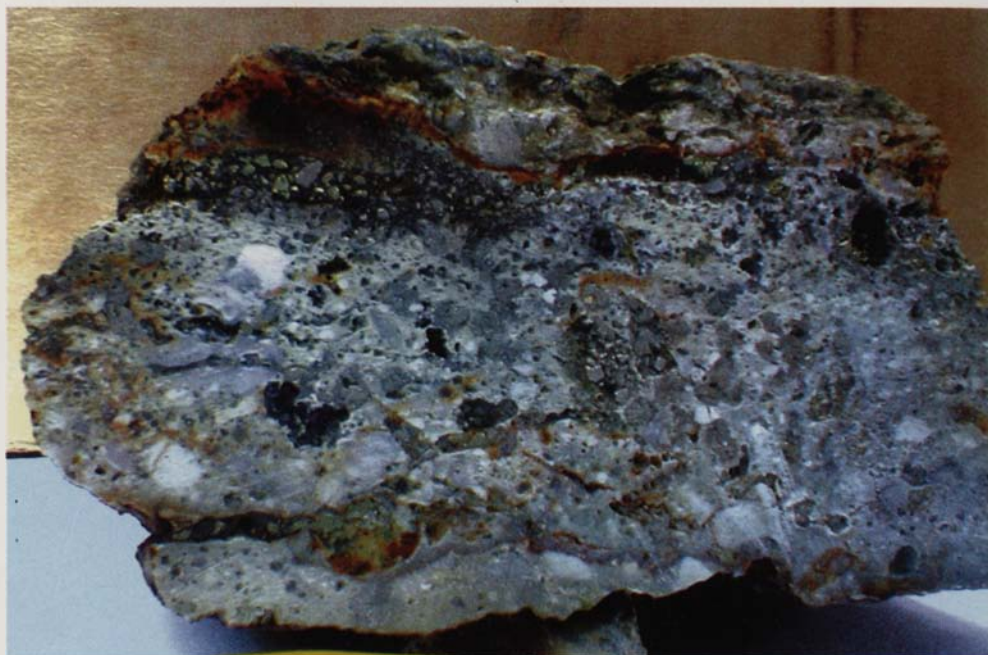
(Труды ГИН РАН, вып. 562)

*Утверждено к печати
Редколлекцией Геологического института РАН*

**Редактор И.М. Ерофеева
Дизайн и компьютерная верстка Е.Ю. Ерофеевой**

Подписано к печати 30.09.04
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная № 1, 80 г/м²
Гарнитура Квант-Антиква. Печать офсетная.
Уч.-изд. 12,0 л. Усл.-печ. 12,75 л.
Тираж 300 экз.
Тип ВТИИ. Москва. Зак. № 409С

Издательство ПК ГЕОС
Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000.
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел.: (095) 230-80-92.
Факс: (095) 231-04-43.



Обломок медно-колчеданной руды, поднятый из рифтовой зоны на 6 с.ш.
Впадина Маркова