



А.А. Пейве

**Структурно-вещественные неоднородности,
магматизм и геодинамические
особенности Атлантического океана**



НАУЧНЫЙ МИР

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Геологический институт



РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
Geological Institute

THE RUSSIAN FOUNDATION FOR
BASIC RESEARCH

A.A. Peyve

**STRUCTURAL-COMPOSITIONAL HETEROGENEITIES,
MAGMATISM AND GEODYNAMIC FEATURES OF THE
ATLANTIC OCEAN**

Transactions, vol. 548
Founded in 1932

**MOSCOW
SCIENTIFIC WORLD
2002**

А.А. Пейве

**СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ,
МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА**

Труды, вып. 548
Основаны в 1932 году

**МОСКВА
НАУЧНЫЙ МИР
2002**

УДК 551.24

ББК 26.324

П 25

Пейве А.А.

П 25

Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. – М.: Научный мир, 2002. – 278 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 548)

ISBN 5-89176-193-9

ББК 26.324

В работе рассмотрен, сопоставлен и обобщен большой объем оригинальных фактических и литературных данных по строению различных структур и составу пород Центральной (16° с.ш. – 7° ю.ш.) и Южной (53° ю.ш. – 56° ю.ш.) Атлантики в том числе крупнейших разломных зон океана (разломы Зеленого Мыса, Вима, Романш, Чейн), а также района тройного сочленения Буве для выявления закономерностей пространственного распределения, условий и механизмов формирования, взаимосвязи различных структурно-вещественных неоднородностей коры и мантии Атлантического океана. Проанализированы мантийные вещественные неоднородности под океаном и рассмотрен наиболее вероятный механизм их формирования с учетом оригинальных фактических данных. В пределах Атлантики, кроме глобальной (аномалия DUPAL), выделены региональные и локальные структурно-вещественные неоднородности. Показано, что региональные неоднородности связаны с плюмами, в то время как локальные – как с процессами перераспределения вещества внутри мантии, так и с комплексом тектонических, магматических и метаморфических процессов в пределах океанической литосферы. Для ряда рифтовых сегментов Срединно-Атлантического хребта, особенно вблизи разломных зон, выявлено формирование хаотического разреза океанической коры, отличающегося от классического незакономерным расположением, как по вертикали, так и по латерали мантийных и коровых пород. Предложен механизм его образования. Рассмотрены разноглубинные твердопластические деформации и метаморфизм пород, сопровождающие тектонические процессы в ходе образования коры. На примерах ряда ключевых структур (разлом Романш, тройное сочленение Буве и др.) выявлена нестационарность процесса образования океанической коры, проявляющаяся в перестройке тектонических границ по рифтам и разломам и пространственной миграции структур (джампинг, проградация). При этом показано, как тройное сочленение Буве в течение последних 10 млн лет меняло конфигурацию. Предложена модель образования вещественных мантийных неоднородностей в начальный этап рифтогенеза Центральной Атлантики.

Ил. 92. Библ. 275 назв.



Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 02–05–78007)

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

Рецензенты: А.Я. Шараскин, Л.В. Дмитриев, Н.А. Богданов

Рейве А.А.

Structural-compositional heterogeneities, magmatism and geodynamic features of the Atlantic ocean. – М.: Scientific World, 2002. – 278 p. (Transactions of GIN RAS; Vol. 548)

Huge extent of original and published data on the composition of different structures and rocks of the Central (16° N – 7° S) and South (53° S – 56° S) Atlantic including the great oceanic fracture zones (Cape Verde, Vema, Romanche, Chain) and also Bouvet triple junction, was examined in the book to reveal regularities of the spatial distribution, conditions and mechanisms of formation, relations of different structural-compositional crust and mantle heterogeneities of the Atlantic ocean. Mantle compositional heterogeneities under the ocean were analyzed and the most probable mechanism of their formation was examined considering original data. Along with the global (DUPAL anomaly) regional and local structural-compositional heterogeneities were singled out. It was shown that regional heterogeneities are connected with plumes while local both with redistribution of material inside mantle and with tectonic, magmatic and metamorphic processes in oceanic lithosphere. Formation of chaotic section of the oceanic crust, that differ from classical by irregular position in vertical and horizontal section of mantle and crustal rocks was revealed for some rift segments of the Mid-Atlantic ridge, especially near fracture zones. Mechanism of its formation is proposed. Brutal-ductile deformations and metamorphism at different depth, that accompany tectonic processes during the formation of the crust were examined. Non stationarity of the ocean crust formation that is seen in reorganization of tectonic borders along rift and fracture zones and spatial migration of the structures (jumping and progradation) was revealed. It was shown also how Bouvet triple junction during last 10 Ma changed its configuration. Model of the formation of mantle compositional heterogeneities in the initial period of rift formation in Central Atlantic was proposed.

Fig. 92. Bibl. 275.



Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research (grant № 02–05–78007)

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

Reviewers: A.Ya. Sharaskin, L.V. Dmitriev, N.A. Bogdanov

© Пейве А.А., 2002.

© Научный мир, 2002.

ISBN 5-89176-193-9

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Введение</i>	7
Глава 1. Строение, магматизм и геодинамика ключевых структур	
Центральной Атлантики	10
Строение и состав океанической коры района разлома	
Зеленого мыса	12
<i>Строение разлома</i>	12
<i>Породные ассоциации</i>	17
<i>Метаморфизм пород океанической коры</i>	23
<i>Связь ассоциаций коренных пород с определенными</i> <i>морфоструктурами океанского дна, условия и механизмы</i> <i>их формирования</i>	26
Особенности формирования переходной области кора–мантия	
в разломе Вима	29
<i>Строение южного борта разломной долины</i>	31
<i>Структуры, состав и взаимоотношения коровых и</i> <i>мантийных пород и условия их образования</i>	35
<i>Условия формирования метаморфических амфиболовых</i> <i>ультрабазитов</i>	51
<i>Причины и возможные механизмы формирования</i> <i>ультраосновных метаморфических пород</i> <i>Центральной Атлантики</i>	55
Строение и эволюция структур разломной области Романш	
при формировании Центральной Атлантики	59
<i>Зона разлома Романи 1</i>	61
<i>Зона разлома Романи 2</i>	68
<i>Восточное продолжение зоны разлома Романи (пассивная часть)</i> . ..	70
<i>Южные плиты</i>	70
<i>Восточный рифт САХ и его западное обрамление</i>	72
<i>Проявления аномальных тектонических процессов в ходе</i> <i>структурной эволюции системы разломных зон Романи</i>	74
Структуры и породные ассоциации области “сухого” спрединга	
района разлома Сьерра-Леоне.	79
Условия образования “хаотичного” разреза океанической коры в	
рифтовых структурах Центральной Атлантики.	86
Особенности процессов формирования океанической	
литосферы Центральной Атлантики	89

Глава 2. Тройное сочленение Буве, особенности строения и эволюции ...	92
Морфоструктурное деление района	96
<i>Структуры САХ</i>	96
<i>Структуры АфАХ</i>	104
<i>Область сочленения САХ–АфАХ</i>	104
<i>Структуры АмАХ и область их сочленения</i> <i>со структурами САХ</i>	110
<i>Подводная гора Шона</i>	114
Петро-, геохимическая характеристика вулканитов различных структур	114
Изотопные соотношения, мантийные неоднородности и источники базальтов	134
Типизация базальтов и геодинамика мантии	140
Структурно-тектоническая эволюция района ТСБ	151
Глава 3. Вещественные неоднородности мантии	158
Разномасштабность мантийных неоднородностей, сегментация САХ	163
<i>Глобальные неоднородности</i>	163
<i>Региональные неоднородности</i>	163
<i>Локальные неоднородности</i>	171
<i>Особенности составов океанической коры</i> <i>и мантии Центральной Атлантики</i> <i>(между разломами Зеленого мыса и Вознесения)</i>	174
<i>Локальные неоднородности в Южной Атлантике</i>	206
<i>Мантийные неоднородности, выявляемые</i> <i>по составам реститовых ультрабазитов</i>	207
<i>Соотношения мантийных неоднородностей,</i> <i>выделяемых по составам базальтов и ультрабазитов</i>	221
Особенности состава и условия формирования мантийных неоднородностей	224
Глава 4. Возможные механизмы образования различных вещественных неоднородностей	228
Генетические типы вещественных мантийных неоднородностей и модели их формирования	228
<i>Сейсмическая томография, плюмы и</i> <i>мантийные неоднородности</i>	229
<i>Пассивные неоднородности</i>	240
Условия и механизмы дренирования неоднородностей, миграции и смещения порций различных расплавов	243
Геодинамика формирования мантийных неоднородностей в ходе образования Центральной Атлантики.	246
Горячие линии	251
Заключение	256
Литература	262

ВВЕДЕНИЕ

Работа направлена на решение фундаментальной проблемы “*Структурно-вещественные неоднородности и геодинамика коры и мантии Атлантического океана*”, имеющей первостепенное значение в раскрытии закономерностей геологической истории и геодинамики Земли. Она предполагает также выявление связей тектонических и магматических процессов в океане. Ставится задача выявить, охарактеризовать и сопоставить между собой структурные и вещественные неоднородности в пределах Центральной и Южной Атлантики. Разработка проблемы окажет непосредственное влияние на дальнейшее развитие глобальной геологической теории. Фундаментальное значение проблемы состоит в том, что познание планетарных геологических явлений, протекавших на Земле с момента ее образования, в том числе и процессов образования месторождений полезных ископаемых невозможно понять, основываясь только на данных континентальной геологии. Большинство структур неогена и многие месторождения континентов в своей основе связаны с геодинамикой процессов, протекающих в океанах.

Актуальность работы определяется также соответствием ее тематики приоритетным направлениям научных исследований, проводимых в Геологическом институте РАН по проекту “Тектонические структуры, магматизм и глубинное строение ключевых районов океанского и морского дна” (руководитель Ю.М.Пущаровский) в соответствии с Федеральной целевой программой “Мировой океан”.

Центральная Атлантика представляет собой один из ключевых объектов для понимания закономерностей эволюции океанической коры и мантии, а также для палеореконструкций тектонических процессов в мезозое – кайнозое. Он включает переходную зону между структурами Южной и Северной Атлантики, что обуславливает специфику строения района, которая не укладывается в традиционную схему спрединга океанической коры. Здесь был проведен большой объем исследований, в том числе и автором настоящей работы, что существенно расширило знания в области происхождения и эволюции Атлантики. Строение Южной Атлантики изучено слабее, чем других областей океана. Между тем, данный район является ключевым для понимания ряда важнейших вопросов океаногенеза. Именно здесь началась вторая фаза раскрытия Атлантического океана, но ход этого процесса ещё далеко не расшифрован. Уникальной структурной областью является район острова Буве, где происходит тройное сочленение крупнейших спрединговых хребтов: Срединно-Атлантического, Африкано-Антарктического и Американско-Антарктического. Здесь решаются геодинамические проблемы, касающиеся перестройки тектонического плана крупных областей океанского дна. Для этого района характерно большое разнообразие магматических систем, имеющих во многих случаях отчетливо выраженное самостоятельное значение. Их понимание лежит

в комплексном анализе взаимосвязи глобальных и локальных, тектонических и магматических процессов.

Основываясь на выделенных неоднородностях различного ранга, представляющих важнейшую эмпирическую базу исследований, в работе сделаны обобщения о вещественных и структурных провинциях, разломных зонах, а также особенностях формирования молодого океана, каким является Атлантика. Тем самым открываются новые пути к геодинамическим построениям и пониманию геологической истории второго по величине океана Земли.

Программа масштабного, петрографического, геохимического и тектонического изучения базальтов, габброидов и ультрабазитов океанского дна для выявления природы крупных глубинных неоднородностей, получившая затем название "Литос", была сформулирована в России в 1980 г. на совещании, посвященном магматическим и метаморфическим породам дна океана. В появившихся в 80-х г. работах обращалось внимание на очевидную множественность автономных исходных магм и, соответственно, на необходимость оконтуривания базальтовых и, возможно, гипербазитовых петрохимических и геохимических провинций. Обособление соответствующих провинций (неоднородностей), как указывалось в [Пушаровский, 1982, 1983], должно привести к новым представлениям о глубинных тектономагматических и геодинамических процессах.

В дальнейшем был опубликован обстоятельный обзор, посвященный океанским базальтам в связи с проблемой гетерогенности мантии [Пушаровский, Пейве, 1984, 1987; Золотарев и др., 1989]. Состоялось ещё несколько публикаций, где в свете вещественных неоднородностей рассматривались геодинамические проблемы и в особенности глубинная конвекция [Пушаровский и др., 1989; 1990]. В них были сделаны принципиальные выводы по поводу разноуровневости, разномасштабности и нерегулярности проявления конвективных процессов, что в конечном счете позволило констатировать существование нелинейных геотектонических и геодинамических явлений. Распределение различных неоднородностей в мантии Земли в значительной мере является следствием нерегулярных, хаотичных и разных по интенсивности конвективных движений. Особенности геологического строения различных структур Центральной Атлантики и их деформации были обобщены в работе А.О.Мазаровича [Мазарович 2000].

Хотя к настоящему времени имеется много публикаций по вещественным неоднородностям океанической коры и мантии, нельзя считать, что в петролого-геохимическом изучении кристаллических пород океанского дна сделано достаточно, чтобы строить полностью достоверные модели глубинных процессов.

Детальное изучение океанической литосферы выявляет все более и более сложную картину ее строения, при этом новые факты во многих случаях не вписываются в рамки простых эволюционных моделей хорошо перемешиваемой конвекцией мантии. Появляется все больше данных по изотопии, которые указывают на длительное существование (свыше миллиарда лет) обособленных участков в мантии. С другой стороны, сами процессы формирования коры в спрединговых зонах (включая образование и эволюцию расплавов) имеют различный характер в разных сегментах спрединговых хребтов.

Этот круг вопросов, непосредственно связанный с океанской геодинамикой и предполагается рассмотреть в настоящей работе, основываясь на имеющихся данных по акватории Атлантического океана.

В основе работы лежат оригинальные фактические материалы по строению различных структур и составу пород Центральной и Южной (район тройного сочленения Буве)

Атлантики, полученные автором в ходе 11 морских экспедиций на НИС “Академик Николай Страхов” (3, 9, 13, 15, 16, 18, 19, 22-ой рейсы), НИС “Дмитрий Менделеев” (31-й рейс), “Академик Иоффе” (10-й рейс) и “Геленджик” (1996 г.) в период с 1987 по 2001 гг. Проанализировано более 1400 оригинальных и ранее опубликованных (в том числе и другими исследователями) химических и более 300 изотопных анализов составов базальтов и базальтовых стекол, более 200 образцов ультрабазитов. Структурно-тектоническое районирование и анализ ключевых структур Центральной и Южной Атлантики проведен на основании детальных батиметрических данных, полученных с помощью многолучевого эхолотирования (эхолоты ECHOS-625 и SIMRAD 12S) на российских научных судах. Использован также обширный литературный материал, среди которого следует отметить новейшие данные по спутниковой альтиметрии и сейсмической томографии. Анализ различных моделей происхождения вещественных неоднородностей Атлантического океана сделан с учетом всех последних публикаций по соответствующей тематике.

В рейсах НИС “Дмитрий Менделеев”, “Академик Николай Страхов”, и “Геленджик” автор работал в разное время совместно с Г.В. Агаповой, А.В. Акимцевым, Е.С. Базиловской, Э. Бонатти, Дж. Бортолуцци, Д. Брунелли, А.А. Булычевым, В.В. Велинским, И.В. Викентьевым, И.А. Волож, Л. Гасперини, М. Гасперини, Д.А. Гилод, В.В. Губенковым, А.Н. Диденко, Д.А. Дмитриевым, К.О. Добролюбовой, В.Н. Ефимовым, М.В. Захаровым, Н. Зиттелини, Г.Л. Кашинцевым, П.К. Кепежинским, Л.И. Коганом, В.Ю. Колобовым, М. Лиджи, Э. Лодоло, С.М. Ляпуновым, А.О. Мазаровичем, М. Марани, Б.П. Никаноренковым, А.С. Перфильевым, А.Н. Перцевым, В.М. Побержинным, А.Г. Поповым, Ю.Н. Разничиным, Г.Н. Савельевой, В.А. Симоновым, С.Г. Сколотневым, С.Ю. Соколовым, С. Сусини, Н.М. Суцевской, В.В. Трофимовым, Н.Н. Турко, А.Г. Третьяковым, П. Фабретти, Н.В. Цукановым, А. Чиприани, Б. Шихлер, Ф.Шуто, С.А.Щербаковым, Р. Экинниан. Обсуждения со всеми вышеперечисленными специалистами различных вопросов строения Атлантики помогло в написании настоящей работы. Выполнению работы также способствовала помощь и сотрудничество экипажей научных судов “Дмитрий Менделеев”, “Академик Николай Страхов”, “Академик Иоффе” и “Геленджик”.

Особую благодарность автор выражает Ю.М. Пушаровскому – научному руководителю океанских геологических исследований в Геологическом институте РАН за постоянную поддержку и помощь в работе.

Создание этой работы было бы невозможно без финансовой поддержки Российского Фонда Фундаментальных Исследований (гранты № 97-05-64737, 00-05-64235) и Федеральной целевой программы “Мировой океан” по проектам “Глубинные геосферы” и “Тектонические структуры, магматизм и глубинное строение ключевых районов океанского и морского дна” Министерства промышленности, науки и технологий Российской Федерации.

Глава 1. СТРОЕНИЕ, МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА КЛЮЧЕВЫХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

Центральная Атлантика между 7° ю.ш. и 15° с.ш. представляет собой один из наиболее важных объектов для понимания закономерностей геодинамики океанической коры и мантии, а также для реконструкций тектонических и магматических процессов в мезозое-кайнозое. Это переходная зона между структурами Южной и Северной Атлантики со своей спецификой строения, более сложной, чем следует из традиционной схемы спрединга и образования океанической коры.

Срединно-Атлантический хребет Центральной Атлантики состоит из нескольких отрезков с различным простираем структур: субмеридиональным (севернее разлома Марафон), северо-западным (между разломами Марафон и 7°10' с.ш.) и вновь субмеридиональным (южнее разлома 7°10' с.ш.). Вдоль простираения САХ существенно меняется частота распространения разломных зон, максимально сосредоточенных между разломами Марафон и 7°10' с.ш. (рис. 1.1).

Центральная Атлантика характеризуется большим разнообразием структурных рисунков разломных зон, что обусловлено сложной кинематикой ее раскрытия в ходе спрединга. Здесь могут быть выделены 6 групп разломных структур: трансокеанские, центральноокеанские, свода срединного хребта, односторонние, фланговые и периферические, подробно рассмотренные в работе [Пушаровский и др., 1995]. Поперечные разломные зоны Атлантики имеют разное строение, неодинаковую глубину заложения и отличаются по геологической истории. Среди них выделяется несколько разновидностей, в том числе категория демаркационных разломов, являющихся структурными разграничениями крупных областей океанского дна и межокеанскими разделами [Пушаровский и др., 1995]. Это разломы Зеленого Мыса, 7°10' с.ш. (Богданова), Сан-Паулу, Романш. Первые два к востоку от Срединно-Атлантического хребта ограничивают область схождения (в котловине Зеленого Мыса) разломных зон, расположенных между ними.

Ниже мы подробно рассмотрим строение районов, включающих разломные зоны Зеленого Мыса, Вима, Романш и Сьерра-Леоне. Это наиболее крупные структурные области, где представлены практически все возможные тектоно-магматические процессы, связанные с формированием разноразмерных океанических структур коры и мантии Атлантики. Кроме того, большинство из этих разломных зон представляют собой разделы, длительное время разграничивающие океанические сегменты с различным строением и историей формирования. Изучение этих районов дает возможность выявить сходные процессы в других, менее изученных или слабее расчлененных областях Атлантики.

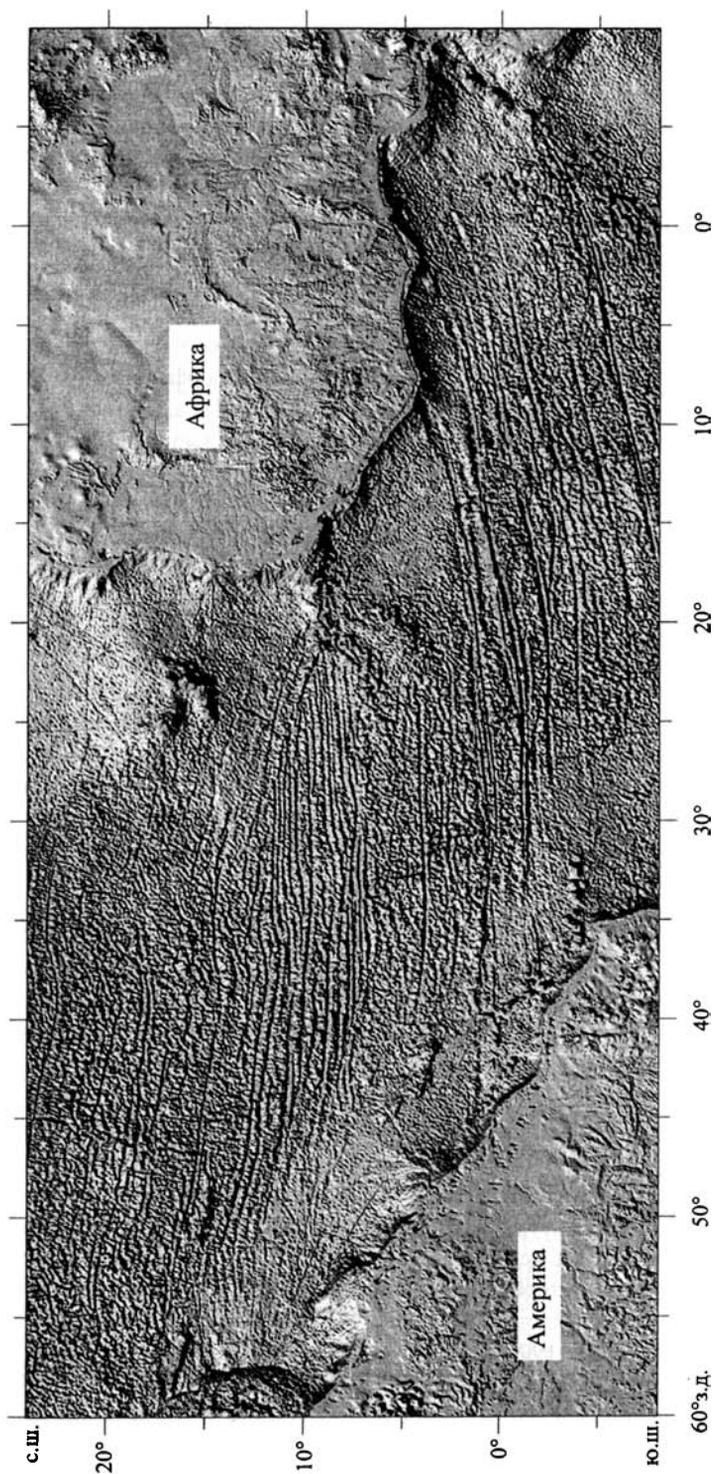


Рис. 1.1. Карта теневого рельефа дна Центральной Атлантики, по: [Sandwell, Smith, 1997]

Строение и состав океанической коры района разлома Зеленого мыса

Разлом Зеленого Мыса относится к ряду наиболее крупных разломов Атлантики (рис. 1.2). Он впервые был обнаружен в 1967 г. на основании распределения эпицентров землетрясений [Sykes, 1967]. В районе разлома в течение ряда лет проводили геофизические исследования (НСП, гравиметрическая, магнитная и батиметрическая съемки) голландские исследователи [Collette et al., 1969, 1974, 1984; Roest, Collette, 1986].

В дальнейшем разлом был прослежен на 1500 км в пределы океанических котловин – Зеленого Мыса (на востоке) и Гвианской (на западе). Протяженность его активной части – 195 км; отмечается левостороннее смещение рифтовой долины по азимуту 95° ; глубины троговой долины 4,5–6 км. Мощность осадков не более 1 км, максимальная – 2 км. К востоку от САХ наблюдается изменение простирания разлома от широтного к юго-восточному.

В пределах разлома В.Р. Ройст и Б.Д. Коллет выделили по морфологии три симметричные провинции [Roest, Collette, 1986]: а) внешние, между 31° и 38° з.д. и между 60° и $53^\circ 30'$ з.д.; б) внутренние, между 38° и $42^\circ 20'$ з.д. и между $53^\circ 30'$ и 49° з.д.; в) центральные, между $42^\circ 20'$ и 49° з.д., включая активную часть трансформа между 45° и $46^\circ 40'$ з.д.

Для внешних провинций характерны асимметричная долина и высокий борт со стороны более древней плиты. На восточном участке в районе $33^\circ 30' - 34^\circ 30'$ з.д. разломная зона изгибается, при этом длина активной части сокращается. В центральных провинциях вместо типичного сечения разлома видна широкая долина, включающая относительно прямолинейные хребты. Хребты удалены на расстояние около 10 км от молодых трогов. Их длина около 250 км, ширина у основания 7–10 км, превышение от основания до 1,8 км.

На западном фланге САХ непосредственно к югу и к северу от разлома Зеленого Мыса имеются соответственно хребет Ресечер и трог Ройял. Трог получил название в честь голландской королевской морской компании, корабль которой открыл эту структуру, а название хребта соответствует названию одного из кораблей этой компании, проводившей там исследования. Хребет Ресечер нормально намагничен (как и система подводных гор Атлантик–Метеор). Дно трога в районе максимальной глубины (6000 м) расположено всего в 200 км от оси САХ.

Строение разлома

Детальное изучение вещественного состава коренных пород этой разломной зоны было проведено в 3-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в пределах пяти полигонов. Материалы публиковались в статьях: [Пушаровский и др., 1987, 1988, 1989]. Полигоны были выбраны таким образом, чтобы можно было получить представление о породах, слагающих различные по возрасту и морфологии участки разломной зоны. Драгировки проводились на бортах долины разлома, на склонах поперечных хребтов, а также в пределах медианных хребтов, расположенных непосредственно в долине разлома. Несколько драгировок выполнено в рифтовой долине САХ. Кроме того, магматические породы получены со склонов двух структур на западном фланге разлома – хребта Ресечер и трога Ройял. В дальнейшем детальные исследования были сконцентрированы в пределах западного и особенно восточного интерсектов разлома, включая прилежащие участки рифтовых долин [Геологические исследования ... 1991; Cannat et al., 1992; Добрецов и др., 1994; Casey et al., 1992; Cannat et al., 1997].

Изучение разлома проводилось ступенчатым драгированием и в ряде мест площадным опробованием, что позволило достаточно полно охарактеризовать эту структуру в нескольких

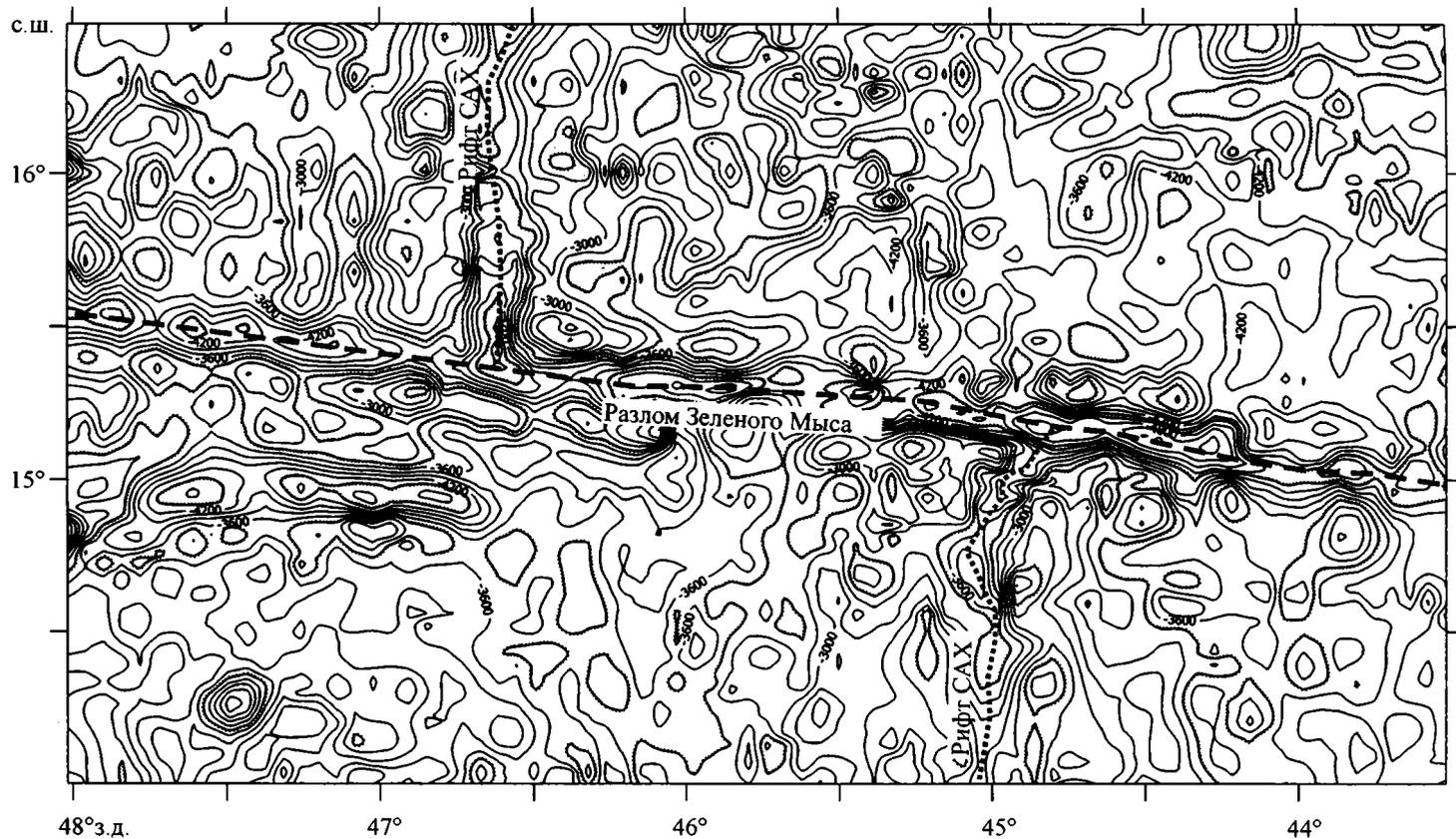


Рис. 1.2. Рельеф дна района разлома Зеленого Мыса, по: [Sandwell, Smith, 1997]
Пунктиром показано положение осей разломных долин, точками – рифтовых

поперечных сечениях. Был поднят большой объем разнообразного каменного материала: базальты, долериты, массивные и кумулятивные габброиды, троктолиты, пироксениты, перидотиты, дуниты, метаморфические (в основном хлорит амфиболовые и актинолитовые сланцы) и гидротермально переработанные (метасоматические) породы, а также известняки.

В пределах зоны холмистого рельефа на расстоянии около 1350 км к востоку от оси САХ (30° з.д.), расположенной в самой глубоководной части котловины Зеленого Мыса, с южного склона поднятия в долине разлома грунтовой трубой подняты только обломки базальтов.

На склоне САХ, на переходе к абиссальной котловине (42–43° з.д.) северный борт разлома в верхней части сложен серпентинизированными гипербазитами, в нижней – массивными и кумулятивными габбро, а также базальтами и долеритами. На южном борту драгируются базальты с небольшим количеством габброидов, а в верхней части – известняки.

Наиболее детально изучены западный и восточный интерсекты разлома Зеленого Мыса с рифтовыми долинами (рис. 1.3). Целенаправленные структурно-вещественные исследования этого района были начаты в 3-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 1986 г. [Пушаровский и др., 1987]. Здесь было выявлено широкое распространение глубинных пород (габброидов, гипербазитов) на уровне океанического дна и их сложные взаимоотношения с базальтами. Последующими экспедициями (16-й рейс НИС “Академик Борис Петров”, 15-й, частично 6-й и 9-й рейсы НИС “Академик Николай Страхов”, 9-й рейс НИС “Антарес”, совместные франко-американские рейсы) были, с одной стороны, уточнены ранее собранные данные, с другой, – получены новые, расширившие наши познания о геологии этого региона.

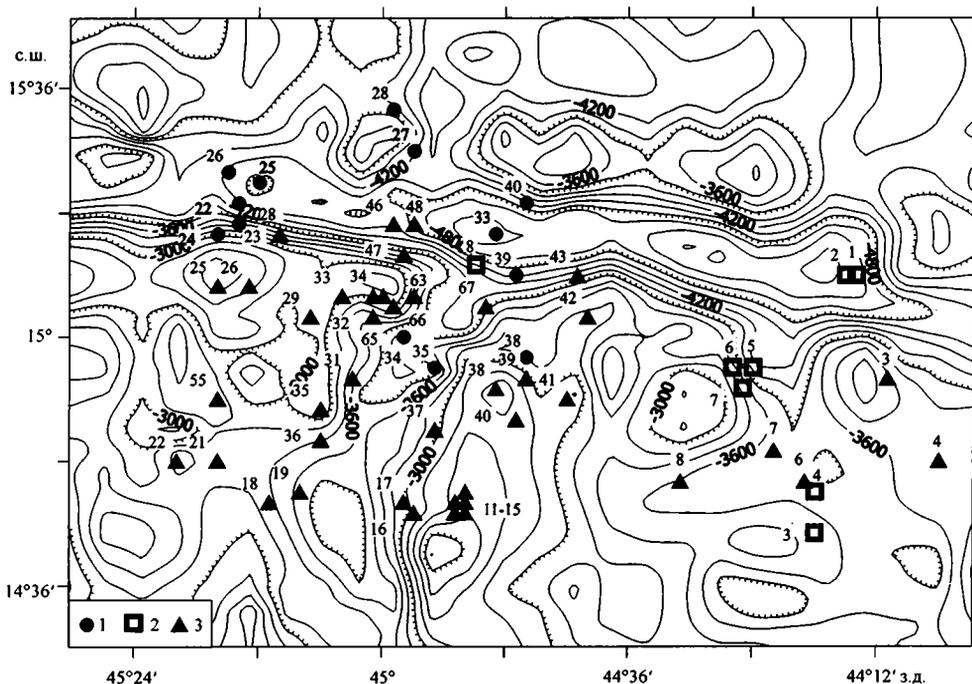


Рис. 1.3. Схема расположения станций драгирования НИС “Академик Николай Страхов” в районе восточного интерсекта разлома Зеленого Мыса
1 – 3-й рейс; 2 – 9-й рейс; 3 – 15-й рейс

Область сочленения разлома Зеленого Мыса с южным сегментом рифтовой долины (восточный интерсект) на сегодня представляется наиболее изученным в геологическом отношении районом в пределах осевой части САХ. Остановимся более подробно на его строении (рис. 1.4). К востоку от рифтовой имеется ряд изометричных и меридиональных поднятий. Самое удаленное из изученных поднятий расположено в 70 км к востоку от оси рифта. Данное поднятие сложено породами двух различных уровней базальтового разреза. С одной стороны это хлоритизированные базальты, преобладающие на станции S1507, с другой, – базальты с частично палагонитизированным стеклом из брекчии и базальты станции S1506, слагающие верхние горизонты базальтового разреза, как следует из характера их вторичных изменений. Очевидно, что их современное положение обусловлено тектоническим выведением в верхние горизонты коры.

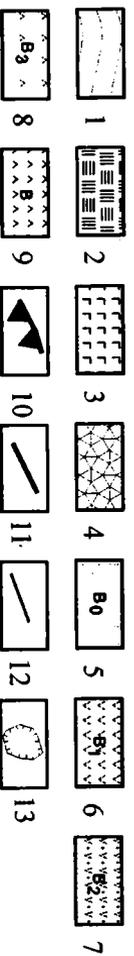
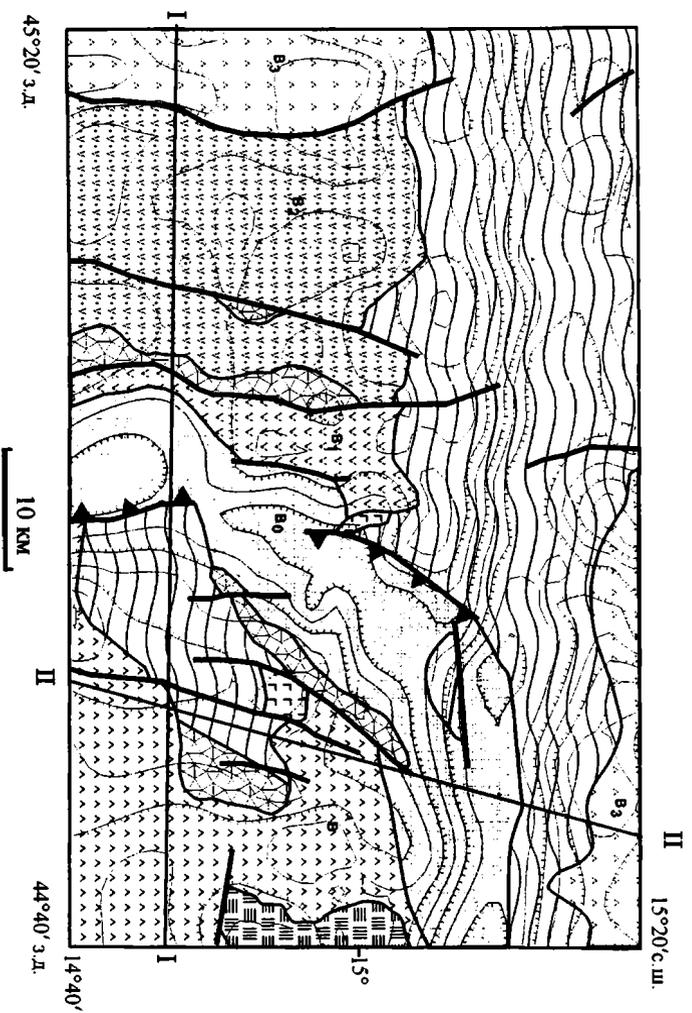
В пределах меридиональных хребтов в 35 и 25 км к востоку от оси рифта встречена ассоциация относительно свежих базальтов, находившихся с момента своего излияния на океанское дно или вблизи него, с глубинными породами (ультрабазитами и тектонизированными габброидами). Для габброидов характерны проявления полистадийных тектоно-метаморфических процессов, начавшихся уже, по-видимому, с субсолидусной стадии кристаллизации. В ходе последующей эволюции широко проявились хрупкие деформации габбро, приведшие к формированию милонитов.

Если проследить с юга на север, как меняются породные ассоциации, характеризующие морфоструктуры субмеридионального простирания, то можно отметить, что чем ближе к разлому, тем меньше роль базальтов и больше значимость серпентинизированных ультрабазитов, ассоциирующих с тектонизированным габбро.

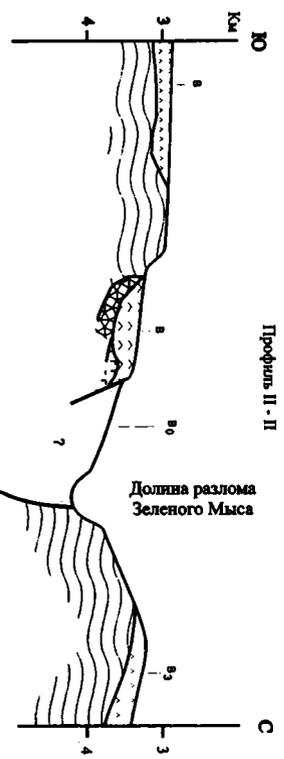
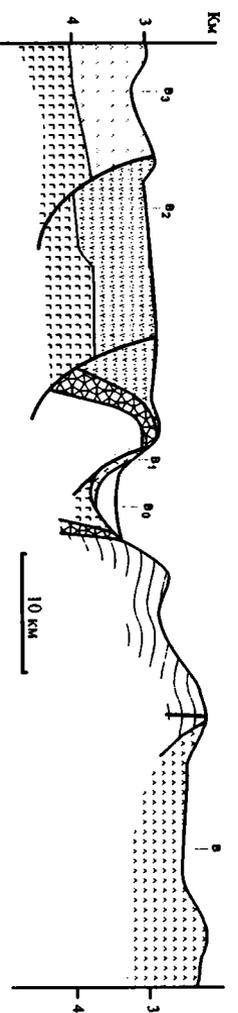
В пределах меридионального хребта в 19 км к востоку от оси рифта получен широкий спектр различных пород, первоначально разноглубинного генезиса, выведенных в верхние горизонты океанической коры в результате тектонических движений. Здесь преобладают сильно серпентинизированные ультрабазиты с габбровыми жилами и телами пегматоидных габбро, в том числе, возможно, представляющие расслоенный комплекс. В габброидах имеются следы пластических деформаций. В северной части хребта широко развиты катаклазиты и милониты со следами хрупких деформаций.

Рассматриваемый хребет построен следующим образом. На юге свежие базальты встречены на вершине (ст. S1512), ниже, среди поднятого материала преобладают глубинные породы (ст. S1513 и S1514), хотя есть и свежие базальты (ст. S1515). Таким образом, базальты располагаются на глубинных породах в виде маломощного (не более 100 м) горизонта.

Меридиональный хребет в 9 км к востоку от оси рифта с учетом данных 16-го рейса НИС “Академик Борис Петров” (ст. АВР-16-68) [Cannat et al., 1997] и 9-го рейса НИС “Антарес” (ст. А9-25) [Геологические исследования ..., 1991] построен следующим образом. В южной части хребта основание, сложенное габброидами и серпентинизированными перидотитами, надстраивается сравнительно мощным базальтовым разрезом. Так, в районе станции S1519 мощность базальтов составляет не менее 250 м. В более северной части хребта также встречаются сравнительно свежие незахоронявшиеся (без хлорита) базальты, взаимоотношения которых с широко представленным комплексом глубинных пород в районе ст. S1535 не вполне ясны. Судя по результатам драгирования в северной части хребта (ст. S1531, S1535) значительно больше сильно тектонизированных и метаморфизованных габброидов, процесс преобразования которых начался уже на субсолидусной стадии кристаллизации и продолжался в условиях хрупких деформаций.



Профиль I - I



Отмеченная смена характера строения хребта проявляется и геоморфологически, и в магнитном поле. На севере хребта, т.е. там, где возрастает роль глубинных существенно тектонизированных пород, субширотная полоса отрицательных аномалий сменяется на поле положительных аномалий, а сам хребет надстраивается меридионально вытянутой горой.

Меридиональные хребты, расположенные к западу от оси рифтовой долины, в их южной части, сложены исключительно базальтами. Мощность базальтового разреза этих хребтов значительна. Учитывая высоту хребтов и глубину драгирования, можно приблизительно оценить значение мощностей: в районе станции S1518 – не менее 500 м, станции S1522 – не менее 700 м. По мере продвижения от рифта на запад возрастает степень палагонитизации базальтового стекла. В рифтовых базальтах (ст. S0334, S0335) [Пушаровский и др., 1987] палагонитизация практически отсутствует. На ближайших к рифту станциях S1519 и S1536 степень палагонитизации составляет около 30% от объема стекла. Далее на станциях S1518, S1521, S1555 степень палагонитизации 60–80% и, наконец, на станции S1522 стекло уже практически полностью палагонитизировано. Степень палагонитизации базальтового стекла зависит от времени воздействия на стекло морской воды, наличия и отсутствия разгрузки термальных вод, от размеров обломков стекла. При прочих равных условиях степень палагонитизации, отражая продолжительность воздействия морской воды, косвенно характеризует возраст базальтов, экспонирующихся на морском дне. Таким образом, степень палагонитизации подтверждает увеличение возраста базальтов по мере удаления их от оси рифта.

Внутреннее угловое поднятие является одной из наиболее выраженных в рельефе структур восточного интересекта разлома Зеленого Мыса. Оно изучалось в 15-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” [Перфильев и др., 1996], 16-м рейсе НИС “Академик Борис Петров” (ст. 65, 70, 71, 72, 77) [Cannat et al., 1997] и в 9-м рейсе НИС “Антарес” (ст. 11, 13, 14, 21, 49, 32) [Геологические исследования ..., 1991]. В 1991 г. здесь проводила работы совместная франко-американская экспедиция (FARA) с использованием подводных обитаемых аппаратов [Casey et al., 1992]. Свежие рифтовые базальты облекают подножие поднятия (ст. S0334, S1563, A9-32, 49, 21, АВР-16-21) с северо-востока, востока вплоть до юго-запада, а сам южный склон и вершина (по крайней мере, в южной части) покрыты более палагонитизированным (ст. S1532, S1534) и, видимо, более древними базальтовыми потоками. Кроме перечисленных базальтов встречены также зеленокаменно измененные разности (например, на ст. S1563, S1566).

Породные ассоциации

Породы, слагающие зону разлома, отчетливо разделяются на два главных структурно-вещественных комплекса: *мантийный* дунит-гарцбургитовый и *коровый*, представленный

Рис. 1.4. Геологическая схема и профили района восточного интересекта разлома Зеленого Мыса. 1 – фрагменты дунит-гарцбургитового (мантийного) комплекса; 2 – предполагаемые ультрабазиты; 3, 4 – фрагменты кумулятивной расслоенной серии: 3 – не метаморфизованные, 4 – подвергшиеся динамотермальному метаморфизму; 5–9 – базальты с различной степенью палагонитизации стекла: 5 – без палагонитизации (B_0), 6 – с начальной степенью палагонитизации (B_1), 7 – частично палагонитизированные (B_2), 8 – полностью палагонитизированные (B_3); 9 – со степенью палагонитизации, меняющейся по площади незакономерно (B); 10 – пологий глубинный срыв, установленный по данным [Casey et al., 1992]; 11 – крутопадающие разломы, 12 – линии профилей, 13 – изолинии рельефа дна

фрагментами кумулятивной ультрабазит-габбровой серии, габброидами, долеритами дайковой серии и базальтами.

Ультрабазиты мантийного комплекса. Особенность разломной зоны Зеленого Мыса – исключительно широкое распространение ультрабазитов. Причем не только в пределах поперечных хребтов, но и в бортах рифтовой долины. Все они имеют характерные структуры твердопластических деформаций (ультраосновные тектониты), что выражается в плоско-параллельном расположении пироксен-хромшпинелевых (в гарцбургитах и лерцолитах) или хромшпинелевых (в дунитах) минеральных сегрегаций. Пироксен-хромшпинелевые агрегаты, как правило, имеют форму сжатых трехосных эллипсоидов, уплощенность которых соответствует минеральной уплощенности, а удлинение – минеральной линейности ультраосновных пород. Несколько реже отмечаются линейные минеральные агрегаты без ясно выраженной уплощенности, которые чаще встречаются в дунитах.

Линейно-плоскостные минеральные агрегаты, аналогичные описанным выше, чрезвычайно широко распространены в породах дунит-гарцбургитового и лерцолитового комплексов офиолитовой ассоциации континентов, для которых показано их деформационно-метаморфическое происхождение. Драгированные ультраосновные породы часто брекчированы, рассланцованы и, судя по характеру тектонизации, представляют собой породы зон тектонического меланжа. Сильно серпентинизированные ультрабазиты окрашены в различные цвета: от темно-зеленовато-синего и темно-серого до черного. Часто они пронизаны светлыми жилками карбонатов и талька. Характер серпентинизации указывает на существование нескольких этапов преобразования пород, в том числе и с участием высокотемпературных гидротерм с образованием антигорита. Вторичные низкотемпературные изменения включают образование талька, хлорита, тремолита и кальцита. Несмотря на это в большинстве образцов сохраняются как текстурно-структурные особенности первичных пород, так и реликты, слагающих их минералов, что позволяет не только реконструировать первичные минеральные ассоциации ультрабазитов, но и проводить изучение их состава с помощью микрозонда.

Как уже отмечалось выше, преобладают серпентинизированные гарцбургиты (80–90%). Менее распространены дуниты и шпинелевые лерцолиты. Первичная минеральная ассоциация гарцбургитов представлена оливином (70–90%), энстатитом (10–25%), диопсидом (1–5%) и хромшпинелидом (1–2%). По микроструктурному строению выделяются две главные разновидности гарцбургитов (протогранулярные и порфиροкластические), между которыми наблюдается множество переходных разновидностей. Как правило, среди пород, поднятых в одной точке драгирования, встречаются гарцбургиты обеих разновидностей. Для протогранулярных гарцбургитов характерна неясно выраженная линейно-плоскостная микроструктура, обусловленная удлинением и уплощенностью зерен оливина и пироксеновых агрегатов. Крупные зерна серпентинизированного оливина (до 10 мм), слагающие основной объем породы, нарушены полосами излома, границы которых параллельны кристаллографической плоскости (100) и перпендикулярны удлинению зерен. Такие структуры, как известно, формируются во время пластических деформаций путем внутризернового трансляционного скольжения при высоких температурах (более 1000° С) и небольших стрессовых напряжениях [Nicolas et al., 1980; Raleigh, 1968]. Крупные (7–10 мм) таблитчатые зерна энстатита, содержащие ламелли диопсида с полосами излома, часто группируются в цепочки, образуя минеральную сланцеватость пород. Мелкие ксеноморфные зерна диопсида и просвечивающего коричневым или красно-коричневым цветом хромшпинелида тесно ассоциируют с энстатитом и приурочены к краям его зерен.

В большинстве изученных гарцбургитов первичная протогранулярная микроструктура, сформировавшаяся в процессе высокотемпературных пластических деформаций в ходе внутризернового скольжения, частично или полностью переработана более поздними деформациями, сопровождавшимися синтетектонической рекристаллизацией пород и образованием в них порфирокластической структуры. Микроструктуры порфирокластических гарцбургитов характеризуются четко выраженными: разномасштабностью и линейно-плоскостной ориентировкой минералов и их агрегатов. Основная масса порфирокластических гарцбургитов сложена мелкозернистым (0,1–0,3 мм) гранобластовым агрегатом оливина, в котором заключены реликты (1–3 мм) крупных зерен оливина, нарушенные полосами излома, параллельными кристаллографической плоскости (100). В некоторых образцах отчетливо видно формирование неомасштабов на месте зерен первичного крупного оливина (5–10 мм), что при микроскопическом изучении фиксируется по практически одновременному погасанию новообразованных мелких зерен.

В погруженных в оливиновый субстрат линейно-плоскостных пироксен-хромшпинелевых агрегатах, сложенных преимущественно мелкими (0,1–0,4 мм) недеформированными зернами энстатита, диопсида и просвечивающего красновато-коричневым цветом ксеноморфного хромшпинелида, часто сохраняются крупные (до 5 мм), в той или иной степени деформированные, реликтовые зерна энстатита со структурами распада твердого раствора. Во многих случаях отмечается образование мелкозернистых пироксен-хромшпинелевых агрегатов за счет рекристаллизации первичного крупного энстатита, насыщенного ламеллами диопсида. В некоторых образцах (ст. S0322-S0324) хорошо видны все стадии распада твердого раствора энстатит–диопсид, сопровождавшего деформации в виде внутризернового трансляционного скольжения, и обособления диопсида в самостоятельные зерна во время последующей синтетектонической рекристаллизации: 1) образование тонкой ламеллярной структуры; 2) укрупнение пластинок диопсида за счет очищения прилегающих участков реликтового энстатита; 3) миграция диопсида в зоны концентраций напряжений с образованием неправильных выделений и самостоятельных минеральных индивидов (неомасштабов) на границах полос излома в пределах первичного зерна; 4) полная индивидуализация диопсида в составе рекристаллизованных мелкозернистых гранобластовых агрегатов. Такая эволюция пироксенов, которая отмечается в ультраосновных породах как океанов [Щербаков, Савельева, 1984], так и континентальных офиолитов [Савельева, Степанов, 1979], указывает на то, что высокотемпературные пластические деформации, способствуя распаду метастабильных фаз и появлению в породах новообразованных минералов, приводят к вещественным преобразованиям ультрабазитов.

Структуры шпинелевых лерцолитов схожи с гарцбургитовыми, отличаясь от них несколько более широким распространением протогранулярных микроструктур. Главным отличием шпинелевых лерцолитов от гарцбургитов является повышенное содержание в породах диопсида, который не только присутствует в виде мелкозернистых агрегатов и ксеноморфных выделений в ассоциации с энстатитом, но и образует самостоятельные крупные зерна таблитчатой формы (до 5 мм), погруженные в оливиновый матрикс. Хромшпинелид шпинелевых лерцолитов образует, в отличие от гарцбургитов, более крупные (до 2 мм), субидиоморфные зерна, ассоциирующие не только с пироксенами, но и с оливином. Часто несколько таких зерен образуют отдельные цепочки, не связанные с пироксеновыми агрегатами, что обуславливает мономинеральную хромшпинелевую линейность пород. Очень редко в шпинелевых лерцолитах отмечается небольшое количество плагиоклаза (2–3%) (ст. S0355), образующего мелкие (0,1–0,3 мм) субидиоморфные зерна.

Приуроченность их к мелкозернистым пироксеновым агрегатам позволяет предположить, что они сформировались в результате синтетектонической рекристаллизации на месте обогащенного Са и Al первичного ортопироксена.

Дуниты, состоящие из оливина с небольшой примесью (1–3%) субидиоморфного, хромшпинелида (0,2–1,5 мм) характеризуются протогранулярными структурами с уплощенными, нарушенными полосами излома крупными зернами оливина размером 5 – 10 мм (до 15 мм), испытавшими пластические деформации при трансляционном скольжении. Этап синтетектонической рекристаллизации выразился в этих породах менее отчетливо, чем в гарцбургитах и шпинелевых лерцолитах, и проявился в микроструктуре дунитов формированием относительно более крупных необластов (0,3–1 мм) по границам крупных оливинов. Как и в других породах первой группы, в дунитах отмечается минеральная линейность, выраженная цепочками зерен хромшпинелида.

Деформации пород были неодновременными: в структурах шпинелевых лерцолитов, гарцбургитов и дунитов фиксируются два этапа пластических деформаций. На первом этапе была сформирована линейно-плоскостная грубозернистая структура, которая возникла при внутризерновом трансляционном скольжении. Образование этой структуры обусловлено пластическими деформациями при высоких температурах и небольших стрессовых напряжениях, т. е. в условиях, отвечающих режиму стационарной ползучести пород верхней мантии [Щербаков, Савельева, 1984; Nicolas et al., 1980]. Деформации второго этапа, осуществлявшиеся в ходе рекристаллизации, отразились в частичной или полной перестройке первичной грубозернистой структуры и превращении ее в порфирокластическую. Такие деформации могли происходить в условиях более низких температур и давлений при повышенном стрессе в ходе выведения мантийных масс в нижние горизонты океанической коры. Высокотемпературные деформации, которые ультрабазиты претерпевали по мере продвижения к земной поверхности, способствовали перераспределению компонентов пород с частичным отделением расплавов, а также образованием вторичных минеральных фаз, т.е. дифференциации верхнемантийного вещества.

Коровый комплекс: фрагменты ультрабазит-габбровой расслоенной серии, габброиды и долериты, традиционно относящиеся к третьему слою океанической коры, в зоне разлома Зеленого Мыса распространены не столь широко. В большинстве мест эти породы в той или иной степени испытали динамометаморфические преобразования разных температурных уровней. Наименее измененные разности сохранились на юго-восточном склоне внутреннего углового поднятия. Это дуниты, верлиты, клинопироксениты, троктолиты, полосчатые кумулятивные габбро, а также среднезернистые габбро-нориты и габбро-долериты. Несомненно, что на этом участке выходят на поверхность дна фрагменты 3-го слоя с его характерными составными частями (ультрабазит-габбровые кумуляты, изотропное габбро и дайковый комплекс). Подобный же фрагмент имеется и в восточном борту рифтовой долины, где также подняты породы, относящиеся к расслоенной серии. В целом в составе корового комплекса преобладают различные габброиды, в том числе и метаморфизованные. Кумулятивные ультрабазиты встречаются в подчиненном количестве.

Кумулятивные ультрабазиты. Проблема отнесения отдельных образцов ультрабазитов к респитам или кумулятам не всегда решается однозначно. Эта проблема существенно осложняется серпентинизацией и вторичными изменениями: в большинстве случаев первичные силикаты не сохраняются. Тем не менее, определенную информацию можно получить из вариаций состава акцессорных хромшпинелидов, резкое увеличение железистости которых характерно для кумулятивных ультрабазитов: орто- и дупироксеновых

перидотитов и дунитов. Более того, находки образцов непосредственных контактов дунитов с верлитами, убедительно доказывают принадлежность этих пород к дунит-верлитовому полосчатому комплексу, располагающемуся, как известно, в нижней части расчлененных кумулятивных серий офиолитовых ассоциаций.

Габброиды, драгированные из различных участков трансформного разлома Зеленого Мыса, отличаются большим разнообразием. По данным, полученным с помощью обитаемых аппаратов, они как правило представляют собой неправильной формы интрузивные тела в ультрабазитах [Cannat et al., 1997]. Это: габбро, габбро-нориты, оливиновые габбро, оливиновые габбро-нориты, анортозиты, пироксениты, рудные габбро, габбро с биотитом и троктолиты. Среди кумулятов резко преобладают лейкократовые габбро и габбро-нориты. Зерна плагиоклаза (55–75%) относительно идиоморфны, имеют широко таблитчатый габитус и, плотно срастаясь, образуют панидиоморфнозернистую структуру. Их состав в разных образцах варьирует от лабрадора (№ 70) до битовнита (№ 75). Количество зерен клинопироксена в габбро и габбро-норитах составляет 20–40%. Обычно они представлены авгитом. Ортопироксен в габбро-норитах достигает 5–20% от общего объема породы, редко он является преобладающей фазой среди темноцветных минералов. По размеру и морфологии он схож с зернами авгита и является в сравнении с ним более поздней фазой. Иногда встречается оливин. Обычно оливины полностью замещены либо иддингситом, либо серпентином. Довольно распространенными породами являются анортозиты, в которых содержание плагиоклаза составляет 85–95%. Состав незонального плагиоклаза соответствует битовниту (№ 70–75).

Акцессорные минералы в большинстве габброидов представлены ильменитом, апатитом и цирконом. Количества их обычно крайне незначительны и в сумме составляют много меньше 1%. Преобладают массивные, относительно равномерно-зернистые разновидности. Есть породы как с неявно полосчатой, так и с отчетливой линзовидно-полосчатой текстурой. В последнем случае в образцах наблюдается сочетание полос неравномерной ширины (~0,1–2 см), в составе которых преобладают либо меланократовые, либо лейкократовые компоненты.

Таким образом, породы, объединенные нами в группу кумулятов, характеризуются общей для них кумулятивной структурой (за исключением пироксенитов и эвтектоидных габброидов). Это обычно адкумуляты, лишенные интеркумулятивной фазы, и реже мезокумуляты. Кумулятивная структура, полосчатая текстура, минеральный состав, широкий спектр составов (от габбро-норитов до анортозитов с переходными разновидностями), поднятых в ряде случаев в одной драге, позволяют прийти к заключению, что драгированные образцы кумулятов представляют собой фрагменты полосчатого комплекса, выведенные на поверхность морского дна в результате тектонических движений. Пироксениты, по-видимому, формируют секущие тела в полосчатом комплексе. Однако не исключено, что они являются биметасоматическими образованиями, возникшими на контакте габброидов с серпентинитами.

Вторичные изменения габброидов неравномерны и неоднородны. Все разновидности габброидов, включая габбро-долериты, в той или иной мере испытали низкотемпературные преобразования на уровне нижних ступеней зеленосланцевой фации. Наиболее ранними вторичными минералами являются бурые и темно-зеленые роговые обманки, образующие полные и частичные псевдоморфозы по клинопироксену. Они формировались, по-видимому, на аутометаморфической стадии. Далее следует актинолитизация, хлоритизация, альбитизация, цоизитизация, карбонатизация.

Долериты, как правило, встречаются вблизи или вместе с габброидами и вблизи полей распространения ультрабазитов, то есть там, где на поверхность дна выведены самые нижние части разреза второго слоя и подстилающие его комплексы и, по-видимому, принадлежащие к дайковому комплексу. В некоторых случаях видны интрузивные (с закалками) контакты долеритов с базальтами или габброидами. Попутно отметим, что дайковые образования (габбро-долериты и долериты) в рассматриваемой зоне сочленения разлом-рифт имеют очень ограниченное распространение: по всем имеющимся материалам они не превышают первых процентов от общего объема поднятых здесь пород. Это же подтверждается и результатами работ подводных обитаемых аппаратов, где ни разу не обнаружено выходов пород дайкового комплекса [Cannat et al., 1997]. Все драгированные долериты могут быть разделены на две группы: без роговой обманки в основной массе и с ней. Породы первой группы имеют в основном долеритовую структуру, реже офитовую. Они сложены приблизительно равными количествами плагиоклаза (50–60%) и клинопироксена (около 45%). Клинопироксены полностью или частично замещаются агрегатом хлорита, амфибола и эпидота. Рудный минерал составляет до 5–6% объема породы. Иногда в породах присутствует лейкоксенизированный сфен. Вторая группа долеритов включает плагиоклаз-порфиридные долериты и нормальные среднезернистые долериты. По всей видимости, они могут представлять фрагменты дайкового комплекса.

Базальты. При драгировании структур разлома Зеленого Мыса было поднято значительное количество базальтов (практически на всех полигонах). Они слагают основную часть рассматриваемой территории, будучи широко распространены в рифте и на его флангах. Картирование разных типов базальтов по макроскопическим признакам невозможно. Зачастую в одной и той же драге поднимались афировые и порфириновые (с разными порфириновыми выделениями) базальты. Прямые данные о возрастах базальтов отсутствуют.

Исключительно эффективным оказался способ определения относительного возраста базальтов по степени вторичных изменений стекол, предложенный С.Г.Сколотневым [Сколотнев и др., 1989]. Важность специального изучения вторичной минералогии драгированных базальтов заключается в том, что оно позволяет косвенно судить об относительном возрасте базальтов и об относительном их первичном местоположении в разрезе базальтовой толщи. Установлено, что глауконитоподобные минералы представляют собой наиболее ранние вторичные минералы в базальтах, позднее их образуется сапонит, при этом и те, и другие характерны для верхов базальтового разреза (примерно выше 600 м), тогда как в низах разреза развит хлорит [Курносов, 1986]. При этом оказалось возможным разделить крупные зоны, сложенные на поверхности дна базальтами, различающимися по степени палагонитизации закалочных стекол. Последняя в свою очередь зависит от продолжительности экспозиции базальтов на дне. По этому признаку на западном фланге рифта к югу от разлома Зеленого мыса удалось выделить крупные полосы, в каждой из которых степень палагонитизации более или менее одинаковая. На восточном фланге рифтовой долины степень палагонитизации изменяется незакономерно. Непосредственно восточнее рифта драгированы базальты со свежими стеклами, которые к востоку сменяются базальтами с частично палагонитизированными стеклами. Ещё восточнее вновь появляются базальты со свежими стеклами.

В районе восточного интерсекта относительно свежие базальты, не претерпевшие зеленокаменных преобразований (изменено – палагонитизировано – в различной степени только стекло), образуют две области по обе стороны от рифта: юго-восточную и юго-

западную, а также субмеридиональный участок в рифтовой долине и относительно небольшое поле базальтов, протягивающееся от нодальной впадины к востоку в нижней части южного борта разломной долины (северное поле). В районе юго-западного участка мощность базальтовой толщи составляет, по крайней мере, несколько сот метров. В пределах этой базальтовой области в направлении, поперечном к простиранию рифтовой долины, происходит увеличение степени палагонитизации базальтового стекла по мере удаления от рифта. Аналогичная ситуация имеет место в пределах северного базальтового поля, где степень палагонитизации возрастает к востоку. Севернее описанных юго-западного и юго-восточного базальтовых полей свежие базальты встречаются всегда в ассоциации с породами глубинного генезиса, либо с породами более глубокого залегания, выведенными на поверхность при тектонических движениях. Это серпентинизированные перидотиты и дуниты, габброиды и зеленокаменно измененные базальты, причем во всех изученных случаях относительно свежие базальты всегда находились в резко подчиненном количестве среди драгированного материала. Такая же ассоциация пород наблюдается в пределах углового поднятия и в рифтовой долине к востоку от него. В районе $14^{\circ}45'$ с.ш. и $45^{\circ}51'$ з.д. (к востоку от оси рифтовой долины) (см. рис. 1.4), где склон одного из субмеридиональных хребтов сложен такой ассоциацией, удалось показать, что эти относительно свежие базальты залегают в виде маломощного (менее 50 м) горизонта на комплексе глубинных пород.

Помимо латеральной, намечается и вертикальная зональность изменения базальтов. Можно предположить, что зеленокаменные базальты слагали наиболее ранние лавовые потоки, а свежие – более поздние. Возможны и локальные изменения базальтов в местах разгрузки гидротерм.

Метаморфизм пород океанической коры

В ряде структур (особенно в зоне восточного сочленения рифт–разлом) широко развиты продукты динамометаморфизма габброидов с хорошо выраженными бластокатактактическими структурами, наряду с которыми были подняты плейчатые роговообманковые сланцы (амфиболиты) и актинолититы без признаков первично магматических структур. Среди первых сохраняются многочисленные реликты неметаморфизованных габброидов, как в виде самостоятельных обломков, так и в качестве фрагментов в метаморфических породах. Температурный режим динамометаморфических преобразований варьирует от условий близких к гранулитовой фации до среднетемпературных. Наибольшая интенсивность динамометаморфизма отмечается для крайних дифференциатов – ильменитовых разностей – часто превращенных во флазер-габбро. Первичные минералы в последних сохраняются в виде порфирокластов (крупных неперекристаллизованных обломков) [Перфильев и др., 1996].

Наиболее высокотемпературные деформации проходили в условиях близких к гранулитовой фации, приводя к появлению гранулярного клинопироксена в бластомилонитовом агрегате. В рудных габбро, поднятых на станциях S1529, S1535 и S1538 наблюдается интенсивный высокотемпературный бластокатаклиз с образованием микроагрегатов плагиоклаза, коричневых амфиболов, клинопироксена, а также большого количества окислов Fe и Ti. Отметим попутно, что в габброидах ранних этапов кристаллизации бластокатаклаза с образованием гранулярного пироксена не наблюдается.

Высокотемпературные деформации в условиях амфиболитовой фации были зафиксированы на упомянутой выше станции S1535, расположенной на западном борту рифта.

Здесь, кроме образцов с гранулярным клинопироксеном, были подняты гнейсовидные и очковые флазер-габбро, варьирующие по составу от плагиоклазитов и лейкократовых габбро-норитов до явных рудных разностей, богатых окислами Fe и Ti. Во всех этих породах широко развит высокотемпературный коричневый амфибол, при отсутствии гранулярного клинопироксена. Линзовидно-полосчатые рудные флазер-габбро, отвечающие средне-температурным условиям динамометаморфизма, драгированы в пределах внутреннего углового поднятия [Перфильев и др., 1996].

На основании состава парагенезов новообразованных минералов и характера структуры пород могут быть выделены две крупные группы метаморфических и метасоматических образований: динамотермального и гидротермального метаморфизма. Метаморфические породы, сформировавшиеся при динамотермальном метаморфизме, характеризуются, как правило, сланцеватой текстурой. Им также свойственны бластические и катакластические текстуры. По парагенезисам новообразованных минералов, характеризующих *P-T*-условия, среди них выделены метаморфические породы амфиболитовой (амфиболиты) и зеленосланцевой (зеленые сланцы) фации метаморфизма. Для группы пород, объединенных под общим названием "амфиболиты", этот термин применен в некоторой степени условно, поскольку ряд пород не попадает под строгое определение амфиболитов [Сколотнев и др., 1989].

Обломки и глыбы амфиболитов, развитых по габброидам, обычно равномерно раскристаллизованы, иногда в них встречаются порфирировидные зерна клинопироксена (до 1,5 см), в сланцеватых разностях ориентированные вдоль сланцеватости. В амфиболитах отчетливо наблюдается полосчатая текстура. Одни полосы (мощностью 1–5 мм), как правило с гранобластовой структурой, сложены гранулированными изометрическими зернами плагиоклаза размером 0,05–0,5 мм. Другие полосы, несколько большей мощности, имеют нематогранобластовую структуру и сложены удлиненными зернами бурой роговой обманки несколько большего размера, ориентированными субпараллельно полосчатости. Мощности полос варьируют. Амфиболиты обычно затронуты более поздними преобразованиями. Роговая обманка частично замещается хлоритом, встречаются жилки пренита.

Другая группа амфиболитов, сформированная в результате амфиболитизации пироксенитов, характеризуется практически мономинеральным составом. Она встречена на станциях, в которых среди поднятого каменного материала присутствуют пироксениты. В мелкозернистых разностях бурая роговая обманка развивается по катаклазированным зернам пироксена, при этом удлиненные зерна роговой обманки ориентируются субпараллельно друг другу, образуя нематогранобластовую структуру. Встречаются порфирировидные зерна слабо катаклазированного клинопироксена существенно большего размера, чем зерна роговой обманки. В гигантозернистых разностях роговая обманка развивается по слабо катаклазированным пироксенам. К более поздним, низкотемпературным изменениям амфиболитов относится развитие хлорита и смектита по амфиболу, а в зонах сильного брекчирования установлен пирит.

Поступление в зоны деформации флюида, образованного из морской воды, способствовало образованию коричневых паргаситовых и эденитовых роговых обманок в высокотемпературных условиях близких к гранулитовой фации. Образцы с гранулярным клинопироксеном, драгированные на одной и той же станции S1538, демонстрируют высокотемпературные деформации: (1) без проникновения флюида (амфибол отсутствует) и (2) с участием водного флюида. Дальнейшая флюидная циркуляция при бластокатаклазе

способствовала быстрой смене высокотемпературных условий амфиболитовой фации более низкотемпературными. Это приводило к полной амфиболитизации гранулярного клинопироксена и изменяло состав амфиболов в сторону актинолитовых роговых обманок [Перфильев и др., 1996].

Ильменитовые флазер-габбро, вероятно, отражают наиболее интенсивный бластокактаз при образовании малоглиноземистых амфиболов, свидетельствующих о переходе к условиям зеленосланцевой фации. Зеленые сланцы (ст. S0333, S0363, S0364) имеют отчетливую сланцеватую текстуру и светло-зеленую окраску. Природа исходной породы трудно восстанавливаема, но, по всей видимости, это либо габброиды, либо пироксениты, поскольку практически во всех изученных образцах встречаются порфиробласты свежего либо амфиболитизированного клинопироксена. По минеральному составу это преимущественно хлорит-актинолитовые породы.

В целом отмеченные бластокактастические структуры, неоднородность и состав амфиболов в изученных метагабброидах очень характерны для метаморфических преобразований основного состава в современной океанической литосфере [Mevel, Cannat, 1991].

Динамометаморфизм габброидов проявлен по-разному в локальных зонах деформаций. При этом метаморфические преобразования обнаруживают только регрессивную направленность, что подтверждает представления об этих процессах как о деформациях в остывающих магматических телах. Интенсивность же деформаций зависела от уровня глубинности формирования габброидных тел и от возможности проникновения туда морской воды. Вовлечение морской воды в метаморфические процессы подтверждается установленным ранее высоким содержанием Cl в амфиболах из апогаббровых амфиболитов [Силантьев, Пейве, 1989]. С поступлением гидротермальных производных морской воды связана последовательная регрессивная неоднородность амфиболов: эденитовые и паргаситовые роговые обманки → эдениты и магнезиальные роговые обманки → актинолитовые роговые обманки → актинолиты.

Наиболее высокотемпературные деформации, близкие к условиям гранулитовой фации, осуществлялись непосредственно до проникновения водного флюида и не сопровождались образованием амфиболов. Интенсивность же деформаций (бластокактаклаза) не обнаруживает прямой зависимости от температурных условий и определялась в основном стрессовыми напряжениями. Проникновение в зоны деформаций водного флюида могло существенно снижать коэффициент вязкости базитового материала и способствовать пластическим деформациям даже в условиях падения температуры.

Породы дометаморфического субстрата разлома Зеленого Мыса представляют 3-й слой океанической коры и обнаруживают явную петрографическую гетерогенность. Среди них, возможно, присутствовали следующие разновидности: различные габброиды, пироксениты, троктолиты. По-видимому, разнообразные по составу исходные породы были совмещены в едином разрезе вследствие тектонических процессов. Метаморфизм, которому они были подвергнуты, отличается ярко выраженным аллохимическим характером, проявленным в привносе в породы железа и выносе из них кремния, кальция и натрия. Эта тенденция наблюдается практически во всех изученных образцах мета-базитов [Силантьев и др., 1989]. Фиксируются проявления метаморфизма двух температурных ступеней, отражающие, скорее всего, различные уровни глубинности, которые соответствуют этим породам в разрезе океанической коры (550 и около 470° С). Высокотемпературному метаморфизму (~ 550° С) соответствовало давление около 4 кбар [Силантьев и др., 1989].

Породы дометаморфического субстрата кроме того характеризуются явной геохимической гетерогенностью. Это: а) продукты дифференциации толеитовой магмы типа N-MORB, б) основные и ультраосновные производные магмы, вероятно, близкой по геохимическим признакам к расплавам, дающим начало субщелочным или щелочным магматическим сериям.

Было выявлено неоднородное распределение условий метаморфизма к северу и югу от разлома Зеленого Мыса. В районе восточного интерсекта отмечается наибольший интервал температур метаморфизма, в то время как в западном – условия метаморфизма варьировали незначительно [Силантьев, 1998].

Связь ассоциаций коренных пород с определенными морфоструктурами океанского дна, условия и механизмы их формирования

Одной из наиболее опробованных морфоструктур, относящихся непосредственно к трансформному разлому, являются поперечные хребты. Склоны этих хребтов, по существу, образуют борта долины разлома. Поперечные хребты не всегда морфологически отчетливо выражены, поскольку в их пределах накладываются друг на друга субмеридиональные структуры САХ и поперечные им приразломные структуры. Иногда борт разлома (особенно часто северный) представляет собой чередование субмеридиональных гряд и депрессий. Как показали результаты драгирования, в одних случаях гряды сложены базальтами, заметно преобразованными на уровне смектитовой фации; в других – преимущественно ультрабазитами, габброидами, долеритами и базальтами с хлоритом, характеризующими низы базальтового разреза. По-видимому, эти гряды в зоне разлома могут иметь как нормальное ненарушенное строение в случае, когда они сложены одними базальтами, так и сложное тектонически нарушенное строение, будучи сложенными породами первично глубинного генезиса.

В районе сочленения разлома Зеленого Мыса с южным сегментом рифтовой долины САХ обособляются два основных типа разреза. Первый, в котором дунит-гарцбургитовый мантийный комплекс непосредственно контактирует с базальтами второго слоя, приурочен к зоне разлома Зеленого Мыса. Второй тип разреза тяготеет к бортам рифта и отличается появлением политермальных динамометраморфических пород, разделяющих мантийные ультрабазиты и базальты [Перфильев и др., 1996] (см. рис. 1.4). Наиболее сильно деплетированные перидотиты мантийного дунит-гарцбургитового комплекса зоны разлома Зеленого Мыса установлены непосредственно в зоне сочленения его с южным сегментом рифтовой долины САХ и приурочены к внутреннему угловому поднятию. Такие составы со степенью частичного плавления более 25% в пределах САХ ранее встречены не были, а их аналоги известны только в пределах современных островодужных систем на западной периферии Тихого океана [Щербаков, Савельева, 1984; Bloomer, Fisher, 1987]. Область распространения аномальных рестиговых образований с несколько меньшей степенью частичного плавления охватывает всю зону сочленения в целом, включая фланговые участки рифта. Для небольшой части ультрабазитов установлена их принадлежность к расслоенной серии. Внутреннее угловое поднятие представляет собой крупный блок, тектоническое становление которого сопровождалось глубинными срывами, реализовавшимися в процессе спрединга при дефиците бюджета магмы.

На флангах рифта выведены к поверхности фрагменты блока глубинных мантийных пород. Сохранившиеся по обрамлению блока участки политермальной динамометаморфической оболочки свидетельствуют о взаимодействии поднимающихся горячих мантий-

ных ультраосновных масс с коровым материалом (в основном с различными габбро). На ранних этапах подъема метаморфизм происходил в высокотемпературных условиях гранулитовой фации с формированием флазер-габбро [Перфильев и др., 1996]. По мере подъема блока к поверхности формировались более низкотемпературные породы этой своеобразной оболочки, вплоть до катаклазитов и милонитов (в приповерхностных условиях), что подтверждается регрессивной направленностью метаморфических преобразований. Интенсивность деформаций зависела от уровня глубинности формирования габброидных тел и от возможности их гидратации в результате проникновения туда морской воды, и определялась в основном стрессовыми напряжениями, не обнаруживая прямой зависимости от температурных условий [Перфильев и др., 1996].

Таким образом, непосредственно в зоне сочленения разлом-рифт и на флангах южного сегмента рифтовой долины устанавливаются структурные и вещественные признаки тектонической расслоенности океанической коры и верхов мантии. При этом магматизм здесь редуцирован, а тектонические процессы интенсивны, что привело к формированию изначально аномального разреза коры. Как видно из анализа имеющихся данных, именно мантийные гипербазиты, преимущественно дунит-гарцбургитового состава, являются субстратом, в котором формировались магматические камеры, где происходила кристаллизация базальтовых расплавов.

Во времени происходит проградация рифтового магматизма на север. Ранние базальты (B_3 - B_2) распространены южнее трансверсивного хребта, а поздние (B_1 - B_0), отвечающие современному рифту, пересекают этот хребт и заливают его опустившиеся и раздробленные фрагменты (см. рис. 1.4). Рифтовая неовулканическая зона в месте пересечения с троговой долиной разлома меняет свое простирание и прослеживается на восток, слагая дно трога в пассивной части разлома. В соответствии с этим поворотом высокие значения теплового потока, характерные для рифта, прослеживаются на восток, внутрь разломного трога [Геологические исследования..., 1991].

Осевая часть хребта построена резко асимметрично относительно рифта. К западу от неовулканической зоны дно сложено базальтами, возраст которых закономерно удревняется в западном направлении. Этот фланг рифта построен в соответствии с классическими канонами спрединга. Восточный фланг построен принципиально иначе. Здесь выходят на поверхность мантийные образования, вулканизм не повсеместен, зоны с относительно разновозрастными базальтами расположены незакономерно и т.д. Можно предположить, что в этой части САХ существовали локальные, узкие, короткоживущие зоны раздвигания и магмовыведения (зоны "рассеянного спрединга"). При этом, возможно, в настоящее время происходит перестройка структуры со скачкообразным перемещением (джампингом) рифтовой зоны на восток. В этом случае находит свое объяснение поворот неовулканической зоны и полосы повышенных значений теплового потока в восточную, пассивную часть разлома Зеленого Мыса. Это положение подтверждается детальным моделированием магнитоактивного слоя на профиле вдоль 15° с.ш. При этом выявлен перескок "мгновенной" оси спрединга в восточном направлении на 15–20 км, имевший место уже после начала интервала нормальной полярности Брюнеса, т.е. около 0,5 млн лет тому назад [Аплонов, Трунин, 1995].

Для восточного фланга, как и для области непосредственно прилегающей к разломной долине характерно распространение коротких разнонаправленных разломов. Эта зона неупорядоченного строения по данным [Cannat et al., 1997; Escartin, Cannat, 1999] прослеживается от разломной долины на юг на расстояние около 70 км, при этом асиммет-

рия строения восточного и западного флангом исчезает только южнее $14^{\circ}30'$ с.ш. К северу от разлома имеется аналогичная область несколько меньшей протяженности, построенная симметрично относительно оси рифтовой долины. Различие в характере структурного рисунка дна, по-видимому, обусловлено латеральными вариациями реологических свойств литосферы, а косые короткие разломы более согласуются с наличием существенных неоднородностей в механической структуре (составе) литосферы из-за неупорядоченного расположения более жестких блоков габбро и перидотитов в серпентинитовом матриксе. Протяженные линейные разломы и вулканические хребты южнее $14^{\circ}30'$ с.ш. и севернее $15^{\circ}50'$ с.ш., расположенные перпендикулярно к направлению спрединга формируются в более однородной литосфере, представленной значительными по мощности габбровым и базальтовым слоями. Это предположение подтверждается геофизическими данными. Мощная кора, как видно из данных по мантийным аномалиям Буге, здесь начинается на расстоянии в 70–90 км от долины разлома [Escartin, Cannat, 1999], в то время как на протяжении первых 60 км в к северу и югу от разлома Зеленого Мыса кора в рифтовых долинах относительно тонка. Имеется прямая корреляция между мощностью коры по гравиметрическим данным, составом литосферы и тектоническим строением. Мощная кора и гравитационные минимумы связаны с линейными, меридиональными вулканическими хребтами или разломами, где не было отмечено выходов перидотитов. То есть более однородная кора формировалась при поступлении большего объема расплавов в зону спрединга вдали от разлома.

Изучение разлома Зеленого Мыса показало, что эта структура характеризуется весьма неоднородным строением и сложными магматическими и тектоническими процессами, не укладывающимися в простую схему спрединга, что является ярким проявлением нелинейной геодинамики [Пушаровский, 1994].

В бортах разломной долины наряду с базальтами наблюдается широкое распространение ультрабазитов и габброидов, тектонически выведенных на поверхность дна. Наиболее разнородно построены структуры разлома в районе сочленения с сегментами рифтовых долин.

Совокупность данных позволяет предполагать, что субмеридиональные хребты к северу и югу от интерсектов на протяжении 60–70 км сложены серпентинизированными ультрабазитами, габброидами и зеленокаменно измененными эффузивами, в то время как свежие базальты залегают в виде относительно маломощных горизонтов, образуя фрагментарные выходы. Это обусловлено резким преобладанием тектонических процессов (меланжирование, образование серпентинитовых протрузий с интенсивным подъемом ультраосновного вещества) над магматическими. Подтверждением этого является также характер аномального магнитного поля и данные по аномалии Буге в областях распространения описываемых структур.

Площадное опробование показало, что в зоне разлома Зеленого Мыса литосфера СХ сложена в основном базальтами и гипербазитами при явно подчиненном распространении габброидов, представленных практически исключительно гипабиссальными интрузиями, и пород дайкового комплекса (габбро-долеритов, долеритов и т.д.). Судя по такситовому, неоднородному строению габброидов, а также величине выведенных на поверх-

ность габброидных тел, линейный размер камер обычно не превышал первые километры, а мощность несколько сот метров.

Под базальтами в рассмотренном районе отсутствует непрерывный дайковый комплекс типа “дайка в дайке”. Процессы спрединга в пластичных гипербазитах реализуются в основном путем формирования серии гипабиссальных габброидных тел разнообразной формы в рестиговых гипербазитах. Признаки полистадийных тектонических и метаморфических преобразований в габброидах свидетельствуют о том, что вовлечение промежуточных магматических камер в процесс тектонического выведения их в верхние горизонты коры началось ещё на субсолидусной стадии кристаллизации основных расплавов. Имели место пластические деформации с формированием флазерных структур, которые сменились хрупкими деформациями и образованием милонитов и катаклизитов.

Установлена асимметрия осевой части срединно-океанического хребта (южнее разлома Зеленого Мыса) по отношению к оси рифта. К западу от неовулканической зоны дно сложено базальтами, возраст которых закономерно становится древнее в западном направлении. Восточный фланг построен иначе: зоны с разновозрастными базальтами расположены незакономерно. В этой части хребта, вероятно, имел место рассеянный спрединг. Имеется асимметрия и в морфологии рифтовой долины. Она смещена к востоку по нескольким правым сдвигам небольшой (2–5 км) амплитуды. При этом западный борт рифта крутой и, по-видимому, является сбросовым эскарпом, тогда как восточный – пологий. Данное явление связывается нами с “перескакиванием” рифтовой зоны на восток.

Таким образом, в зоне сочленения разлома Зеленого Мыса с южным сегментом рифтовой долины и на значительном удалении от него к югу, устанавливаются структурные и вещественные признаки тектонической расслоенности океанической коры и верхов мантии. При этом магматизм здесь редуцирован, а тектонические процессы интенсивны, что приводит к формированию хаотичного разреза коры.

Особенности формирования переходной области кора–мантия в разломе Вима

Разломная зона Вима – это одна из самых крупных разломных зон в Центральной Атлантике, наряду с разломами Зеленого Мыса и Романш. Разлом Вима протягивается в широтном направлении приблизительно по $10^{\circ}50'$ с.ш. Длина активной части разлома, смещающей ось Срединно-Атлантического хребта, составляет 320 км. От оси САХ на восток разлом протягивается до $23^{\circ}30'$ з.д., где косо утыкается в восточное продолжение структур разлома Зеленого Мыса, имеющих здесь юго-восточное простирание. В западном направлении разлом прослеживается до 52° з.д. Ширина долины разлома между гребнями поперечных хребтов около 25–40 км. Днище долины разлома расположено на глубине около 5 км и имеет ширину 15–20 км (Рис. 1.5). Мощность нижележащих турбидитов составляет 1,5 км. На южном борту разломной долины расположен крупный поперечный хребет протяженностью 270 км с превышением над днищем долины 4,5 км. В пределах его северного склона, переходящего в борт разломной долины, французским погружаемым аппаратом “Наутилус” было описано ненарушенное сечение океанической литосферы. Разрез состоит из: верхнемантийных перидотитов (около 1 км), нижнекоровых габбро (около 500 м), дайкового комплекса (около 1 км) и базальтов 200–800 м [Auzende et al., 1989]. Хребет резко выделяется среди аналогичных структур значительной амплитудой

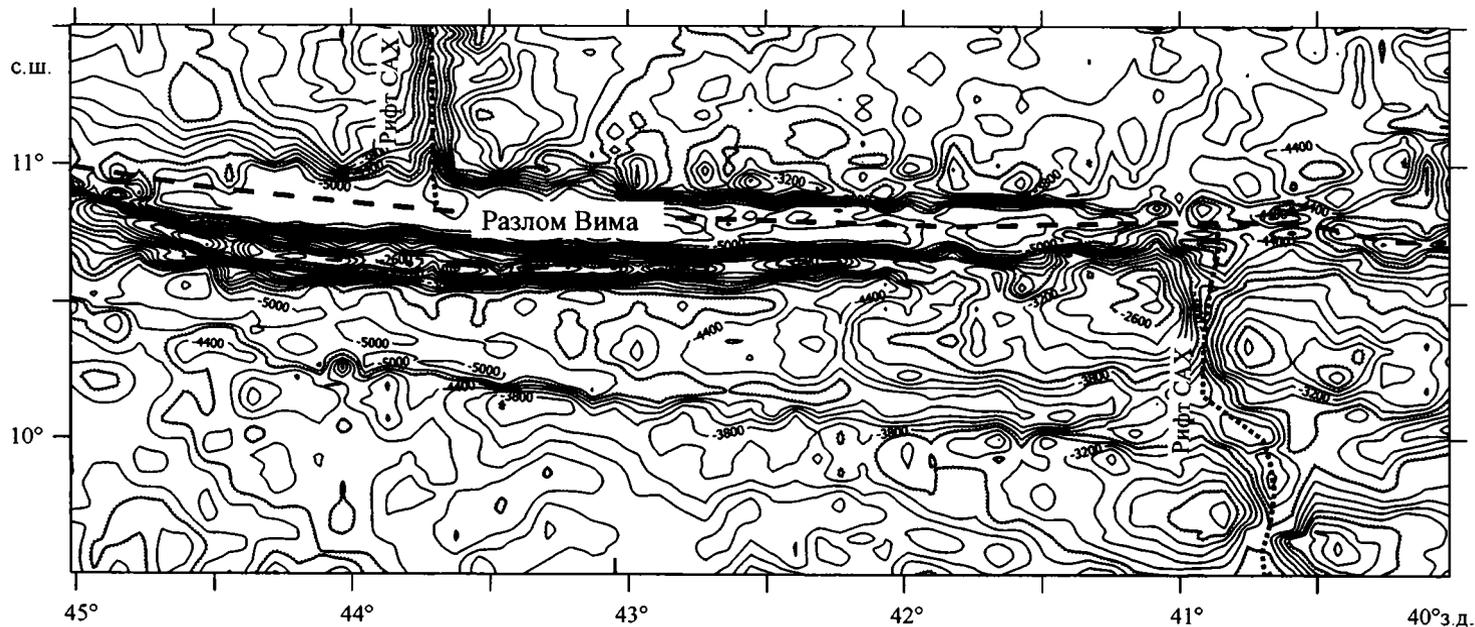


Рис. 1.5. Рельеф дна района разлома Вима, по [Sandwell, Smith 1997]
Пунктиром показано положение осей разломных долин, точками – рифтовых

дой рельефа. Его средняя глубина 1500–2000 м. Глубина долины трансформного разлома около 5000–5200 м. Результаты отдельных драгировок, наряду с сейсмическими и батиметрическими данными [Kastens et al., 1986], показали, что сечение океанической литосферы, обнаруженное подводным аппаратом “Наутилус”, прослеживается вдоль южного борта долины трансформного разлома на протяжении по крайней мере 270 км от оси современного рифта, а вероятный возраст относительно ненарушенной океанической литосферы, вскрываемой в разломе на этом удалении, превышает 16 млн лет, если исходить из средней скорости спрединга в этом районе 1,6 см/год. Изучение магматических и метаморфических пород этого разреза вдоль его простирания дает возможность проследить во времени динамику процессов магматизма и деформаций в ходе образования океанической литосферы в пределах Срединно-Атлантического хребта в районе 10–11° с.ш., а именно: вариации теплового режима и объемов выплавок базальтовых магм, степень однородности состава верхней мантии и смену условий деформаций на границе кора–мантия. То есть изучение южного борта разлома Вима дает возможность проследить соотношения между различными комплексами, слагающими океаническую литосферу, на значительном протяжении, превышающем наиболее крупные выходы офиолитовых комплексов на континентах.

Строение южного борта разломной долины

Южный борт разлома Вима между 41° з.д. и 43° 30' з.д. был детально опробован в ходе совместных итальянско-российских геолого-геофизических экспедиций на НИС “Академик Николай Страхов” [Fabretti et al., 1998, Пейве и др., 20016]. Изучалась преимущественно нижняя часть склона, сложенная мантийными и нижнекоровыми породами к западу и к востоку от наиболее детально исследованного полигона “Наутилус” [Auzende et al., 1989]. Для удобства рассмотрения этот детально исследованный район можно разделить на 3 области (Западную, Центральную и Восточную), каждая из которых в свою очередь в соответствии со структурно-вещественными особенностями своего строения подразделяется на несколько участков. (рис. 1.6).

Западная область построена очень неоднородно. В ее пределах северный склон поперечного хребта с востока на запад подразделяется на четыре участка, которые различаются по морфологии склона, по структуре и составу драгированных пород и по глубинам их предполагаемого залегания. *Участок А* протяженностью около 25 км включает станции S1901 – S1905. *Участок В* протяженностью около 30 км – станции S1906–S1911, *участок С* протяженностью 19 км – станции S1912–S1915, S1916–S1919, и *участок D* протяженностью 9 км – станции S1920–S1921.

Участок А был опробован в нижней части поперечного хребта на крутом уступе, который начинается от дна долины разлома на глубине 5100 м и заканчивается примерно на глубине 4000 м. Выше крутой уступ сменяется пологими площадками, ширина которых варьирует, и они переходят в следующий уступ на глубине примерно 3500–3200 м. Этот крутой уступ продолжается до вершины поперечного хребта. По морфологии данный участок сопоставим с полигоном “Наутилус” [Cannat, Seyler, 1995; Auzende et al., 1989].

Среди драгированного материала в восточной части участка преобладают амфибол-серпентиновые породы, а в западной – сильно серпентинизированные и выветрелые лерцолиты с порфирукластической или бластомилонитовой структурой. Помимо апоперидотитовых пород встречены аподунитовые клинопироксен- и амфибол-содержащие

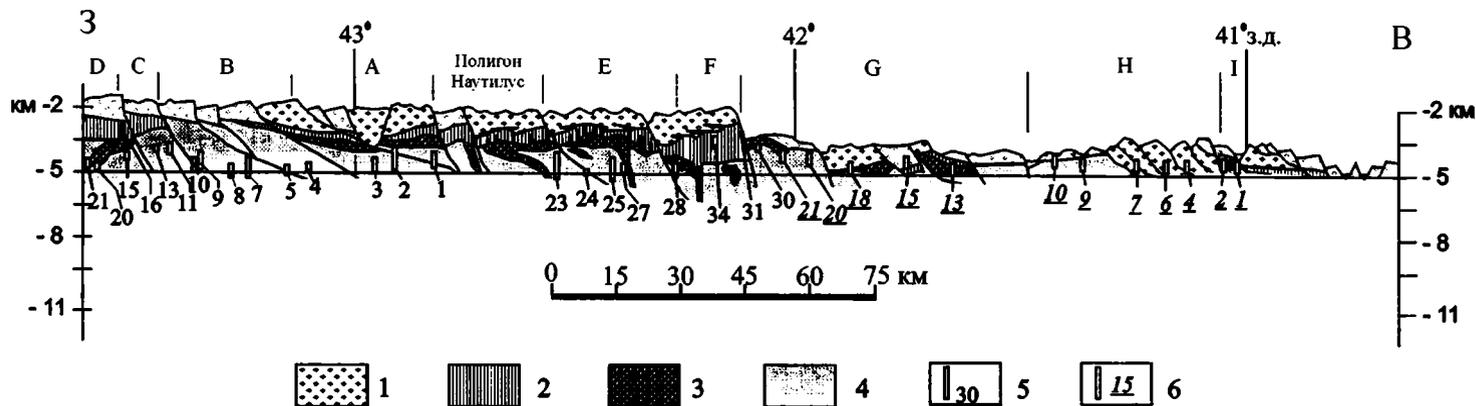


Рис. 1.6. Схематический геологический разрез вдоль южного борта долины разлома Вима

1 – подушечные базальты; 2 – параллельные дайки долеритов; 3 – габбро; 4 – реститовые ультрамафиты: лерцолиты и гарцбургиты с небольшим количеством дунитов, а также амфибол-содержащие ультраосновные метаморфиты; 5, 6 – участки драгирования: 5 – 19-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”; 6 – 22-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (цифры соответствуют номерам станций драгирования). Латинскими буквами показана нумерация участков в пределах детально изученной области

серпентиниты. Для относительно грубополосчатых (до 1 см) хромшпинелид-плагноклаз-амфибол-серпентиновых пород, встречаемых на станции S1905, возможным протолитом являются оливин-плагноклаз-пироксеновые кумуляты расслоенного комплекса. Были подняты фибролитовые серпентин-амфиболовые сланцы и хлорит-талек-амфиболовые сланцы, которые представляют собой продукты низкотемпературного метаморфизма ультрамафитов. Встречены также массивные и гнейсовидные габбро, габбро-нориты и редкие образцы долеритов и базальтов, измененные в условиях зеленосланцевой фации.

Участок В. Морфология нижней части северного склона поперечного хребта изменяется в западном направлении. Очень крутой уступ в основании склона постепенно выполаживается между глубинами 5100–4400 м и вновь становится крутым выше – между 4400 и 3700 м. Примерно в интервале 3700–3200 м располагается терраса, расширяющаяся на восток. Станции драгирования S1907–S1910 находятся в нижней части относительно более пологого склона, а станция S1911 расположена на более крутом склоне выше 4400 м. На этом участке преобладают амфибол-серпентиновые породы, а также встречены сланцы, иногда смятые в разномасштабные складки. Собственно апоперидотитовые blastsмилониты были подняты на станции S1911. Здесь же был встречен один образец массивного хромита. Редкие образцы габбро в целом аналогичны породам предыдущего участка, однако здесь преобладают сильно измененные (в том числе милонитизированные) разности.

Участок С. Строение склона в целом такое же, как и на предыдущем участке, однако на глубинах 5100–4500 м склон выполаживается, и выше, на глубинах 3700–3200 м, появляется расширяющаяся к западу ступень. Опробован крутой склон в интервале глубин 4500–3700 м. Здесь преобладают крупнозернистые серпентинизированные лерцолиты и гарцбургиты, с протогранулярной или порфирокластической структурой со следами высокотемпературного твердопластического течения. Аподунитовые серпентиниты с рассеянным диопсидом и хромшпинелидом получены на станциях S1913 и S1915. Один образец крупнозернистого габбро поднят на станции S1912. Зеленокаменно измененные базальты слагают верхний уступ в интервале глубин 3300–2800 м.

На участке D строение нижней части склона усложняется. Здесь появляется широтная гряда холмов протяженностью 12 км на уступе глубиной 5000 м. В нижней части северного склона гряды были подняты в основном зеленокаменно измененные афировые базальты и долериты. Сильно серпентинизированные ультрамафиты, возможно, слагающие самую нижнюю часть склона, представлены лерцолитами с порфирокластическими структурами. Крупнозернистые, массивные габбро подняты на обеих станциях.

Центральная область имеет довольно простое строение (см. рис. 1.6). В ее пределах северный склон поперечного хребта с запада на восток подразделяется на два участка. *Участок Е* протяженностью около 30 км включает станции S1923–S1928. *Участок F* протяженностью около 20 км – станции S1935, S1934, S1931.

Рельеф *участка Е* в целом сохраняет основные черты полигона “Наутилус” – ступенчатое строение склона с пологой площадкой в его середине и крутой верхней и нижней частью. В то же время пологая ступень сужается на восток и распадается на ряд мелких площадок; резкая ступень в основании склона становится положе.

Выветрелые и серпентинизированные ультрамафиты драгированы в самой нижней части склона. Во всех драгах преобладают лерцолиты с порфирокластическими и протогранулярными структурами; присутствуют также гарцбургиты и аподунитовые серпентиниты. Редкие фрагменты пироксенитов, возможно, представляют породы переходной

зоны: либо ранние дифференциаты основной магмы, либо продукты взаимодействия расплава и рестита. Амфибол-серпентиновые породы и амфибол-содержащие перидотитовые бластомилониты на этом участке редки. Характерно также обилие габброидных жил в ультрамафитах. Жилы варьирующей мощности и разнообразные по форме (прямые, извилистые, ветвящиеся) располагаются по высокотемпературной уплощенности перидотитовых минералов или круто секут ее.

Порфиroidные, пегматоидные, крупнозернистыми габбро-нориты, по-видимому, слагают широкую ступень в середине склона. Верхняя часть склона сложена дайками долеритов и базальтами.

На *участке F* верхняя часть склона сложена преимущественно долеритовыми дайками и базальтами. Например, на станциях S1934 и S1931 выше 3800 м были драгированы только долериты и сравнительно свежие базальты. Ультрамафиты, по-видимому, слагают самое основание склона, поскольку по данным предыдущих экспедиций [Melson, Thompson, 1971] в районе станции S1935 ранее были драгированы амфиболсодержащие бластомилониты по плаггиоклазовым лерцолитам.

Восточная область продолжает к востоку центральную область до восточного интерсекта разломной и рифтовой долин. В отличие от центральной и западной области здесь обнажается гораздо меньшая (в основном верхняя) часть разреза океанической коры. Южный борт разломной долины разделен нами на 3 участка. *Участок G* протяженностью около 70 км включает станции S1930, S2213–S2221. *Участок H* протяженностью около 40 км – станции S2204–S2210, и *участок I* – станции S2201–S2202.

Участок G. В 1 км к востоку от поперечного хребта (станция S1930) пологий борт долины сложен серпентинизированными лерцолитами и гарцбургитами, которые подняты в том же глубинном интервале, что и базальты станции S1931. В ультрамафитах наблюдаются многочисленные жилы хризотил-асбеста и серпофита, а также зеркала скольжения. Эти изменения указывают на низкотемпературную гидротермальную переработку пород в зоне хрупких деформаций, которые, вероятно, связаны с разломной тектоникой в области окончания поперечного хребта. Верхняя часть склона сложена измененными габбро и афировыми базальтами. Восточнее, в нижней части склон долины на глубинах 5100–3600 м сложен ультрабазитами и габброидами, последние преобладают. Это габбро, оливиновые габбро, габбро-нориты и реже флазер-габбро. Среди ультрабазитов встречаются серпентинизированные гарцбургиты, лерцолиты и дуниты. В районе станции S2215 подняты только базальты и долериты. Станция S2220 (как и S1930) расположена в зоне низкотемпературных тектонических деформаций, так как здесь подняты брекчированные серпентинизированные перидотиты с многочисленными тальк-хризотилловыми жилами и зеркалами скольжения. Резкая смена пород по простиранию разломной долины свидетельствует о разноамплитудных вертикальных движениях по границам отдельных, различающихся по морфологии и составу пород, блоков, на которые разбит южный борт разломной долины.

Западная часть *участка H* сложена почти исключительно ультрабазитами (ст. S2209–S2210). В районе станции S2210 они практически на 100% замещены серпентином, тальком и серпофитом. Часть из них превращена в серпентин-тальк-амфиболовые сланцы с округлыми будинообразными обломками массивных светлых серо-зеленоватых тальк-серпентиновых пород, брекчированных и превращенных в змеевики. По всей видимости, они маркируют зону расланцевания, меланжирования и гидротермальной проработки ультраосновных пород. Центральная и восточная части данного участка сложены подушечными базальтами (ст. S2204–S2207).

Участок I – это горстообразное поднятие шириной около 9 км ступенью вдается в долину разлома Вима. В нижней части поднятия преобладают остроугольные и округлые фрагменты самых разнообразных перидотитов, габбро и базальтов, как правило, являющиеся обломками в осадочной брекчии с различной степенью литификации.

Структуры, состав и взаимоотношения коровых и мантийных пород и условия их образования

Состав габброидов

Группа габброидов включает габбро, оливковое габбро, габбро-нориты и кварцевое габбро, переходящее к габбро-диоритам. Они распространены наиболее широко в ассоциации с ультрабазитами в пределах станций S1903–S1905, S1907, S1923 и S1925, S2221, S2218, а также в виде отдельных выходов (ст. S2213).

Габброиды характеризуются широкими вариациями концентраций рудного минерала – от 1 до 20–50% и более. В образцах с высоким содержанием рудного минерала присутствуют также апатит (до 7%), сфен и редко – циркон. В этих же габброидах развита бурая и реже зеленая роговая обманка до 2–3%. Роговая обманка частично замещает клинопироксен, а также развивается в интерстициях пироксенов и плагиоклазов. На станциях S1904, S1904 и S1907 встречены амфиболиты – породы гнейсовидной, сланцеватой текстуры, состоящие только из плагиоклаза и роговой обманки, либо из роговой обманки и продуктов вторичного замещения плагиоклаза (хлорита, пренита, гибшита, клиноцоизита) [Пейве и др., 20016].

Структура и текстура габброидов варьирует от мелкозернистой до пегматоидной и от равномерной до порфиоровидной. Для большинства габброидов с низким содержанием рудного минерала характерна типичная габбровая структура и массивная текстура, но в ряде образцов плагиоклаз частично перекристаллизован и образует на некоторых участках мелкозернистый агрегат гранобластовой структуры. Чрезвычайно характерно обилие пегматоидных габбро, особенно с высоким содержанием рудного минерала и роговой обманки. Габброиды с большим количеством рудного минерала, как правило, имеют линзовидно-полосчатую текстуру. Светлые слои в них сложены тонкозернистым агрегатом перекристаллизованного плагиоклаза, имеющим гранобластовую структуру, а темные – полиминеральный состав. Преобладают пироксены, наряду с которыми в тонкозернистом агрегате встречается бурая и иногда зеленая роговая обманка. Рудные габбро и тектонически деформированные габбро в пределах восточной области встречаются гораздо реже, чем в структурах поперечного хребта, что подчеркивает различие этих двух районов разлома Вима как с точки зрения характера кристаллизационных процессов в промежуточных магматических камерах, так и на стадии их тектонического выведения на уровень океанского дна.

Условия формирования габброидов

Анализ структур изученных нами пород позволяет сформулировать два вывода. Во-первых, в ходе высокотемпературной перекристаллизации имело место пластическое течение вещества в условиях близких к субсолидусным [Пейве и др., 20016]. Сама грануляция, вероятно, также является следствием этого пластического течения. Во-вторых, в ходе этой перекристаллизации возникали условия для внедрения в породу поздних высокодифференцированных и относительно высокожелезистых флюидонасыщенных порций расплава.

Это подтверждается сидеронитовыми структурами пород, где ангедральные зерна ильменита, а иногда и роговой обманки цементируют необласти пироксенов и плагиоклазов. Учитывая тесную пространственную ассоциацию габброидов с перидотитами в пределах южного борта разлома Вима, именно сдвиговые деформации стенок магматических камер, образованных реститовыми ультрабазитами, обусловили пластическое течение не до конца застывшего габбро в магматических камерах. Появление высокотемпературных амфиболов – чермакита и паргасита – позволяет предположить, что остаточные расплавы были обогащены водным флюидом, фосфором, натрием и рудными компонентами. Более высокотемпературные продукты ранних этапов фракционной кристаллизации, вовлеченные в движение уже остывающими, практически не перекристаллизованы, но местами претерпели сильное дробление и милонитизацию [Пейве и др., 20016]. В ходе последующего подъема габброидов в верхние горизонты коры они испытали ряд стадий ретроградного метаморфизма в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Отмечается существенное различие в составе габброидов западной и центральной областей от восточной. В последней практически отсутствуют рудные габбро, что, возможно, связано с более коротким периодом кристаллизации габбро и/или меньшими размерами магматических камер.

Соотношения габбро с реститовыми ультрабазитами

Контакты между габбро и реститовыми ультрабазитами встречаются как тектонические, так и магматические (рис. 1.7). Последние наблюдались в образцах станций S1923, S1925 и S1928. Они представлены:

- жилами габбро в перидотитах мощностью от 0,5 до 7 см. Они имеют как прямолинейные, так и извилистые или расщепляющиеся границы. Иногда резкие контакты пород по простиранию становятся расплывчатыми, перидотит насыщается рассеянными зернами, сегрегациями плагиоклаза или диопсида. Нередко в эндоконтактах жил развит амфибол. Одни жилы круто секут минеральную уплощенность лерцолитов, другие субсогласны с ней; ориентировка минералов габбро параллельна контактам жил (Рис. 1.8);

- магматическими брекчиями габбро-лерцолитового состава и фрагментами, включающими контакт габбро–лерцолит. В брекчиях остроугольные и округлые обломки лерцолита размером 1–4 см цементируются габбро неоднородной структуры и текстуры – от мелкозернистой до пегматоидной, трахитоидной или массивной. Тонкие плагиоклазовые жилки рассекают габбро и ультрамафиты;

- ксенолитами и резорбированными сростками зерен ортопироксенов или отдельными зернами хромшпинелида и ортопироксена в габбро. Зерна пироксенов и хромшпинелида, погруженные в мелкозернистое габбро, представляют продукт дальнейшей дезинтеграции более крупных ксенолитов ультрамафитов. Их размеры составляют доли сантиметра; границы фрагментов неровные, извилистые со следами резорбции пироксенов полевошпатовой, а иногда – кварц-полевошпатовой массой.

Структуры реститовых ультрабазитов

Верхнемантийные (реститовые) ультрабазиты представлены в основном шпинелевыми (значительно реже плагиоклазсодержащими) лерцолитами, гарцбургитами и дунитами. Они характеризуются чрезвычайно разнообразными текстурами и структурами, что отражает механизмы, стиль и степень деформаций, “исходных” протогранулярных крупнозернистых пород.

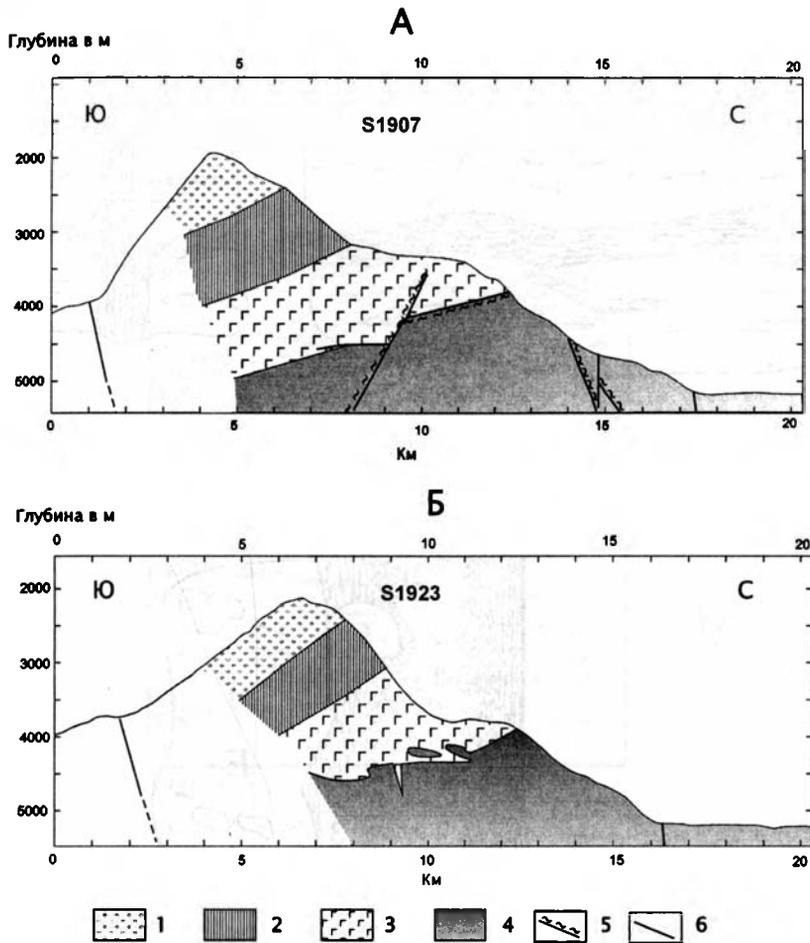


Рис. 1.7. Основные типы контактов между реститовыми ультрамафитами и габбро, представленные на поперечных разрезах трансверсивного хребта (южный борт долины разлома Вима), по: [Пейве и др., 2001]

А – тектонический (S1907) и Б – магматический (S1923). Схема геологического строения хребта основана на результатах дражирования и прямых наблюдений на полигоне “Наutilus”, по: [Auzende et al., 1989]. Положение станций и полигона см. на рис. 1.6.

1 – подушечные базальты; 2 – долериты (дайки); 3 – габбро, 4 – лерцолиты; 5 – зоны милонитизации, расщепления и амфиболитизации; 6 – разломы, в том числе сдвиги

Лерцолиты с протогранулярными, переходящими в порфирокластические, структурами, состоят из крупных – 5–7, до 10 мм – таблитчатых зерен пироксенов (15–25, до 30%), серпентин-глинистых псевдоморфоз по оливину, размеры которых также достигают 6–7 мм, и акцессорного хромшпинелида, размерами от 0,3 до 1,5 мм, дендритовидной или ксеноморфно-лепешковидной формы. Мелкие (0,1–0,5 мм) округлые зерна плагиоклаза, замещаемые соссюритом и гидрогранатом, встречаются спорадически и иногда ассоциируют с хромшпинелидом. Амфибол присутствует в отдельных образцах, где развивается вдоль тонких зон, секущих высокотемпературную минеральную

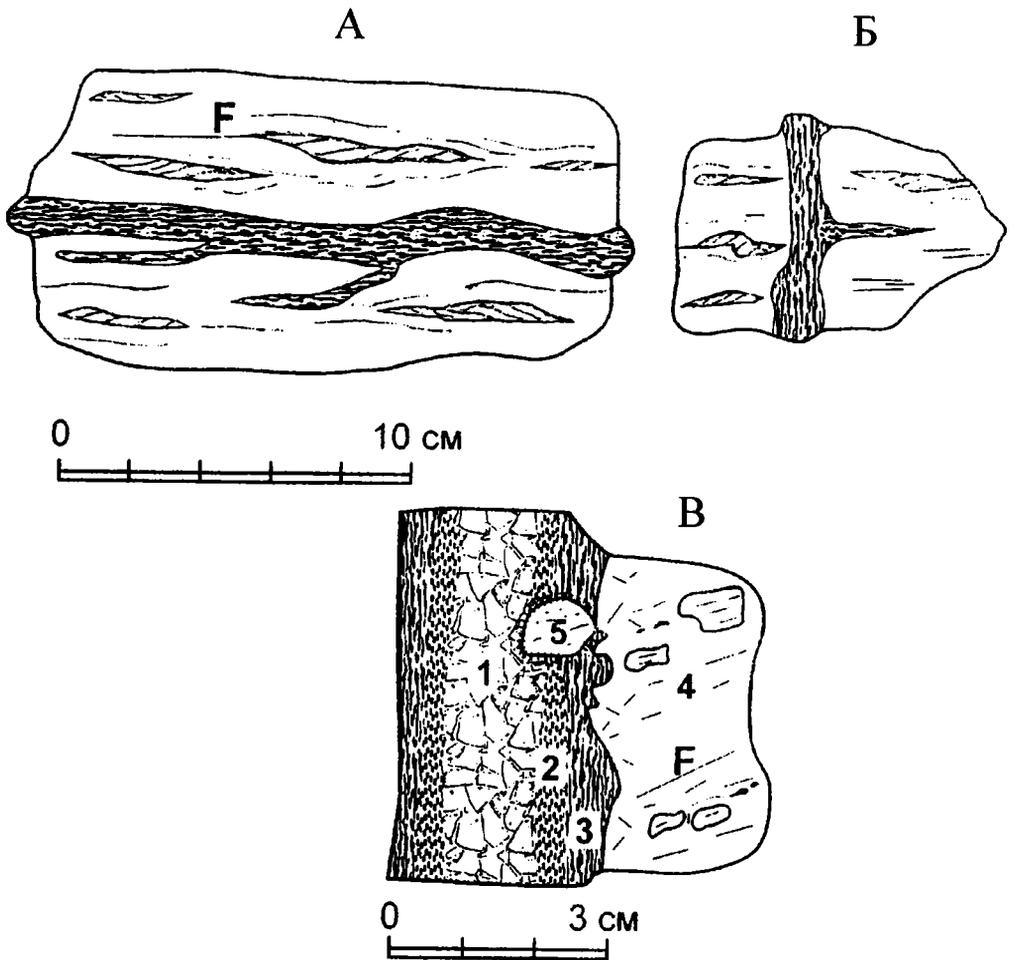


Рис. 1.8. Жилы габбро в перидолитах, по: [Пейве и др., 2001а]

А – ориентированные вдоль плоскости высокотемпературного пластического течения F в перидолите (обр. S1923/7) и Б, В – секущие эту плоскость (обр. S1923/10, S1925/3); В – детали строения контакта жилы габбро: 1 – среднезернистый плагиоклаз-клинопироксеновый агрегат, 2 – мелкозернистый агрегат минералов группы эпидот-цзоизита и зеленовато-бурого амфибола, ориентированного параллельно контактам жилы, 3 – тонкие призматические кристаллы желто-бурого амфибола, вытянутые вдоль контакта; 4 – перидолит с реликтами энстатита и желто-бурым амфиболом в экзоконтакте жилы; 5 – агрегат энстатита с каймой амфибола, корродируемый габбро

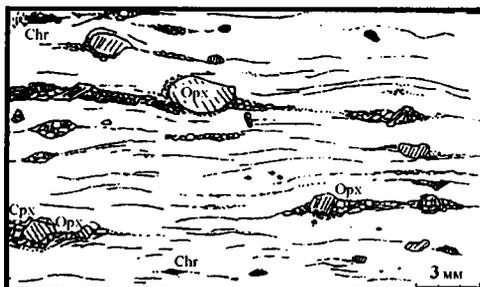
уплощенность, или по сети жилок вместе с тальком. Диопсид всегда встречается реже энстатита, за исключением тех случаев, когда порода насыщена прерывистыми прожилками диопсида, секущими минеральную уплощенность (станция S1928). Полосчатое распределение пироксенов и линейно-плоскостные ориентировки минералов ясно выражены во многих образцах. В породах со структурами, переходящими в порфирокластические, необласты пироксенов, размерами 0,3–0,5 мм, развиваются по периферии крупных

зерен и по трещинам разрыва, растаскивая энстатит при формировании так называемой “pull-apart” линейности. С увеличением количества необласт крупные таблитчатые зерна энстатитов приобретают изогнутую, растянутую форму (рис. 1.9 А).



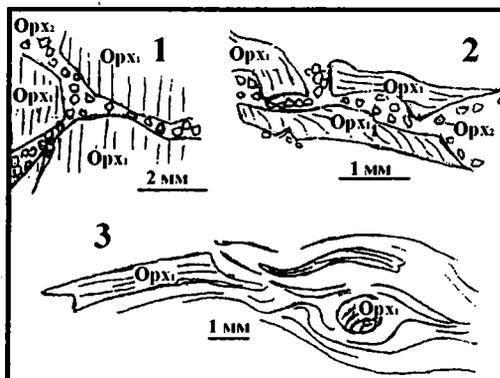
S1912/12

А



S1915/45

Б



В

Рис. 1.9. Микроструктуры лерцолитов, по: [Пейве и др., 20016]

А – порфиrokластическая структура: деформированные и частично рекристаллизованные зерна энстатита (Orx) и диопсида (Cpx) обтекаются оливином, замещенным глинисто-серпентиновым агрегатом (Chr – хромшпинелид); Б – милонитовая структура; В – примеры сдвиговых деформационных микроструктур с: (1) рекристаллизацией Orx1 и образованием необласт Orx2 по зонам хрупких деформаций, (2) пластические деформации реликтов Orx1 вплоть до (3) их вращения в милонитовой матрице

В лерцолитах с порфиروкластическими структурами растянутые линзовидные фрагменты агрегатов зерен (4–6 мм) или отдельные деформированные таблитчатые пироксены очковой формы погружены в гранобластовую массу мелких (0,1–0,2 мм) зерен энстатита и диопсида. Такие же необласты развиваются по ветвящимся трещинам внутри пироксенов; причем диопсид перекристаллизовывается более интенсивно, чем энстатит. Уплотненность здесь выражена четче, чем в породах с протогранулярной структурой, и нередко наблюдаются пересекающиеся направления линейности: раннее (реликтовое), выраженное “растаскиванием” крупных энстатитов (“pull-apart” линейность), и относительно позднее, проявленное в ориентировке цепочек необластов, лежащих в плоскости новообразованной гнейсовидности – пластического течения с образованием мелких необласт (рис. 1.10). Амфибол в этих породах присутствует спорадически, располагаясь в новообразованной плоскости течения.

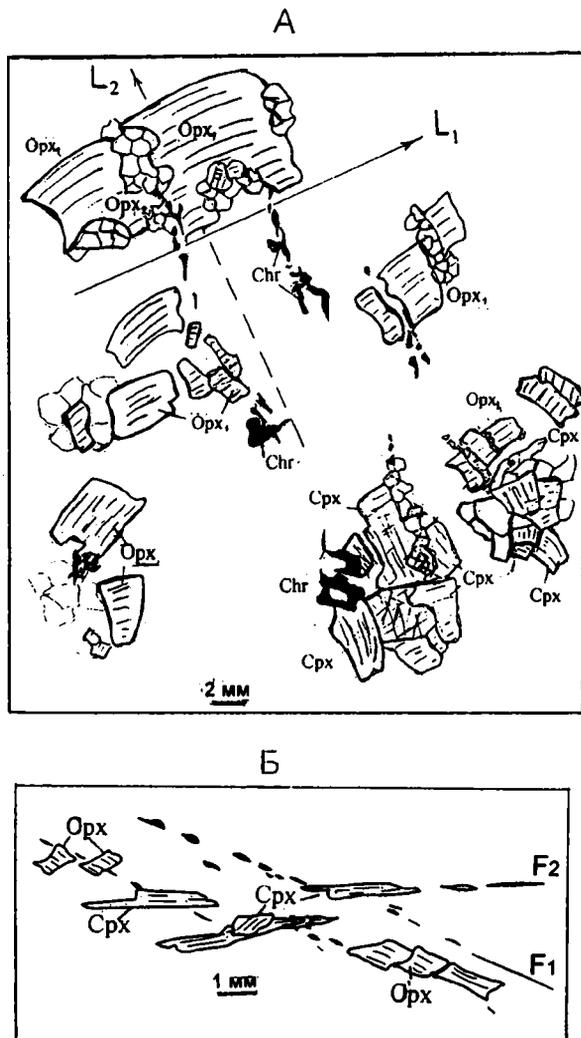


Рис. 1.10. Примеры пересекающихся систем линейно-плоскостных ориентировок в лерцолитах, отражающие смену поля напряжений в ходе деформаций, по: [Пейве и др., 20016]

А – линейность растаскивания энстатитов L_1 , образованная при субсолидусном пластическом течении лерцолитов, пересекается низкотемпературной линейностью L_2 . Зарисовка по микрофотографии шлифа S1923/43; Б – плоскость минеральной уплотненности (течения) лерцолитов F_1 с реликтами крупных энстатитов – Орх пересекается уплощенными цепочками диопсида Срх, маркирующими плоскость течения F_2 при импрегнации лерцолитов базальтоидными компонентами. Зарисовка по образцу S1928/4

Лерцолиты с милонитовыми структурами характеризуются исключительно хорошо выраженной минеральной уплощенностью, тонкой полосчатостью и очковыми гнейсовидными текстурами. Размеры порфиорокласт и необласт здесь значительно меньше – 1,5–3 мм и 0,01–0,03 мм соответственно. Нередко порфиорокласты энстатита представлены тонкими изогнутыми пластинами с соотношением ширины и длины зерен как 1:7 или 1:12. В тенях давления порфиорокласт и по трещинам в них развиваются очень мелкие (менее 0,01 мм) необласты. Соотношение характера изгиба спайности в порфиорокластах и ориентировки линейно-плоскостных структур обтекающей их массы однозначно указывает на сдвиговый режим деформаций (см. рис 1,9 Б, В). В тех случаях, когда в породе присутствуют плагиоклазы либо/и амфиболы, они концентрируются в полосы и слои, чередующиеся с таковыми, но существенно пироксенового или пироксен-оливинового (серпентинового) состава. В восточной области данных пород встречено не было.

Состав минералов ультрабазитов

Состав *энстатитов* в лерцолитах с протогранулярными и порфиорокластическими структурами характеризуется следующими особенностями: в крупных зернах (порфиорокластах) содержание Al_2O_3 4,3–4,6 и 3,0–5,6% соответственно, Cr_2O_3 0,50–0,56 и 0,70–1%. Необласты энстатита в каждом из образцов порфиорокластических лерцолитов содержат меньше на 0,3–1,3% Al_2O_3 и также меньше на 0,20–0,25% Cr_2O_3 . Содержание TiO_2 во всех энстатитах менее 0,1%.

Состав *диопсидов* в тех же породах также закономерно меняется: в крупных зернах (порфиорокластах) содержание Al_2O_3 5,7–6,6 и 4,6–4,9%, до 6,0% соответственно, Cr_2O_3 1,0–1,36 и 0,9–1,9%. В необластах диопсида содержание Al_2O_3 снижается до 3,5%, Cr_2O_3 – до 0,45%. Содержание TiO_2 в крупных диопсидах составляет 0,2%.

Хромшпинелиды лерцолитов с протогранулярными и зарождающимися порфиорокластическими структурами низкохромистые – $Cr^{\#}$ 18 в крупных зернах и около 16 – в мелких, высокомагнезиальные – $Mg^{\#}$ 74–78. В породах с порфиорокластическими структурами, переходящими к милонитовым, вариации хромистости и магнезиальности значительнее – от 12 до 41 и от 50 до 77 соответственно. При этом вариации состава существенны в образцах с разной структурой и/или из разных станций и незначительны в пределах одного образца (рис. 1.11). В плагиоклаз-содержащих лерцолитах хромистость шпинелида возрастает вместе со снижением его магнезиальности.

Таким образом, состав пироксенов и шпинелидов протогранулярных лерцолитов, служивших протолитом при образовании последующих структурных разновидностей перидотитов, отражает очень слабую степень деплетирования родоначальных мантийных пород. По этим характеристикам рассмотренные лерцолиты являются одними из самых слабо деплетированных пород в Атлантике. В ходе деформаций, приводящих к рекристаллизации пироксенов, в новообразованных зернах снижалось количество окиси хрома и окиси алюминия, т.е. эти компоненты выносились из крупных зерен, поскольку новые равновесия устанавливались при более низких температурах. Наиболее интенсивно этот процесс проходил в диопсидах. На рис. 1.12, А и Б, видно, что в координатах Al_2O_3 – Cr_2O_3 составы пироксенов образуют компактные поля, имея при этом существенные различия. Так, энстатиты станции S1925 при относительно низких содержаниях Al_2O_3 характеризуются значительно более высокими значениями Cr_2O_3 , чем в пироксенах станции S1924, давая другой корреляционный ряд. Та же тенденция, что и на станции S1925, прослеживается в образцах станций S1902,

В лерцолитах с порфиорокlastическими структурами растянутые линзовидные фрагменты агрегатов зерен (4–6 мм) или отдельные деформированные таблитчатые пироксены очковой формы погружены в гранобластовую массу мелких (0,1–0,2 мм) зерен энстатита и диопсида. Такие же необласты развиваются по ветвящимся трещинам внутри пироксенов; причем диопсид перекристаллизовывается более интенсивно, чем энстатит. Уплотненность здесь выражена четче, чем в породах с протогранулярной структурой, и нередко наблюдаются пересекающиеся направления линейности: раннее (реликтовое), выраженное “растаскиванием” крупных энстатитов (“pull-apart” линейность), и относительно позднее, проявленное в ориентировке цепочек необластов, лежащих в плоскости новообразованной гнейсовидности – пластического течения с образованием мелких необласт (рис. 1.10). Амфибол в этих породах присутствует спорадически, располагаясь в новообразованной плоскости течения.

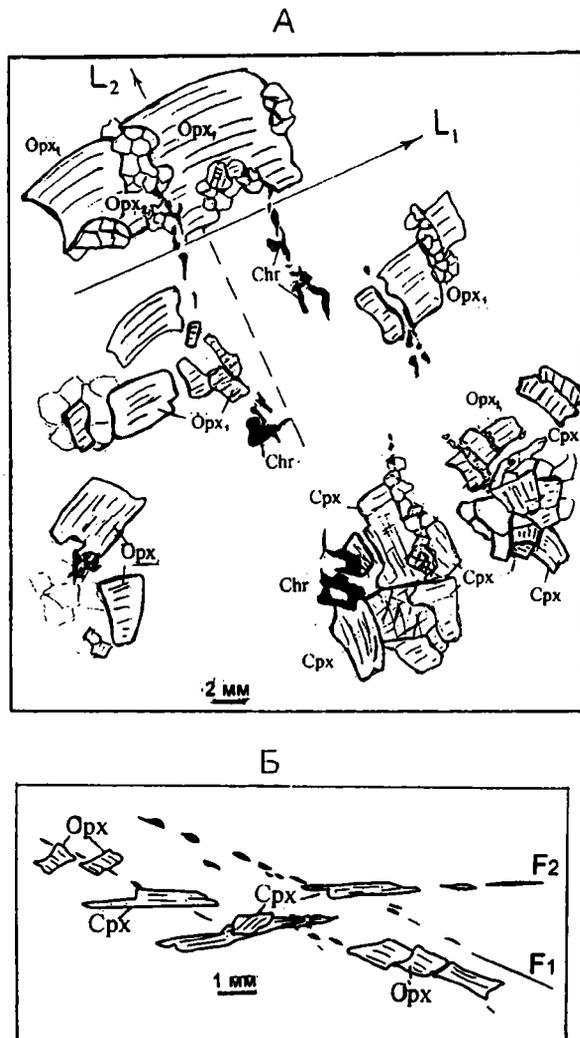


Рис. 1.10. Примеры пересекающихся систем линейно-плоскостных ориентировок в лерцолитах, отражающие смену поля напряжений в ходе деформаций, по: [Пейве и др., 20016]

А – линейность растаскивания энстатитов L_1 , образованная при субсолидусном пластическом течении лерцолитов, пересекается низкотемпературной линейностью L_2 . Зарисовка по микрофотографии шлифа S1923/43; Б – плоскость минеральной уплотненности (течения) лерцолитов F_1 с реликтами крупных энстатитов – Орх пересекается уплотненными цепочками диопсида Срх, маркирующими плоскость течения F_2 при импрегнации лерцолитов базальтоидными компонентами. Зарисовка по образцу S1928/4

Лерцолиты с милонитовыми структурами характеризуются исключительно хорошо выраженной минеральной уплощенностью, тонкой полосчатостью и очковыми гнейсовидными текстурами. Размеры порфиороклат и необласт здесь значительно меньше – 1,5–3 мм и 0,01–0,03 мм соответственно. Нередко порфиорокласты энстатита представлены тонкими изогнутыми пластинами с соотношением ширины и длины зерен как 1:7 или 1:12. В тенях давления порфиороклат и по трещинам в них развиваются очень мелкие (менее 0,01 мм) необласты. Соотношение характера изгиба спайности в порфиорокластах и ориентировки линейно-плоскостных структур обтекающей их массы однозначно указывает на сдвиговый режим деформаций (см. рис 1,9 Б, В). В тех случаях, когда в породе присутствуют плагиоклазы либо/и амфиболы, они концентрируются в полосы и слои, чередующиеся с таковыми, но существенно пироксенового или пироксен-оливинового (серпентинового) состава. В восточной области данных пород встречено не было.

Состав минералов ультрабазитов

Состав энстатитов в лерцолитах с протогранулярными и порфиороклатическими структурами характеризуется следующими особенностями: в крупных зернах (порфиорокластах) содержание Al_2O_3 4,3–4,6 и 3,0–5,6% соответственно, Cr_2O_3 0,50–0,56 и 0,70–1%. Необласты энстатита в каждом из образцов порфиороклатических лерцолитов содержат меньше на 0,3–1,3% Al_2O_3 и также меньше на 0,20–0,25% Cr_2O_3 . Содержание TiO_2 во всех энстатитах менее 0,1%.

Состав диопсидов в тех же породах также закономерно меняется: в крупных зернах (порфиорокластах) содержание Al_2O_3 5,7–6,6 и 4,6–4,9%, до 6,0% соответственно, Cr_2O_3 1,0–1,36 и 0,9–1,9%. В необластах диопсида содержание Al_2O_3 снижается до 3,5%, Cr_2O_3 – до 0,45%. Содержание TiO_2 в крупных диопсидах составляет 0,2%.

Хромшпинелиды лерцолитов с протогранулярными и зарождающимися порфиороклатическими структурами низкохромистые – $Cr^{\#}$ 18 в крупных зернах и около 16 – в мелких, высокомагнезиальные – $Mg^{\#}$ 74–78. В породах с порфиороклатическими структурами, переходящими к милонитовым, вариации хромистости и магнезиальности значительнее – от 12 до 41 и от 50 до 77 соответственно. При этом вариации состава существенны в образцах с разной структурой и/или из разных станций и незначительны в пределах одного образца (рис. 1.11). В плагиоклаз-содержащих лерцолитах хромистость шпинелида возрастает вместе со снижением его магнезиальности.

Таким образом, состав пироксенов и шпинелидов протогранулярных лерцолитов, служивших протолитом при образовании последующих структурных разновидностей перидотитов, отражает очень слабую степень деплетирования родоначальных мантйных пород. По этим характеристикам рассмотренные лерцолиты являются одними из самых слабо деплетированных пород в Атлантике. В ходе деформаций, приводящих к рекристаллизации пироксенов, в новообразованных зернах снижалось количество окиси хрома и окиси алюминия, т.е. эти компоненты выносились из крупных зерен, поскольку новые равновесия устанавливались при более низких температурах. Наиболее интенсивно этот процесс проходил в диопсидах. На рис. 1.12, А и Б, видно, что в координатах Al_2O_3 – Cr_2O_3 составы пироксенов образуют компактные поля, имея при этом существенные различия. Так, энстатиты станции S1925 при относительно низких содержаниях Al_2O_3 характеризуются значительно более высокими значениями Cr_2O_3 , чем в пироксенах станции S1924, давая другой корреляционный ряд. Та же тенденция, что и на станции S1925, прослеживается в образцах станций S1902,

В лерцолитах с порфиrokластическими структурами растянутые линзовидные фрагменты агрегатов зерен (4–6 мм) или отдельные деформированные таблитчатые пироксены очковой формы погружены в гранобластовую массу мелких (0,1–0,2 мм) зерен энстатита и диопсида. Такие же необласты развиваются по ветвящимся трещинам внутри пироксенов; причем диопсид перекристаллизовывается более интенсивно, чем энстатит. Уплотненность здесь выражена четче, чем в породах с протогранулярной структурой, и нередко наблюдаются пересекающиеся направления линейности: раннее (реликтовое), выраженное “растаскиванием” крупных энстатитов (“pull-apart” линейность), и относительно позднее, проявленное в ориентировке цепочек необластов, лежащих в плоскости новообразованной гнейсовидности – пластического течения с образованием мелких необласт (рис. 1.10). Амфибол в этих породах присутствует спорадически, располагаясь в новообразованной плоскости течения.

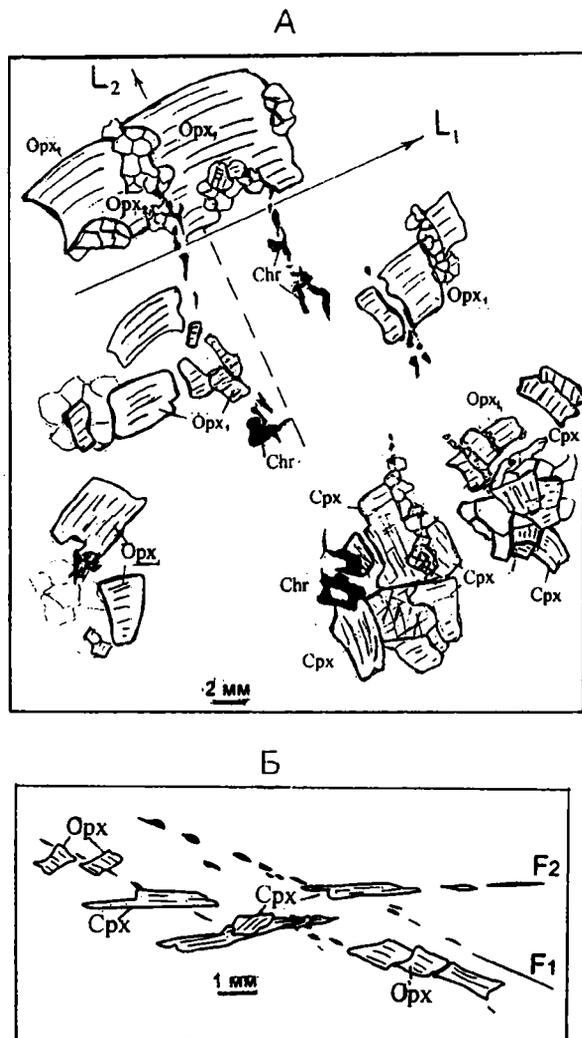


Рис. 1.10. Примеры пересекающихся систем линейно-плоскостных ориентировок в лерцолитах, отражающие смену поля напряжений в ходе деформаций, по: [Пейве и др., 2001б]

А – линейность растаскивания энстатитов L_1 , образованная при субсолидусном пластическом течении лерцолитов, пересекается низкотемпературной линейностью L_2 . Зарисовка по микрофотографии шлифа S1923/43; Б – плоскость минеральной уплотненности (течения) лерцолитов F_1 с реликтами крупных энстатитов – Орх пересекается уплотненными цепочками диопсида Срх, маркирующими плоскость течения F_2 при импрегнации лерцолитов базальтоидными компонентами. Зарисовка по образцу S1928/4

Лерцолиты с милонитовыми структурами характеризуются исключительно хорошо выраженной минеральной уплощенностью, тонкой полосчатостью и очковыми гнейсовидными текстурами. Размеры порфирокласт и необласт здесь значительно меньше – 1,5–3 мм и 0,01–0,03 мм соответственно. Нередко порфирокласты энстатита представлены тонкими изогнутыми пластинами с соотношением ширины и длины зерен как 1:7 или 1:12. В тенях давления порфирокласт и по трещинам в них развиваются очень мелкие (менее 0,01 мм) необласты. Соотношение характера изгиба спайности в порфирокластах и ориентировки линейно-плоскостных структур обтекающей их массы однозначно указывает на сдвиговый режим деформаций (см. рис 1,9 Б, В). В тех случаях, когда в породе присутствуют плагиоклазы либо/и амфиболы, они концентрируются в полосы и слои, чередующиеся с таковыми, но существенно пироксенового или пироксен-оливинового (серпентинового) состава. В восточной области данных пород встречено не было.

Состав минералов ультрабазитов

Состав *энстатитов* в лерцолитах с протогранулярными и порфирокластическими структурами характеризуется следующими особенностями: в крупных зернах (порфирокластах) содержание Al_2O_3 4,3–4,6 и 3,0–5,6% соответственно, Cr_2O_3 0,50–0,56 и 0,70–1%. Необласты энстатита в каждом из образцов порфирокластических лерцолитов содержат меньше на 0,3–1,3% Al_2O_3 и также меньше на 0,20–0,25% Cr_2O_3 . Содержание TiO_2 во всех энстатитах менее 0,1%.

Состав *диопсидов* в тех же породах также закономерно меняется: в крупных зернах (порфирокластах) содержание Al_2O_3 5,7–6,6 и 4,6–4,9%, до 6,0% соответственно, Cr_2O_3 1,0–1,36 и 0,9–1,9%. В необластах диопсида содержание Al_2O_3 снижается до 3,5%, Cr_2O_3 – до 0,45%. Содержание TiO_2 в крупных диопсидах составляет 0,2%.

Хромшпинелиды лерцолитов с протогранулярными и зарождающимися порфирокластическими структурами низкохромистые – $Cr^{\#}$ 18 в крупных зернах и около 16 – в мелких, высокомагнезиальные – $Mg^{\#}$ 74–78. В породах с порфирокластическими структурами, переходящими к милонитовым, вариации хромистости и магнезиальности значительнее – от 12 до 41 и от 50 до 77 соответственно. При этом вариации состава существенны в образцах с разной структурой и/или из разных станций и незначительны в пределах одного образца (рис. 1.11). В плагиоклаз-содержащих лерцолитах хромистость шпинелида возрастает вместе со снижением его магнезиальности.

Таким образом, состав пироксенов и шпинелидов протогранулярных лерцолитов, служивших протолитом при образовании последующих структурных разновидностей перидотитов, отражает очень слабую степень деплетирования родоначальных мантийных пород. По этим характеристикам рассмотренные лерцолиты являются одними из самых слабо деплетированных пород в Атлантике. В ходе деформаций, приводящих к рекристаллизации пироксенов, в новообразованных зернах снижалось количество окиси хрома и окиси алюминия, т.е. эти компоненты выносились из крупных зерен, поскольку новые равновесия устанавливались при более низких температурах. Наиболее интенсивно этот процесс проходил в диопсидах. На рис. 1.12, А и Б, видно, что в координатах Al_2O_3 – Cr_2O_3 составы пироксенов образуют компактные поля, имея при этом существенные различия. Так, энстатиты станции S1925 при относительно низких содержаниях Al_2O_3 характеризуются значительно более высокими значениями Cr_2O_3 , чем в пироксенах станции S1924, давая другой корреляционный ряд. Та же тенденция, что и на станции S1925, прослеживается в образцах станций S1902,

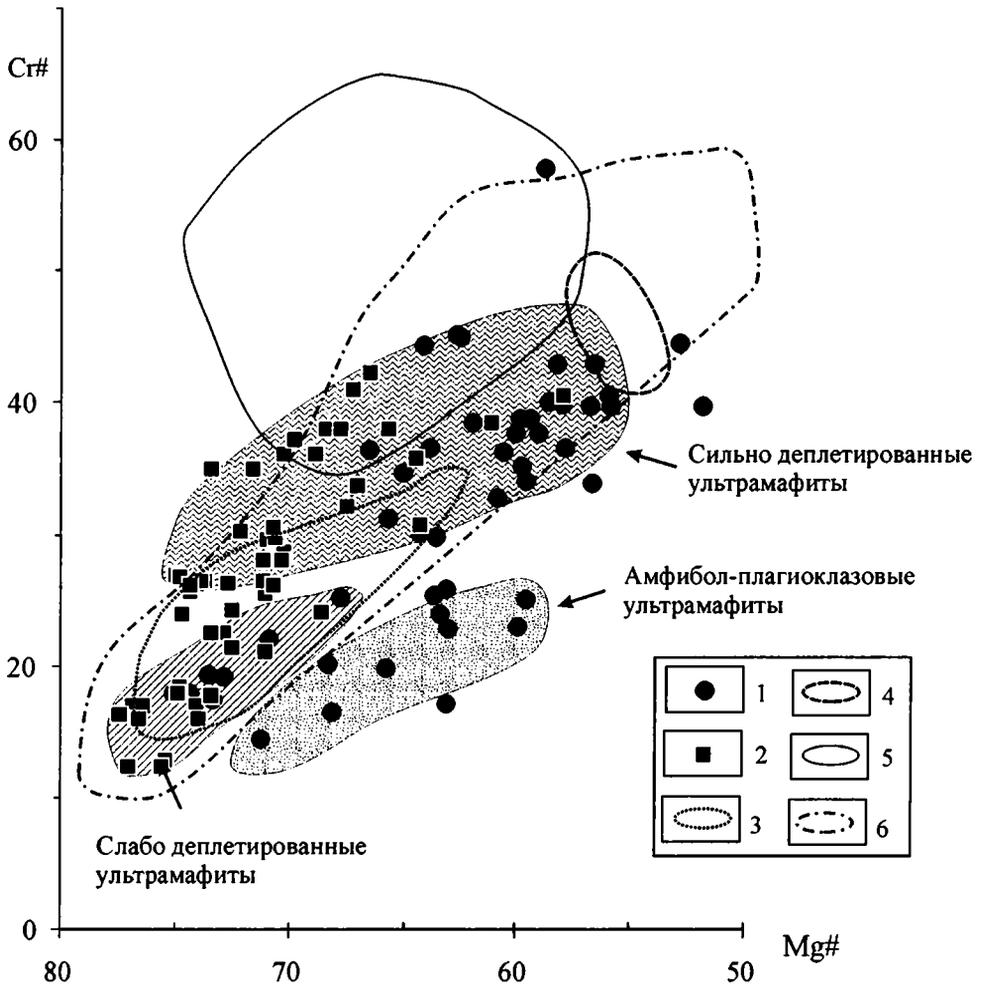


Рис. 1.11. Диаграмма хромистость–магнезиальность шпинелей перидотитов разлома Вима
 1,2 – перидотиты: 1 – амфиболовые, 2 – безамфиболовые; 3–6 – поля составов шпинелей других районов: 3, 4 – полигон “Наutilus”, по: [Cannat, Seyler, 1995]; 3 – порфирокласты, 4 – необласты; 5 – разлом Зеленого Мыса, по: [Пейве, Щербаков, 1989]; 6 – разлом Романш, по: [Пушаровский и др., 1995]

S1905, S1915 и S1923. Тренд с пониженным содержанием Cr_2O_3 характерен для станций S1924, S1911, S1913.

Таким образом, в составах пироксенов и хромшпинелидов реститовых ультрабазитов разлома Вима видны следующие особенности. Обособляются две дискретные области составов, одна из которых соответствует более примитивным перидотитам с соотношениями (в порфирокластах) $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ в пироксенах 0,15–0,20, содержанием TiO_2 в клинопироксене 0,18–0,32 и хромистостью шпинели 16–25. Другая область соответствует более сильно эволюционированным перидотитам, где эти параметры составляют соответственно 0,25–0,30, 0,08–0,20 и 30–42. Данные различия могут быть связаны с двумя при-

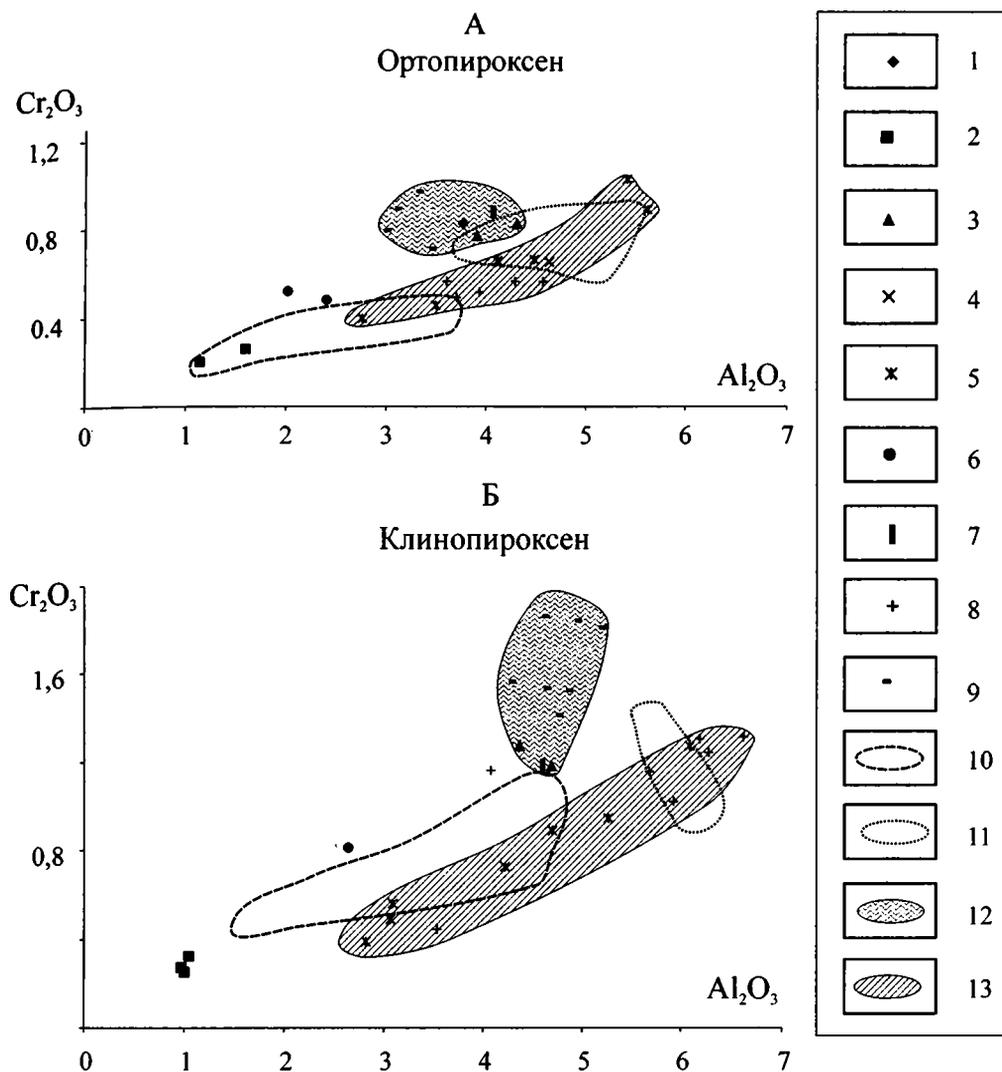


Рис. 1.12. Диаграммы Cr_2O_3 - Al_2O_3 орто- (А) и клинопироксенов (Б) перидотитов разлома Вима 1-9 – станций драгирования: 1 – S1902, 2 – S1904, 3 – S1905, 4 – S1911, 5 – S1913, 6 – S1915, 7 – S1923, 8 – S1924, 9 – S1925; 10, 11 – поля составов пироксенов полигона “Наutilus”, по: [Cannat, Seyler, 1995]: 10 – необласты, 11 – порфирокласты; 12, 13 – поля перидотитов: 12 – сильно деплетированных, 13 – слабо деплетированных

чинами. Они могут отражать исходные различия в составах, существовавших до этапа частичного плавления с образованием океанической коры, хотя вероятность того, что после частичного плавления минералы ультрабазитов сохраняют исходные соотношения составов, крайне мала. Имевшиеся различия, скорее всего, будут сглажены в результате того, что при равных геодинамических условиях из более примитивных перидотитов будет экстрагировано больше базальтовых (легкоплавких) компонентов. Вторая причина связана с разной степенью деплетированности из-за разной степени экстракции базальтовых

расплавов при частичном плавлении. Степень экстракции базальтовых расплавов находится в прямой зависимости от температурного режима и насыщенности флюидными фазами. Вариации этих параметров в пространстве и во времени приводят, как нам представляется, к вариациям мощности габбро-базальтового слоя (вплоть до его почти полного отсутствия). В каждой из выделенных областей (слабо деплетированных и умеренно деплетированных) наблюдаются четкие тенденции изменения составов, связанные с рекристаллизацией в ходе твердопластичных деформаций с образованием необластов. Данные процессы перераспределения вещества с выносом легкоподвижных компонентов по характеру изменения составов порфирокластов схожи с процессами частичного плавления, хотя температурные условия не позволяют формироваться расплавам. При этом вынос Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 из пироксенов происходит гораздо интенсивнее, чем при процессах частичного плавления, имевших место на более ранних стадиях эволюции исходного вещества. Пространственные и временные вариации составов ультрабазитов, имеющие место по простиранию разлома Вима и связанные с различной степенью их деплетированности, мы рассмотрим в Главе II.

Особенности состава ультрабазитов восточной области

В пределах восточной области большая часть драгированных перидотитов представлена лерцолитами с большим количеством диопсида. Эти очень крупнозернистые, массивные породы, с полосчатым или ступковым распределением оливина и пироксенов и со структурами высокотемпературного пластического течения, проходившего при незначительном стрессе, при подчиненном значении рекристаллизации, резко отличаются от лерцолитов западной и центральной областей [Пейве и др., 2001б]. Все минералы: оливин, энстатит, диопсид и хромшпинелид – крупнее зерен, типичных для лерцолитов с протогранулярными текстурами, расположенных западнее. Несомненной особенностью лерцолитов восточной области является интенсивная (по сравнению с энстатитом) рекристаллизация диопсида. Необласты диопсида с полигональными, чаще зубчатыми границами зерен, “замещают” крупный таблитчатый диопсид по периферии и формируют линейные, расплывчатые агрегаты. Развернутые под небольшими углами друг к другу фрагменты крупных таблиц диопсида как бы плавают в новообразованной массе мелких зерен. Мелкозернистые агрегаты, включающие также цепочки мелкого, ксеноморфного хромшпинелида, ориентированы под углом к полосчатости и уплощенности крупных энстатита, диопсида и хромшпинелида. Эти структурные особенности пород и, в частности, агрегатов рекристаллизованного диопсида, показывают, что относительно ранние линейно-плоскостные ориентировки частично разрушались в новом поле напряжений и создавалось новое направление течения материала (в кристаллическом каркасе породы). Возможно, этот процесс проходил в условиях частичного плавления лерцолита. Типичные порфирокластические и милонитовые структуры, столь характерные для перидотитов поперечного хребта, здесь не встречены. Подавляющее большинство перидотитов – это шпинелевые лерцолиты с очень крупнозернистым хромшпинелидом. Судя по характерным псевдоморфозам цеолитов, ассоциирующим с хромшпинелидом, возможно, в ряде образцов станции S2201 ранее имелся плагиоклаз.

Амфибол присутствует в редких образцах, где он образует жилки, секущие линейно-плоскостные структуры лерцолитов. Здесь не встречено амфиболитов, амфибол содержащих ультраосновных бластомилонитов – пород с гранонематобластовы-

ми сланцеватыми структурами, где амфибол структурно равновесен с деформированными пироксенами и формирует типичную метаморфическую полосчатость и сланцеватость, т.е. не встречено пород, которые столь характерны для поперечного хребта.

Дуниты, драгированные на станции S2221, представляют скорее реститовую часть мантийного разреза, чем породы переходной кумулятивной серии. Об этом свидетельствуют структурные наблюдения в образце S2221/85, в котором устанавливается совпадение ориентировок высокотемпературного пластического течения в контактирующих дунитах и перидотитах.

Условия образования реститовых ультрабазитов

Рассмотренные характеристики структур и состава пород свидетельствуют о том, что ультрабазиты слабо деплетированы и образованы в ходе низкой степени частичного плавления мантийного вещества. Кроме того, они претерпели несколько этапов высокотемпературного пластического и затем – хрупко-пластического течения. Полосы излома, волнистое угасание в энстатитах и линейно-плоскостные ориентировки минералов в протогранулярных, а также в порфирокластических лерцолитах образованы в ходе трансляционного внутрикристаллического скольжения при субсолидусных температурах [Nicolas et al., 1980]. Таким образом, остаточные деформации раннего из фиксированных этапов пластического течения маркируют подъем мантийного вещества и его частичное плавление. Субсолидусные температуры минеральных равновесий энстатит + диопсид установлены и для центральных частей порфирокластов ($T=911^{\circ}\text{C}$), необластов ($T=959^{\circ}\text{C}$) [Cannat, Seyler, 1995]. На эти структуры наложены пластические деформации, протекавшие преимущественно в ходе рекристаллизации, что говорит о снижении температуры и/или увеличении скорости деформаций. При этом поле деформаций менялось – плоскость и направление более позднего течения не всегда совпадала с ранними (см. рис. 1.10); возникали линейные сдвиговые зоны, маркируемые тонкими необластами. Смена ориентировки плоскостей деформаций в ультрабазитах могла происходить в результате чередования движений по двум основным направлениям. Первое связано с субвертикальными или наклоненными в сторону оси спрединга плоскостями, по которым происходит подъем разогретого мантийного материала в зону декомпрессии с центром под рифтовой долиной. Второе направление трассирует на глубину до подошвы литосферы плоскости листрических сбросов, по которым происходит взаимное перемещение литосферных блоков при растяжении в зонах спрединга. Плоскости деформаций, образованные в соответствии с данным направлением падают в сторону оси рифта.

При формировании милонитов и бластомилонитов преобладало межзерновое скольжение – мы видим “закрученные”, “обтертые” зерна реликтовых порфирокластов, размеры которых сильно уменьшаются, так же, как уменьшается размер необластов (см. 2, 3 на рис. 1.9, В). Одновременно происходила тонкая послынная (субпараллельно плоскостям течения) дифференциация минерального состава породы. Сдвиговый режим деформаций здесь выражен очень ярко. Судя по размеру необластов – 0,01 до 0,005 мм, дифференциальный стресс и скорость деформаций здесь были максимальными. Амфибол появляется чаще в лерцолитовых бластомилонитах, однако распространены и “сухие” безамфиболовые бластомилониты, что заставляет предполагать существование быстрых (“мгновенных”) разрядок напряжений в горячих реститах и, соответственно, очень высоких скоростей их деформаций.

Метаморфические амфиболовые ультрабазиты

Метаморфические амфиболовые ультрамафиты составляют значительную группу среди драгированных пород. Наибольший интерес представляют породы с метаморфическими немагнотрансформационными (призматически-зернистыми) структурами и полосчатыми, гнейсовидными, сланцеватыми текстурами. Породы состоят из бесцветного амфибола, минералов группы серпентина и глинистых минералов по оливину, псевдоморфно замещающих последний, хромшпинелида, иногда – реликтовых зерен энстатита, диоксида и плагиоклаза. В сланцах с несколькими генерациями амфибола присутствуют тальк и магнетит. Количественные вариации этих минералов (в основном амфиболов и серпентин-глинистых минералов по оливину) обуславливают полосчатую или полосчато-линзовидную текстуру пород. Содержания амфиболов в породе меняются от 15–20 до 60%, отдельные миллиметровые прослои состоят на 95% из амфибола. Минеральная уплощенность подчеркнута субпараллельной ориентировкой призм амфибола, которые формировались в поле напряжений сдвиговых деформаций. Уплощенность нередко деформирована с образованием макро – и микроскладок. На станциях S1902 и S1911 подняты образцы, представляющие собой бластомилониты по серпентин (оливин)-амфиболовым породам, в которых округлые зерна крупных амфиболов со следами вращения погружены в тонкозернистый серпентин-амфиболовый агрегат. Реже встречаются массивные крупнозернистые порфирокластические лерцолиты с сеткой ветвящихся прожилков мелкозернистого и призматически игольчатого амфибола и амфиболовыми каймами по периферии крупных деформированных пироксенов. Прожилки и отдельные призмы амфиболов пересекают минеральную уплощенность и цепочки, линзы пироксеновых необластов, образованных на более раннем этапе “сухих” высокотемпературных деформаций.

По текстурно-структурным особенностям и минералогическому составу мы выделяем несколько типов протолита для амфиболсодержащих метаморфитов, и это разделение, как будет показано ниже, подтверждается особенностями состава амфиболов.

На рис. 1.13 отражено положение ультраосновных амфибол-содержащих метаморфитов в схематизированном разрезе океанической литосферы разлома Вима. Они развиваются преимущественно в следующих комплексах пород: 1 – шпинелевых перидотитах, как правило, бластомилонитах по лерцолитам; 2 – плагиоклазовых лерцолитах с бластомилонитовыми и порфирокластическими структурами; 3 – породах переходной серии – дунитах, верлитах, клинопироксенитах и плагиоклаз-пироксен-оливиновых породах.

В метаморфитах **первой и второй групп** часто сохраняются реликты первичных минералов – порфиробласт энстатита, реже, диоксида или линзовидные агрегаты этих минералов, иногда с псевдоморфно замещенными мелкими зернами плагиоклаза. Призматическизернистый амфибол обтекает реликтовые порфиробласты, тогда как вытянутые уплощенные или гранобластовые зерна глинисто-серпентиновых псевдоморфоз по оливину субпараллельны ориентировке основной массы амфиболов (обр. S1903/09, S1904/61, S1902/13). Метаморфиты с двумя генерациями амфибола имеют ярко выраженную гнейсовидную, милонитовую текстуру, в которой развальцованные или “обтертые”, со следами вращения, призмы амфибола первой генерации размером 1–2 мм погружены в немагнотрансформационную (размер зерен 0,2–0,5 мм) амфибол-серпентиновую матрицу (обр. S1901/02, S1911/48). Хромшпинелид представлен как реликтовыми ангедральными зернами размером до 1,5 мм среди пироксенов, так и мелкими (0,3 мм) субгедральными зернами среди серпентина и амфибола. Оптически зональные округлые зерна хромшпинеле-

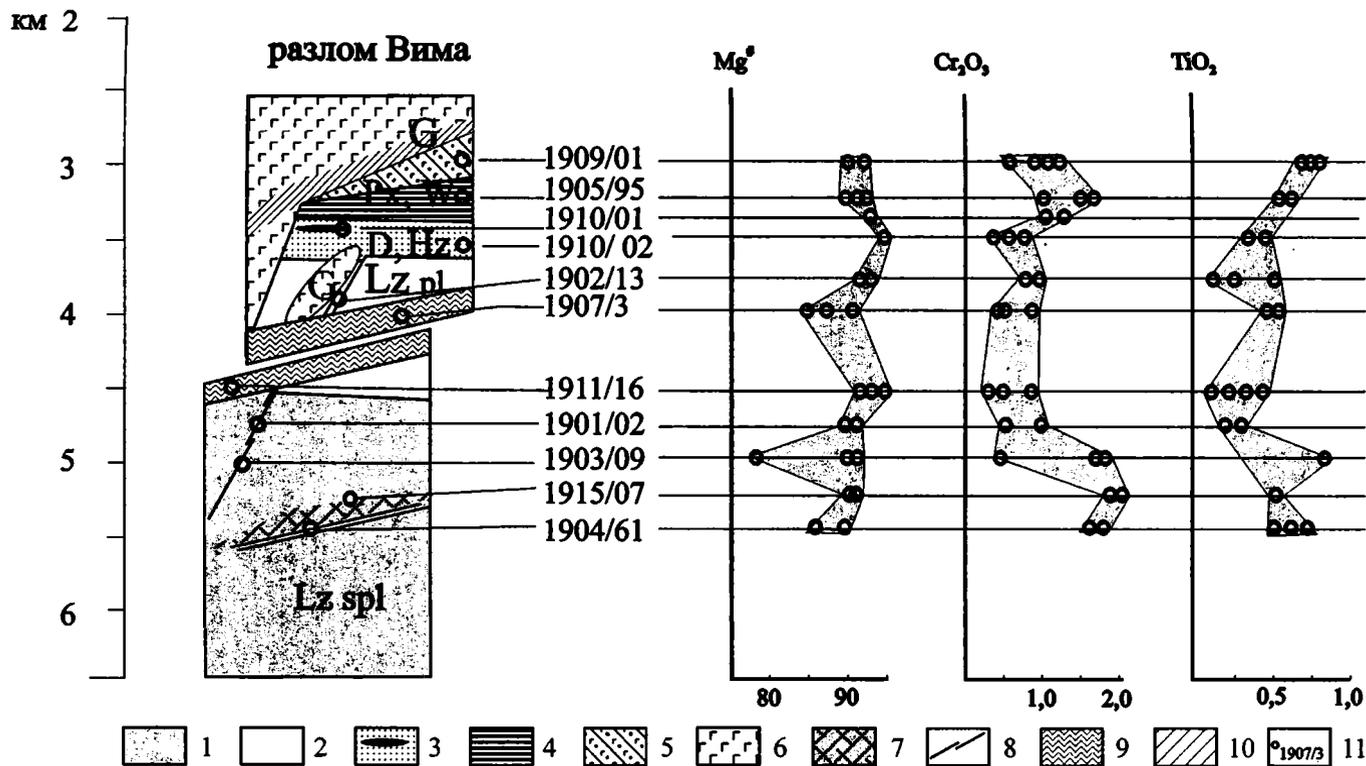


Рис 1.13. Положение ультраосновных амфибол-содержащих метаморфитов в схематизированном разрезе океанической литосферы разлома Вима и характеристики составов амфиболов

1 – Lz spl – лерцолиты шпинелевые; 2 – Lz pl – лерцолиты плагиоклазовые; 3 – D, Hz – дуниты и гарцбургиты с линзами хромититов (черное); 4, 5 – Px, W – породы переходной серии: 4 – верлиты, клинопироксениты, 5 – плагиоклаз-пироксен-оливиновые породы; 6 – G – габбро; 7 – зоны катаклаза и амфиболитизации в шпинелевых лерцолитах; 8 – зоны милонитизации и высокотемпературной амфиболитизации в шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитах; 9 – зоны расщелачивания и низкотемпературной амфиболитизации, оталькования и хлоритизации в ультрамафитах; 10 – зоны расщелачивания и амфиболитизации в габбро; 11 – положение образца и его номер. $Mg^{\#} = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe)$, Cr_2O_3 и TiO_2 в вес. %

лидов с непрозрачным или темно-коричневым ядром, окруженным светлой оливковой каймой, встречаются в серпентин-амфиболовых породах без следов первичного состава и структур (обр. S1902/01, S1911/42).

В метаморфитах **третьей группы** (обр. S1905/95, S1909/01, S1910/02) отчетливо выражено тонкополосчатое чередование слоев (1 мм – доли мм) разного состава, включая существенно плагиоклазовые (до 80%) с субгедральным хромшпинелидом, серпентин-амфиболовые и амфиболовые прослои с хромшпинелидом иного габитуса. Гнейсовидные текстуры в таких породах отсутствуют, и, судя по расположению минералов резко различного состава, метаморфическая полосчатость наследует первичную, обусловленную чередованием существенно плагиоклазовых, пироксеновых и оливиновых слоев. Подобные черты текстуры и минерального состава типичны для кумулятов расслоенной серии океанической литосферы [Уайджер, Браун, 1970]. Химизм минералов подтверждает это предположение. Возможно, к этой же серии либо к структурно верхним частям разреза реститов принадлежат аподунитовые клинопироксен- и амфиболсодержащие серпентиниты с мелким (0,1–0,2 мм) эвгедральным красноватым хромшпинелидом (обр. S1910/02). В ассоциации с ними поднят обломок массивных хромитов с амфиболовым цементом (обр. S1910/01).

Плойчатые, тонколистоватые сланцы тальк-серпентин-амфиболового состава с несколькими генерациями амфиболов, в основном актинолит-тремолитового ряда, без реликтов состава или текстур исходной породы, распространены на станциях S1907 и S1911.

Пироксены, амфиболы, хромшпинелиды и плагиоклазы ультраосновных метаморфитов представлены несколькими генерациями, различающимися по морфологии, размерам зерен, их положению в структуре породы и по составу.

Пироксены представлены: (1) сохраняющимися в ряде случаев реликтовыми порфирокластами энстатита, (образцы S1911/16 и S1902/13). По магнезиальности и содержаниям окиси хрома и окиси алюминия состав ядер порфирокластов аналогичен составу пироксенов безамфиболовых крупнозернистых лерцолитов; (2) крупными энстатитами с резко пониженными содержаниями Al_2O_3 – 1,2–2,4% и Cr_2O_3 – 0,2–0,55% (станции S1915 и S1904); (3) новообразованными мелкими энстатитами и диопсидами, имеющими практически одинаковые содержания окиси алюминия – 1,1–1,6% и окиси хрома – 0,2–0,3% в орто- и клинопироксенах, заметно более низкие, чем в необластах порфирокластических лерцолитов (см. рис. 1.12). Как видно из этих диаграмм, появление амфибола в ультрабазитах не приводит к заметному изменению состава порфирокластов пироксенов и шпинелидов. В тоже время необласты ультрабазитов, содержащих амфиболы, несколько отличаются по составу (например, ниже Al_2O_3 и Cr_2O_3 в пироксенах и ниже магнезиальность хромшпинелидов) от необластов безамфиболовых ультрабазитов, что свидетельствует о том, что начало образования высокотемпературных амфиболов совпадает с этапом твердопластичных деформаций ультрабазитов.

Амфиболы представлены в основном чермакитовой и магнезиальной роговой обманкой, паргаситом и актинолит-тремолитом. Содержание основных окислов варьирует в следующих пределах: Al_2O_3 – 5–14%, Cr_2O_3 – 0,3–2,05%, TiO_2 – 0,1–1,2%, MgO – 16,5–23,5%, CaO – 10,7–13,2% и SiO_2 – 44–54%. Зависимость состава амфиболов от состава протолита, положения в разрезе относительно границы реститовых перидотитов и габброидов и приуроченности пород к зонам деформаций различного типа показана на схематизированном разрезе океанической литосферы разлома Вима (см. рис. 1.13).

Рисунок 1.14 иллюстрирует очевидные различия между составами амфиболов из пород, сохранивших структуру порфирокластических или бластомилонитовых лерцолитов (обр. S1904/61, S1915/07), и из тонкополосчатых хромшпинелид-плагноклаз-серпентиновых амфиболитов, где возможным протолитом являются плагноклаз-оливин-пироксеновые кумуляты (обр. S1905/95 и S1909/01), а также из хромитсодержащих дунитов и хромититов (обр. S1910/02 и S1910/01). Эти различия состоят в том, что амфиболы, образованные в породах магматических серий, обогащены титаном и обеднены хромом относительно амфиболов реститовых перидотитов; амфибол в цементе хромититов обогащен хромом и титаном относительно амфибола во вмещающих дунитах. В то же время повышенные содержания окиси титана присущи также амфиболам из пород со следами интенсивных хрупких деформаций – дробления и рассланцевания (обр. S1903/09 и S1907/03). Амфибол, замещающий энстатит в лерцолитах с крупнозернистой порфирокластической структурой, отличается наиболее высокими – до 2,0% – содержаниями окиси хрома при близких значениях магнезиальности и содержания щелочей в сравнении с амфиболами в метаморфитах, образованных предположительно по породам полосчатой кумулятивной серии. Эти особенности состава амфиболов отражают, на наш взгляд, близкий состав исходного метаморфического флюида, его реакцию с реститом (выщелачивание хрома), циркуляция флюида сквозь горячие перидотиты и последовательную эволюцию его состава при прохождении в верхние горизонты океанической коры.

Амфиболы мелкоплотчатых талькосодержащих сланцев резко выделяются очень высокой – Mg# 91,9–94,4 – магнезиальностью и низкими содержаниями окиси хрома и окиси титана (обр. S1911/16). В этих породах магнезиальность амфибола нарастает во внешних каймах тонких призм. Ещё более резкие различия в составе последовательных генераций амфиболов видны в образце S1903/09, где присутствуют и относительно низкомагнезиальный (Mg# 76,7) высокохромистый, и высокомагнезиальный (Mg# 92,2) низкохромистый амфиболы. Аналогичные составы нескольких поколений амфиболов устанавливаются и в образце S1907/03.

Хромшпинелиды значительно различаются по составу как в разных типах метаморфитов, так и в пределах одного образца. В целом большинство анализированных хромшпинелидов метаморфитов отличается от состава шпинелидов безамфиболовых перидотитов более высокой хромистостью и относительно низкой магнезиальностью (см. рис. 1.11). Например, в амфибол-содержащих лерцолитах с порфирокластической структурой и метаморфитах с реликтовыми порфирокластами энстатита (образцы S1904/61, S1915/07) хромистость шпинелида меняется от 37 до 40 при магнезиальности 56–61, тогда как в основной массе шпинелевых лерцолитов эти величины колеблются в пределах 18–25, до 35 и 65–75 соответственно.

В фибробластовых серпентин-амфиболовых сланцах с реликтами деформированных энстатитов (обр. S1911/16) и клинохлор-серпентин-амфиболовых сланцах (S1902/13) присутствуют реликтовые ксеноморфные крупные – до 0,8 мм – хромшпинелиды с Mg# 25, Cr# 68, мелкие субгедральные округлые зерна размером 0,03–0,2 мм с Mg# 19, Cr# 73 и зональные округлые зерна размером 0,5–1,5 мм, в которых непрозрачные или темно-коричневые ядра имеют Mg# 58, Cr# 59 и Mg# 44, Cr# 53, а светло-оливковые каймы – Mg# 19, Cr# 17 и в другом образце – Mg# 33, Cr# 61. Таким образом, в ходе одного из этапов метаморфизма повышается магнезиальность и уменьшается хромистость шпинелидов. Возможные физико-химические условия этого процесса, рассмотренного ранее на примере метаморфизма перидотитов острова Забаргад [Agrinier, Mevel, 1993] и Кемпирсайского массива на Урале [Савельева, Перцев, 1995], будут обсуждены ниже.

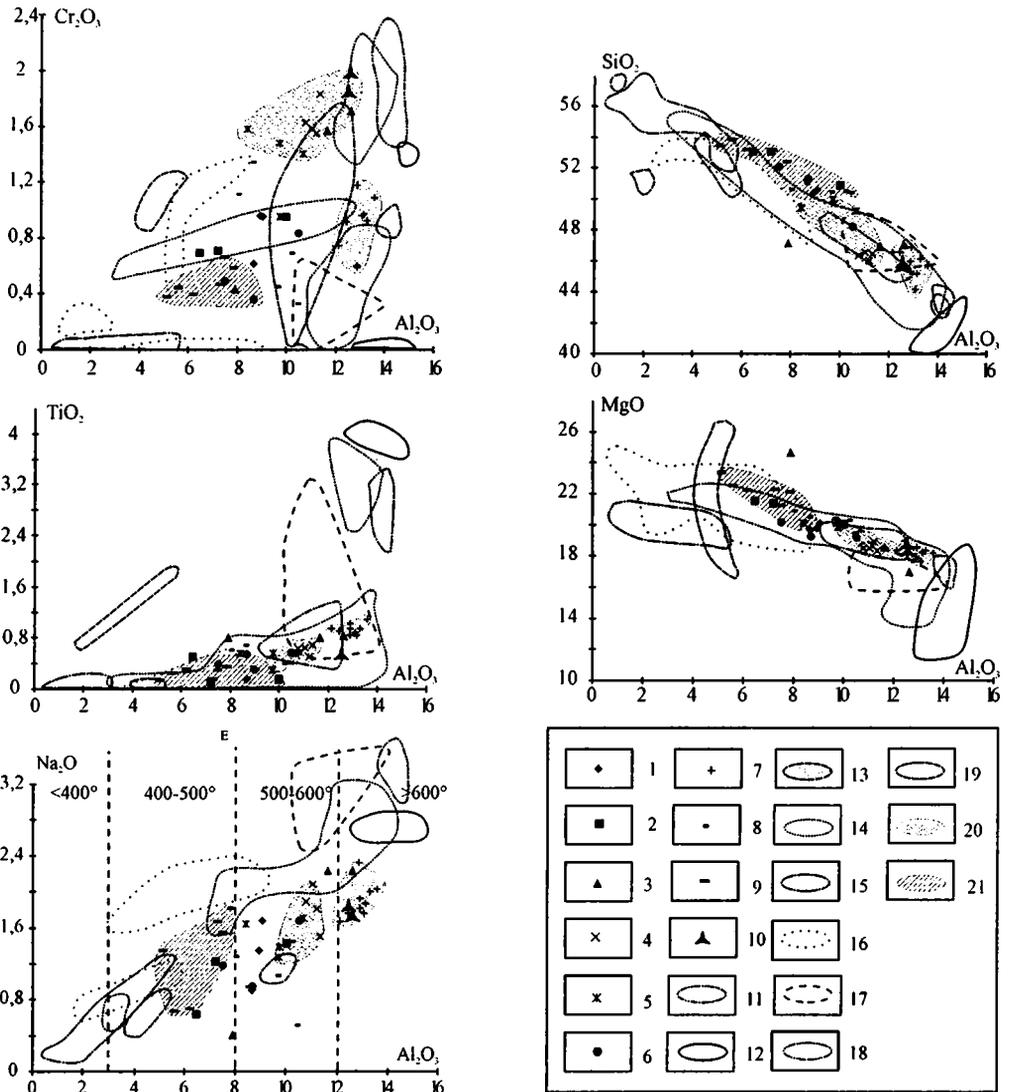


Рис. 1.14. Диаграммы соотношений окислов в амфиболах перидотитов разлома Вима

1–10 – станции драгирования: 1 – S1901, 2 – S1902, 3 – S1903, 4 – S1904, 5 – S1905, 6 – S1907, 7 – S1909, 8 – S1910, 9 – S1911, 10 – S1915; 11–16 – поля составов амфиболов ультрамафитов по данным других исследователей: 11 – разлом Вима [Cannat, Seyler, 1995], 12 – о-в Св.Петра [Roden et al., 1984], 13 – разлом Сан-Паулу, 14 – о-в Забаргад [Agrinier et al., 1993], 15 – разлом Хейс [Базылев, 1997], 16 – разлом Ислас Оркадас [Kimball et al., 1985]; 17 – ультраосновные кумуляты разлома Зеленого Мыса [Силантьев, Пейве, 1989]; 18 – Иберийская котловина [Agrinier et al., 1988]; 19–21 – поля амфиболов разлома Вима: 19 – высокотемпературных, амфибол-плагноклазовых ультрамафитов (кумулятов), 20 – высокотемпературных, мантийных ультрамафитов, 21 – низкотемпературных, мантийных ультрамафитов. На диаграмме $Na_2O-Al_2O_3$ пунктирными линиями показаны интервалы температур метаморфизма в соответствии с [Плюснина, 1983]

Вариации состава хромшпинелидов установлены также в тонкополосчатых плагиоклаз-серпентин-амфиболовых метаморфитах (см. рис. 1.11). В этих породах состав хромшпинелидов меняется в зависимости от их приуроченности к разным прослоям – существенно плагиоклазовым, серпентиновым или амфиболовым (апопироксеновым?) и, возможно, частично отражает реликтовый тренд магматической кристаллизации – рост хромистости и железистости шпинелида в ходе кристаллизации. В то же время существенный метаморфизм, приведший к формированию новых равновесных парагенезисов, по-видимому, сильно изменил первичную картину, обусловленную кристаллизационной дифференциацией. Хроммагнетитовые, магнетитовые каймы вокруг шпинелидов наблюдались в редких случаях в серпентин-амфиболовых сланцах с большим количеством хлорита и талька.

Плагиоклаз в полосчатых хромшпинелид-серпентин-амфиболовых породах имеет высокое (около 95%) содержание анортитовой компоненты.

Условия формирования метаморфических амфиболовых ультрабазитов

Практически все рассмотренные образцы драгированы в области контакта перидотитов и габбро и, таким образом, пространственно ассоциируют с зонами деформаций именно в этой области. Это подтверждается и разнообразием составов протолита, и вариациями деформационных структур исходных пород. Как было показано, до образования метаморфических парагенезисов с амфиболом реститовые перидотиты испытали высокотемпературные деформации с развитием порфирокластических, бластомилонитовых структур. Сдвиговые пластические и хрупкие деформации продолжались и в ходе образования амфиболсодержащих ультрамафитов. Судя по структурным взаимоотношениям минералов, амфибол кристаллизовался после пироксенов, но в том же поле напряжений.

Температурные условия их формирования могут быть оценены с привлечением экспериментальных и расчетных данных образования амфиболов различного состава [Базылев, 1997; Закруткин, 1968; Плюсина, 1983; Миясиро и др., 1973; Силантьев, 1995] и, в частности, тех, где учитывается соотношение $Al^{IV}-Al^{VI}$, содержание щелочей и железа. Для высокотемпературных амфиболов характерно наиболее высокое содержание Al_2O_3 и Al^{IV} , щелочей, железа, а также окиси титана. Присутствие титана и щелочей зависит как от состава протолита, так и от состава флюида, участие которого достаточно очевидно в процессе образования амфиболов (привнос титана и щелочей в высокомагнезиальные реститы). В то же время относительно высокие содержания окиси титана в ранних поколениях амфиболов в сравнении с более низкими содержаниями окиси титана и хрома в высокомагнезиальных амфиболах поздних поколений указывают на значительные различия температур и, соответственно, состава флюида, а также на высокие температуры образования амфиболов при участии гидроксил-содержащего флюида. Судя по относительно высоким содержаниям титана и щелочей, а также несколько повышенной железистости, в формировании высокотемпературного флюида участвовали компоненты базитовой расплава, мигрирующего сквозь реститы в зонах проницаемости морской воды.

Самые высокие концентрации Al^{IV} , щелочей и окиси титана в амфиболах ультрамафитов станций S1903, S1909 и S1915 соответствуют по классификационным диаграммам В.В. Закруткина [Закруткин, 1968] таковым в амфиболах высокотемпературной области амфиболитовой фации метаморфизма. Они образовались при температуре свыше $600^{\circ}C$. Наименьшие содержания этих компонентов, определенные в амфиболах станций

S1902, S1907 и S1911, соответствуют низкотемпературной области амфиболитовой фации (400–500°C) (рис. 1.14, 1.15).

В океанах известно всего несколько структур, где имеются ультрабазиты с высокотемпературными амфиболами. Это Иберийская окраина [Agrinier et al., 1988], остров Забаргад (Красное море) [Seyley, Bonatti, 1988] и острова Св. Петра [Melson et al., 1972; Roden et al., 1984]. В пределах Иберийской окраины амфиболы широко развиты в плагиоклазо-содержащих, сильно серпентинизированных перидотитах скважины 637A ODP. Структурно область распространения ультрабазитов соответствует зоне перехода от континентальной к океанической коре. В породах, наряду с реликтами первичных пироксенов и хромшпинелидов и редкого оливина, встречается плагиоклаз в виде тонких жил или кайм вокруг шпинели как результат процессов субсолидусной перекристаллизации. Состав минералов указывает на слабую степень деплетированности перидотитов. В них имеется несколько генераций амфиболов (от паргасита до тремолита). Перидотиты сильно деформированы и перекристаллизованы, что видно из структурных взаимоотношений минералов. Образование амфиболов происходило в статических условиях, после завершения

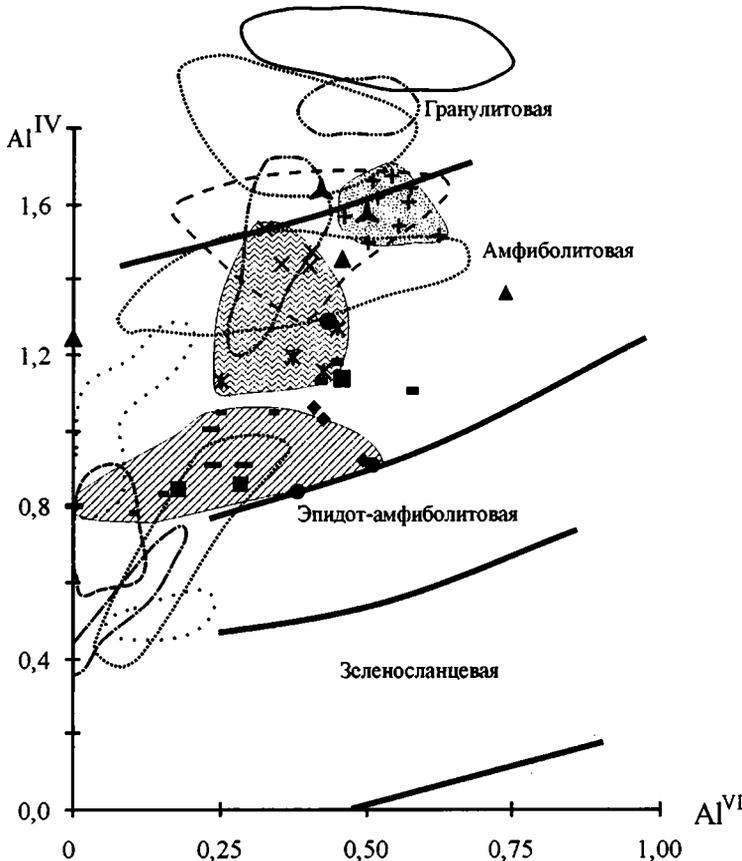


Рис. 1.15. Фациальная диаграмма соотношений Al^{IV} и Al^{VI} в амфиболах
Условные обозначения см. на рис. 1.14. Прямыми линиями показаны границы фаций метаморфизма, по: [Закруткин 1968]

процессов твердопластичного течения вещества [Agrinier et al., 1988]. Таким образом образование амфиболов не связано ни с одним из этапов деформаций, зафиксированных в структурах перидотитов. Высокотемпературные амфиболы представлены паргаситами с очень высокими концентрации Al^{IV} 1,8–1,9, Na_2O 3,1–3,4 и TiO_2 1,6–3,3. В то же время для них характерны низкие содержания Cl и K_2O . Они образовались в температурном интервале 800–900°C [Agrinier et al., 1988].

На острове Забаргад наряду с комплексом разнообразных метаморфизованных магматических пород (в том числе и фрагментов докембрийской континентальной коры) обнажаются практически недеплетированные шпинелевые лерцолиты, близкие по составу к пиролиту и метасоматизированные амфиболовые перидотиты [Seyler, Bonatti, 1988]. Минералы лерцолитов имеют специфические соотношения компонентов, выделяющие их из группы океанических перидотитов. Это умеренные содержания Al_2O_3 в ортопироксене при очень низкой хромистости шпинели, повышенное содержание Fe^{2+} в последней, а также высокое содержание Na_2O (0,9–1,6) в клинопироксене. Амфиболы острова Забаргад весьма разнообразны по составу и условиям образования и подразделяются на 3 группы [Agrinier et al., 1993]. Первая, наиболее высокотемпературная, соответствует гранулитовой фации метаморфизма при температуре около 900–1000°C. Данные амфиболы составляют всего несколько процентов от общего объема пород. Вместе с ними образовались акцессорные флогопит и апатит. Этот высокотемпературный процесс не сопровождался образованием порфирокластических структур в перидотитах [Duru et al., 1991]. Данная стадия имела место в пределах континентальной мантии до начала заложения красноморского рифта. Наряду с водными флюидами корово-мантийного происхождения для образования данной ассоциации было необходимо присутствие расплавов щелочного состава. Вторая, наиболее распространенная группа (амфиболы составляют до 30% объема пород) встречается повсеместно. Это ассоциация чередующихся полос: амфибол + хромит и оливин + ортопироксен связана с этапом порфирокластических деформаций. Именно стадия образования данной минеральной ассоциации связывается с раскрытием красноморского рифта. Этот этап сопровождался образованием зон рассланцевания и рекристаллизацией перидотитов приблизительно в тех же P – T -условиях низкого давления и умеренно высоких температур (700–800°C). Особенность данного этапа состояла также в значительном привносе щелочных компонент (в том числе и в ультрабазиты) с образованием минералов с высокими содержаниями щелочей и хлора (скаполита, апатита). Источником флюидов служила, возможно, также кора и субконтинентальная мантия. Таким образом, данные амфиболы образовались в мантии в результате процессов метасоматоза при воздействии флюидов с высокими содержаниями литофильных элементов, что характерно для континентальных рифтов. А сами ультрабазиты рассматриваются как фрагмент субконтинентальной верхней мантии. Третья группа амфиболов приурочена к зонам рассланцевания и милонитизации, а также встречается в виде отдельных жил. Температурный интервал ее образования составляет 450–700°C. Источник вещества – щелочные флюиды, но в данном случае имеющие, несомненно, морское происхождение [Agrinier et al., 1993].

В районе островов Св. Петра в ультрабазитах наряду с реликтами исходных минералов имеется паргасит, а также более поздние плагиоклаз, тремолит, флогопит, содалит и другие минералы с высокими содержаниями литофильных элементов. Последние, по-видимому, образовались в результате субсолидусной рекристаллизации при подъеме ультрабазитов. Минеральный состав пород, в том числе и амфиболов, очень близок

метасоматизированным перидотитам о. Забаргад первой и второй групп, что дает возможности проводить прямые аналогии условий их образования с ультрабазитами о. Забаргад [Bonatti, 1990]. То есть рассматривать их как фрагмент субконтинентальной верхней мантии, метасоматизированный в начальный этап раскола Африки и Южной Америки с образованием Центральной Атлантики. Милонитизация связана с подъемом ультрабазитов в ходе раскрытия Атлантики. В то же время имеются и отличия. Метасоматическая минеральная ассоциация о. Забаргад, распространенная в ультрабазитах и связываемая с началом рифтинга (вторая группа), гораздо более низкотемпературная, чем амфиболы перидотитов о. Св. Петра.

Таким образом, судя по имеющимся данным, высокотемпературные амфиболы могут образовываться в мантийных ультрабазитах как в динамических, так и в статических условиях. Первым необходимым условием является наличие водных флюидов, которые способствуют перераспределению компонентов (в первую очередь пироксенов) с образованием амфиболов. Состав флюидов определяет особенности составов новообразованных амфиболов. В районах современных островов Забаргад и Св. Петра преобладали флюиды с высоким содержанием K_2O , в отличие от Иберийской окраины. Вторым необходимым условием является источник вещества, из которого образуются амфиболы. Обычные пироксены океанических ультрабазитов не в состоянии обеспечить достаточное количество TiO_2 , Na_2O и K_2O . В районах, где имеется континентальная кора или в значительном объеме развиты породы щелочного состава этот вопрос не возникает. Просачиваясь в мантию, флюиды могут выщелачивать эти компоненты из разнообразных коровых пород. Так, по-видимому, и происходило при образовании флюидов островов Забаргад и Св. Петра, хотя они могли быть и более глубинными [Agrinier et al., 1993]. Для океанических структур не характерны высокие содержания щелочей, а необходимый TiO_2 , по-видимому, выносился из основных расплавов либо из ранее сформированных основных магматических пород.

Составы амфиболов станций S1903, S1909 и S1915 разлома Вима и температурные условия их образования согласуются с таковыми для амфиболов второй генерации в перидотитах острова Забаргад, которые образовались в процессе реакции между перидотитами и флюидом при температуре 700–800°C [Agrinier et al., 1993]. Сходство в протекании этих процессов подчеркивается распространением в ультрамафитах зональных хромшпинелидов с каймами высокоглиноземистого магнезиального состава. Последнее обстоятельство может быть интерпретировано [Савельева, Перцев, 1995] как результат реакции относительно высокохромистого шпинелида с просачивающимся базитовым мобилизатором или флюидом.

Амфиболовые сланцы состава $Amph-II + Fe-Spl \pm Chl \pm Ta \pm Ol^1$, образованные в интервале температур 400–500°C [Плюснина, 1983; Базылев, 1997; Закруткин, 1968], распространены в локальных зонах по простиранию разлома Вима (станции S1902, S1907, S1911, S2210 и S2220). Они формировались после горячих (с участием флюида) пластических деформаций перидотитов и, главное, после формирования контактовой зоны перидотит–габбро. Метаморфизм имел, таким образом, регрессивный характер и протекал прерывисто в пространстве и времени. Самые поздние хризотил-асбестовые, серпофитовые жилы характеризуют гидротермально-метасоматические преобразования ультрамафитов, сопровождавшие их хрупкие деформации.

¹ Amph-II – вторая генерация амфибола, Fe-Spl – железистая шпинель, Chl – хлорит, Ta – тальк, Ol – оливин

Таким образом, различия составов амфиболов ультрабазитов разлома Вима обусловлены двумя факторами. Первый – это исходный состав протолита (реститовые или кумулятивные ультрабазиты), второй – это температура и давление при метаморфизме. По совокупности этих параметров обособляется три группы минералов: высокотемпературные амфиболы амфибол-плагноклазовых (исходно кумулятивных) ультрамафитов, соответствующие верхам амфиболитовой и низам гранулитовой фации метаморфизма; высокотемпературные амфиболы мантийных ультрабазитов, соответствующие верхам амфиболитовой фации; низкотемпературные амфиболиты мантийных ультрабазитов, соответствующие низам амфиболитовой фации.

Причины и возможные механизмы формирования ультраосновных метаморфических пород Центральной Атлантики

Как показало исследование, высокотемпературные деформации и метаморфизм сопровождают формирование океанической коры в САХ Центральной Атлантики. Они широко развиты не только в разломных зонах, где дополнительно присутствуют сдвиговые компоненты, но и в пределах осевых структур САХ.

Наиболее глубинные – связаны с твердопластическими деформациями мантийных ультрабазитов и сопровождаются частичной перекристаллизацией исходных минералов с образованием необластов иного состава. Эти процессы протекают как правило с потерей наиболее легкоплавких компонентов и хорошо изучены в структурах разломных зон Зеленого Мыса, Романш, Вима. Наряду с ними значительные твердопластичные деформации могут проходить и по породам, слагающим условно более высокие горизонты океанической коры – кумулятивным породам и габброидам. Различные деформации в третьем слое океанической коры (в габброидах) района разлома Зеленого Мыса были рассмотрены нами ранее. Сходные процессы известны также в районе разломов Вима [Пейве и др., 2001б; Сколотнев, 2000] и Кейн [Mevel et al., 1991]. Характер протекания этих процессов в последних определяется большим спектром исходных геодинамических условий. В зависимости от этого габброиды могут перекристаллизовываться с образованием гранобластовых или гнейсовидных структур (флазер-габбро), либо/и претерпевать существенные изменения химического состава с образованием новых минералов. Наиболее характерный из них – амфибол, образуется при наличии водных флюидов, которые, как правило, проникают по трещинам (морская вода).

Особое место в ряду этих процессов занимает вопрос образования амфиболовых ультрабазитов. Широкое развитие высокотемпературных амфиболов в ультраосновных мантийных породах Атлантики – явление исключительное. В других структурах, где были изучены амфиболы из ультраосновных пород, они, как правило, соответствуют эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, как например в районах разломных зон Ислас Оркадас [Kimball et al., 1985], Хейс [Базылев, 1997]; Зеленого Мыса [Силантьев, Пейве, 1989], Сьерра-Леоне. Высокотемпературные амфиболовые перидотиты в Атлантике в настоящее время известны в районе островов Св. Петра, Иберийской котловины и в разломе Вима.

Наиболее ранние амфиболы ультрабазитов разлома Вима отличаются от сходных пород островов Св. Петра различными P – T -условиями метаморфизма и различными источниками самого вещества флюидов. Кроме того, что самое главное, они были образованы в различных геодинамических условиях – амфиболы ультрабазитов островов Св. Петра в момент рифтинга континентальной коры, а разлома Вима – в результате рифтинга океа-

нической коры. Основное сходство состоит в динамике их формирования (перемещение, деформация и рекристаллизация вещества в твердо-пластичном состоянии). Амфиболы ультрабазитов Иберийской котловины сходны с амфиболами Вима по составу флюидов, но отличаются температурными условиями метаморфизма и динамикой их формирования (статическая амфиболитизация).

Амфиболы разлома Вима были образованы как в слабо, так и в умеренно деплетированных ультрабазитах. Это, наряду с температурными оценками условий их образования, свидетельствует о том, что они формировались не ранее, чем ультрабазиты прошли главный этап частичного плавления. Кроме того, высокотемпературные амфиболы имеются и в ультрабазитах кумулятивной природы. По всей видимости, морская вода в виде флюидов проникала по тектоническим зонам деформаций в литосферу и совместно с основными расплавами, поднимавшимися из астеносферы, взаимодействовала с веществом реститовых мантийных ультрабазитов с кристаллизацией амфибола. То есть образование ранних амфиболов протекало в температурном интервале 800–700°C [Chen, Morgan, 1990; Cannat, 1996; Базылев, Силантьев, 2000], что структурно соответствует глубинному интервалу между астеносферой и областью хрупких деформаций в литосфере. Это подтверждается тем, что ранние амфиболы частично захвачены процессами преобразования вещества с участием твердопластичных деформаций. Источником Na_2O , TiO_2 для флюидов могли служить интерстиционные остаточные расплавы с исключительно высокими содержаниями этих компонентов, образованные в результате кристаллизации габброидов в промежуточных камерах разлома Вима. Именно такие габбро пространственно ассоциируют с областями распространения амфиболовых перидотитов. Амфиболы же островов Св. Петра согласно представлениям изучавших их геологов, образовались не в области генерации рифтового магматизма. Они являются составной частью фрагментов метасоматизированной (обогащенной), возможно, оставшейся в Центральной Атлантике с момента ее раскрытия, мантии. При частичном плавлении мантия такого состава дает щелочные расплавы, пространственно ассоциирующие с областью распространения данных ультраосновных пород. При подъеме к поверхности ультрабазиты прошли несколько этапов деформаций, наиболее широко распространенный из которых с образованием высокотемпературных милонитов. О низких степенях их плавления свидетельствует примитивный состав минералов с высокими концентрациями базальтоидных компонентов.

Нам представляется, что амфиболовые ультрабазиты образовались в зоне восточного интерсекта рифтовых и разломных структур в период с 10 по 18 млн лет² при формировании рифта и сопутствующего развития сдвиговых деформаций в области пологих разрывов, сопровождающих растаскивание литосферы (“detachment faults”). По всей видимости, здесь имело место сочетание нескольких факторов, каждый из которых в отдельности вполне обычен для той или иной области формирования океанической коры, но их сочетание обусловило образование таких необычных пород. Главными из таких факторов являются: а) высокое содержание водных флюидов, источником которых была морская вода, взаимодействовавшая с базальтовой магмой; широкое проникновение этих флюидов и их циркуляция в области магматических камер обеспечивали зоны наклонных разломов, рассекавшие литосферу; б) обстановка сжатия, между разломом Вима и, расположенным южнее, разломом Лема из-за их непараллельности, что обеспечивало аномаль-

² Вероятно, амфиболовые перидотиты встречаются в более широком возрастном диапазоне, по которому в настоящее время отсутствует каменный материал

ный подъем области восточного интересекта разлома Вима; в) обилие мелких, малоглубинных (2–3 км) магматических камер, в которых формировались габбро. Базитовые выплавки в значительной части кристаллизовались в камерах среди рестита на уровне раздела кора–мантия, не достигая поверхности дна, формируя габбровый слой, что обеспечивало значительный прогрев верхнемантийных пород и циркулировавших по ним флюидов. Амфибол-содержащие породы редки или не встречаются в зонах развития протогранулярных перидотитов, что, на наш взгляд, подтверждает, что одним из необходимых условий их формирования является широкое распространение деформационных зон с образованием перидотитов с порфирокластическими и милонитовыми структурами. Различный состав протолита и смена во времени *P–T*-условий метаморфизма обусловили латеральные изменения составов амфиболов.

Как нам представляется, может иметь место ещё один фактор, определяющий широкое распространение амфиболовых ультрамафитов в структурах разлома Вима и островов Св. Петра. Он связан со скоростью выведения ультрабазитов на поверхность дна. Можно предположить, что высокотемпературные амфиболы образуются гораздо чаще в верхней мантии, чем это представляется, но в ходе медленного подъема, особенно в условиях разнообразных деформаций и повышающегося объема реакционных флюидов, происходит полное замещение раннего амфибола более низкотемпературными разновидностями вплоть до тремолита. Если подъем происходит быстро, то часть высокотемпературных амфиболов не успевает заместиться низкотемпературными. По всей видимости, и в районе аномально поднятой части поперечного хребта Вима, и в районе островов Св. Петра имел место достаточно быстрый подъем мантийных пород, чтобы могли сохраниться исходные высокотемпературные минералы.

Причиной изменения геодинамической обстановки в области восточного интересекта 10 млн лет назад, в результате чего южный борт разлома Вима перестал аномально воздыматься, явилось изменение азимута направления спрединга на 3–5°.

Как видно, тектоно-магматические процессы в рассматриваемом регионе зависят от многих факторов. Очевидно, что наблюдаемая пограничная область мантийных и коровых комплексов была сформирована и выведена в земную кору в области спрединга. Эта область представляет собой динамически неустойчивую систему с детерминированной хаотичностью развития механического и теплового режима [Пушаровский и др., 1990]. Неустойчивость особенно присуща участкам пересечения зоны спрединга с трансформными разломами, являющимися концентраторами напряжений.

Чередование во времени (и вдоль трансформы) доменов с разной структурой пограничной области, разной степенью частичного плавления мантийных пород и образует эту неустойчивость и нелинейность процессов [Пушаровский, 1998; Пушаровский, Соколов, 2001], на фоне которых выделяются два четких фактора: а) события, процессы, обуславливающие формирование границы лерцолит–габбро и свойства самих пород; б) события, процессы обуславливающие формирование долеритовых и базальтовых комплексов. Действие этих факторов во многих случаях резко переменчиво, что может порождать нелинейные отклонения в процессе формирования океанической коры.

Таким образом, вдоль подножья поперечного хребта разлома Вима на протяжении 165 км непрерывно обнажены мантийные ультрабазиты в ассоциации с габбро. Мантий-

ные ультрабазиты характеризуются вариациями петрохимического состава и структур, обусловленных различной и в целом низкой степенью частичного плавления мантийного вещества и его последующими преобразованиями в ходе пластических и хрупких деформаций. Тот факт, что среди преобладающих слабо истощенных лерцолитов присутствуют гарцбургиты и крупные глыбы дунитов, т.е. пород, представляющих мантийные реститы с максимальным отделением расплава, показывает, что в разломе вскрыты участки первичных ненарушенных пограничных областей кора–мантия.

Высоко фракционированные габброиды представляют продукты разноглубинной кристаллизации флюидонасыщенных основных магм.

Установленное разнообразие контактов реститовых ультрамафитов и габбро: а) интрузивных с обильными жилами габбро в перидотитах; б) интрузивных со структурами горячего пластического течения как в ультрамафитах, так и в габбро; в) сильно тектонизированных, со структурами пластических и хрупких деформаций в ультрамафитах и габбро в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, также показывает, что вскрыта пограничная область кора–мантия. Структура этой пограничной области менялась во времени как в соответствии с изменениями условий ее формирования в области спрединга, так и с последующими деформациями в зоне трансформного разлома.

Отличительной особенностью изученной области является широкое развитие деформаций как в мантийных, так и в плутонических породах. В мантийных реститах наблюдается весь ряд структур, образованных в ходе субсолидусных деформаций и при последующем снижении температур и возрастающем стрессе (скорости деформаций): протогранулярные, порфирукластические, бластомилонитовые, ультрамилонитовые, сланцеватые. Данные структуры (кроме сланцеватых) обычно формируются в безводных условиях в ультрамафитах и габброидах. При появлении флюида (воды) в ходе деформации происходила рекристаллизация пород с формированием новых амфибол-содержащих метаморфических парагенезисов, снижалась вязкость деформированного материала, что проявилось в образовании разномасштабных складок течения и в усилении сланцеватости. Присутствие зон с широким развитием низкотемпературных метаморфитов – разнообразных сланцев, часто плейчатых, с многочисленными зеркалами скольжения – показывает, что интенсивные хрупко-пластические деформации океанической коры сопровождали развитие трансформного разлома вдали от области спрединга. Хризотил-асбестовые, серпофитовые жилы характеризуют гидротермально-метасоматические преобразования ультрамафитов, сопровождающие их хрупкие деформации.

По простиранию поперечного хребта обособляются протяженные участки (десяtkи километров), характеризующиеся разными количественными и структурными соотношениями ультрамафитов и габброидов и различной степенью их последующих метаморфических преобразований. Вероятно, эти различия обусловлены сменяющимися во времени условиями формирования океанической литосферы в области спрединга. Мы предполагаем, что имело место пульсационное наращивание океанической литосферы. Периоды выплавления базальтов и комплементарное им формирование мелких габбровых плутонов в теле рестита сменялись “амагматичными” периодами, после чего (или во время этих периодов) сформированный и частично остывший литосферный блок тектонически выводился в верхние горизонты океанической коры.

Строение и эволюция структур разломной области Романш при формировании Центральной Атлантики

Область разлома Романш – это одна из наиболее крупных структур такого рода в Атлантике, протягивающаяся от Американского до Африканского континента. Длина активной части разлома Романш составляет около 950 км (рис. 1.16). Основные морфотектонические черты области разлома Романш впервые были установлены Б. Хизеном [Heezen et al., 1964], дополненные впоследствии Э. Бонатти, М. Горини, А. Чермаком, Р. Белдерсоном и др. [Bonatti et al., 1977; Gorini, 1977; Bonatti, Chermak, 1981; Belderson et al., 1984].

В самом общем виде разломная область Романш представляет собой систему субширотных долин и разделяющих их хребтов, достигает в ширину 100 км. Ширина самих хребтов варьирует от 20 км в западной части до 60 км в восточной. Дно разломной долины располагается на средних глубинах 5 км в западной части и 5,5 км – в восточной, достигая максимальных глубин 7,8 км во впадине Вима на 18°30' з.д. Осевая часть разломной долины шириной до 10 км покрыта осадками небольшой мощности. Внутри разломной долины обособляются несколько медианных хребтов длиной до 120 км. Наименьшие глубины имеет поперечный хребет на северном борту разломной долины восточнее 18° з.д. Если исходить из модельной скорости спрединга около 1,75 см/год для этого района [Cande et al., 1988], то возраст аномально приподнятого участка хребта будет составлять около 40–55 млн лет. Его глубина меньше расчетной величины, согласно модели термальной контракции океанической плиты Склейтера-Сорохтина, [Сорохтин, 1973] на 4 км.

Тектонической особенностью разлома Романш является широкое распространение субширотных линейных трогов как к северу, так и к югу от современной разломной долины, покрытых мощными осадками в несколько сот метров. Современная долина разлома Романш не является строго прямолинейной, изменение ее простирания происходит достаточно резко в районе 19–20° з.д.

Сложность строения области разлома отражается в разнообразии слагающих ее пород – от серпентинизированных перидотитов, габброидов, базальтов до брекчий различного состава и происхождения, а также известняков и песчаников [Bonatti et al., 1994]. Многие породы, особенно габбро, претерпели тектоническое дробление вплоть до образования милонитов, что свидетельствует об интенсивных тектонических движениях в области разлома.

Морфология структур области разлома Романш в активной его части, несмотря на значительную протяженность, хорошо изучена благодаря батиметрическим съемкам с использованием многолучевых эхолотов. Здесь были проведены две совместные российско-итальянские экспедиции на НИС “Академик Николай Страхов” в 1992 – 1993 г. по проектам PRIMAR и “Глубинные геосферы” [Пушаровский и др., 1993, 1994; Пейве, 1994; Перфильев и др., 1994], рейс НИС “Геленджик” 1996 г. Кроме того доступны опубликованные данные более ранних экспедиций [Belderson et al., 1984; Bonatti et al., 1979a, 1979ab; Bonte et al., 1988; Chermak, 1979; Gorini, 1977; Honnorez et al., 1991; Prinz et al., 1976; Searle et al., 1994]. Все они послужили основой для составления структурно-тектонической схемы района, на основании которой можно рассмотреть историю формирования разломной области Романш. Наряду с батиметрическими данными были использованы результаты одноканального непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) и профили многоканального сейсмопрофилирования (МОВ ОГТ) [Bonatti et al., 1994; Gasperini et al., 1997],

ные ультрабазиты характеризуются вариациями петрохимического состава и структур, обусловленных различной и в целом низкой степенью частичного плавления мантийного вещества и его последующими преобразованиями в ходе пластических и хрупких деформаций. Тот факт, что среди преобладающих слабо истощенных лерцолитов присутствуют гарцбургиты и крупные глыбы дунитов, т.е. пород, представляющих мантийные реститы с максимальным отделением расплава, показывает, что в разломе вскрыты участки первичных ненарушенных пограничных областей коры-мантия.

Высоко фракционированные габброиды представляют продукты разноглубинной кристаллизации флюидонасыщенных основных магм.

Установленное разнообразие контактов реститовых ультрамафитов и габбро: а) интрузивных с обильными жилами габбро в перидотитах; б) интрузивных со структурами горячего пластического течения как в ультрамафитах, так и в габбро; в) сильно тектонизированных, со структурами пластических и хрупких деформаций в ультрамафитах и габбро в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, также показывает, что вскрыта пограничная область кора-мантия. Структура этой пограничной области менялась во времени как в соответствии с изменениями условий ее формирования в области спрединга, так и с последующими деформациями в зоне трансформного разлома.

Отличительной особенностью изученной области является широкое развитие деформаций как в мантийных, так и в плутонических породах. В мантийных реститах наблюдается весь ряд структур, образованных в ходе субсолидусных деформаций и при последующем снижении температур и возрастающем стрессе (скорости деформаций): протогранулярные, порфирукластические, бластомилонитовые, ультрамилолитовые, сланцеватые. Данные структуры (кроме сланцеватых) обычно формируются в безводных условиях в ультрамафитах и габброидах. При появлении флюида (воды) в ходе деформации происходила рекристаллизация пород с формированием новых амфибол-содержащих метаморфических парагенезисов, снижалась вязкость деформированного материала, что проявилось в образовании разномасштабных складок течения и в усилении сланцеватости. Присутствие зон с широким развитием низкотемпературных метаморфитов – разнообразных сланцев, часто плейчатых, с многочисленными зеркалами скольжения – показывает, что интенсивные хрупко-пластические деформации океанической коры сопровождали развитие трансформного разлома вдали от области спрединга. Хризотил-асбестовые, серпофитовые жилы характеризуют гидротермально-метасоматические преобразования ультрамафитов, сопровождающие их хрупкие деформации.

По простиранию поперечного хребта обособляются протяженные участки (десятки километров), характеризующиеся разными количественными и структурными соотношениями ультрамафитов и габброидов и различной степенью их последующих метаморфических преобразований. Вероятно, эти различия обусловлены сменяющимися во времени условиями формирования океанической литосферы в области спрединга. Мы предполагаем, что имело место пульсационное наращивание океанической литосферы. Периоды выплавления базальтов и комплементарное им формирование мелких габбровых плутонов в теле рестита сменялись “амагматичными” периодами, после чего (или во время этих периодов) сформированный и частично остывший литосферный блок тектонически выводился в верхние горизонты океанической коры.

Строение и эволюция структур разломной области Романш при формировании Центральной Атлантики

Область разлома Романш – это одна из наиболее крупных структур такого рода в Атлантике, протягивающаяся от Американского до Африканского континента. Длина активной части разлома Романш составляет около 950 км (рис. 1.16). Основные морфотектонические черты области разлома Романш впервые были установлены Б. Хизеном [Heezen et al., 1964], дополненные впоследствии Э. Бонатти, М. Горини, А. Чермаком, Р. Белдерсоном и др. [Bonatti et al., 1977; Gorini, 1977; Bonatti, Chermak, 1981; Belderson et al., 1984].

В самом общем виде разломная область Романш представляет собой систему субширотных долин и разделяющих их хребтов, достигает в ширину 100 км. Ширина самих хребтов варьирует от 20 км в западной части до 60 км в восточной. Дно разломной долины располагается на средних глубинах 5 км в западной части и 5,5 км – в восточной, достигая максимальных глубин 7,8 км во впадине Вима на $18^{\circ}30'$ з.д. Осевая часть разломной долины шириной до 10 км покрыта осадками небольшой мощности. Внутри разломной долины обособляются несколько медианных хребтов длиной до 120 км. Наименьшие глубины имеет поперечный хребет на северном борту разломной долины восточнее 18° з.д. Если исходить из модельной скорости спрединга около 1,75 см/год для этого района [Cande et al., 1988], то возраст аномально приподнятого участка хребта будет составлять около 40–55 млн лет. Его глубина меньше расчетной величины, согласно модели термальной контракции океанической плиты Склейтеера-Сорохтина, [Сорохтин, 1973] на 4 км.

Тектонической особенностью разлома Романш является широкое распространение субширотных линейных трогов как к северу, так и к югу от современной разломной долины, покрытых мощными осадками в несколько сот метров. Современная долина разлома Романш не является строго прямолинейной, изменение ее простирания происходит достаточно резко в районе 19 – 20° з.д.

Сложность строения области разлома отражается в разнообразии слагающих ее пород – от серпентинизированных перидотитов, габброидов, базальтов до брекчий различного состава и происхождения, а также известняков и песчаников [Bonatti et al., 1994]. Многие породы, особенно габбро, претерпели тектоническое дробление вплоть до образования милонитов, что свидетельствует об интенсивных тектонических движениях в области разлома.

Морфология структур области разлома Романш в активной его части, несмотря на значительную протяженность, хорошо изучена благодаря батиметрическим съемкам с использованием многолучевых эхолотов. Здесь были проведены две совместные российско-итальянские экспедиции на НИС “Академик Николай Страхов” в 1992 – 1993 г. по проектам PRIMAR и “Глубинные геосферы” [Пушаровский и др., 1993, 1994; Пейве, 1994; Перфильев и др., 1994], рейс НИС “Геленджик” 1996 г. Кроме того доступны опубликованные данные более ранних экспедиций [Belderson et al., 1984; Bonatti et al., 1979a, 1979ab; Bonte et al., 1988; Chermak, 1979; Gorini, 1977; Honnorez et al., 1991; Prinz et al., 1976; Searle et al., 1994]. Все они послужили основой для составления структурно-тектонической схемы района, на основании которой можно рассмотреть историю формирования разломной области Романш. Наряду с батиметрическими данными были использованы результаты одноканального непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) и профили многоканального сейсмопрофилирования (МОВ ОГТ) [Bonatti et al., 1994; Gasperini et al., 1997],

ные ультрабазиты характеризуются вариациями петрохимического состава и структур, обусловленных различной и в целом низкой степенью частичного плавления мантийного вещества и его последующими преобразованиями в ходе пластических и хрупких деформаций. Тот факт, что среди преобладающих слабо истощенных лерцолитов присутствуют гарцбургиты и крупные глыбы дунитов, т.е. пород, представляющих мантийные реститы с максимальным отделением расплава, показывает, что в разломе вскрыты участки первичных ненарушенных пограничных областей кора–мантия.

Высоко фракционированные габброиды представляют продукты разноглубинной кристаллизации флюидонасыщенных основных магм.

Установленное разнообразие контактов реститовых ультрамафитов и габбро: а) интрузивных с обильными жилами габбро в перидотитах; б) интрузивных со структурами горячего пластического течения как в ультрамафитах, так и в габбро; в) сильно тектонизированных, со структурами пластических и хрупких деформаций в ультрамафитах и габбро в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, также показывает, что вскрыта пограничная область кора–мантия. Структура этой пограничной области менялась во времени как в соответствии с изменениями условий ее формирования в области спрединга, так и с последующими деформациями в зоне трансформного разлома.

Отличительной особенностью изученной области является широкое развитие деформаций как в мантийных, так и в плутонических породах. В мантийных реститах наблюдается весь ряд структур, образованных в ходе субсолидусных деформаций и при последующем снижении температур и возрастающем стрессе (скорости деформаций): протогранулярные, порфирукластические, бластомилонитовые, ультрамилонитовые, сланцеватые. Данные структуры (кроме сланцеватых) обычно формируются в безводных условиях в ультрамафитах и габброидах. При появлении флюида (воды) в ходе деформации происходила рекристаллизация пород с формированием новых амфибол-содержащих метаморфических парагенезисов, снижалась вязкость деформированного материала, что проявилось в образовании разномасштабных складок течения и в усилении сланцеватости. Присутствие зон с широким развитием низкотемпературных метаморфитов – разнообразных сланцев, часто плейчатых, с многочисленными зеркалами скольжения – показывает, что интенсивные хрупко-пластические деформации океанической коры сопровождали развитие трансформного разлома вдали от области спрединга. Хризотил-асбестовые, серпофитовые жилы характеризуют гидротермально-метасоматические преобразования ультрамафитов, сопровождающие их хрупкие деформации.

По простиранию поперечного хребта обособляются протяженные участки (десятки километров), характеризующиеся разными количественными и структурными соотношениями ультрамафитов и габброидов и различной степенью их последующих метаморфических преобразований. Вероятно, эти различия обусловлены сменяющимися во времени условиями формирования океанической литосферы в области спрединга. Мы предполагаем, что имело место пульсационное наращивание океанической литосферы. Периоды выплавления базальтов и комплементарное им формирование мелких габбровых плутонов в теле рестита сменялись “амагматичными” периодами, после чего (или во время этих периодов) сформированный и частично остывший литосферный блок тектонически выводился в верхние горизонты океанической коры.

Строение и эволюция структур разломной области Романш при формировании Центральной Атлантики

Область разлома Романш – это одна из наиболее крупных структур такого рода в Атлантике, протягивающаяся от Американского до Африканского континента. Длина активной части разлома Романш составляет около 950 км (рис. 1.16). Основные морфотектонические черты области разлома Романш впервые были установлены Б. Хизеном [Heezen et al., 1964], дополненные впоследствии Э. Бонатти, М. Горини, А. Чермаком, Р. Белдерсоном и др. [Bonatti et al., 1977; Gorini, 1977; Bonatti, Chermak, 1981; Belderson et al., 1984].

В самом общем виде разломная область Романш представляет собой систему субширотных долин и разделяющих их хребтов, достигает в ширину 100 км. Ширина самих хребтов варьирует от 20 км в западной части до 60 км в восточной. Дно разломной долины располагается на средних глубинах 5 км в западной части и 5,5 км – в восточной, достигая максимальных глубин 7,8 км во впадине Вима на 18°30' з.д. Осевая часть разломной долины шириной до 10 км покрыта осадками небольшой мощности. Внутри разломной долины обособляются несколько медианных хребтов длиной до 120 км. Наименьшие глубины имеет поперечный хребет на северном борту разломной долины восточнее 18° з.д. Если исходить из модельной скорости спрединга около 1,75 см/год для этого района [Cande et al., 1988], то возраст аномально приподнятого участка хребта будет составлять около 40–55 млн лет. Его глубина меньше расчетной величины, согласно модели термальной контракции океанической плиты Склейтера-Сорохтина, [Сорохтин, 1973] на 4 км.

Тектонической особенностью разлома Романш является широкое распространение субширотных линейных трогов как к северу, так и к югу от современной разломной долины, покрытых мощными осадками в несколько сот метров. Современная долина разлома Романш не является строго прямолинейной, изменение ее простирания происходит достаточно резко в районе 19–20° з.д.

Сложность строения области разлома отражается в разнообразии слагающих ее пород – от серпентинизированных перидотитов, габброидов, базальтов до брекчий различного состава и происхождения, а также известняков и песчаников [Bonatti et al., 1994]. Многие породы, особенно габбро, претерпели тектоническое дробление вплоть до образования милонитов, что свидетельствует об интенсивных тектонических движениях в области разлома.

Морфология структур области разлома Романш в активной его части, несмотря на значительную протяженность, хорошо изучена благодаря батиметрическим съемкам с использованием многолучевых эхолотов. Здесь были проведены две совместные российско-итальянские экспедиции на НИС “Академик Николай Страхов” в 1992 – 1993 г. по проектам PRIMAR и “Глубинные геосферы” [Пушаровский и др., 1993, 1994; Пейве, 1994; Перфильев и др., 1994], рейс НИС “Теленджик” 1996 г. Кроме того доступны опубликованные данные более ранних экспедиций [Belderson et al., 1984; Bonatti et al., 1979a, 1979ab; Bonte et al., 1988; Chermak, 1979; Gorini, 1977; Honnorez et al., 1991; Prinz et al., 1976; Searle et al., 1994]. Все они послужили основой для составления структурно-тектонической схемы района, на основании которой можно рассмотреть историю формирования разломной области Романш. Наряду с батиметрическими данными были использованы результаты одноканального непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) и профили многоканального сейсмопрофилирования (МОВ ОГТ) [Bonatti et al., 1994; Gasperini et al., 1997],

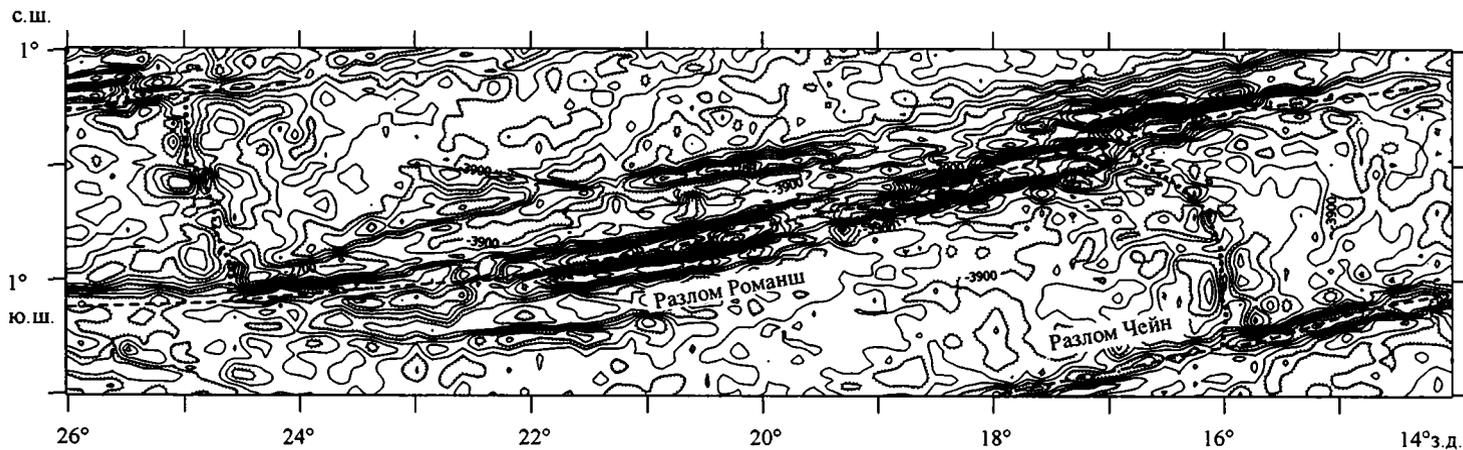


Рис. 1.16. Рельеф дна района разлома Романш, по: [Sandwell, Smith 1997]
Пунктиром показано положение осей разломных долин, точками – рифтовых

учтены драгировочные и магнитометрические данные, а также сведения по расположению эпицентров землетрясений.

В пределах активной части области разлома Романш выделяется несколько основных структурных элементов [Перфильев и др., 1994] (с севера на юг): северная плита; зоны разломов Романш 1 (Ром 1) и Романш 2 (Ром 2); южные океанические плиты, которые делятся на западную и восточную, разделенные рифтом; западный и восточный рифты и структуры их обрамления. Кроме того, на самом востоке рассматриваемой площади с некоторой долей условности обособляется зона разлома Романш 3 (Ром 3) (рис. 1.17, 1.18).

Зона разлома Романш 1

Зона разлома Ром 1 с севера ограничена северной плитой. По границе с плитой прослеживается заполненный осадками прогиб. В поперечном сечении зоны выделяются три структурных элемента (с севера на юг): северное поднятое крыло разлома, эскарп разлома, южное опущенное крыло разлома. (см. рис. 1.17).

Северное поднятое крыло разлома имеет простое строение. Оно полого погружается на север и только в центральном сегменте осложнено дополнительной структурной террасой и соответствующим флексурным перегибом. В приразломной части поднятого крыла выделяется два типа приразломных поднятий. Первый тип представлен линейными коробчатыми структурами с почти горизонтальной вершиной. Для них характерно пологое северное и крутое южное крыло, переходящее в эскарп разлома Ром 1. К этому типу относятся поднятия А, В и С, показанные на схеме (см. рис. 1.17). Поднятие А – это самый приподнятый участок зоны разлома Романш, его глубина всего 930 м. Вблизи вершины были драгированы мелководные рифовые известняки, формировавшиеся на глубинах около 50 м и прошедшие субаэральный диагенез. Возраст известняков, судя по остаткам кораллов *Styophora sp.* – около 5 млн лет [Bonatti et al., 1994]. На профиле МОВ ОГТ ROM – 2А видно (рис. 1.19, 1.20), что поднятие А состоит из верхнего горизонта, мощностью 250 – 300 м, отделенного от сейсмически непрозрачной толщи четкой поверхностью отражения. Последняя, по данным драгирования, по-видимому, представляет собой океаническую кору, сложенную базальтами, габбро и гипербазитами. Аналогичное строение имеют поднятия В и С. Таким образом, они представляют собой ряд погружившихся атоллов, сформировавшихся на эродированной океанической коре. Скорость опускания этих поднятий составляла около 0,2 мм/год. Эта скорость на порядок выше, чем следует из формулы термического остывания и погружения океанической литосферы [Сорохтин, 1973].

Второй тип приразломных поднятий представлен изометричными структурами, несколько вытянутыми вдоль разлома (поднятия D и E). Эти поднятия не примыкают непосредственно к эскарпу разлома, а отделены от него относительно пологим, погружающимся на юг, склоном. В западной части поднятия D [Bonatti et al., 1994] выделяется 2 толщи: нижняя, сложенная нижнемеловыми пелагическими известняками и вторая, сложенная палеоцен-эоценовыми кварцевыми песчаниками (рис. 1.21). Породы имеют гораздо более древний возраст, чем это можно было бы ожидать исходя из модельной скорости спрединга для осевой части Срединно-Атлантического хребта, кроме того, наличие раннемеловых осадочных пород около восточного интерсекта не стыкуется с палеоокеанологическими реконструкциями, согласно которым раскрытие экваториальной Атлантики началось в апте-альбе [Rabinovitz, Lagabreque, 1979; Nurberg, Muller, 1991] и не находит объяснения в рамках простой модели спрединга океанической коры.

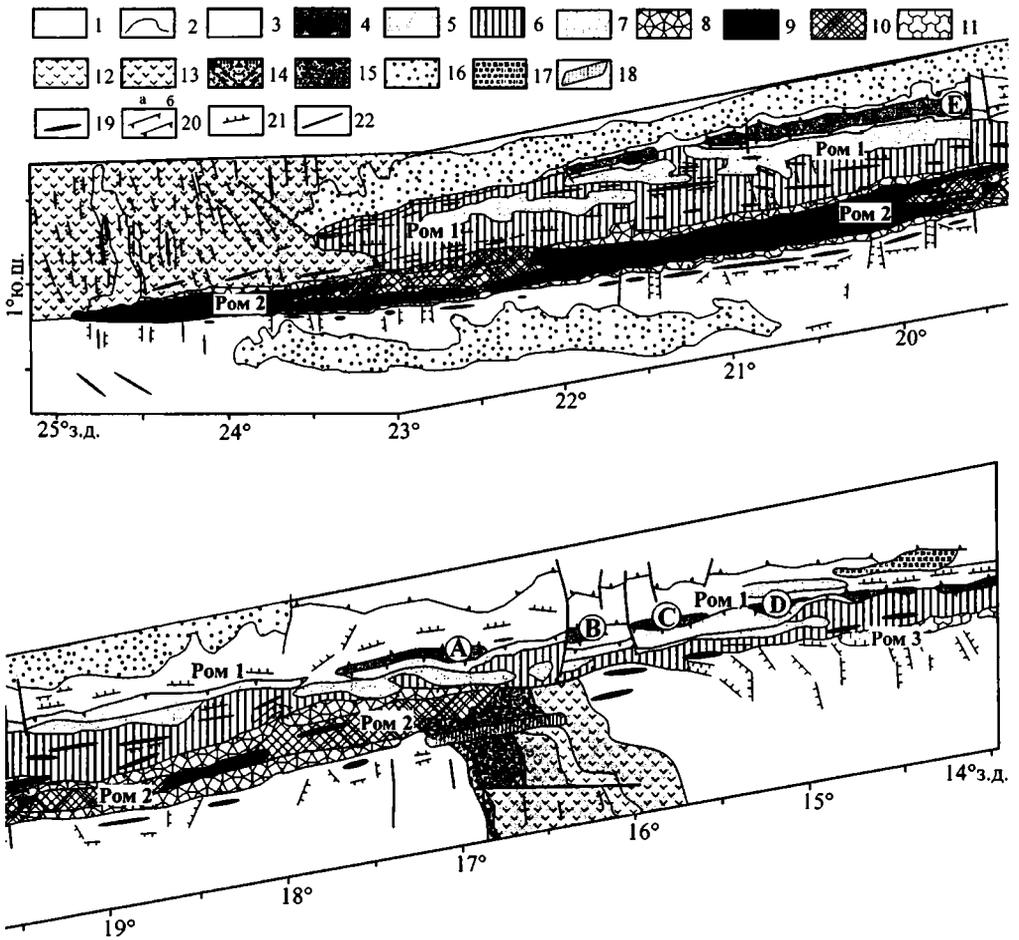


Рис. 1.17. Тектоническая схема области разломов Романш

1 – океанические плиты; 2 – границы горизонтальной или наклонной структурной террасы (нижняя перегиб склона); 3–7 – зона разлома Ром 1: 3 – поднятое крыло, 4 – поднятия в пределах поднятого крыла, 5 – тектонические эскарпы, 6 – опущенное крыло, 7 – впадины с осадочным чехлом; 8–10 – зона разлома Ром 2: 8 – тектонические эскарпы, 9 – впадины с осадочным чехлом, 10 – дно желоба; 11 – зона разлома Ром 3; 12 – современная рифтовая долина; 13 – область распространения базальтов; 14 – древняя рифтовая долина (“брошенный рифт”); 15 – область распространения перидотитов; 16 – впадины с горизонтально осадочным чехлом в пределах плит; 17 – впадины с деформированным внизу и горизонтально слоистым в верхней части разреза осадочным чехлом в пределах плит; 18 – формирующаяся трансформа; 19 – простираение поднятий; 20 – протяженные тектонические эскарпы: а – крутые, б – пологие; 21 – отдельные тектонические эскарпы; 22 – субвертикальные разломы

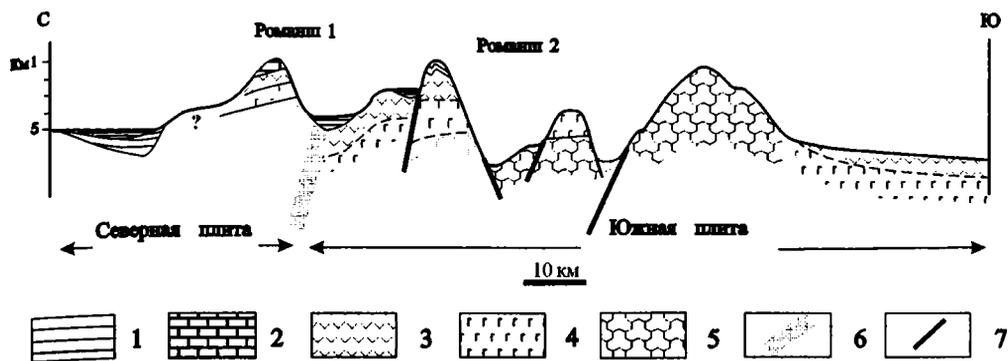


Рис. 1.18. Схематичный профиль через зону разломов Романш

1 — осадки; 2 — известняки; 3 — базальты; 4 — габброиды; 5 — ультрабазиты; 5–6 — основные разломы: 6 — на стадии Ром 1, 7 — на стадии Ром 2

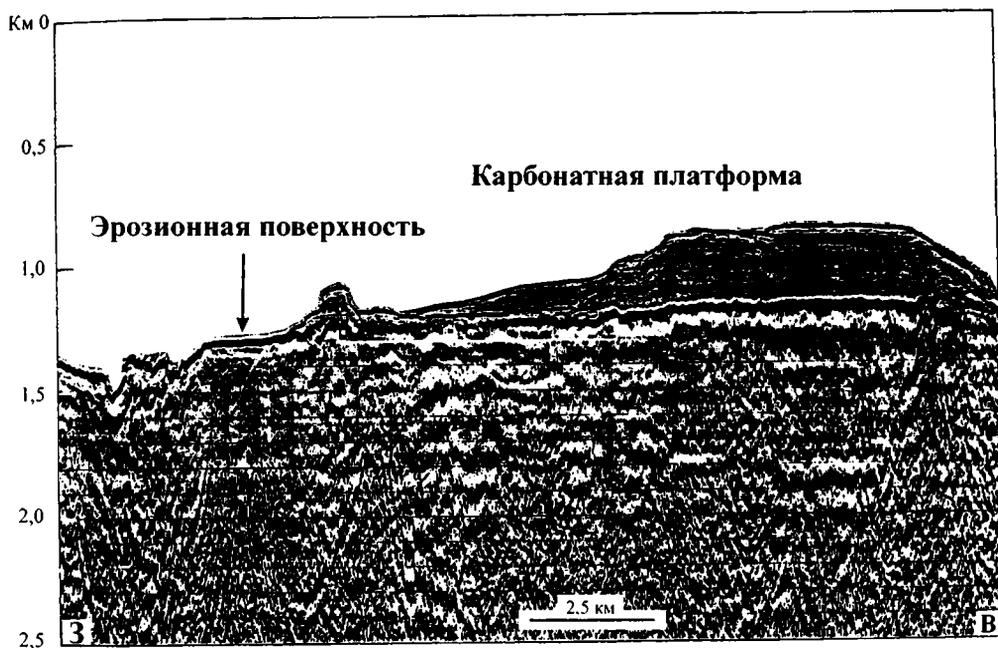


Рис. 1.19. Сейсмический профиль МОВ ОГТ (ROM-2 A) через поднятие А, по: [Bonatti et al., 1994]. Положение профиля см. рис. 1.20

По-видимому в экваториальной Атлантике между Гвинейским заливом и Южной Америкой 140 млн лет назад существовал глубоководный бассейн ещё до основного этапа раскрытия Южной Атлантики.

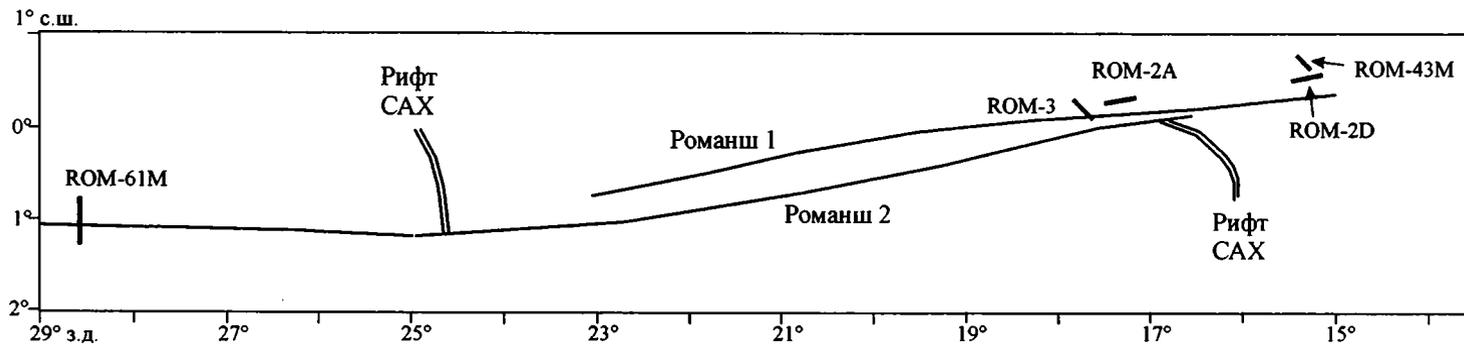


Рис. 1.20. Схема расположения сейсмических профилей МОВ ОГТ

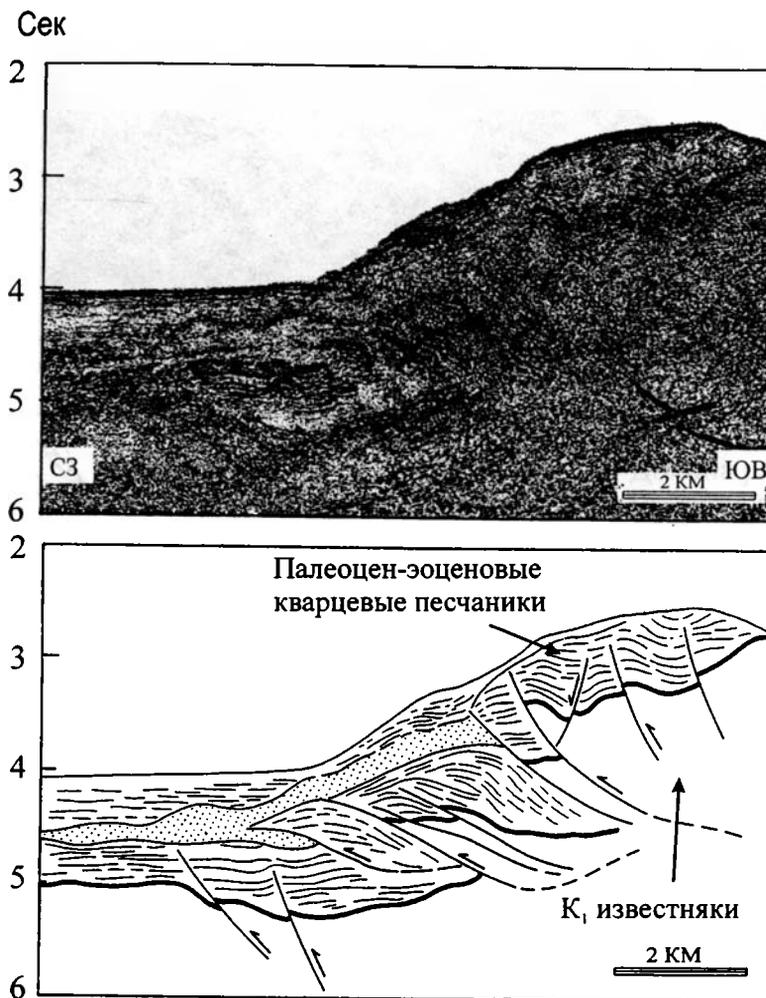


Рис. 1.21. Сейсмический профиль МОВ ОГТ (ROM-43М) через северное крыло разлома Ромаш 1 и его интерпретация [Gasperini et al., 1997]

Многоканальное сейсмическое профилирование поднятия D в широтном направлении выявило здесь мощную (около 4 км) сложнодислоцированную толщу с развитием складок и надвигов [Bonatti et al., 1993] (рис. 1.22). Данная толща, по-видимому, представляет собой мощный пакет деформированных вулканогенно-осадочных образований, возможно, не океанической природы [Bonatti et al., 1994].

К сходному морфологическому типу относится и поднятие E в западной части Ром 1, хотя, судя по драгировочным данным, это поднятие сложено породами океанической коры, образующими нормальную последовательность от серпентинизированных перидотитов внизу, габброидов в середине склона до базальтов на вершине. Осадочные породы ни драгировками, ни геофизически здесь не установлены [Пушаровский и др. 1993; Gasperini et al., 1997].

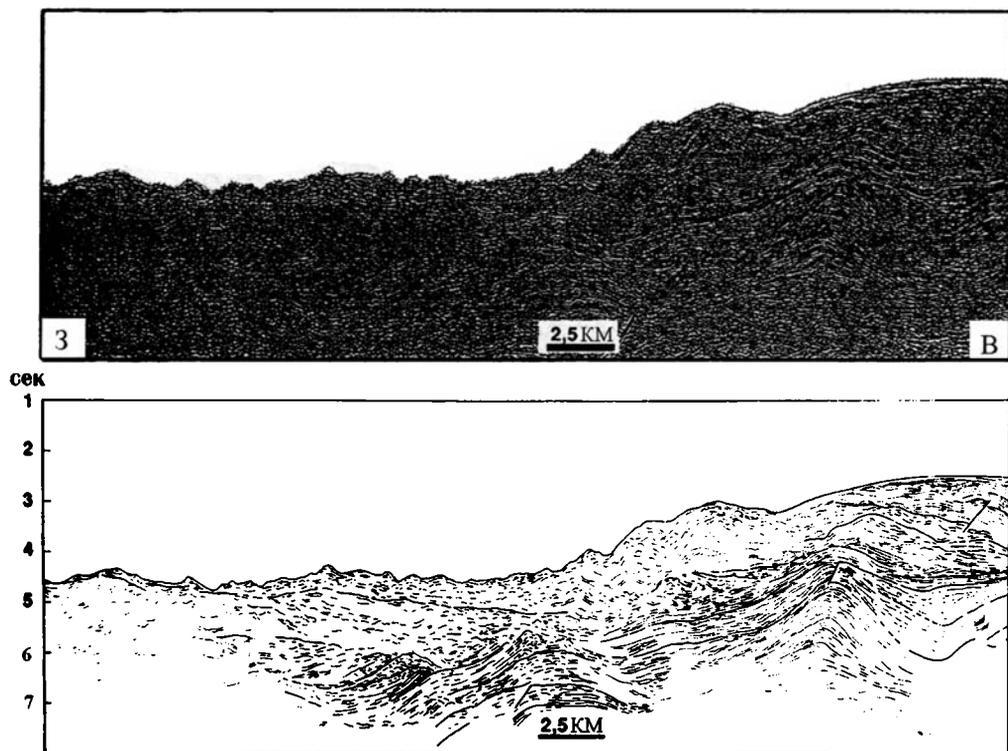


Рис. 1.22. Сейсмический профиль МОВ ОГТ (ROM-2 D) через поднятие D и его интерпретация [Bonatti et al., 1994]. Положение профиля см. Рис. 1.20

Эскарп разлома Ром 1 прослеживается почти непрерывно по простиранию через всю изученную область. На западном и восточном флангах эскарп имеет небольшое относительное превышение и сравнительно небольшую крутизну. В зоне восточного сочленения рифта и трансформного разлома эти параметры существенно увеличиваются. Эскарп разлома драгирован в нескольких местах. В основании эскарпа на долготе поднятия D обнаружены серпентинитовые тектониты с деформированными обломками различных габброидов и пироксенитов. По своему внешнему облику они очень напоминают породы серпентинитовых меланжей офиолитовых ассоциаций. Тектонизированные породы океанической коры также были подняты в нижней части эскарпа на долготе поднятий A и C [Prinz et al., 1976]. В целом, можно предположить, что в нижней части эскарпа разлома Ром 1 преобладают тектонизированные породы океанической коры и верхов мантии.

Опущенное крыло разлома Ром 1 лучше всего выражено в западной части зоны. В его составе выделяется два основных типа структур: коробчатые поднятия и разделяющие их впадины, которые, как правило, в той или иной мере заполнены осадками. Коробчатые поднятия обычно имеют выположенные своды, резко переходящие в сравнительно крутые симметричные крылья. В большинстве случаев одно периклинальное замыкание крутое, коробчатой формы, а другое более пологое и растянутое в пространстве. Нередко

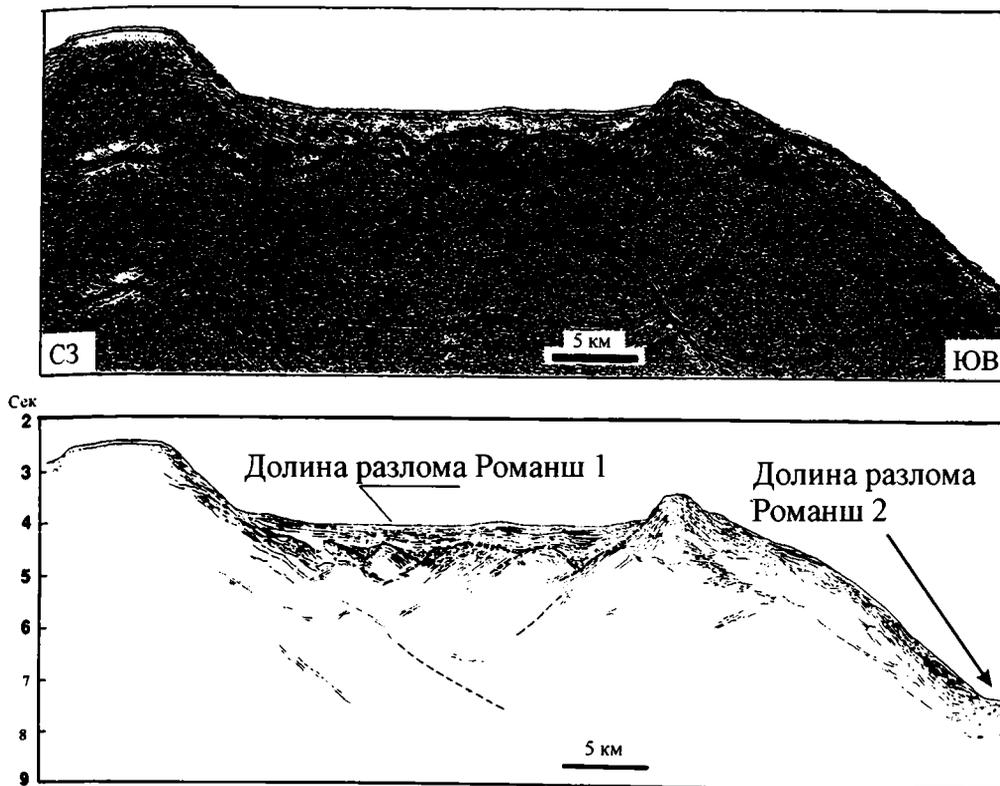


Рис. 1.23. Сейсмический профиль МОВ ОГТ (ROM-3) через Романш 1 и его интерпретация [Bonatti et al., 1994]. Положение профиля см. Рис. 1.20

несколько небольших поднятий объединяются в единую пологую сводообразную структуру. Впадины имеют четкие линейные формы с коробчатыми в плане замыканиями. Осадочное выполнение впадин по сейсмическому рисунку меняется от впадины к впадине, а иногда и от краев впадины к ее центру. Это не оставляет сомнения в том, что осадки заполняли первично разобщенные понижения рельефа, а не являются частью общего чехла.

Слоистые осадки, заполняющие впадины имеют все черты прислонения и пассивного заполнения отрицательных форм рельефа. Небольшие наклоны слоистости на краях впадин, скорее всего, соответствуют первичному наклону осадков. Есть все основания предполагать, что осадки запечатывают сформированный ранее рельеф, а их последующие дислокации были очень незначительны (рис. 1.23). Только в непосредственной близости к зоне разлома Ром 2 появляются признаки тектонического воздействия (наклон слоистости на юг, в сторону зоны разлома Ром 2). Расположение поднятий и прогибов в плане укладывается в четкую систему эшелонированных структур с их правосторонним смещением. Особенно отчетливо это видно в западной части зоны разлома, но достаточно уверенно прослеживается и на востоке.

Значительно сложнее определить динамику и кинематику структурообразования в зоне разлома Ром 1. В поперечном сечении структура близка к одностороннему грабену с под-

нятым северным крылом. Наличие эшелонированных осложняющих структур в опущенном крыле свидетельствует о правосдвиговой составляющей движения по разлому. Нам представляется, что разлом имеет также взбросовую вертикальную составляющую и, соответственно, круто наклонен на север. На это указывает форма структуры в поперечном сечении: наклон поднятого и опущенного крыльев в северном направлении; характер осложняющих структур обоих крыльев, что чаще всего связано со взбросо-сдвигами, и ряд других признаков. С такой морфологией разлома хорошо согласуется появление тектонитов в основании эскарпа при относительно ненарушенных породах, слагающих сам эскарп и его верхнюю кромку.

С учетом взбросовой составляющей хорошо объясняются anomalно высокие отметки приразломных поднятий всяческого крыла разлома, на которые неоднократно указывал Э. Бонатти в своих работах с соавторами [Bonatti et al., 1994, 1979a]. По его данным, не только современные отметки значительно выше расчетных, но в конце миоцена – начале плиоцена эти структуры поднимались выше уровня моря. Амплитуда вертикальных движений составляла первые километры.

Зона разлома Романи 2

По своей морфологии разлом Ром 2 резко отличается от Ром 1. В поперечном сечении это типичный желоб, ограниченный эскарпами с севера и с юга. Он вытянут в восток-северо-восточном направлении и отчетливо прослеживается почти до пересечения с восточной ветвью рифта (примерно до 17°30' з.д.). В поперечном сечении зоны Ром 2 с севера на юг выделяется северный эскарп, дно желоба, южный эскарп и кулисно расположенные приразломные поднятия.

Северный эскарп разлома состоит из двух самостоятельных отрезков, кулисообразно подставляющих друг друга. Кулисы ориентированы несколько круче к северу, чем желоб, и сменяют друг друга в соответствии с левосторонним сдвигом. Западный отрезок достаточно изменчив как по относительному превышению верхней кромки эскарпа, так и по крутизне склона. На восточном фланге отрезка оба этих параметра постепенно уменьшаются и эскарп исчезает. Восточный (восток-северо-восточный) отрезок эскарпа формально может быть разделен, в свою очередь, на две части. Однако не исключено, что в этом случае такое разделение связано не с тектоническим, а эрозионно-аккумулятивным фактором. Во всяком случае, именно этой зоне разрыва эскарпа отвечает северо-восточный край единственного осадочного бассейна (впадины Вима) на дне желоба. По простиранию восточного отрезка эскарпа от его западного конца происходит постепенное увеличение относительного превышения и крутизны склона в восточном направлении. Только при подходе к зоне пересечения с рифтом оба эти параметра быстро уменьшаются и эскарп исчезает, переходя в опущенное крыло зоны Ром 1.

Структуры Ром 2 чрезвычайно молодые, дно желоба практически лишено осадков, которые фиксируются только в небольших локальных впадинах. Наиболее глубокой части отвечает впадина Вима, где имеется осадочный чехол небольшой мощности. На дне желоба прослеживаются одиночные невысокие линейные поднятия. Такое строение нарушается в поперечной зоне между 19 и 20° з.д. Поскольку это поперечное нарушение структур прослеживается и через зону Ром 1, мы рассмотрим эту область отдельно.

Южный эскарп также распадается на два отрезка – западный и восточный. Эти отрезки сменяют друг друга на том же поперечном сечении, что и соответствующие отрезки северного эскарпа. Наблюдается зеркальное изменение структур: если в северном эскар-

пе восточный отрезок смещен к югу по отношению к западному, то в южном восточный – смещен к северу.

Западный отрезок имеет наиболее крутой и высокоамплитудный эскарп в центральном сегменте. К западу и к востоку от него эти параметры уменьшаются. Аналогично изменяется по простиранию эскарп восточного отрезка, однако восточное окончание эскарпа, в отличие от западного, очень резкое. Восточнее $17^{\circ}30'$ з.д. южный эскарп не прослеживается.

Южные приразломные поднятия не образуют единого поперечного (трансверсивного) хребта, а распространены фрагментарно. В центральной части схемы (между 20 и $21^{\circ}30'$ з.д. имеется линейно вытянутый узкий единый приразломный хребет. Восточное продолжение приразломных структур примыкает к восточному отрезку Ром 2. Именно здесь вместо единого приразломного поднятия распространены только локальные структуры этого типа. Это либо изометричные приподнятые блоки, которые полого погружаются на юг и круто обрываются на север южным эскарпом разлома Ром 2, либо линейные структуры небольшой протяженности, вытянутые вдоль южного эскарпа. Иногда на сводах тех и других видны небольшие дополнительные линейные поднятия с симметричными склонами. Приразломные поднятия рассечены субмеридиональными, поперечными к простиранию разлома, крутыми грабенообразными структурами. Последние, по-видимому, относятся уже к структурам южной океанической плиты. Точно также построена и западная часть приразломных структур. Причем в западном направлении от 23° з.д. происходит постепенное уменьшение амплитуды поднятий вплоть до 25° з.д. Западнее они практически не выражены в рельефе.

Восточнее рифта в краевой части южной океанической плиты фиксируются субширотные коробчатые асимметричные линейные поднятия. По морфологии (северное крыло более крутое) эти структуры не отличаются от подобных поднятий опущенного крыла Ром 1. Вероятно, отмеченные структуры трассируют прямое продолжение лежачего крыла разлома Ром 1. При движении с запада на восток вдоль Ром 2, его структуры постепенно почти полностью срезают полосу субширотных структур опущенного крыла Ром 1. Ром 2 не доходит до восточного (современного) рифтового сегмента. Северный эскарп при этом прослеживается несколько восточнее южного. Ниже мы попытаемся показать, что южный эскарп Ром 2 продолжается на восток зоной зарождающейся (проградирующей) трансформы.

В поперечной меридиональной зоне, расположенной примерно между $19^{\circ}30'$ и 20° з.д., как было ранее отмечено, наблюдается иное строение структур Ром 1 и Ром 2. В этой же поперечной зоне концентрируются эпицентры землетрясений с магнитудой >3 , появление которых именно здесь связано с генеральным изменением простирания всей зоны Романш от субширотного в западной части до восток-северо-восточного в восточной [Bonatti et al., 1993a]. Поперечная зона по-разному выражена в разломах Ром 1 и Ром 2. В зоне разлома Ром 1 ей отвечают меридиональные поперечные разломы, которые, судя по батиметрии, представляют собой сбросы с поднятым восточным крылом. Характерно, что в поднятом крыле сброса граница разлома Ром 1 смещена к северу по отношению к этой же границе в опущенном западном крыле. Такое смещение ещё раз подтверждает наше предположение о наклоне сместителя на север, в сторону поднятого крыла.

В зоне Ром 2 на этом же поперечном сечении разорваны и зеркально смещены северный и южный эскарпы. Дно желоба Ром 2 осложнено здесь тремя продольными линейными поднятиями (медианными хребтами) с крутыми симметричными склонами.

Восточное продолжение зоны разлома Романш (пассивная часть)

Данных о структурах зоны разлома Романш восточнее области ее пересечения с восточным сегментом рифта не так много. Здесь мы опираемся только на батиметрию и редкую сеть сейсмических профилей. Восточнее пересечения Романш с рифтом продолжают только структуры Ром 1, принципиально не изменяясь примерно до 14° з.д. Отличие состоит только в том, что на месте структурной террасы, располагающейся в тылу сдвиго-взброса Ром 1, к северу от него по поверхности акустического фундамента прослеживается заполненный осадками тыловой прогиб. Восточнее появляются новые структуры, и начинают видоизменяться старые. Здесь тыловой прогиб резко выражен в рельефе и заполнен осадками. Мощность осадочного выполнения и относительная глубина прогиба постепенно увеличивается в восточном направлении. В строении осадочного чехла появляются два четко выраженных структурных этажа, разделенных несогласием. Нижний, деформированный комплекс образует асимметричную конседиментационную клиноформу, мощность осадков в которой возрастает в южном направлении. Слоистый верхний комплекс залегают несогласно, запечатывая эту структуру. Общая картина очень напоминает ту, которая возникает при формировании структур листрических сбросов.

В восточном направлении заметно трансформируется также структура самого Ром 1. Быстро уменьшается амплитуда главного взбросо-сдвига. Это не связано с заполнением осадками, так как ширина осадочного прогиба и его мощность резко уменьшается в этом направлении. В целом, можно сказать, что структура Ром 1 в восточном направлении редуцируется до почти полного исчезновения.

Южнее структур Ром 1 появляется новый прогиб, параллельный ему. Этот прогиб фиксируется, начиная с долготы $14^\circ 30'$ з.д. В восточном направлении прогиб становится более выраженным и контрастным. В западных сечениях он частично заполнен горизонтально слоистыми осадками, мощность которых в восточном направлении уменьшается вплоть до полного их исчезновения на крайнем востоке ($13^\circ 10'$ з.д.). Иными словами, по направлению на восток происходит омоложение этой структуры. Разумеется, данных для выделения самостоятельной структуры, равнозначной Ром 1 или Ром 2, недостаточно, но нам кажется принципиальным, что вырождение структур Ром 1 на восток сопровождается появлением новой субпараллельной структуры, омолаживающейся в этом же направлении. Условно этот комплекс структур выделен как Ром 3.

К западу от западного интересекта структура пассивной части разлома Романш также отличается спецификой. В отличие от большинства пассивных частей разломов здесь наблюдаются молодые сбросовые структуры [Gasparini et al., 1997] (рис. 1.24).

Южные плиты

О строении южных океанических плит почти не имеется данных. В части, прилегающей к Ром 2, западная из этих плит осложнена субмеридиональными прогибами и поднятиями, которые разделяют приразломные структуры. Более интересные сведения имеются по краевой, примыкающей к разлому Ром 1, части восточной плиты, расположенной к востоку от современного рифта. В секторе от $16^\circ 30'$ з.д. до 15° з.д. субмеридиональные структуры океанической плиты, приближаясь к зоне разлома Ром 1, довольно резко меняют простирание сначала на северо-западное, а затем на субширотное. Это касается как прогибов, так и поднятий.

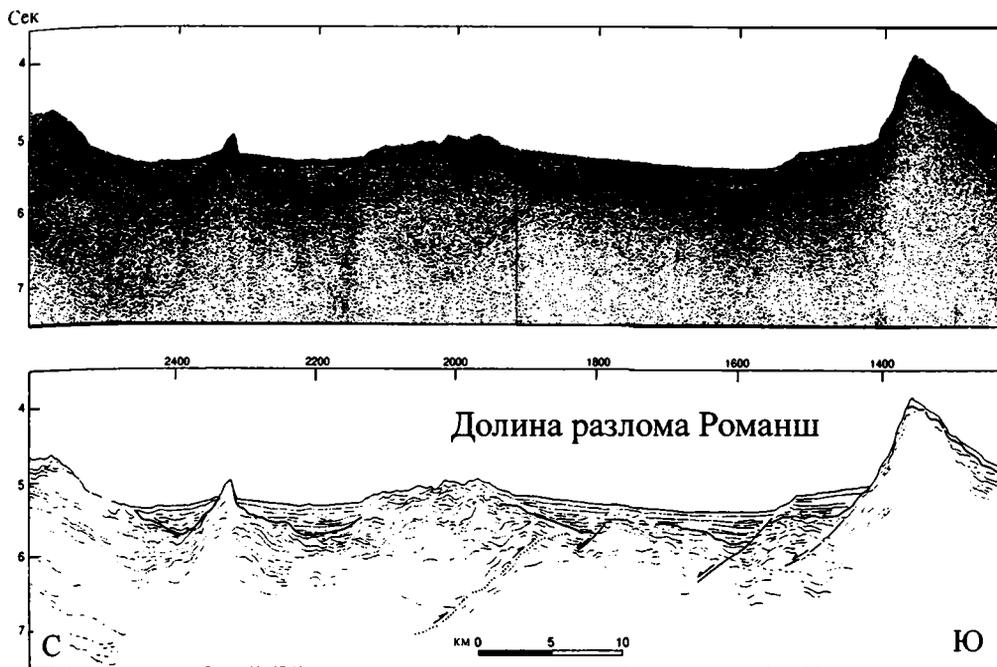


Рис. 1.24. Сейсмический профиль МОВ ОГТ (ROM-61M) через западную, пассивную часть разлома Романш и его интерпретация, по: [Gasperini et al., 1997]. Положение профиля см. рис. 1.20

Выше отмечалось, что становясь субширотными, поднятия приобретают характерные черты эшелонированных структур опущенного крыла разлома Ром 1 и, скорее всего, относятся к этой зоне. Вероятно, именно в этой части сохранился структурный переход от долготных структур плиты к субширотным присдвиговым дислокациям опущенного крыла разлома. Это предположение подтверждается структурой слоистых осадочных пород, заполняющих впадины. На сейсмических профилях, пересекающих впадины, видно, что горизонтально залегающие осадки запечатывают эти изгибающиеся впадины так же, как они запечатывают впадины лежачего крыла в западной части этой же структуры в районе 15° з.д.

Восточнее 14° з.д. в краевой части плиты видны линейные прогибы и поднятия север-северо-западного простирания, которые торцово сочленяются с субширотными структурами Ром 3. На сейсмических профилях, пересекающих долготные прогибы этой системы, видно, что осадочные породы в них либо отсутствуют вовсе, либо развиты очень локально и имеют малую мощность. Скорее всего, они связаны уже с другой динамической системой (Ром 3), для которой, как отмечалось, характерно именно такое распределение осадочных пород.

Западнее 24° з.д. имеется хорошо выраженная система субпараллельных поднятий и прогибов северо-западного простирания протяженностью около 30–50 км. Они резко обрезаются структурами поднятия южного борта Ром 2 при приближении к последним. Возраст образования этих структур, исходя из модельной скорости спрединга (около 1,7 см/год), можно приблизительно считать эоценовым (около 50 млн лет). Структуры с та-

кими простираниями могли образоваться только в совершенно ином поле напряжений по сравнению с более поздними и тем более современным этапом образования Центральной Атлантики. По времени образования они совпадают со структурами anomalно приподнятого блока в пределах поднятого крыла Ром 1. Это, по-видимому, свидетельствует об их общей природе, связанной с переориентацией полей напряжений в районе разлома Романш и с появлением существенной компоненты сжатия в ходе этого процесса, когда движения в соответствии с новой системой напряжений уже не соответствовали простираниям ранее сформированных структур, а структуры с новыми простираниями ещё не сформировались.

Восточный рифт САХ и его западное обрамление

В пределах восточного интерсекта выделяются два главных продольных тектонических элемента: современный рифт на востоке и «брошенный» рифт на западе. Кроме того, выделяются два поперечных структурных элемента: малоамплитудный трансформный разлом на юге и зарождающаяся трансформная зона на севере в области сочленения рифта со структурами Романш (рис. 1.25).

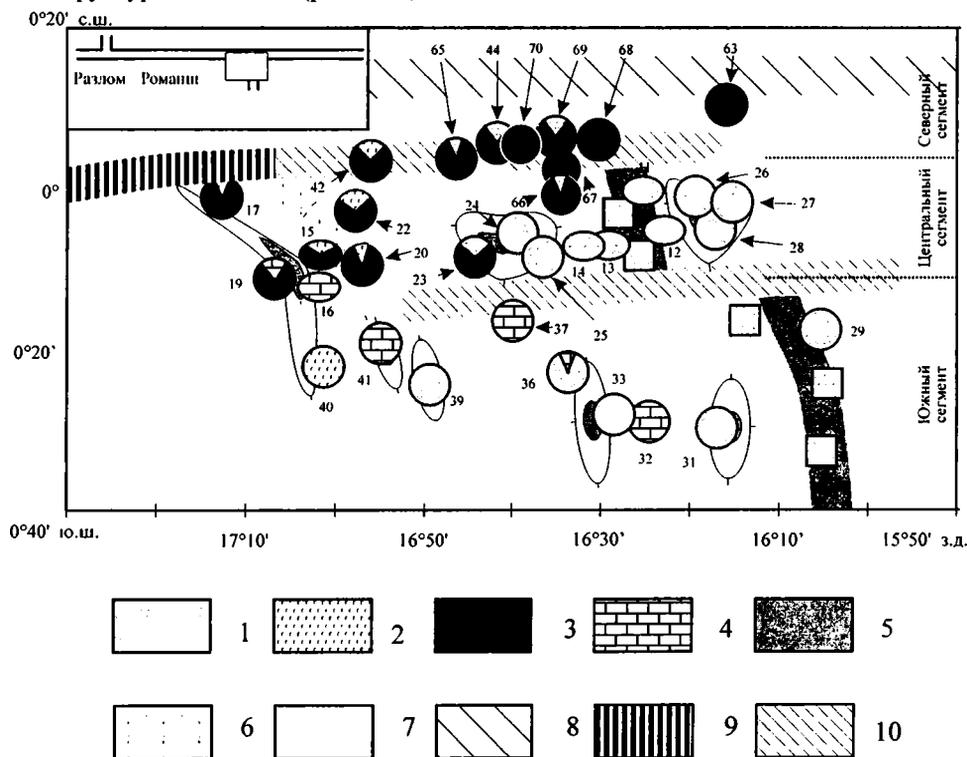


Рис. 1.25. Схема драгировок восточного интерсекта разлома Романш

1–4 – типы пород: 1 – базальты, 2 – габброиды, 3 – ультрабазиты, 4 – известняки; 5–10 – морфоструктуры: 5 – поднятия, 6 – «брошенный» рифт, 7 – современный рифт, 8 – Ром 1, 9 – Ром 2, 10 – малоамплитудные трансформные разломы. Кружками показаны данные драгировок 16-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», эллипсами – 13-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», квадратами – иные данные, по: [Schilling et al., 1995]. На врезке показано положение данного рисунка

Современный рифт распадается на три сегмента: южный, который протягивается до трансформного разлома без смещения (до $0^{\circ}15'$ ю.ш.); средний (от $0^{\circ}15'$ ю.ш. до 0°), проходящий до зоны зарождающейся трансформы, и северный, непосредственно примыкающий к структурам Романш. Южный сегмент морфологически четко выражен. Рифтовая долина несколько асимметрична: западный борт более крутой, чем восточный. Днище выровненное, пологое. На обоих флангах хорошо выражены поднятия. В южном сегменте в 16-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” и ранее Дж. Шиллингом [Schilling et al., 1995] из рифтовой долины получены относительно свежие плагиоклаз-порфиновые базальты, относящиеся к толеитам (N-MORB). Средний сегмент построен аналогично. Однако здесь дно рифта осложнено дополнительными продольными поднятиями и разломами. Не так ярко выражены поднятия на флангах рифта. Здесь наряду с N-MORB подняты E-MORB и щелочные базальты [Сушевская и др., 1994]. Северный сегмент по существу не может называться рифтом. Здесь нет единой морфологической зоны рифта. Вся прилегающая к разлому Романш область представляет собой сложную мозаику ортогонально ориентированных мелких блоков прогибов и поднятий, которые иногда имеют очень крутые склоны. Многочисленные драгировки, проведенные в этой зоне, показывают преимущественное развитие серпентинизированных гипербазитов. В отдельных драгах в небольшом количестве встречены свежие базальты, составляющие не больше первых процентов от объема поднятого материала. Находки свежих базальтов в различных долинах указывают на разветвленный характер рифтовой структуры в зоне непосредственного интереса, а их небольшое количество свидетельствует о фрагментарном, эпизодическом вулканизме.

Нам представляется, что намеченные закономерности объясняются постепенной проградацией и одновременной эволюцией рифтовой системы в северном направлении. Наиболее эволюционно продвинута южная часть, средняя отвечает менее зрелой стадии проградации рифта, когда дренировалась более глубокая часть мантии.

В пределах западного рифта SAH также отсутствуют морфологические признаки, характерные для большинства разломных зон Атлантики (нодальная впадина, выраженное внутреннее угловое поднятие).

Расположенный западнее восточного интереса “брошенный” рифт был выделен под этим названием Э. Бонатти. Это отрицательная линейная структура, вытянутая, как и рифт, в субмеридиональном направлении. В продольном сечении в нем выделяется два сегмента, разделенных малоамплитудным разломом. Южный сегмент этой структуры выражен изометричной впадиной. Во впадине, по данным 13-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” развиты слоистые осадочные породы, залегающие горизонтально и запечатывающие эту структуру. По флангам впадины прослеживаются линейные поднятия, подчеркивающие ее сходство с рифтом. На склонах обрамляющих поднятий были драгированы базальты, габброиды и ультрабазиты, а на вершине одного из них известняки.

Северный сегмент “брошенного” рифта хорошо выражен морфологически. Он представлен узким грабенообразным прогибом с крутыми стенками, относительно превышенные которых возрастает в северном направлении. По нашему мнению, данный прогиб можно рассматривать как грабен. Дно грабена покрыто осадками. По бортам выделяются невысокие приразломные поднятия, внешние склоны которых полого наклонены в стороны от грабена. В южной части этот грабен имеет долготное простирание. Севернее, ближе к трогу Ром 2, структура испытывает резкий коленообразный изгиб к западу, а затем у самого сочленения с трогом опять к северу. Грабен “брошенного” рифта отгорожен от днища трога невысоким субширотным поднятием.

Судя по драгировкам, свод поднятия западного фланга рифта перекрыт известняками. Драгировки склонов и днища северной части “брошенного” рифта показали полное отсутствие базальтов, столь характерных для рифтовых долин. В драгах были подняты преимущественно гипербазиты и в меньшей степени габбро и известняки.

Появление “брошенного” рифта подразумевает перескок оси спрединга в пространстве. Соответственно, закономерное увеличение степени измененности стекол в сторону от действующей оси спрединга будет нарушено, так как вблизи “брошенного” рифта вновь должны появиться слабо измененные стекла. Иными словами, могут появиться встречные векторы степени измененности стекол. Для решения задачи были проведены драгировки по широтному профилю от современного рифта через межрифтовое пространство до “брошенного” рифта. Эти драгировки подтвердили нарушение закономерности в распределении степени изменения стекол и, соответственно, правомерность предположения о перескоке оси спрединга от “брошенного” рифта к современному [Перфильев и др., 1994]. Несомненно, необходимы дополнительные независимые доказательства правильности такого вывода, так как степень изменения стекол может зависеть и от многих других параметров. В том числе и от интенсивности протекания гидротермальных процессов.

Сравнение “брошенного” рифта с современным показывает, что первый находится на более зрелой стадии развития. Он морфологически выражен как рифт на всем своем протяжении, область рассеянного спрединга начальной стадии отсутствует. Как и в современном рифте, северная часть характеризуется “сухим” спредингом, хотя граница такого спрединга отодвинута на юг.

Малоамплитудная трансформная зона хорошо выражена в изменении простираний бортов современного рифта. С этой зоной связан резкий коленообразный изгиб рифта, однако при этом не происходит разрыва сплошности его осевой части. В “брошенном” рифте трансформна проведена по смещению его восточного борта на восток в южном сегменте. Характерно, что трансформный разлом не пересекает брошенный рифт и не смещает структуры его западного борта. Зона разлома прекрасно выражена на карте аномального магнитного поля, где с ней связаны коленообразные изгибы изоаномал и широтные границы локальных аномалий.

Значительно сложнее выглядит поперечная зона, выделенная на карте, как зона формирующегося трансформного разлома. Это довольно широкая полоса, в пределах которой структуры испытывают резкие коленообразные изгибы с левосторонним смещением крыльев возникающих горизонтальных флексур. При этом практически отсутствуют субширотные разломы, разрывающие продольные структуры. Такие же изгибы повторяют границы локальных аномалий магнитного поля. Подобная структура прямо на простирании трансформного разлома, но внутри современной неовулканической зоны Исландии были описана В.Г. Трифоновым [Трифонов, 1976]. Изгибающиеся структуры в этом случае представлены зияющими трещинами отрыва или цепочками мелких центров трещинных излияний лав. Исследователи, изучавшие эти структуры, рассматривали их как зарождающиеся трансформы.

Проявления аномальных тектонических процессов в ходе структурной эволюции системы разломных зон Романи

Разломную зону Романш нельзя рассматривать как единую в динамическом, кинематическом и историческом смысле структуру. Разные ее сегменты развивались не только в разное время, но и по разным динамическим и кинематическим законам. Более того, зона

разлома не постоянна и в пространстве: зона деформаций перемещается не только по простиранию структуры, но и вкрест нее, создавая новые разломные зоны с несколько иной пространственной ориентацией. Этот вывод в общем виде содержится в ряде работ [Bonatti et al., 1993b; Searle et al., 1994], хотя есть и другие точки зрения.

Относительно более древняя динамическая система Ром 1 имеет выдержанное восток-северо-восточное простирание, что по геодинамическим критериям концепции тектоники плит соответствует структурам с очень большим полюсным расстоянием. Динамика и кинематика этой структуры определяется правосдвиговым перемещением в условиях относительного сжатия, что приводит к формированию взбросо-сдвига с наклонными на север висаячим и лежащим крыльями. По данным батиметрии эта структура нивелируется (исчезает?), не доходя 110 км до пересечения с западным сегментом рифта, причем не на уровне южного конца рифта, а значительно севернее. Мы пытались показать, что в восточном направлении также происходит выклинивание этой структуры в том районе, где появляется новая субширотная структура, расположенная южнее (Ром 3).

По всем имеющимся данным, на западе более молодая (чем Ром 1) структура Ром 2 под прямым углом сочленяется с западным рифтом. Зона сочленения трансформного разлома с рифтом (интерсект) построена обычным образом. Здесь выделяется нодальная впадина и поднятие внутреннего угла, свежие базальты широко распространены в самом интерсекте и т.д.

Восточный интерсект имеет существенно иное строение. Нодальная впадина и угловое поднятие здесь отсутствуют, в самом интерсекте нет выраженной рифтовой долины и практически отсутствует базальтовый вулканизм ("сухой" спрединг диффузного типа). Четко выраженная разломная граница южного ограничения желоба резко обрывается западнее интерсекта.

Нам кажется, что все эти явления взаимосвязаны. По-видимому, в "классическом" случае общая структура интерсекта определяется наложением двух независимых факторов. Динамическая обстановка диктует кинематику структурообразования. Магматизм и продуцирующий его подток горячего вещества обеспечивает диапиризм, который проявляется в таких структурах, как трансверсивный хребет или угловое поднятие. Латеральная магматическая разгрузка может быть частично ответственна за формирование нодальных впадин. Диапиризм, естественно, увеличивает контрастность вертикальных движений, связанных с динамикой. Со своей стороны, контрастность тектонических движений в какой-то мере определяет направленность магматического потока.

В восточном интерсекте имеет место проградация рифта, в котором тектоническая проградация несколько опережает проградацию магматическую. Особенно отчетливо такое отставание видно на примере "брошенного" рифта, где "сухой" спрединг значительно опередил магматический спрединг. Соответственно и здесь проявлены не все характерные признаки "классического" интерсекта, т.к. южный разлом обрывается западнее. Можно предполагать дальнейшее развитие процесса, когда зона формирующегося трансформного разлома, которая разделяет области "сухого" диффузного и нормального вулканического спрединга, надстроит на восток трансформную зону Ром 2.

Другая особенность восточного интерсекта связана с перескакиванием (джампингом) рифта в восточном направлении. Вряд ли джампинг ограничивается только брошенным и современным рифтами. Вероятно, таких джампингов было несколько. Детальное изучение дайковых комплексов в офиолитах свидетельствует о широком распространении этого явления в древней океанической коре. Джампинг был впервые изучен в Исландии

и отмечен в ряде мест Срединно-Атлантического хребта. Судя по имеющимся данным, как правило, перескок происходит в одном направлении для данной структуры. Поэтому вполне естественно ожидать существования системы брошенных рифтов, расположенных западнее современного интересекта. Нам представляется, что сочетание последовательной северной проградации рифтов и их восточного джампинга может вполне корректно объяснить кажущуюся дугообразную форму Ром 2 в плане, а также сравнительно резкий изгиб этой структуры в районе $19^{\circ}30'$ з.д., где описана своеобразная поперечная структурная зона.

На рис. 1.26 сделана попытка отобразить в самом общем виде возможный вариант развития и последовательности тектонических событий на всем отрезке Романш от западного интересекта до восточной части изученной территории. Западный рифт условно принят за неподвижную координату, относительно которой рассматриваются все латеральные перемещения. Также неподвижным принят экватор (подразумевается, что спрединг происходил примерно в широтном направлении). Эти допущения делают невозможным обсуждать ориентировку эллипсоида напряжений в зоне разлома, т.к. реальные движения могли быть несколько иными.

На стадии образования и развития структур Ром 1 западный интересект располагался несколько севернее современного окончания рифта. Возможно, существовала пассивная часть Ром 1, во всяком случае в современной структуре в 110 км западнее рифта и симметрично по отношению к западному концу Ром 1 на батиметрических картах прослеживается тектонический уступ субширотного простирания. Сложнее определить восточный край разлома. Если допустить, что кинематическая система взбросо-сдвига неизменна на всем протяжении активной части, то восточный интересект должен был находиться там, где подворачивающиеся к разлому структуры лежачего крыла на востоке сменяются ортогональными. Такая смена происходит примерно на 13° з.д. Далее, произведя несложные реконструкции по восстановлению структуры на уровень завершения активных движений, мы получим искомым результат. При скорости спрединга около 1,7 см/год эта реконструкция не противоречит находке позднемиоцен-раннеплиоценовой фауны в висячем крыле разлома. Ром 1 прекратил свое существование 7–8 млн лет. Относительные движения плит при такой реконструкции отвечают наблюдаемому структурному рисунку правого сдвига. Можно предположить, что конседиментационное осадконакопление, зафиксированное в тыловой части висячего крыла разлома Ром 1, отвечает времени активного его становления. Этот возрастной рубеж отвечает возникновению новой динамической системы Ром 2 с отмиранием и “запечатыванием” старой. Произошла проградация западного рифта на юг в его современное положение без широтного смещения. Была ли проградация одноактной или нет сказать трудно, но, судя по батиметрии, скорее всего, она была не одноактной. Восточный сегмент рифта возникшей системы сформировался значительно западнее бывшего ранее. Это привело к полной перестройке всей системы и заложению нового трансформного разлома. При этом новый разлом (Ром 2) прошел по достаточно древней (до 50 млн лет) и мощной коре. Ром 1 и Ром 2 не параллельны, расхождение в восточной части достигает 15° . Перемещение активного разлома с севера на юг, в район Ром 2 привело к тому, что участок коры, ранее входивший в состав Южно-Американской плиты и перемещавшийся в западном направлении, был отрезан новообразованным разломом Ром 2, вошел в состав Африканской плиты и стал перемещаться на восток.

Новый рифт (восточный) многократно смещался на восток при его последовательной (наверное тоже скачкообразной) проградации на север вплоть до современного положения.

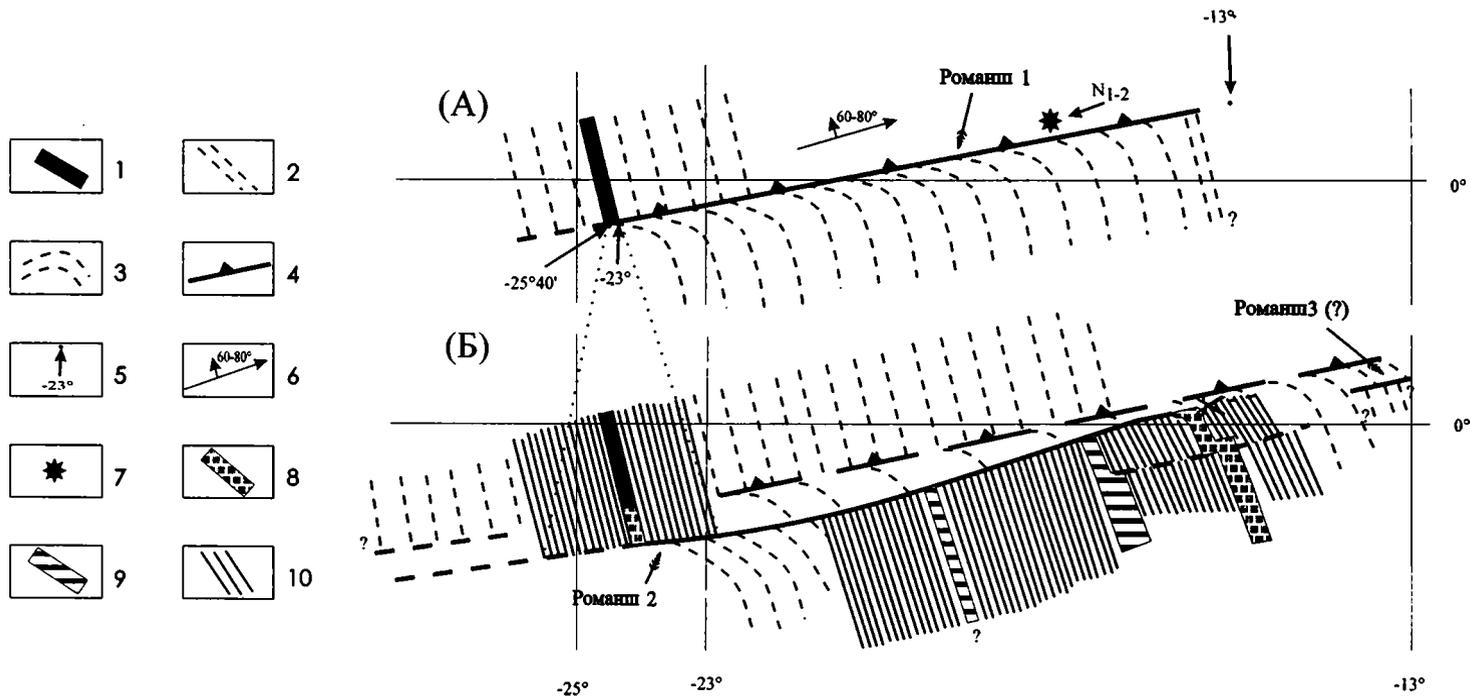


Рис. 1.26. Принципиальная схема развития зоны разломов Романш для времени существования систем Ром 1 (А) и Ром 2 (Б)

А: 1 – рифт западного и 2 – предполагаемый рифт восточного интерсектов; 3 – новообразованная кора; 4 – разлом Ром 1; 5 – современные координаты реперных точек в координатной сетке времени разлома Ром 1; 6 – направление сдвиговой компоненты и предполагаемый наклон сместителя; 7 – точка с фауной позднего миоцена – раннего плиоцена

Б: 8 – новообразованные рифты и сегменты рифтов; 9 – “брошенные” рифты; 10 – новообразованная кора

При такой системе пассивная часть трансформы практически не формируется, так как ее компенсирует перескакивание рифта на восток.

Как нам представляется образование anomalно приподнятых участков северного поперечного хребта (А, В, С, D) связано с этапом перестройки разломной зоны в конце миоцена. Наиболее вероятным фактором подъема блоков стало сжатие вдоль Ром 1 при образовании Ром 2 и движении под некоторым углом по сравнению с прежним азимутом по Ром 1 (см. рис. 1.26, 1.27). Непосредственно такие деформации обнаружены на поднятии D. Достаточно быстро (через 2–3 млн лет) данные блоки начали испытывать погружение. Смена полей напряжений связана с изменением общей геометрии трансформный разлом–рифт. Основным фактором вертикальных движений явилось чередование напряжений сжатия и растяжения из-за непараллельности границ трансформного разлома и неустойчивой конфигурации области сочленения рифта и разлома (некоторое изменение направления спрединга, перескок и проградация рифтовых долин, миграция трансформной долины).

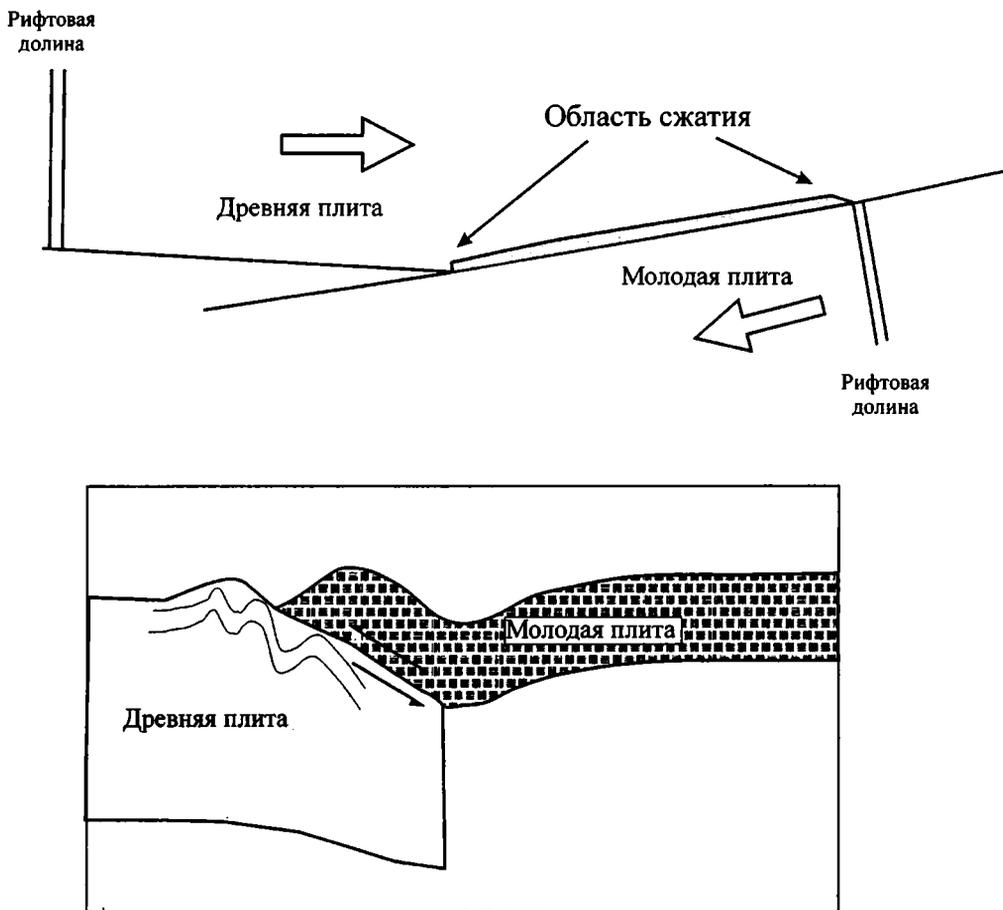


Рис. 1.27. Схема взаимодействия древней (северной) и молодой (южной) плит вблизи восточного сочленения рифта и разлома Романш при косом смещении по разлому

Нам кажется, что имеющиеся факты укладываются в предложенную схему. Рассмотренная модель исходит из постулатов концепций тектоники плит и тектонической расчлененности литосферы. Однако имеющиеся факты заставляют существенно модифицировать эти представления, дополнив их такими понятиями, как проградация, джампинг, диффузный спрединг и т.д. Многие из этих понятий применялись и раньше, но здесь они нередко использованы для других типов структур и других геодинамических ситуаций.

Главное, что следует из изложенного материала, это неустойчивость геодинамических систем во времени и в пространстве. За короткий промежуток времени происходит резкая перестройка главных тектонических границ (рифты, трансформы); при развитии одной геодинамической системы ее главные структуры легко мигрируют (джампинг, проградация). Неясен механизм такой неустойчивости границ и динамических обстановок. Возможно, причина лежит в тектонической расчлененности литосферы, установленной для ряда структур Центральной Атлантики [Разницин, Пилипенко, 1997] и независимой латеральной неоднородности внутри литопластин. Относительное перемещение субгоризонтальных литопластин может реализовать многие из описанных явлений. Возможно, выявленные нами закономерности связаны со спецификой тектоники Центральной Атлантики, на которую указывали многие исследователи. Несмотря на сложную смену во времени нескольких геодинамических систем (Ром 1, Ром 2 и др.), глобальная структура – Романш, протягивающаяся с одного континента на другой, занимает устойчивое положение на протяжении всего времени существования Атлантики.

Структуры и породные ассоциации области “сухого” спрединга района разлома Сьерра-Леоне

Примеры проявления сухого спрединга были нами рассмотрены применительно к областям, расположенным в зонах развития крупных разломных зон, таких как Романш и Зеленого мыса. Ниже мы рассмотрим строение рифтового сегмента между разломом $7^{\circ}10'$ и 5° с.ш. (район Сьерра-Леоне), образованным с преобладанием процессов сухого спрединга. Данный сегмент расположен между двух различно морфологически построенных областей САХ (рис. 1.28). К северу от разлома $7^{\circ}10'$ с.ш. располагается система сближенных разломных зон (Архангельского, Вернадского и Долдраме), изученных в 6-м и 9-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” [Пушаровский и др., 1992], которые вкрест простирания практически переходят одна в другую. Южнее 5° с.ш., вплоть до разлома Страхова, Срединно-Атлантический хребет протягивается в виде единой меридиональной структуры с неширокой рифтовой зоной, восточнее и западнее которой располагаются выровненные плато с большими мощностями осадочного чехла [Удинцев и др., 1996]. Это асейсмичная область, а в таких районах расположено большинство известных гидротермальных полей в пределах САХ [Мазарович, Соколов, 1998].

Рифтовая зона САХ между разломами Страхова и $7^{\circ}10'$ с.ш. разделена на три крупных сегмента [Peuye et al., 2000; Пейве, 2001; Пейве и др., 2001a] (рис. 1.29). Наиболее южный расположен между разломами Страхова и $5^{\circ}05'$ с.ш. Здесь имеется субмеридиональная рифтовая долина (шириной около 9 км) прямолинейной в плане формы, которая обрамлена рифтовыми горами (шириной до 22 км). Горы представляют собой протяженные образования, усложненные отдельными субширотными седловинами. Второй сегмент расположен между $5^{\circ}05'$ и $6^{\circ}15'$ с.ш. Рифтовая зона имеет общее простирание 320° . Она состоит из трех изолированных впадин сложной конфигурации. Западный борт образо-

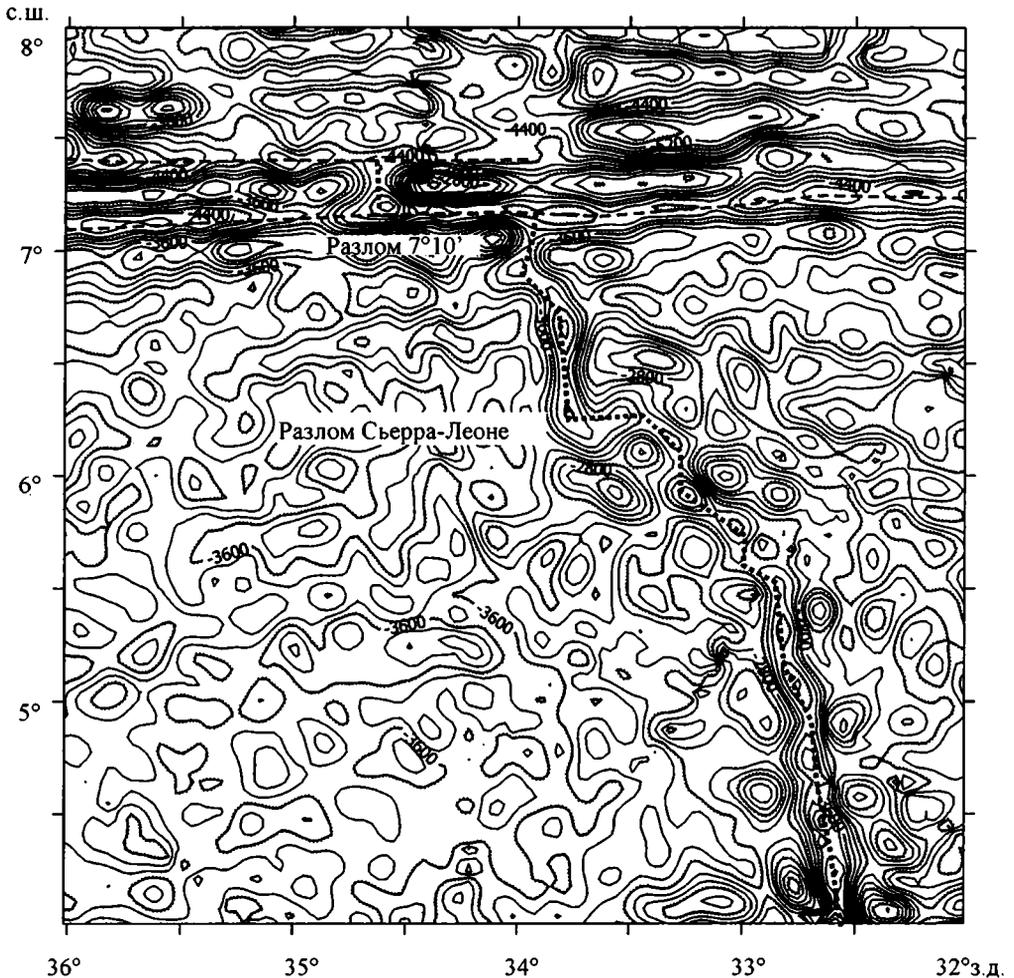


Рис. 1.28. Карта рельефа дна района разлома Сьерра-Леоне, по: [Sandwell, Smith, 1997]
Пунктиром показано положение осей разломных долин, точками – рифтовых

ван узкими вытянутыми хребтами, которые испытывают разворот с меридионального простирания на 320° в районе $5^\circ 05'$ с.ш. Третий сегмент представляет собой хорошо выраженную в рельефе рифтовую долину с неовулканическими хребтами. Строение рифтовой зоны нарушено двумя крупными широтными зонами, где имеет место изменение простираний всех рифтовых структур ($6^\circ 50'$ и $6^\circ 15'$ с.ш.) [Пейве и др., 2001а].

Рифтовая долина между 5° с.ш. и разломом $7^\circ 10'$ состоит из коротких, кулисообразно расположенных сегментов меридионального и северо-западного (азимут $320\text{--}360^\circ$) простирания, разделенных небольшими, слегка вытянутыми и изометричными поднятиями. Последние, как правило, образуют перемычки между бортами рифтовой долины. Глубина рифтовых долин по простиранию сильно варьирует от 3800 до 5000 м. Ширина долин составляет 14–16 км. В рифтовых долинах имеются неовулканические поднятия, расположенные в соответствии с общим простиранием долин и разделяющие их на несколько

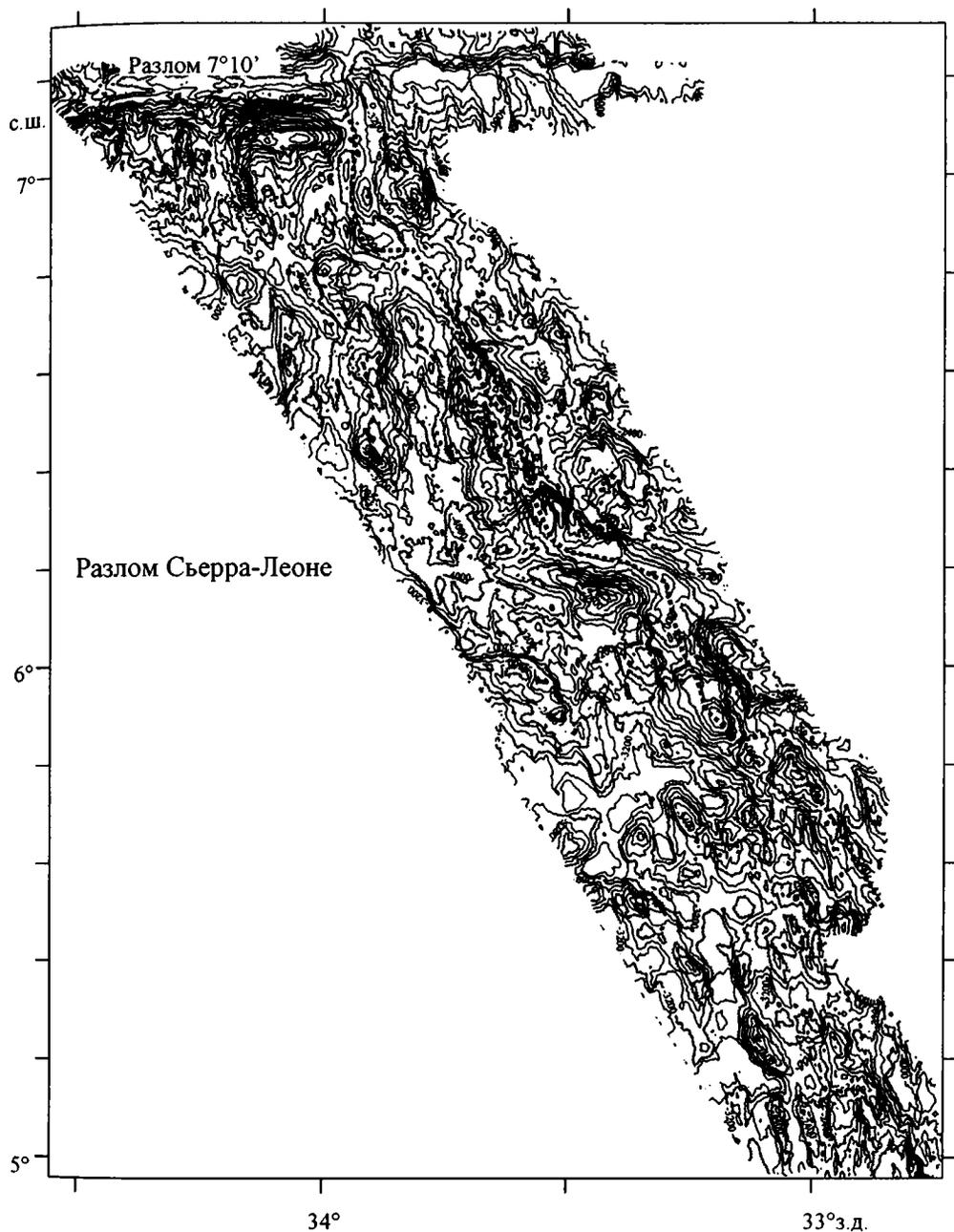


Рис. 1.29. Карта рельефа дна района разлома Сьерра-Леоне по данным 22-го рейса НИС "Академик Николай Страхов"
Точками показано положение оси рифтовой долины

(как правило, две) параллельные впадины. Как следует из анализа других рифтовых сегментов САХ, они представляют собой вулканические структуры, в пределах которых сосредоточены наиболее молодые проявления вулканической активности. Как показало драгирование района Сьерра-Леоне, это не всегда так. В пределах одной из таких структур на станции S2244 (рис. 1.30) среди поднятого материала резко преобладали ультрабазиты.

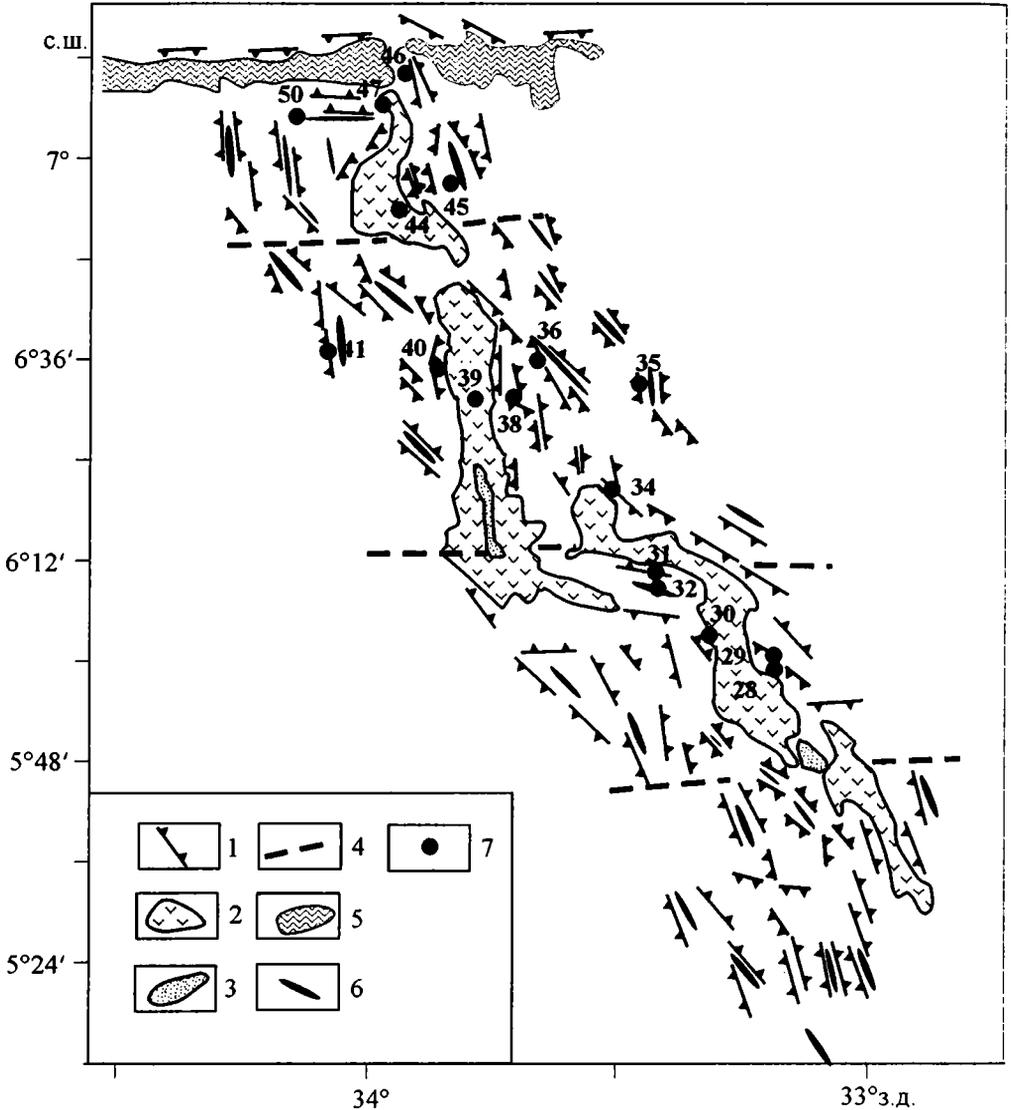


Рис. 1.30. Схема простираций основных структур района разлома Сьерра-Леоне

1 – тектонические эскарпы; 2 – современная рифтовая долина; 3 – неовулканические поднятия; 4 – зоны поперечных смещений рифтовой долины без её разрыва; 5 – долина разлома 7°10'; 6 – оси положительных структур; 7 – станции драгирования 22-го рейса НИС "Академик Николай Страхов"

Вкрест простирания рифтовая долина сменяется либо поднятиями (линейными или изометричными), либо пологими и слабо расчлененными выровненными впадинами с глубинами 3500–3800 м. Склоны поднятий, обращенные в сторону рифтовой долины, представляют собой крутые тектонические эскарпы. Видимая амплитуда движений по эскарпам достигает 500 м. Если исходить из того, что положение современной рифтовой долины сохранилось неизменным в течение продолжительного времени, то к востоку от оси современного рифта эскарпы должны иметь западное падение, а к западу соответственно восточное. Подавляющее их большинство с теми или иными отклонениями в простирании, обращено в сторону оси современного рифта, что согласуется с моделью их образования как поверхностей сбросов, сформированных в районе современной зоны спрединга. В то же время имеются крупные эскарпы, с падением плоскости сместителя в противоположную сторону. Это, на наш взгляд, свидетельствует о том, что имел место перескок оси спрединга в широтном направлении с амплитудой в первые десятки км.

Морфологически поднятия состоят из двух частей. Нижняя часть (3000–2700 м), как правило, изометричной формы и сложена, как будет показано ниже, преимущественно ультраосновными породами. Верхние части ряда поднятий представляют собой узкие, гребневидные, практически симметричные линейные структуры меридионального или северо-западного простирания в интервале глубин 2600–2100 м, иногда дискордантно расположенные относительно нижних частей поднятий. Судя по их морфологии, а также данными 10-го рейса НИС “Академик Иоффе”, можно предположить, что это крупные тела в гипербазитах, сложенные более устойчивыми к разрушению массивными диабазами или базальтами.

Пространственная форма впадин, обрамляющих поднятия определяется формой поднятий, между которыми они расположены. Впадины, судя по морфологии, в настоящее время представляют собой пассивные участки рифтовых долин, в которые они плавно переходят.

Наиболее крупные развороты рифтовых долин и сопутствующих структур происходят в двух районах ($6^{\circ}15'$ и $6^{\circ}50'$ с.ш.). По кинематике они представляют собой зоны сдвига без полного разрыва рифтовых структур. Такого типа образования известны и в других районах Атлантики. При этом собственно разломная долина не образуется. В то же время поля напряжений, характерные для сдвиговых зон приводят к сложному переходу между сегментами рифтовых долин, попадающих в данное поле напряжений. Образуются структуры так называемых перекрывающихся рифтов, когда два противоположных рифтовых сегмента в ходе растяжения начинают проградировать (продвигаться) в меридиональном направлении с некоторым смещением друг относительно друга, образуя кулисообразные структуры. По мере разрастания океанического дна и увеличения расстояния между осями рифтовых долин, последние могут скачкообразно перемещаться во встречном направлении. Данный процесс приводит к тому, что поднятия на бортах рифтовых долин в зонах смещения приобретают форму отдельных блоков, в широтном направлении чередующихся в шахматном порядке с брошенными сегментами рифтовых долин. Многочисленные тектонические нарушения различного порядка имеет преимущественно северо-западное простирание. Такая ориентировка, по-видимому, связана с существованием кроме широтной компоненты, ещё и меридиональной составляющей растяжения. С этим, возможно, связано формирование крупных впадин в областях изгиба рифтовых долин.

Как показало драгирование, дно современных рифтовых долин сложено потоками свежих подушечных базальтов. По всей видимости, их мощность очень мала, так как

местами в пределах области их распространения в рифтовой зоне имеются выходы ультрабазитов (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 встречаются только эпизодически (ст. S2230, S2238). По данным [Пейве и др., 2001a] такое строение кора имеет, по крайней мере, на 50 км по обе стороны от оси современного рифта.

Габброиды были подняты практически со всех станций драгирования на бортах рифтовых долин, хотя преобладали только на станциях S2228 и S2240. Их можно разделить на те, которые были встречены в тесной ассоциации с ультрабазитами, в том числе в виде фрагментов жил и даек (станции S2229, 31, 44, 45, 50). При этом количество габброидов редко превышает 1% от общего объема поднятых ультрабазитов. Это пегматоидные и грубозернистые разновидности. Они сложены гигантскими кристаллами клинопироксена и плагиоклаза, порою достигающими 5 см в поперечнике. Вторая группа габброидов – более многочисленная с точки зрения объема полученного каменного материала. Эти габброиды резко доминируют среди драгированного материала станций S2228, S2240, а также встречены вместе с долеритами (станция S2234) или перидотитами (станция S2236). Это сравнительно свежие оливковые габбро, оливковые габбро-нориты, троктолиты и клинопироксен-содержащие троктолиты. То есть во всех них наряду с пироксенами и плагиоклазом присутствует оливин. Породы, как правило, массивные, хотя иногда имеют шпировидно-полосчатую структуру. На станции S2240 есть образцы со следами глубинной рекристаллизации и гранобластовыми структурами. В целом же преобладают хрупкие деформации. Судя по структурным особенностям, данные габброиды кристаллизовались в крупных, глубоко расположенных магматических камерах в течение длительного времени без существенного воздействия на них тектонических процессов. Это значительное отличие, по сравнению с условиями образования габброидов в районах разломных зон Зеленого Мыса и Вима.

Борта рифтовой долины, а также хребты за ее пределами (ст. S2235) сложены преимущественно различными ультраосновными породами. Глыбы и обломки ультрамафитов с многочисленными зеркалами скольжения извлечены, в основном, из мягких (неконсолидированных) голубовато-серых или охристо-желтых глин и только на станции S2232 они включены в плотную консолидированную серпентинитовую брекчию. Породы сильно различаются по цвету: охристо-желтые, темно-серые, черные, темно-зеленые, яблочно-зеленые и вишнево-красноватые окраски обусловлены разным составом вторичных минералов и, соответственно, разными условиями их образования при серпентинизации и выветривании ультрамафитов. Образование разных форм окислов железа, в основном определяющих окраску пород и являющихся индикаторами условий вторичных процессов, связано с низко-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 двувалентных катионов (Mg, Fe) из пород, очевидно, сильно различались по изученной площади. Так, обилие карбонатных прожилков, цементирующих разрушенные серпентиниты, и серпентин-карбонатные брекчии – породы, близкие к офикальцитам, – наблюдались на западном борту рифтовой долины (станции S2231 и S2232); красноватые, красно-черные серпентиниты с гематитом в большом количестве присутствуют на станциях S2232 и S2250 и встречаются почти на всех станциях в ассоциации с зелеными серпентинитами.

Среди ультраосновных пород преобладают серпентинизированные гарцбургиты с порфирокластическими структурами, в меньшем количестве встречены перидотиты, дуниты. Помимо четкой плоскостной ориентировки пироксенов в перидотитах иногда наблюдается тонкая уплощенность и линейность энстатит-хромшпинелевых агрегатов, секущих полосчатость. Типичные милонитовые структуры относительно редки. Дуниты составляют значительную часть драгированных ультрамафитов и присутствуют в крупных глыбах. Это позволяет предполагать, что они формируют самостоятельные тела среди гарцбургитов, а не только полосы и жилы. Особенно много дунитов встречено в верхней части западного борта рифтовой долины на станции S2229 и на противоположном восточном борту, также в верхней его части, на станциях S2231 и S2232. Рассланцеванные серпентиниты, тальк-серпентиновые сланцы, талькиты, змеевики с обильными зеркалами скольжения и жилами хризотил-асбеста присутствуют во многих драгах и особенно характерны для станций S2232 и S2244. 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. Образец S2229/12 представляет редкий случай псевдоморфного замещения энстатитового дунита тонкочешуйчатым тальком с сохранением всех деталей первичной структуры породы и ксеноморфного оранжево-желтого хромшпинелида. То обстоятельство, что сквозь тальковый агрегат отчетливо проступает ячеистая структура петельчато-серпентинизированного оливина, позволяет предполагать псевдоморфное замещение уже серпентинизированной породы – “пропаривание” ее горячими растворами, например, в ходе излияния базальтов.

Змеевиками названы темно-зеленые, черные породы, изобилующие зеркалами скольжения. Как правило, в них присутствуют многочисленные жилы длинно-волокнистого голубовато-зеленоватого, зеленовато-белого хризотил-асбеста. В серпентинизированном порфирокластическом перидотите обр. S2244/21 по зеркалам скольжения развита обильная сульфидная и самородная минерализация: ярко желтые, золотистые и розовато-желтые рудные минералы, размером 0,3–2,5 мм, также растерты в виде пластинок по плоскостям скольжения. Судя по ковкости отдельных листовато-пластинчатых минералов медно-желтого, золотистого цвета, здесь возможно присутствие самородной меди. Состав породы и цвет минералов позволяют предполагать также присутствие сульфидов никеля и железа.

На многих станциях подняты образцы гарцбургитов и дунитов с жилами габбро: ст. S2229, S2244, S2245 и S2250. 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, иногда они ветвятся и часто пересекают полосчатость и линейно-плоскостные ориентировки перидотитов. Структуры жил – от мелкозернистой до пегматоидной. В дунитах отмечены пластические сдвиговые деформации на контакте с метагаббровой жилой (образец S2229/20). В экзоконтактах жил наблюдается рекристаллизация оливина, образование светло-желтого плеохромирующего амфибола, иногда – импрегнация плагиоклаза. Эти наблюдения свидетельствуют о том, что расплавы, из которых кристаллизовалось габбро, внедрялись по трещинам, в том числе, сдвиговым, в остывающие перидотиты, возможно, в некоторых случаях, после (в ходе) серпентинизации.

Таким образом, исследования в районе разлома Сьерра-Леоне выявили сложную картину формирования сегмента Срединно-Атлантического хребта в интервале 5 – 7°20' с.ш.

Последний по своему строению резко отличается как от сегмента к северу (севернее разлома $7^{\circ}20'$ с.ш.), так и от сегмента к югу (между 5° с.ш. и разломом Страхова), ранее изученных в ряде экспедиций НИС “Академик Николай Страхов”. Особенность сегмента в районе Сьерра-Леоне состоит в том, что здесь отсутствуют крупные разломы с существенным смещением рифтовой долины, но в то же время он не является прямолинейным, как сегмент 5° с.ш. – разлом Страхова. Судя по морфологии структур и соотношению различных типов пород, драгированных в его пределах в ходе 22-го рейса можно предположить, что в изученном районе практически отсутствует океаническая кора в классической последовательности.

Здесь наблюдается исключительно широкое распространение ультрабазитов и габброидов, причем габброиды вскрыты в основном в бортах рифтовой долины. Днище долины современного рифта сложено свежими подушечными базальтами.

По-видимому, подавляющая часть коры данного района состоит из мантийных пород с фрагментами магматических камер (габброиды). Последние преимущественно располагались среди, в различной степени, измененных и серпентинизированных перидотитов. Об этом свидетельствуют также многочисленные жилы габбрового состава в ультрабазитах.

Отчетливо фиксируются процессы тектонического выведения на поверхность в различной степени серпентинизированных и тектонизированных мантийных ультрабазитов по наличию многочисленных поверхностей скольжения, меланжированию и истиранию серпентинизированного материала до состояния голубых серпентинитовых глин, хорошо известных в пределах офиолитовых (меланжевых) комплексов континентов.

Отсутствует базальтовый слой. Маломощные потоки базальтов слагают практически только самое дно рифтовой долины, изливаясь в основном прямо на серпентинизированные ультрабазиты. Кроме того, нами выявлены прямые признаки широко распространенной гидротермальной активности. Ее следы видны, в том числе в серпентинизированных гипербазитах, которые местами претерпели гидротермальную проработку (образование тальцитов, гематитизацию).

Условия образования “хаотичного” разреза океанической коры в рифтовых структурах Центральной Атлантики

Широкое распространение серпентинизированных перидотитов и габброидов в рифтовых структурах, а также характер их деформаций свидетельствует о том, что в пределах Центральной Атлантики существуют протяженные области, часто приуроченные к разломным зонам, где океаническая кора образуется в основном за счет подъема мантийных ультрабазитов при небольшом вкладе собственно базальтовых излияний, которые перекрывают деформированные ультрабазиты и габброиды (рис. 1.31). При этом дайковый комплекс не формируется. Имеются только отдельные дайки (подводящие каналы) в ультрабазитах. То есть имеет место амагматическое растяжение (сухой спрединг). Наиболее широко данные процессы проявлены между $7^{\circ}10'$ и $5^{\circ}20'$ с.ш., а также в рассмотренных ранее районах разломных зон Романш и Зеленого Мыса, хотя там они имеют ограниченное распространение, не протягиваясь по простиранию рифтовых долин более чем на 50 км от интересков. Выходы ультрабазитов или ультрабазитов совместно с габбро имеются в рифтовых структурах к югу от разлома Кейн ($23^{\circ}10'$ и $22^{\circ}10'$ с.ш.), в том числе и на удалении в 100 км от оси рифта [Cannat et al., 1995]. Эти выходы приурочены к областям со сложным, незакономерным структурным рисунком рельефа, включающим многочис-

ленные косые эскарпы и поднятия. Для этих областей характерны наиболее высокие положительные гравитационные аномалии Буге (более +5 мгал) [Cannat et al., 1995], свидетельствующие о небольшой мощности океанической коры. К югу от разлома Кейн такие области составляют более 20% поверхности. По имеющимся данным к районам с аналогичным строением относится разлом Сан-Паулу и САХ к северу от него вплоть до разлома Страхова [Удинцев и др., 1996, Bonatti, 1990].

В районе между 7°10' и 5°20' с.ш. (Сьерра-Леоне) вся рифтовая долина имеет аномальное строение. Другое отличие данного района – локальное распространение здесь высокотемпературных деформаций в габброидах и гомогенность составов базальтов и ультрабазитов. Отсутствие сейсмичности объясняется тем, что подавляющий объем литосферы данного района сложен частично серпентинизированными пластичными ультрабазитами, в которых не происходит накопления напряжений, необходимых для возникновения землетрясений с высокой магнитудой. Они же, только значительно более серпентинизированные, способствуют тому, что растяжение, сопутствующее спредингу реализуется в образовании линейно-блоковых гетерогенных структур в области океанической коры. То есть более жесткие породы (базальты, габбро, слабо серпентинизированные гипербазиты) образуют блоки, взаимно перемещающиеся в серпентинитовом матриксе (аналог серпентинитового меланжа на континентах). В этом случае зона растяжения в виде рифтовой долины приобретает сложную форму с многочисленными изгибами, обтекая более жесткие блоки. Концы сегментов рифтовых долин часто расщепляются на несколько ветвей, проникая в пределы ранее сформированных структур.

Одним из основных движущих факторов вертикального подъема серпентинизированного материала с блоками иных пород (протрудирование) является существенное увеличение объема ультрабазитов при серпентинизации. Так, например, при полной серпентинизации блока перидотитов мощностью 5 км, его верхняя граница поднимется на 2 км. При этом не требуется каких-либо дополнительных источников тепла так как низкотемпературный серпентин (хризотил и лизардит) могут образовываться в температурном интервале 50–300°C. В районе Сьерра-Леоне широко распространены продукты низкотемпературной гидротермальной активности. Как нам представляется, остывание больших объемов ультрабазитов наряду с серпентинизацией (экзотермическая реакция) может продуцировать достаточно тепла для повсеместного распространения гидротермальной циркуляции.

В классическом представлении при образовании океанической коры поступление расплавов достаточно, чтобы заполнить пространство, образующееся при раздвиге океанических плит в пределах САХ с образованием нормального разреза океанической коры (расслоенный комплекс, габбро, дайковый комплекс, базальты) [Penrose ..., 1972]. Как показало наше изучение ключевых структур Центральной Атлантики, такой процесс в чистом виде здесь не протекает. Основная причина состоит в том, что количество образующихся расплавов гораздо меньше, чем необходимо для реализации классической модели. Растяжение ранее сформированной литосферы сопровождается формированием многочисленных сбросовых деформаций (листрических сбросов), по которым отдельные блоки литосферы смещаются, разворачиваются и деформируются. Одновременный подъем мантийных пород приводит к сложному сочетанию разновременных и разнонаправленных полей напряжений, сопровождаемых образованием многочисленных зон деформаций. При этом образуется кора, состоящая из тектонически разобщенных, деформированных и перемешанных блоков различных пород. Степень этого хаоса максимальна в районе раз-

ломных зон. В рифтовых зонах молодые лавы частично перекрывают сложные структурные соотношения между породами. Там, где продуцируется особенно мало базальтовых расплавов (области сухого спрединга) (например, район Сьерра-Леоне), формируемая океаническая кора состоит из мантийных реститовых ультрабазитов с блоками габброидов и базальтов. Дайковый и кумулятивный комплексы при этом не формируются, хотя и встречаются разрозненные дайки долеритов, а также габброиды с кумулятивными структурами.

Особенности процессов формирования океанической литосферы Центральной Атлантики

Изучение ключевых структур Центральной Атлантики показало, что для этого района характерна сложная геодинамика, реализующаяся в сочетании как процессов нормального спрединга с формированием классического разреза океанической коры на протяжении длительного времени (как, например, в районе разлома Вима), так и проявлением процессов, ведущих к формированию хаотичного разреза океанической коры. Как было показано, в Центральной Атлантике широко развиты такие процессы как проградация и перескоки осей рифтовых долин, рассеянный спрединг. Наряду с ними особую роль в формировании океанической коры играет пониженный магматический бюджет, способствующий проявлению процессов “сухого” спрединга.

Изучение зон сочленения разлом-рифт и прилежащих рифтовых долин разломов Зеленого Мыса, Романш, Сьерра-Леоне и др. показало, что эти структуры характеризуется весьма неоднородным строением и сложной геодинамикой. В бортах разломной долины наряду с базальтами наблюдается широкое распространение ультрабазитов и габброидов, тектонически выведенных на поверхность дна. Наиболее разнообразно построены структуры разлома в районе сочленения с сегментами рифтовых долин. Здесь устанавливаются структурные и вещественные признаки тектонической расслоенности, дезинтеграции и перемешивания пород океанической коры и верхов мантии. Редуцированность магматизма и интенсивные тектонические процессы приводят к формированию изначально хаотичного разреза океанической коры. Как видно из анализа имеющихся данных именно мантийные гипербазиты, преимущественно дунит-гарцбургитового состава, являются субстратом, в котором формировались магматические камеры, где происходила кристаллизация базальтовых расплавов. Под маломощными потоками базальтов отсутствует непрерывный дайковый комплекс типа “дайка в дайке”. Процессы спрединга в пластичных гипербазитах реализуются в основном путем формирования серии гипабиссальных габброидных тел разнообразной формы. То есть океаническая кора формируется при взаимодействии базальтоидных расплавов с поднятой практически на поверхность дна океана ультраосновной мантией, при этом часть магм проходит сквозь литосферу с формированием базальтовых покровов, а часть задерживается в матрице гипербазитов в виде небольших по размерам промежуточных камер.

Как показало исследование, высокотемпературные деформации и метаморфизм мантийных и плутонических пород сопровождают формирование океанической коры в САХ Центральной Атлантики. Они широко развиты не только в разломных зонах, где дополнительно присутствуют сдвиговые компоненты, но и в пределах осевых структур САХ. В мантийных реститах наблюдается весь ряд структур, образованных

в ходе субсолидусных деформаций и при последующем снижении температур и возрастающем стрессе (скорости деформаций): протогранулярные, порфирокластические, бластомилонитовые, ультрамилонитовые, сланцеватые. Наиболее глубинные – связаны с твердопластическими деформациями мантийных ультрабазитов и сопровождаются частичной перекристаллизацией исходных минералов с образованием необластов иного состава. Эти процессы протекают, как правило, с потерей наиболее легкоплавких компонентов и хорошо изучены в структурах разломных зон Зеленого Мыса, Романш, Вима. Данные структуры (кроме сланцеватых) формируются в безводных условиях в ультрамафитах и габброидах. При появлении флюида (воды) в ходе деформации происходит рекристаллизация пород с формированием амфибол-содержащих метаморфических парагенезисов. Снижение вязкости деформированного материала проявляется в образовании разномасштабных складок течения и в усилении сланцеватости. Присутствие зон с широким развитием низкотемпературных метаморфитов – разнообразных сланцев, часто плейчатых, с многочисленными зеркалами скольжения – показывает, что интенсивные хрупко-пластические деформации океанической коры могут иметь место при движениях по разлому вдали от области спрединга.

Наряду с ними значительные твердопластические деформации могут проходить и по породам, слагающим условно более высокие горизонты океанической коры – кумулятивным породам и габброидам. Признаки полистадийных тектонических и метаморфических преобразований в габброидах свидетельствуют о том, что вовлечение промежуточных магматических камер в процесс тектонического выведения их в верхние горизонты коры началось ещё на субсолидусной стадии кристаллизации основных расплавов. Имели место пластические деформации с формированием флазерных структур, которые сменились хрупкими деформациями и образованием милонитов и катаклизитов.

Установленное разнообразие контактов реститовых ультрамафитов и габбро, а именно: а) интрузивных с обильными жилами габбро в перидотитах; б) интрузивных со структурами горячего пластического течения как в ультрамафитах, так и в габбро; в) сильно тектонизированных, со структурами пластических и хрупких деформаций в ультрамафитах и габбро в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций показывает, что вскрыта пограничная область кора–мантия. Структура этой пограничной области менялась во времени как в соответствии с изменениями условий ее формирования в области спрединга, так и с последующими деформациями в зоне трансформного разлома.

По простиранию разломных зон обособляются протяженные участки (десятки километров) характеризующиеся разными количественными и структурными соотношения ультрамафитов и габброидов и различной степенью их последующих метаморфических преобразований. Вероятно, эти различия обусловлены сменяющимися во времени условиями формирования океанической литосферы в области спрединга. Мы предполагаем, что имело место пульсационное наращивание океанической литосферы. Периоды повышенной магматической активности с выплавлением базальтов и формирование комплементарных им мелких габбровых плутонов в теле рестита чередовались с пониженной магматической активностью, способствовавшей образованию хаотичных разрезов океанической коры.

В центральной Атлантике имеет место неустойчивость геодинамических систем области кора–мантия во времени и в пространстве. За короткий промежуток време-

ни может происходить резкая перестройка тектонических границ по рифтам и разломам; при развитии геодинамической системы ее главные структуры легко мигрируют (джампинг, проградация). По-видимому, основная причина указанных процессов лежит в латеральной вещественной неоднородности и тектонической расслоенности литосферы.

Глава 2. ТРОЙНОЕ СОЧЛЕНЕНИЕ БУВЕ, ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ

В океане есть несколько районов, где имеет место сочленение трех ветвей Мировой рифтовой системы. Они называются точками тройного сочленения. Механика взаимодействия и геометрия структур в областях тройного сочленения исключительно сложны. Одним из таких районов является район к западу от острова Буве, расположенный на крайнем юге Атлантики, где сходятся 3 системы срединно-океанических хребтов: Африкано-Антарктический хребет (АФАХ) со средней скоростью спрединга 17 мм/год, Американо-Антарктический хребет (АМАХ) со скоростью 18 мм/год и Срединно-Атлантический хребет (САХ) со скоростью 32 мм/год (рис. 2.1).

Теоретические представления о геодинамике тройного сочленения Буве (ТСБ) впервые рассмотрены в работе Г.Джонсона с соавторами [Johnson et al., 1973], где было предложено, что области тройного сочленения (ОТС) могут существовать в виде двух основных конфигураций. Одна из них представляет собой сочленение трех срединно-океанических хребтов (XXX), другая – хребта и двух трансформных разломов (ХРР). Конфигурация XXX с точки зрения Г.Джонсона более стабильна, в то время как ХРР стабильна только в условиях, когда в САХ имеет место асимметричный или косой спрединг.

Непосредственное изучение ТСБ с помощью эхолотирования и магнитометрии проводилось в 1974 г. [Sclater et al., 1976]. Остановимся несколько подробнее на обосновании схемы сочленения САХ, АМАХ и АФАХ, предложенной в этой работе, так как все последующие построения, касающиеся кинематики движения плит, были основаны именно на ней. Согласно магнитометрическим и батиметрическим данным граница между Антарктической и Африканской плитами в области тройного сочленения Буве проходит по хребту Шписс, протягивающемуся по азимуту 315° и отделенному от САХ разломом. Отмечается, что в рельефе этот разлом не выражен и проводится весьма условно по перегибу склона (азимуту 45°).

Граница между Антарктической и Южно-Американской плитами ещё более невнятна. К северо-востоку от меридиональной впадины на $55^\circ 35'$ ю.ш., $1^\circ 40'$ з.д. имеется ещё несколько мелких изометричных впадин в пределах глубокого трога северо-восточного простирания, обрывающегося у поднятия в районе $54^\circ 50'$ ю.ш., $1^\circ 08'$ з.д. Эти впадины Д.Склейтер рассматривает как серию мелких, расположенных с небольшим смещением спрединговых сегментов, ориентированных в северном направлении (азимут $0-10^\circ$). С ними связана широкая и не очень интенсивная (около 150–200 мгал) положительная магнитная аномалия. Перегиб склона рисуется по азимуту 85° и рассматривается как проявление трансформного разлома, соединяющего САХ и АМАХ. Исходя из этих построений

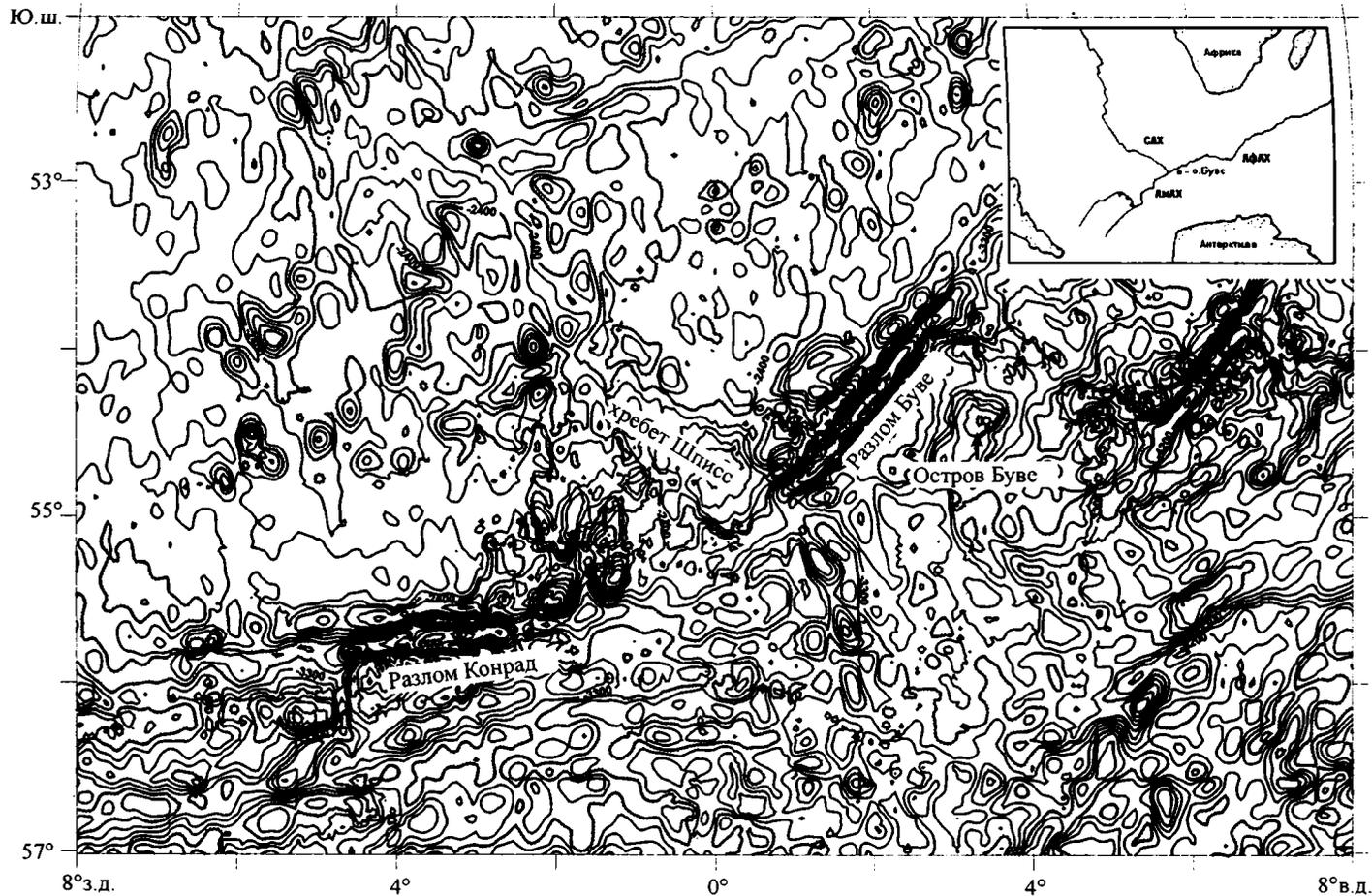


Рис. 2.1. Батиметрическая карта района тройного сочленения Буве, по: [Sandwell, Smith 1997]

делается принципиальный вывод о том, что ОТС имеет форму ХРР, а тройная точка находится в координатах $54^{\circ}50'$ ю.ш., $0^{\circ}45'$ з.д.

Так как линейные магнитные аномалии, связанные с короткими спрединговыми сегментами, расположенными между южным окончанием САХ и разломами Конрад и Буве не прослеживаются далее 3 аномалии, данная конфигурация возникла не ранее 4 млн лет. Отсутствие четко проявленной в рельефе точки тройного сочленения объяснялось очень малой протяженностью спрединговых сегментов. Д.Склейтек исходил из того, что спрединг происходит ортогонально к простиранию рифтов. Чтобы конфигурация ХРР была устойчивой, треугольник векторов скорости спрединга должен быть равнобедренным, а скорости спрединга каждого из хребтов (АМАХ и АфАХ) – составлять половину скорости САХ. Предполагалось, что именно такое распределение скоростей существует здесь в настоящее время (рис. 2.2).

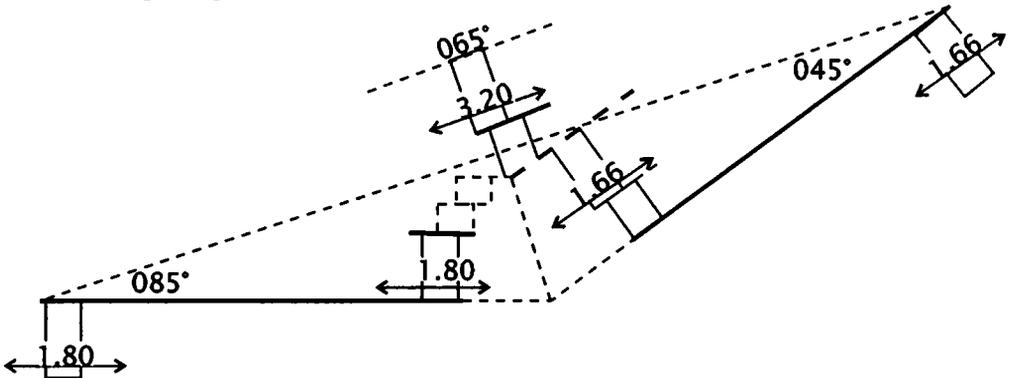


Рис. 2.2. Схема скоростей и направлений спрединга в области тройного сочленения Буве, по: [Sclater et al., 1976]

Разломы Конрад и Буве протягиваются как прямые структуры, по крайней мере, до аномалии 5, что определяет направление движения Южно-Американской и Африканской плит относительно Антарктической в течение последних 10 млн лет. Исходя из этого ограничения, предлагается две геодинамические модели развития ТСБ [Sclater et al., 1976]. В соответствии с первой моделью до 10 млн лет назад пассивные части разломов Конрад и Буве соединялись (конфигурация РХХ). Затем началось расщепление САХ на две ветви (конфигурация ХХХ), которые раздвигались с параллельным смещением осей своих рифтовых долин и перемещением точки тройного сочленения к северо-западу со скоростью 2 см/год. Около 5 млн лет тому назад конфигурация ХХХ опять сменилась на РХХ, и в настоящее время точка тройного сочленения движется к юго-востоку со скоростью 0,6 см/год. Таким образом, продолжительность существования ХРР около 15 млн лет; ХХХ – 5 млн лет (рис. 2.3).

Согласно второй модели ТСБ всегда имела РХХ конфигурацию, но, по крайней мере, 10 млн лет назад располагалась южнее, откуда и переместилась в современное положение. В этом случае наблюдаемые в рельефе продолжения разломов Конрад и Буве – это отрезанные части когда-то активных трансформных разломов. Новая кора взломала края Южно-Американской и Африканской плит, подверглась переработке участок коры между двумя ветвями САХ севернее разломов Буве и Конрад.

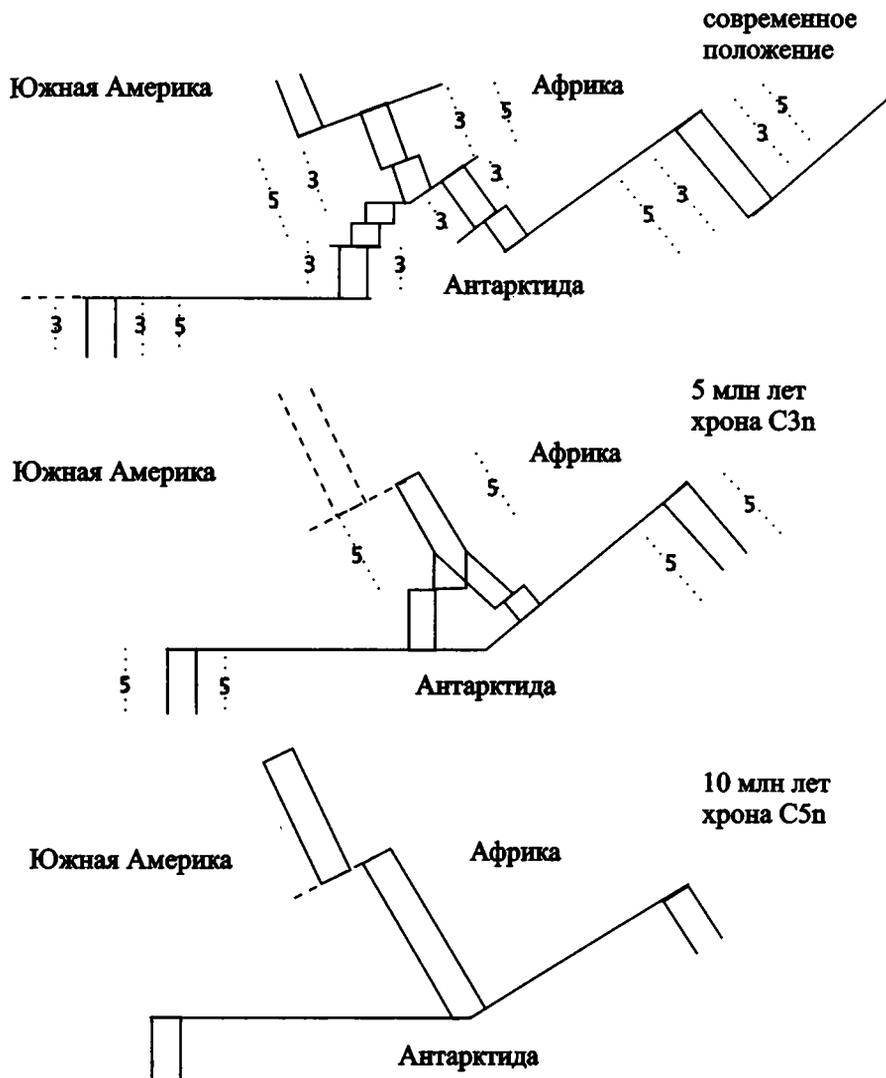


Рис. 2.3. Схема эволюции области тройного сочленения Буве, по: [Sclater et al., 1976]

Имеются и несколько другие, хотя и принципиально схожие интерпретации кинематики ТСБ. В работах [Apotria, Gray, 1985; Apotria, Gray, 1988] предлагается следующая история смены геодинамических режимов: около 31 млн лет конфигурация ТСБ сменилась с XXX на ХРР, и ТСБ продвигалась на юго-восток, за этот период сформировались разломы Буве и Конрад. 12,5 млн лет назад произошла смена знака движения и ТСБ начала мигрировать в обратную сторону. Около 5 млн лет произошел очередной реверс. С этого момента ТСБ движется к юго-востоку. Попытка объяснить причины смены XXX и ХРР режимов сделана в работе [Kleinrock, Morgan, 1988]. Математическое моделирование показало, что при XXX конфигурации Антарктическая плита будет находиться в на-

пряженном состоянии, что вызовет проградацию САХ на юг и переход к ХРР конфигурации. Аналогично было показано, что сжатие ТСБ в условиях ХРР может инициировать расщепление САХ на две ветви. Согласно этим моделям, в случае ХРР движение ТСБ должно быть в юго-восточном направлении (азимут 157°) со скоростью 5,8 км за млн лет, при ХХХ – в северном (азимут 343°) со скоростью 14,7 км за млн лет. Эти теоретические построения были основаны на мелкомасштабных работах и как было подчеркнуто в работе [Kleinrock, Morgan, 1988, с.2995]: “... при проведении детальных исследований мы ожидаем, что геометрия и тектоническая история многих тройных сочленений окажется исключительно сложной из-за реакции границ плит на периодические изменения полей локальных напряжений и рифтового вулканизма”.

Вещественный состав вулканических пород рифтовых структур ТСБ был изучен лучше [LeRoex et al., 1983, 1985, 1987; Dickey et al., 1977; Dick et al., 1984]. Было показано, что вулканы района ТСБ отличаются широкими вариациями составов, связанных с процессами магматической дифференциации расплавов. Кроме того, наряду с *N*-MORB обнаружены обогащенные базальты. Изучение составов базальтов по простиранию срединно-океанических хребтов показано, что их приуроченность к тем или иным структурам связана со степенью фракционной кристаллизации, но не коррелирует со степенью обогащенности. Образование расплавов *E*-MORB обусловлено подъемом отдельных порций обогащенного вещества в районах АМАХ и АфАХ, связанного с плюмом Буве. Находки обогащенных базальтов в южной части САХ связывалось с гипотетическим плюмом (Шона), расположенным в районе $54^\circ 30'$ ю.ш. и 6° з.д.

Несмотря на полученные данные, многие вопросы геодинамики взаимодействия трех литосферных плит и особенности процессов генерации магм в области ТСБ не находили ответа. В период с 1994 по 1996 гг. в этом районе было проведено несколько экспедиции. В 1994 г. в 18-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” детально изучались структуры САХ, северной части хребта Шписс, а также сегмента АфАХ между разломами Буве и Мошеш [Пейве и др., 1994, 1995, 1999; Пейве, 1995; Мазарович и др., 1995]. В 1995 г. английскими исследователями с помощью сонара бокового обзора изучалась область ТСБ и хребет Шписс [Mitchell, Livermore, 1998]. Дополнительный фактический материал был получен на НИС “Геленджик” в 1996 г. при детальном картировании многолучевым эхолотом “Симрад ЕМ-12S”, гравиметрической и магнитной съемке, а также в результате драгирования [Ligi et al., 1997; Carrara et al., 1997].

Морфоструктурное деление района

В результате проведенных нами исследований в районе ТСБ могут быть выделены три основных морфоструктурных провинции: а) структуры САХ (рифтовая зона и фланги); б) структуры АфАХ и район их сочленения с САХ (хребет Шписс, разлом Буве, восточная зона дислокаций, структуры палеосочленения); в) структуры АМАХ и район их сочленения с САХ (разлом Конрад, рифтовая долина, Граничный прогиб, структуры палеосочленения) (рис. 2.4).

Структуры САХ

Севернее Агульяс-Фолклендского разлома рифтовая долина САХ находится на глубинах 3400–3800 м, что соответствует “нормальным” сегментам, характерным для большей части Атлантики. Южнее Агульяс-Фолклендского разлома глубины рифтовой долины САХ

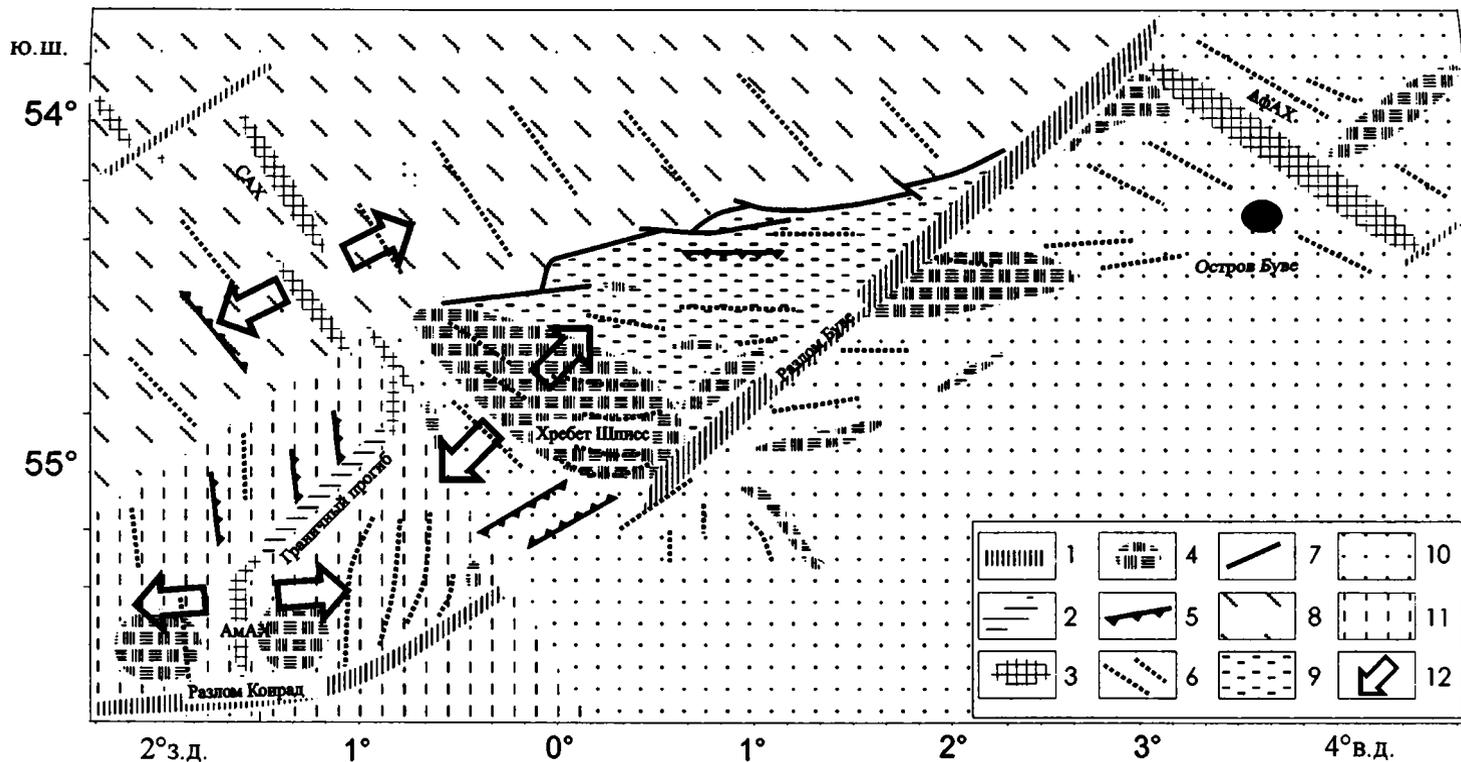


Рис. 2.4. Схема районирования ТСБ

1 – разломные зоны; 2 – Граничный прогиб; 3 – рифтовые долины; 4 – поднятия и хребты; 5 – тектонические эскарпы; 6 – преобладающие простирания структур; 7 – граница Восточной зоны дислокаций; 8 – структуры САХ; 9 – Восточная зона дислокаций; 10 – структуры АФАХ; 11 – структуры АМАХ; 12 – направления спрединга

существенно уменьшаются (до 2300–2500 м). Наиболее приподнятые участки находятся между 47–49° ю.ш. и 51–52° ю.ш. [Douglass et al., 1995]. Как показали наши исследования, аномальный рельеф протягивается и далее на юг. В районе 53°30′ ю.ш. имеются две впадины, отвечающие по морфологии и магнитным данным рифтовым долинам, смещенные в субширотном направлении на 50 км. По всей видимости, это перекрывающиеся рифтовые сегменты САХ, которые, судя по находкам в них свежих базальтовых стекол, активны в настоящее время. Далее к югу до разлома на 54°10′ ю.ш. рифтовая долина, маркируемая положительной магнитной аномалией, представлена широкой и слабо выращенной в рельефе впадиной. Переход от сегмента 53°30′–54° ю.ш. к серии южных сегментов представлен ярко выраженной областью движения мантийного материала в северо-западном направлении в виде зоны развития проградирующих к северу рифтовых структур. В районе северного окончания сегмента 54°10′–54°20′ ю.ш. с простиранием 155° видны оперяющие косые структуры с простираниями около 110 и 200° (в том числе и по магнитным данным), образованные в результате продвижения рифта в северном направлении [Ligi et al., 1999] (рис. 2.5). При этом имеются структурные признаки того, что южная часть сегмента 53°30′–54° ю.ш. отстывает в северном направлении, последовательно отсекаемая зоной разлома 54°10′ ю.ш., перемещающейся вслед за активным сегментом 54°10′–54°20′ ю.ш. Таким образом, кора, образованная как часть Африканской плиты переходит в состав Южно-Американской плиты. Причина перескоков осей спрединга и проградации в пределах медленно-спрединговых хребтов, возможно, кроется в существовании более разогретой подстилающей мантии, латерально подпитываемой из близлежащих мантийных плюмов [Brozema, White, 1990]. В нормальных сегментах САХ вдали от горячих точек зона поднятия расплавов небольшая (1–5 км). Расплав, образованный при адиабатической декомпрессии мантии под рифтовой зоной сфокусирован в узкую линейную область. Вблизи горячей точки, находящейся вне оси рифта, имеет место латеральное перемещение верхней части плюма, который нарушает стабильную структуру симметричного мантийного потока под осью спредингового хребта и поэтому разрушает нормальный механизм потока. Наличие более тонкой и слабой литосферы из-за повышенных мантийных температур благоприятствует изменению местоположения основной зоны подъема расплавов и перескокам в неовулканической зоне.

Южнее разлома 54°10′ ю.ш. САХ распадается на три сегмента (северный, центральный и южный), представленных перекрывающимися рифтовыми долинами и параллельными им грядами и депрессиями северо-северо-западного простирания. Смещение по долинам составляет 10–20 км (рис. 2.6).

Северный и центральный сегменты структурно тесно связаны между собой. Рифтовая долина северного сегмента “вложена” в долину центрального, отделяясь от нее небольшой структурной перемычкой. При этом ось северной долины смещена на восток относительно оси центральной. Морфоструктурные взаимоотношения центрального и северного сегментов косвенно указывают на их некоторую разновозрастность. Представляется, что северный сегмент отражает более поздний этап развития единой рифтовой структуры, сопровождавшийся некоторой структурной перестройкой. Оба рифта имеют четко выраженные крутые центриклиналы коробчатой формы. Борта долины центрального сегмента в южной части также крутые, но севернее они выполаживаются. Долина северного сегмента имеет пологие борта, а его ось полого погружается в северном направлении. Ось долины центрального сегмента полого погружается в противоположном, южном направлении. Центральный сегмент рифтовой долины ограничивается с запада изометричный массив, представляющий собой северное окончание структур хребта Шписс.

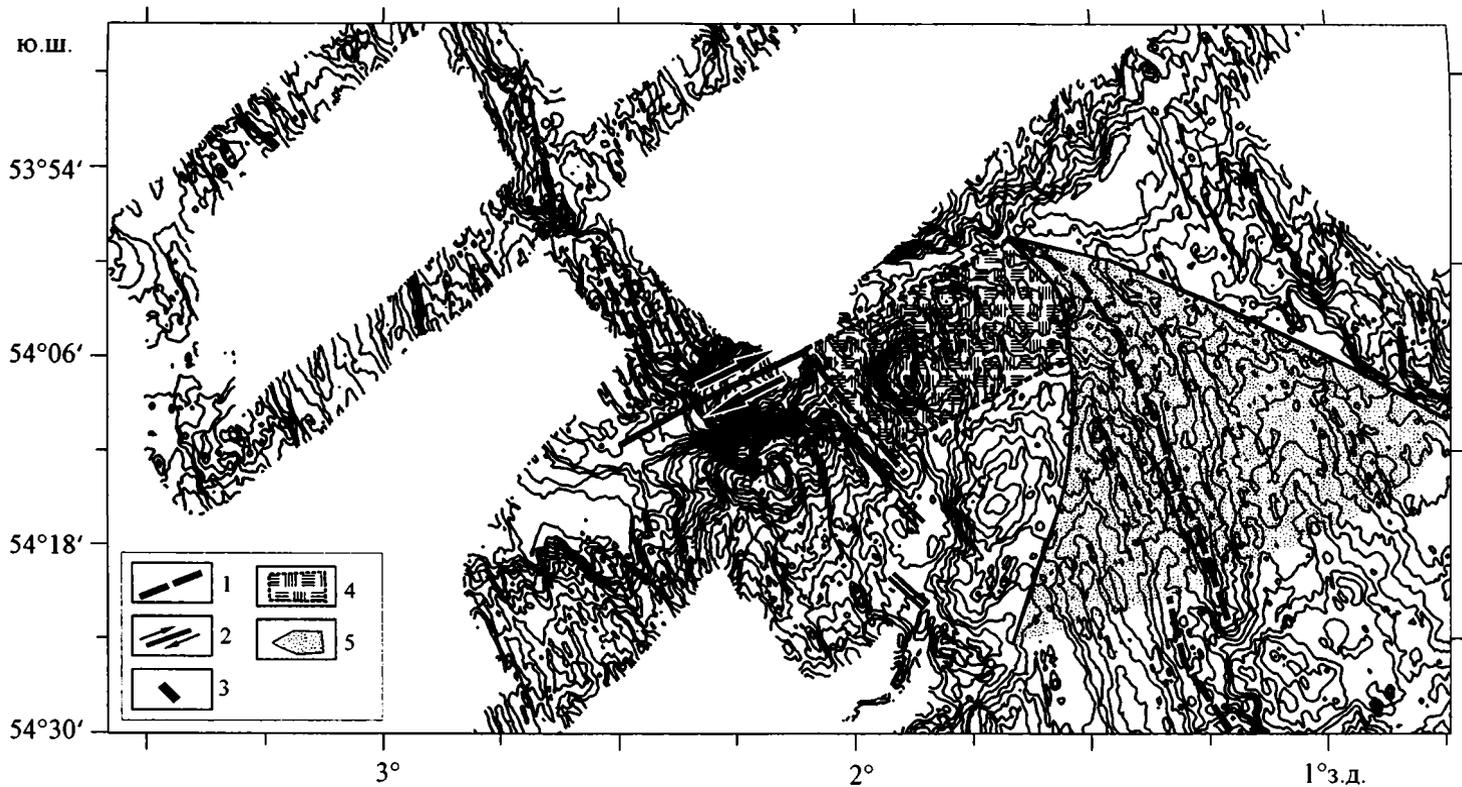


Рис. 2.5. Пример проградации рифтовой долины САХ

1 – современная рифтовая долина; 2 – разломная зона 54°10' ю.ш.; 3 – сегменты палеорифта САХ; 4 – область перемещения разломной зоны; 5 – область формирующихся структур в ходе проградации рифта САХ

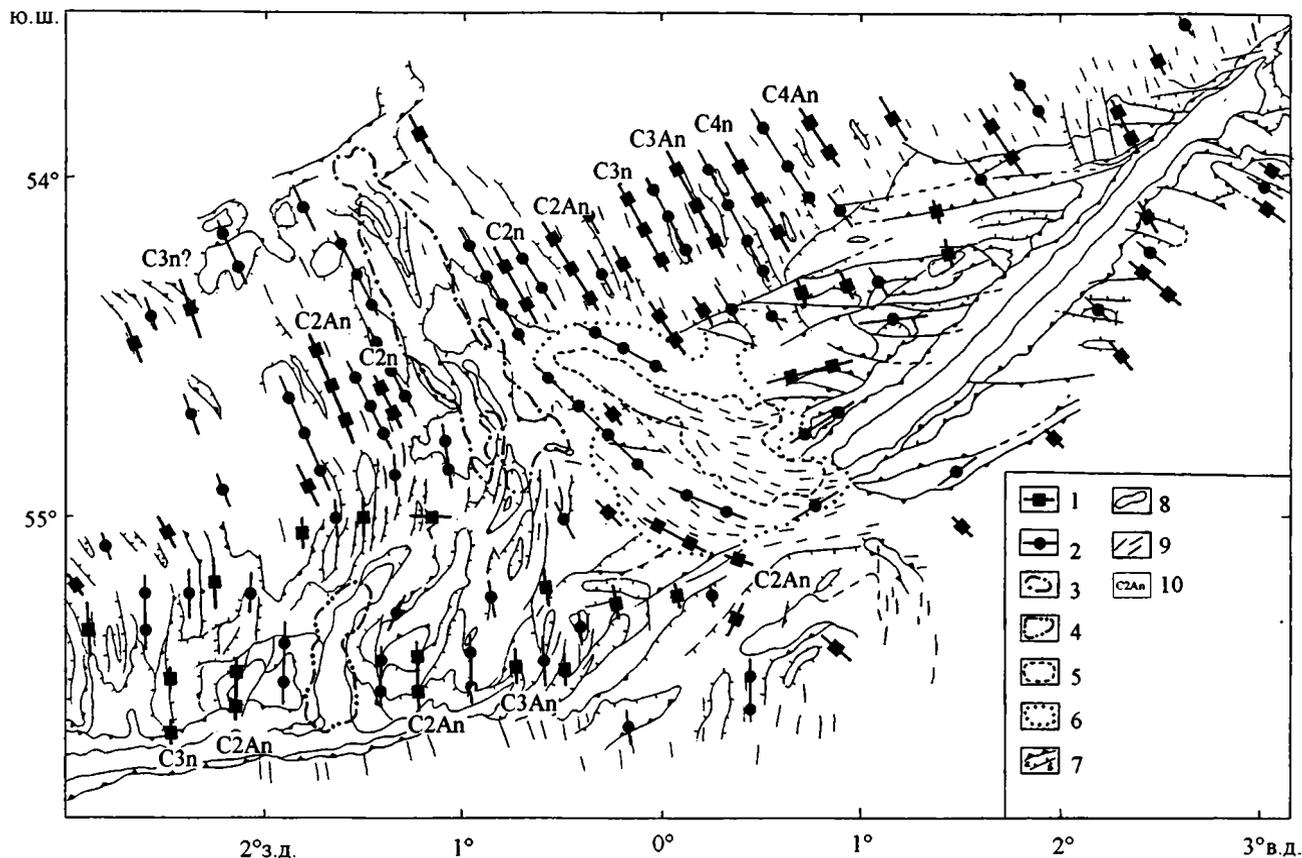


Рис. 2.6. Структурная схема ТСБ

1, 2 – оси магнитных аномалий: 1 – положительных, 2 – отрицательных; 3–5 – граница нулевой магнитной аномалии в пределах: 3 – САХ, 4 – АМАХ, 5 – хребта Шписс; 6 – область распространения базальтовых потоков хребта Шписс; 7, 8 – границы тектонических уступов: 7 – верхняя; а – крутых, б – пологих; 8 – нижняя; 9 – простираения иных структур; 10 – номера установленных магнитных хрон прямой полярности

Южный сегмент рифтовой долины кулисообразно продолжает центральный сегмент, отделяясь от него четко выраженным в рельефе узким линейным поднятием с крутыми склонами. От северного рифта он отделен изометричным поднятием. Южный рифт имеет коробчатую, асимметричную структуру с крутой центриклиналью, крутым западным бортом и более пологим восточным. В самой южной части рифтовая долина раздваивается. Западная ветвь углубляется к югу и отделяется от структур Граничного прогиба, имеющих северо-восточное простирание, серией субмеридиональных порогов. Порог с расположенным на нем конусовидным поднятием отделяет южный сегмент рифтовой долины от депрессии ВЮВ простирания (восточная ветвь), которая прослеживается до подножья хребта Шписс.

На карте аномалий магнитного поля сегменту САХ свойственна характерная картина симметричных линейных магнитных аномалий (рис. 2.7). Рифтовой зоне отвечает обширная положительная магнитная аномалия (нулевая). Если по морфологии рифтовая зона распадается на отдельные линейные прогибы, то в магнитном поле напротив, конкретные прогибы не видны, но хорошо проявлена зона в целом. С юго-запада и с северо-востока эта аномалия ограничена четкими градиентными зонами. По обеим сторонам видно симметричное нарушение единства этих градиентных зон, при котором от обеих пограничных градиентных зон ответвляются быстро выклинивающиеся короткие дополнительные градиентные зоны. Нулевая аномалия резко обрывается на юго-востоке в пределах Граничного прогиба. Южнее распространено мозаичное поле отрицательных аномалий.

К северо-востоку и к юго-западу от нулевой аномалии прослеживаются чередующиеся положительные и отрицательные линейные магнитные аномалии, имеющие отчетливую симметрию как по интенсивности, так и по конфигурации, которые в западном направлении прослежены до хроны С4А [Ligi et al., 1999], что соответствует возрасту около 9 млн лет [Cande, Kent, 1995]. К западу от оси САХ аномалии идентифицируются гораздо менее уверенно до хроны С2Ап [Булычев и др., 2000]. Рисунок магнитных аномалий хорошо коррелирует с морфоструктурным рисунком и, по-видимому, имеет одинаковое происхождение.

Нами было проведено математическое моделирование наблюдаемого магнитного поля САХ по трем сечениям [Пейве и др., 1995]. Решение этой задачи осуществлялось на компьютере по программе, позволяющей в интерактивном режиме менять параметры модели и выбирать наиболее оптимальные по совпадению расчетного поля с наблюдаемым ("метод подбора"). Магнитоактивные тела аппроксимировались двумерными многоугольниками с постоянной намагниченностью. При моделировании были введены некоторые исходные данные и предположения. Было принято, что намагниченность каждого блока была постоянной и совпадала или была противоположна направлению нормального магнитного поля Земли ($T_0=30000$ нТл, $D_0=0^\circ$, $I_0=-57^\circ$). Искомыми параметрами являлись размеры и расположение аппроксимационных многоугольников и в ряде случаев величина их намагниченности.

По существующим представлениям главный вклад в локальное магнитное поле принадлежит вулканическим породам второго слоя океанической коры [Печерский и др., 1979], поэтому при моделировании было принято, что верхняя кромка магнитовозмущающих масс отвечает поверхности дна (осадочный слой отсутствует). В соответствии с теорией спрединга была положена попеременная инверсия магнитного поля и симметричное распределение мощности и ширины магнитовозмущающих блоков. Мощность магнитовозмущающих вулкаников была взята примерно в 1 км, что в целом отвечает реальным соот-

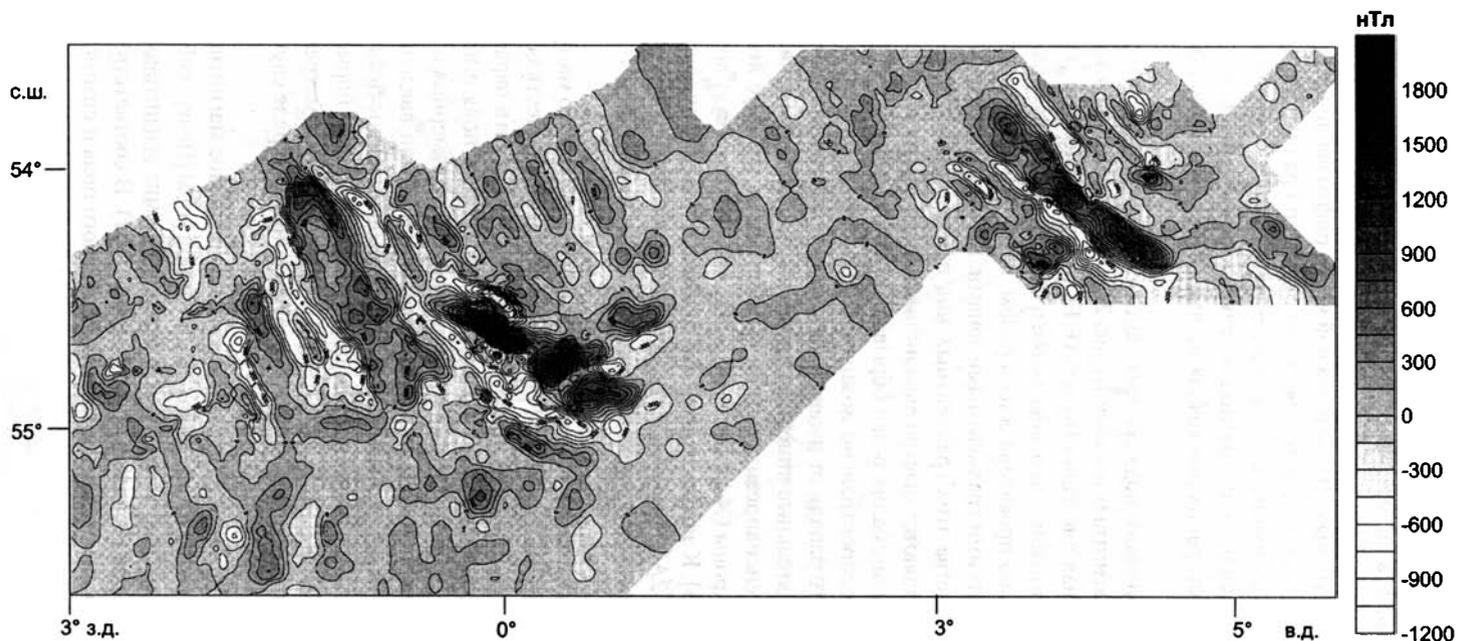


Рис. 2.7. Карта аномального магнитного поля района тройного сочленения Буве (по данным НИС “Академик Николай Страхов” и “Геленджик”)
Изолиниями показаны области распространения магнитного поля различной интенсивности и полярности

ношениям. Приблизительно такие мощности базальтового слоя (800–1100 м) вскрыты тектоническими нарушениями в западной и юго-западной части САХ (станции драгирования S1857 и S1855). Выбранная мощность так же не противоречит имеющимся данным по другим частям САХ. В соответствии с опубликованными данными скорость спрединга была принята 32 мм/год [Sclater et al., 1976]. Ширина блоков магнитовозмущающих масс была приведена в примерное соответствие со скоростью спрединга и продолжительностью палеомагнитных эпох прямой и обратной полярности. Мы приняли наиболее вероятные средние значения величины остаточной намагниченности исходя из работ [Диденко, Тихонов, 1991; Kent et al., 1976]. Из модели видно достаточно хорошее совпадение расчетных и наблюдаемых кривых при соблюдении указанных выше исходных параметров. Следует иметь в виду, что на величину среднеквадратичного отклонения сильно влияет резкое несовпадение расчетных и наблюдаемых данных на краях профилей, что вполне естественно. Незначительное систематическое отклонение расчетной и наблюдаемой кривой происходит за счет несколько меньшей интенсивности магнитного поля, как в положительных, так и в отрицательных аномалиях. Нам представляется, что это отклонение вполне объяснимо. Помимо лав второго слоя некоторый вклад в локальное поле вносят и подстилающие породы дайкового комплекса и габбро (третий слой коры).

Профиль I (сечение по $54^{\circ}30'$ ю.ш. перпендикулярно простиранию структур САХ) расположен в той части рифтовой зоны, где морфологически выражен только один рифт (рис. 2.8). Как видно из графиков здесь наблюдается хорошее совпадение расчетной и

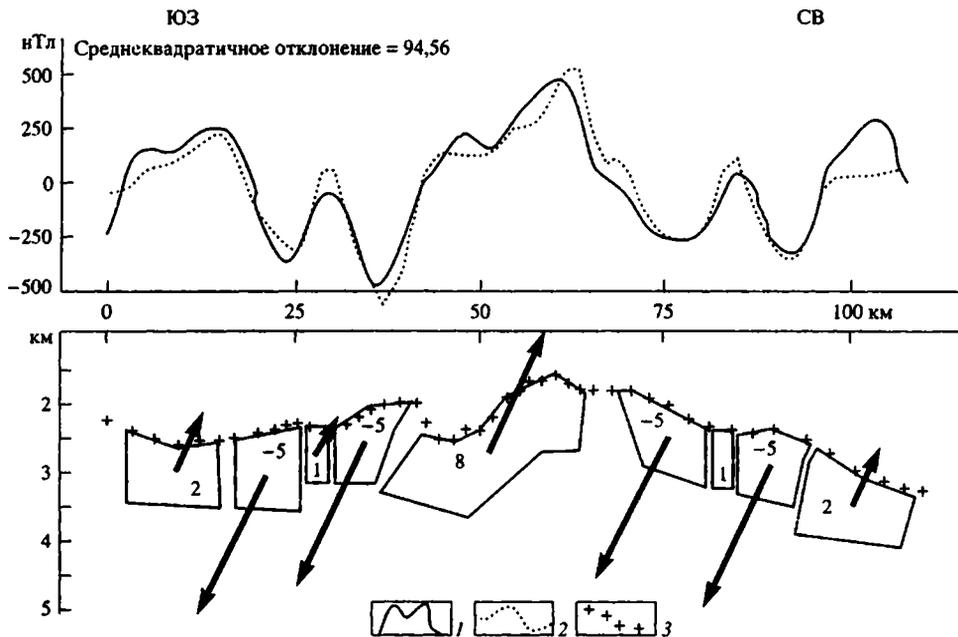


Рис. 2.8. Магнитный профиль вкост простирания САХ в районе $54^{\circ}30'$ ю.ш., [Пейве и др., 1995] 1, 2 – кривые: 1 – наблюдаемая, 2 – расчетная; 3 – рельеф САХ. Стрелками показано направление вектора намагниченности (вверх – положительные значения, вниз – отрицательные), цифрами – величина намагниченности моделируемых тел; многоугольники – моделируемые тела

наблюденной кривых, как по форме, так и по значениям [Пейве и др., 1995]. Главный вывод из этого профиля заключается в том, что магнитные данные не противоречат модели простого симметричного спрединга. Видно, что в рельефе рифт смещен к юго-западному краю зоны, но при этом магнитоактивный слой прослеживается с одинаковой мощностью под всем поперечником осевой зоны. Это может быть связано с перемещением оси магмовыведения в процессе формирования лав нулевой магнитной аномалии. В случае современной активности рифта следует ожидать меньшую мощность магнито-возмущающего слоя непосредственно под ним (подъем изотермы, превышающей точку Кюри). Поскольку этого не видно на расчетной кривой, активность рифта в данный момент маловероятна.

Структуры АфАХ

Западный сегмент АфАХ (без учета хребта Шписс) протяженностью около 110 км расположен между разломами Мошеш и Буве. Он делится на 2 части разломной зоной, проходящей по 53°53' ю.ш. Для северной части характерна широкая (до 16 км) асимметричная рифтовая долина с крутым юго-западным и более пологим северо-восточным склонами. Асимметрия обусловлена тем, что непосредственно к западу расположено вулканическое поднятие острова Буве. Склоны рифтовой долины представляют собой поверхности наклоненных от рифтовой долины блоков, разделенные разломами [Мазарович и др., 1995]. Дно рифтовой долины поднимается ступенями от разлома Буве на юго-восток примерно на 1,5 км (от 3,5 км). Для южного сегмента характерен симметричный профиль рифтовой долины, дно которой находится на глубине 2 км. Линейные магнитные аномалии были прослежены к северо-востоку от рифта до хроны С3п (6 млн лет), а к юго-западу – до С2Ап (4 млн лет) [Ligi et al., 1999; Бульчев и др., 2000].

Область сочленения САХ–АфАХ

Область включает хребет Шписс, разлом Буве, Восточную зону дислокаций, структуры палеосочленения САХ–Шписс–АфАХ.

Хребет Шписс шириной до 55 км ограничен крутыми ступенчатыми склонами высотой от 900 до 1400 м (рис. 2.9). Вершинная поверхность хребта лежит на глубинах 1400–1700 м, понижаясь к югу до 2000 м. В центральной части хребта было открыта и обследована крупная вулканическая постройка размером более 15 км в диаметре, слегка вытянутая в ВЮВ направлении. Подножье подводного вулкана лежит на глубинах 1200–1400 м, в центре находится кальдера размером 1 на 2,5 км с глубинами 800–900 м. Глубины над краем кальдеры менее 400 м, размеры по внешнему краю примерно 4 на 5 км. На дне кальдеры отмечается уступ ВСВ простирания и несколько мелких вулканических конусов. Морфологических проявлений структур растяжения, характерных для рифтовых зон, в пределах вершинной части хребта не наблюдается. Это, по-видимому, связано с тем, что образование хребта Шписс протекало в специфических условиях, когда зарождающаяся рифтовая зона закладывалась на ранее сформированной в пределах САХ океанической коре. Хребет ориентирован под острым углом по отношению к структурам, образованным в САХ, срезая последние. Помимо вулкана, занимающего центральную часть хребта, к юго-западу и северо-востоку от него на расстоянии около 4 км находятся два поднятия размером примерно 7 на 13 км, относительной высотой соответственно более 400 и 200 м. Они имеют асимметричный профиль с более крутыми склонами, обращенными к центральной вулканической постройке. К северо-западу от последней протягива-

Ю.Ш.

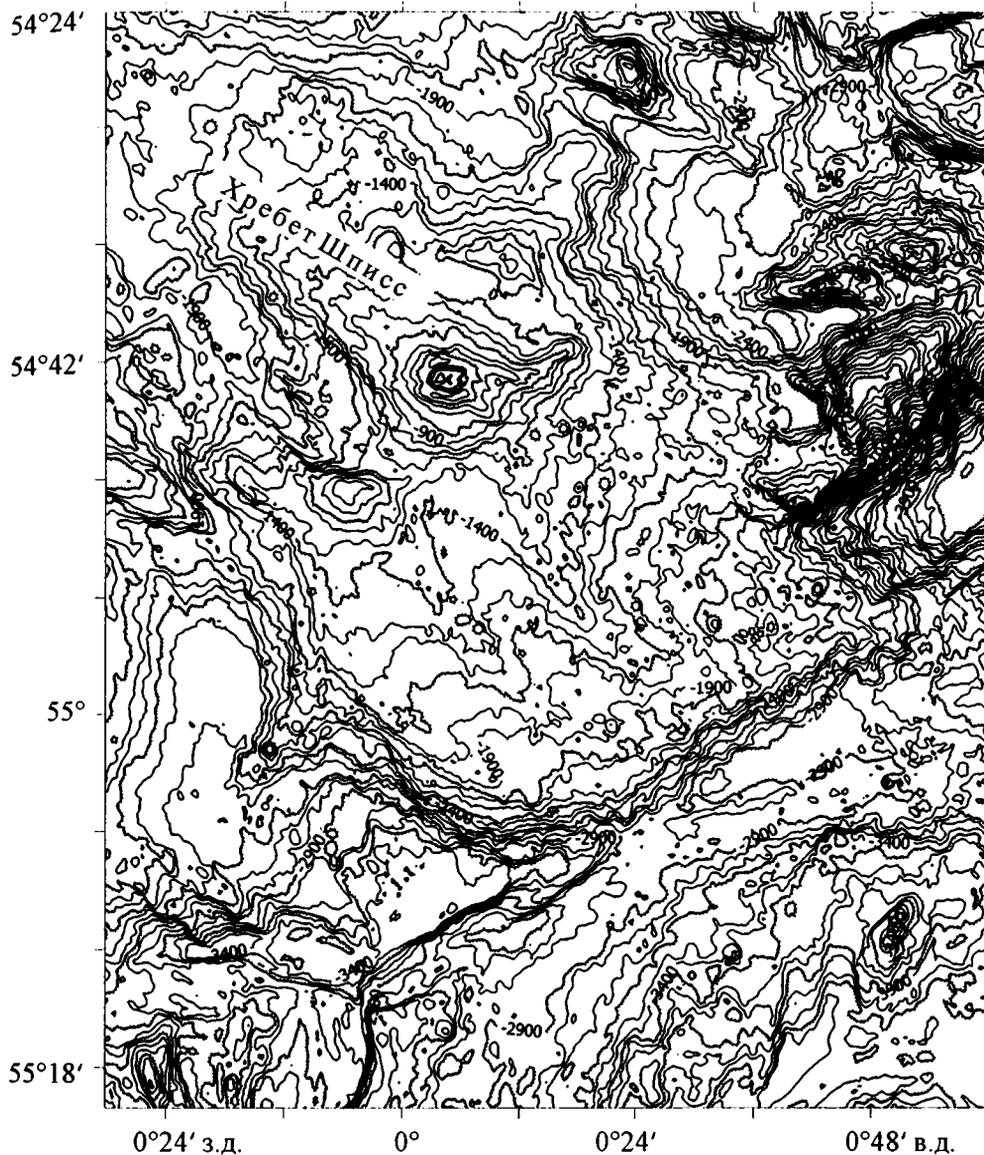


Рис. 2.9. Батиметрическая карта района хребта Шписс

ются гряды высотой 200–300 м. Они, как правило, имеют крутые склоны, сильно расчлененную поверхность и представляют собой лавовые потоки и вулканические гряды. Анализ данных сонара бокового обзора [Mitchell, Livermore, 1998] показал, что потоки залили желоб Буве, обтекая поднятие (трансверсивный хребет) на его северном борту. В южной части хребта вулканические гряды и потоки меняют простирание с меридионального на субширотное. Для хребта Шписс характерно также множество конусовидных подня-

тий, представляющих собой, по-видимому, небольшие вулканы. Часть их образует цепочку СВ простираения между $0^{\circ}45'$ и $0^{\circ}25'$ з.д., где по магнитным данным (смещение линейных магнитных аномалий), возможно, проходит разлом. Осевая часть хребта отличается исключительно высокими значениями аномального магнитного поля, существенно превышая таковые в пределах рифтовой долины САХ, что, по-видимому, связано с интенсивным современным вулканизмом в пределах этой структуры.

Математическое моделирование магнитных аномалий хребта Шписс по двум параллельным профилям [Пейве и др., 1995], один из которых захватывал самую южную часть нулевой аномалии САХ, а другой проходил несколько южнее (рис. 2.10), показало, что центральная аномалия Шписс может быть объяснена исходя из большей намагниченности пород (12 а/м), чем мы использовали при моделировании профилей через САХ. При этом мощность магнитовозмущающего тела (базальтовый слой) бралась около 1 км. Косвенным указанием на повышенную намагниченность пород являлись данные драгирования в центральной части хребта Шписс [Dickey et al., 1977; LeRoex et al., 1982], где были

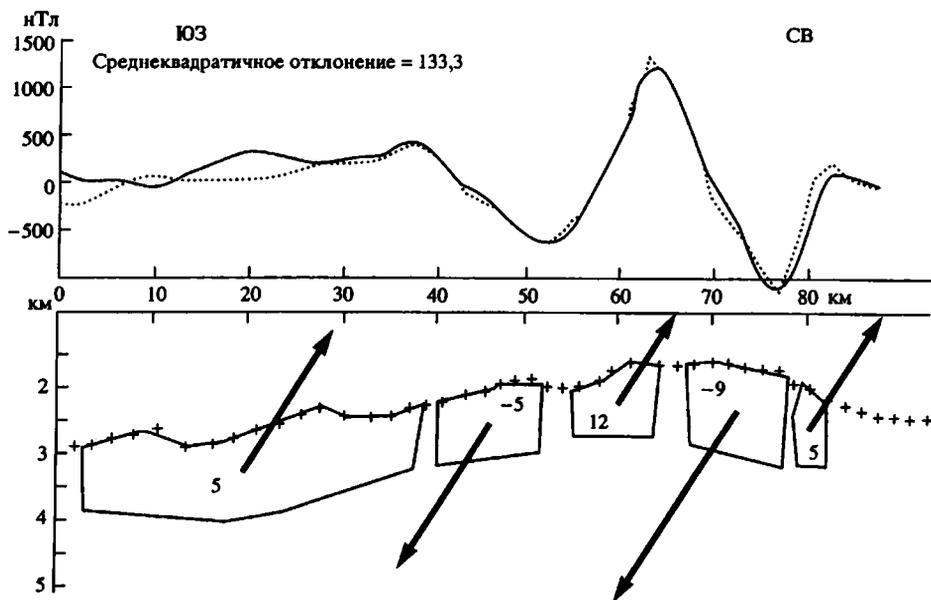


Рис. 2.10. Магнитный профиль вкост простираения хребта Шписс в районе $54^{\circ}40'$ ю.ш., по: [Пейве и др., 1995]
Условные обозначения см. Рис. 2.8

подняты базальты с очень высоким содержанием магнитных минералов. Изучение петромагнитных свойств базальтов, полученных нами в ходе драгировок хребта Шписс показало, что средние величины остаточной намагниченности в них практически не отличаются от таковых рифтовой зоны САХ [Диденко и др., 1999], варьируя от 0,7 до 59,6 а/м. В тоже время было определено, что базальты хребта Шписс отличаются от рифтовых базальтов САХ повышенными (примерно на 100°C) значениями температуры Кюри [Диденко и др., 1999]. Такое возрастание точки Кюри, возможно, привело к увеличению мощности магнитоактивного слоя под хребтом Шписс, по крайней мере, на 1 км по срав-

нению с моделируемой, что обусловило появление гораздо более высоких значений аномального магнитного поля над этой структурой, чем над рифтовой долиной САХ. Таким образом, высокие значения наблюдаемого магнитного поля над хребтом Шписс связаны скорее с большей мощностью магнитоактивного слоя, чем с большей намагниченностью слагающих его пород, хотя однозначно ответить на этот вопрос сложно из-за существенных вариаций остаточной намагниченности в базальтах. К западу от осевой положительной аномалии прослеживается не вполне отчетливое чередование отрицательных и положительных аномалий небольшой интенсивности, что хорошо объясняется существованием умеренно намагниченных базальтовых тел стандартной мощности в области южного окончания рифта САХ и в зоне отсутствия четких линейных аномалий. Собственно в пределах хребта Шписс расположены только две положительные аномалии, наиболее древняя из которых (С2Ап) [Пейве и др., 1995; Булычев и др., 2000] указывает на возраст образования этого хребта 2,5 млн лет.

В северной части хребта Шписс его магнитные аномалии косо срезают несколько менее интенсивных отрицательных аномалий, соответствующих простирацию САХ, что наряду с V-образной формой, обрамляющих ее отрицательных аномалий свидетельствует о проградации его в северо-западном направлении.

Восточная область внутриплитных дислокаций, впервые выявленная в ходе работ на НИС "Геленджик" в 1996 г., находится между долиной разлома Буве и меридиональными структурами САХ (рис. 2.11). Граница между структурами САХ и зоной дислокаций прослеживается в виде протяженных эскарпов высотой 200–400 (иногда до 600 м), резко обрезающих грядовый рельеф ЮВ простираения (азимут 150°). Эскарпы прослеживаются от северо-восточного подножия хребта Шписс и имеют СВ простираение, совпадающее с простираением желоба Буве. От 0°15' з.д. на восток, вплоть до сочленения разлома Буве с рифтом вблизи острова Буве, граница имеет субширотное простираение.

В зоне дислокаций отмечаются два преобладающих направления: субширотное и ВСВ. Рельеф представлен крутосклонными поднятиями, часто имеющими в плане форму вытянутого треугольника, и разделяющими их цепочками депрессий. На дне депрессий отмечаются уступы, ограничивающие более глубокие их части, с разницей в глубинах в 300–400 м. Как правило, эти более глубокие части приурочены к южным подножиям поднятий. Депрессии вытянуты в субширотном направлении. Как видно из профиля МОВ ОГТ (рис. 2.12) [Ligi et al., 1999] они представляют собой асимметричные грабены, образованные при движении по двум расходящимся направлениям (широтному и восток-юго-восточному). Величина вертикального перемещения по поверхности сдвига-сбросов достигает 1300 м. Осадки, заполняющие нижнюю часть впадин наклонены на север, в сторону поверхности сдвига-сбросов, что наряду с фокальными механизмами землетрясений, указывает на недавнее растяжение.

В северной части зоны дислокаций, как видно из данных сонара бокового обзора, прослеживаются короткие линеаменты, имеющие ЮВ простираение, аналогичное простирацию структур САХ. По направлению к востоку их количество увеличивается. У края желоба субширотные поднятия более высокие и образуют прерывистый хребет вдоль желоба Буве.

Линеаменты ВСВ простираения разделяют поднятия на краю желоба и прослеживаются на его северном склоне в виде ложбин и ступеней. На южном склоне желоба они протягиваются от 55 до 54°25' ю.ш. Далее к северо-востоку как в области деформаций, так и на южном борту желоба имеют место субширотные простираения. В этой полосе

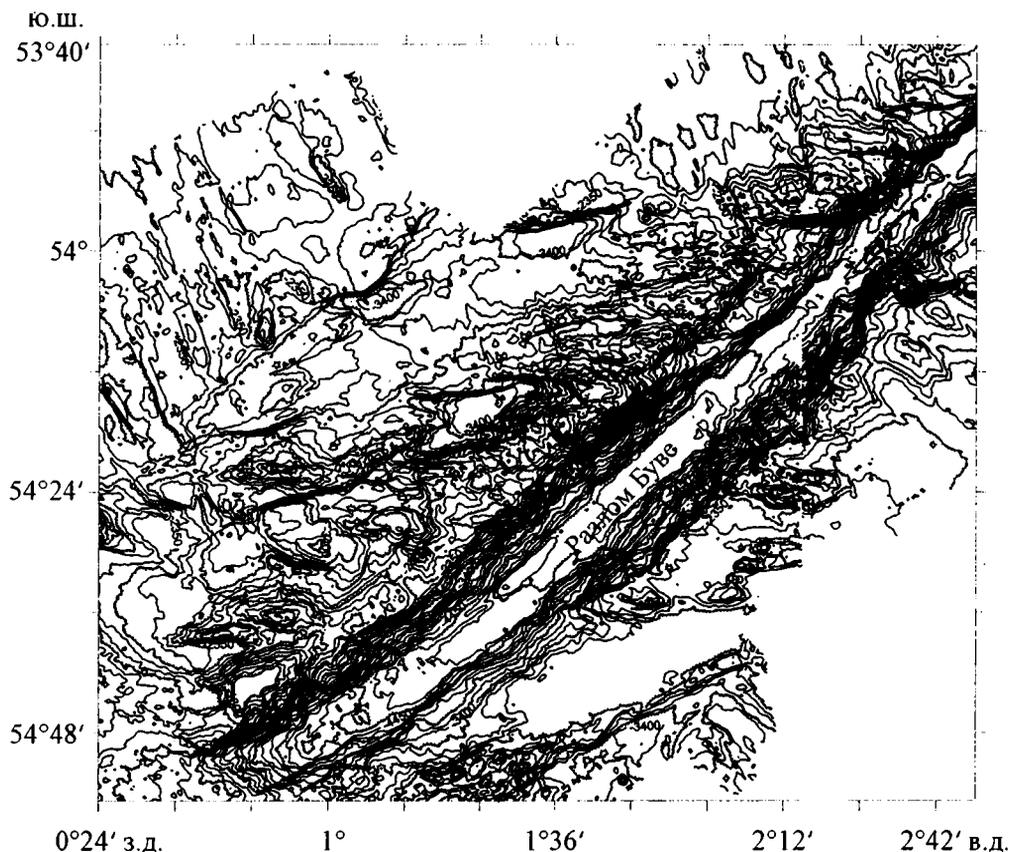


Рис. 2.11. Батиметрическая карта района Восточной области дислокаций

субширотных простираний находятся ступени на северном склоне поднятия острова Буве, а также обследованное в 18-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов», так называемое, нарушение Мошеш, состоящее из двух депрессий субширотного простирания [Мазарович и др., 1995]. Севернее $53^{\circ}50'$ ю.ш. субширотные простирания отмечены только в непосредственной близости от желоба Буве, в частности, ограничивая его с севера. К западу от зоны деформаций субширотное простирание имеет склон хребта Шписс. В зоне деформаций есть несколько слабо выраженных магнитных аномалий, имеющих изометричную форму и субширотное простирание. Провести их идентификацию представляется невозможным. Исходные аномалии, по-видимому, не сохранились из-за значительных хрупких деформаций и циркуляции флюидов. Некоторые из видимых аномалий, возможно, связаны с молодой арееальной вулканической активностью в зоне между вулканическим островом Буве и хребтом Шписс. Таким образом, сдвиговые деформации между САХ (хребтом Шписс) и ближайшим сегментом АфАХ в районе острова Буве реализуются в настоящее время не в структурах разлома Буве, а в пределах зоны внутриплитных дислокаций, что связано с особенностями распределения полей напряжений ТСБ, о чем речь пойдет ниже. Фактически эта зона представляет собой область трансформации сдвиго-

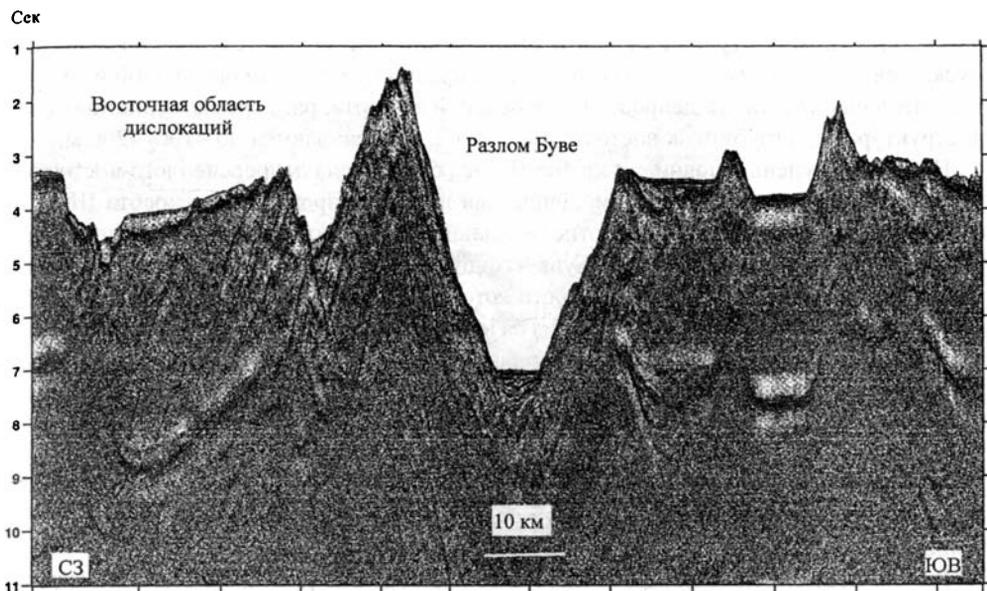


Рис. 2.12. Сейсмический профиль BVT-13M через разлом Буве, по: [Ligi et al., 1999]

вых напряжений в ходе спрединга (некий широкий трансформный разлом). Возможно, данный процесс приведет к формированию новой зоны трансформного разлома иного простирания.

Желоб *разлома Буве* длиной около 100 миль протягивается от юго-восточного подножия хребта Шписс до рифтовой долины к северу от острова Буве. Глубина желоба увеличивается по простиранию от краев (4400 м) к центру (5200 м). Дно плоское, шириной до 13 км. В его северной части отмечается медианный хребет. Мощность осадков составляет 2 км. В осадках имеется узкая зона деформаций, которая, по-видимому, отвечала собственно плоскости сдвига по разлому [Ligi et al., 1999].

Южный борт желоба достигает высоты 1800–2800 м. У его края на выровненной поверхности с глубинами 2800–3000 м находится ряд поднятий относительной высотой от 600 до 1400 м. В северной части они имеют ЮВ простирание, ортогональное оси желоба, в центральной части – ВСВ. Разлом характеризуется слабоотрицательным спокойным магнитным полем.

К *области палеосочленения САХ–Шписс–АфАХ* нами отнесены структуры различных простираний в районе между $0^{\circ}15'$ з.д. и западным подножьем хребта Шписс, а также к югу от желобов разломов Конрад и Буве. Желоб Конрад оканчивается субширотным порогом на $0^{\circ}15'$ з.д., севернее которого находится котловина с глубинами 3100–3300 м. Последняя относится нами к структурам сочленения САХ–АфАХ.

У южного подножия хребта Шписс находится широкая (до 7 км) ступень с глубинами около 3000 м. Она прослеживается от $0^{\circ}05'$ з.д. на южном склоне трансверсивного хребта разлома Конрад. На этом участке отмечается ряд нарушений, по которым происходит смещение вершинной поверхности трансверсивного хребта, а также изменение его ори-

ентировки. Простираание самого хребта северо-восточное и близко к простираанию желоба Буве, простираание ступени же восток-северо-восточное. От этой ступени южный склон спускается к широкой депрессии того же простираания с глубинами около 3800 м. На участке смещения хребта эта депрессия, так же как и ее борта, расчленена меридиональными структурами, а глубины к востоку от $0^{\circ}25'$ в.д. увеличиваются до 4100–4200 м.

На 1° в.д. ступень у подножья хребта Шписс ограничена депрессией юго-восточного простираания шириной около 18 км. Депрессия лежит на продолжении хребта Шписс и ограничена с запада узким хребтом относительной высотой до 1000 м. На восточном борту депрессии и южном склоне желоба Буве находится поднятие ВСВ простираания высотой около 1200 м, на вершинной поверхности которого прослеживаются структуры северо-восточного простираания. Другие поднятия на южном борту желоба Буве, как указано выше, также относятся к разным структурным планам.

Структуры АМАХ и область их сочленения со структурами САХ

Район включает рифтовую долину АМАХ, разлом Конрад, Граничный прогиб, структуры палеосочленения САХ–АМАХ (рис. 2.13). Его границей со структурами САХ является линия смены простирааний структур от юго-восточного, характерного для САХ, на меридиональное, характерное для АМАХ. Граница имеет азимут 225° .

Разлом Конрад выражен в рельефе субширотным желобом шириной до 7 км, глубина которого увеличивается с востока на запад от 4000 до 5800 м. По морфологии как дна желоба, так и его обрамления в нем выделяется несколько участков. На западном из них, к западу от $2^{\circ}30'$ з.д., желоб разделен медианным хребтом относительной высотой 600–700 м на северную и южную депрессии с глубинами 5800 и 5600 м соответственно. Примерно на $2^{\circ}30'$ з.д. северная депрессия выклинивается, т.к. хребет причленяется к северному борту желоба, а южная депрессия ограничена по простираанию двумя уступами высотой 300–400 м.

От $2^{\circ}30'$ до $1^{\circ}35'$ з.д. средняя глубина желоба 4800–4900 м. Медианный хребет протягивается через желоб от северного к южному борту, в результате чего южная депрессия выклинивается на 2° з.д. Северная депрессия протягивается до $1^{\circ}50'$ з.д., где глубина ее уменьшается до 4500 м, и обрывается склоном нодалной впадины с глубинами свыше 5200 м. Нодалная впадина больше вытянута вдоль желоба, чем в пределы современной рифтовой долины.

Между $1^{\circ}34'$ и $0^{\circ}50'$ з.д., глубины в желобе 4200–4400 м, профиль его асимметричный, с более крутым южным склоном. Желоб пересечен порогом высотой свыше 300 м на 1° з.д. и ограничен крутым склоном северо-восточного простираания высотой около 300 м. Крутой южный борт желоба разбит уступами субмеридионального простираания на отдельные ступени. Высота южного трансверсивного хребта увеличивается к востоку от 3500 до 3000 м. Простираание гряд на вершинной поверхности меняется от участка к участку. На западе оно северо-восточное, на следующем участке – субмеридиональное, а к востоку от $1^{\circ}34'$ з.д. – ЮЮВ, ортогонально к желобу, который также несколько меняет простираание.

Высота северного борта желоба, верхняя бровка которого находится на глубине 3500–3700 м на западе и 3300–3400 м на востоке, меняется в соответствии с глубиной желоба. На западном участке он наиболее крутой, в центральной части – крутой и ступенчатый, к востоку от пересечения с рифтовой долиной ($1^{\circ}37'$ з.д.) – относительно пологий. На последнем участке, в отличие от субширотного простираания самого желоба, его северный

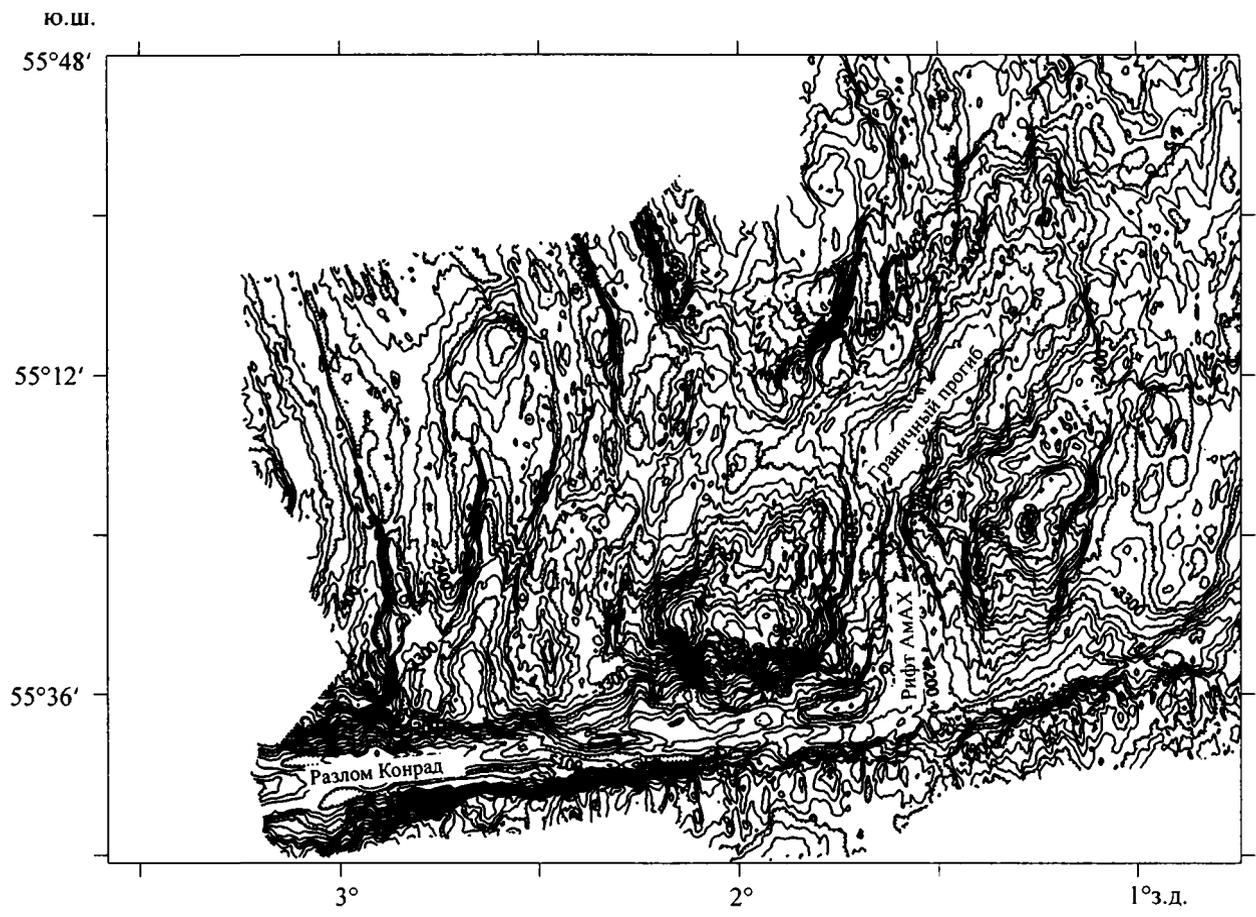


Рис. 2.13. Батиметрическая карта района Граничного прогиба

склон образуют два отрезка СВ простираения, отграничивающие поднятия северного борта. Разделяющий их более пологий склон СЗ простираения соответствует выходу к желобу широкой (свыше 9 км) субмеридиональной депрессии.

Севернее желоба Конрад преобладают гряды и депрессии субмеридионального простираения. На западном отрезке желоба к нему выходят две широких депрессии, из которых восточная почти на 500 м глубже западной. Днища депрессий прослеживаются на север, постепенно повышаясь до глубин 3000 м, где замыкаются порогами северо-восточного простираения. Депрессии разделены и ограничены асимметричными (с более крутым восточным склоном) грядами относительной высотой до 1300 м. Продолжения этих структур прослеживаются и севернее, за порогами, причем простираения меняются на параллельные оси САХ.

Внутреннее угловое поднятие возвышается над отрезком желоба между $2^{\circ}20'$ и $1^{\circ}45'$ з.д. Размеры поднятия примерно 29 x 36 км, относительная высота его над дном желоба более 4000 м, южный склон более крутой. В строении вершинной поверхности выделяется два блока, западный из которых представлен изометричным поднятием, а восточный – грядами северо-западного простираения. С севера поднятие ограничено широкой ложбиной ВСВ простираения, разделенной порогами и грядами СВ и ССВ простираений на отдельные депрессии.

Рифтовая долина, которая протягивается в меридиональном направлении примерно по $1^{\circ}37'$ з.д., ограничивает угловое поднятие с востока. Ширина долины с юга на север уменьшается от 7 до 2 км, а глубины – от 4600 до 4100 м. Борты долины образованы сериями уступов, нижний из которых, по $1^{\circ}34'$ з.д. прослеживается через желоб и в виде глубокой субмеридиональной депрессии – на южном борту желоба.

Внешнее угловое поднятие к востоку от рифтовой долины изометричной формы с глубиной над вершиной около 1000 м. Средняя глубина его вершинной поверхности 1500–1600 м. У его южного края и на западном склоне находятся поднятия относительной высотой 400–600 м. Далее прослеживаются несколько впадин и небольших поднятий. Более или менее отчетливые линейные магнитные аномалии 175° ориентировки прослеживаются на запад вплоть до СЗп (западнее данных не имеется). Восточнее углового поднятия простираение впадин отклоняется от меридионального до 185° . Далее на север они утыкаются в современные рифтовые структуры САХ. Внутреннее угловое поднятие имеет плоскую вершину на глубинах 560 м. Дно сильно тектонизировано по системе разломом субширотного и субмеридионального простираения.

Северо-западный склон внешнего углового поднятия является юго-восточным склоном **Граничного прогиба**. Эта депрессия с широким дном глубиной до 4200 м протягивается почти ортогонально структурам САХ от окончания рифтовой долины АМАХ на северо-восток. По своей глубине, крутизне тектонических склонов юго-западная часть этой структуры не имеет аналогов на юге САХ. Она не может рассматриваться в качестве стандартного трансформного разлома, так как под косым углом соединяет рифтовые зоны САХ и АМАХ. Ниже мы покажем и другие отличия этого прогиба от стандартной трансформы.

Граничный прогиб имеет коробчатую форму с крутым юго-восточным крылом и крутой центриклиналью. Северо-западный борт осложнен системой фестончатых структур и будет рассмотрен ниже. От расположенной юго-западнее рифтовой долины АМАХ Граничный прогиб отделен структурной перемычкой. С северо-востока прогиб ограничен крутым склоном, однако на его северо-восточном продолжении вплоть до сочленения с рифтовой долиной САХ прослеживается прогиб того же простираения, дно которого лежит на глубинах до 3000 м, т.е. на 1200 м выше, чем в Граничном прогибе.

Непосредственно севернее Граничного прогиба имеется комплекс оперяющих структур, среди которых распространены сложные S-образные крутые разломы (тектонические уступы), уступы северо-восточного простирания и дугообразные разломы, меняющие простирание при приближении к Граничному прогибу от северо-западного до южного. Эти структуры имеют меняющуюся по простиранию вертикальную амплитуду. Они образуют расходящиеся пучки, отдельные ветви которых проникают далеко на северо-запад внутрь САХ. Все эти структуры второго порядка имеют рисунок, характерный для оперяющей системы левостороннего сдвига. Они захватывают широкую зону на простирании линейных северо-западных поднятий и прогибов фланга рифтовой зоны, но не заходят в саму рифтовую зону. Граница между структурами Атлантического сегмента и рассмотренным ансамблем довольно резкая, хотя не существует единой линии, по которой ее можно было бы провести. Этой границе отвечает прерывистая цепочка уступов северо-восточного простирания, которая вблизи рифтовой зоны продолжается пологим поднятием северо-восточного простирания.

На карте аномалий магнитного поля область южного обрамления Атлантического сегмента выражена очень отчетливо. Здесь распространены преимущественно изометричные или слабо вытянутые в разных направлениях отрицательные или близкие к нулевым, магнитные аномалии. Исключение представляет Граничный прогиб. Ему отвечает положительная магнитная аномалия средней интенсивности, которая затухает в северо-восточном направлении.

Положительная аномалия характеризуется относительно крутыми градиентными зонами в рифтовой долине АМАХ и сравнительно пологими склонами в Граничном прогибе. Мы попытались провести математическое моделирование этой аномалии для Граничного прогиба (рис. 2.14). Выяснилось, что получить совпадение расчетной и модельной

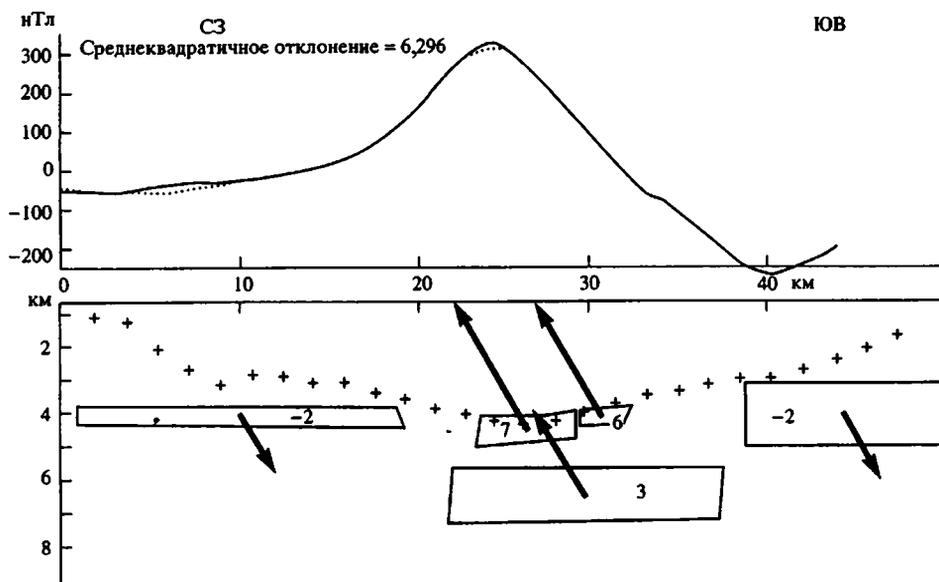


Рис. 2.14. Магнитный профиль вкост простирания Граничного прогиба в районе $55^{\circ}30'$ ю.ш., по: [Пейве и др., 1995]

Условные обозначения см. Рис. 2.8

кривых только за счет магнитовозмущающих масс, расположенных вблизи поверхности дна, как это делалось для САХ, затруднительно. Сходство кривых возможно только при существовании наряду с приповерхностными магнитными массами (вулканыты ?) более глубоких магнитоносителей пластового типа (силлы или зоны серпентинизации гипербазитов). При таком допущении можно добиться хорошей сходимости кривых.

Этот вывод имеет большое значение для понимания тектонической природы рассматриваемой структуры. В соответствии с существующими представлениями о строении коры и верхней мантии трансформных разломов допускается, что под ними существуют крупные зоны серпентинизации мантийных пород (в нашем случае эта серпентинизация должна сопровождаться образованием магнетита) [Minshull, et al., 1991]. Рассматриваемая математическая модель предполагает, что наряду с более глубокими магнитными телами существуют и приповерхностные магнитовозмущающие пластообразные тела (лавы). В этом варианте рассматриваемая структура должна сочетать в себе черты трансформного разлома с одной стороны и черты рифтовой структуры – с другой.

К области палеосочленения САХ–АМАХ нами отнесен восточный (пассивный) отрезок желоба Конрад СВ простираения между $0^{\circ}50'$ и $0^{\circ}15'$ з.д. вместе с меридиональной депрессией шириной около 30 км (к востоку от углового поднятия). Депрессия постепенно сужается к северу, а глубины в ней уменьшаются от 3300 до 3000 м. К северу от нее к рифтовой долине САХ протягивается цепочка субмеридиональных депрессий. Возможно, эти депрессии ранее являлись рифтовой долиной АМАХ. Провести однозначную идентификацию магнитных аномалий, образованных в пределах АМАХ достаточно сложно. Более менее уверенно выделяются хроны вплоть до С2г. Далее на восток, возможно, имеются хроны вплоть до С3п (5 млн лет). Северное обрамление желоба в его самой восточной части представлено грядами и ложбинами с амплитудой рельефа 600–800 м, также изгибающимися к северу. Они отделены субширотной депрессией от выровненной поверхности у подножия хребта Шписс, двумя ступенями погружающейся к югу. Уступ, разделяющий эти ступени, и находящийся на верхней из них имеет СВ простираения, соответствующие простираению разлома Буве и условно относятся нами к структурам палеосочленения САХ–АФАХ.

Подводная гора Шона

Гора расположена в районе $54^{\circ}32'$ ю.ш. $5^{\circ}50'$ з.д. Она состоит из двух поднятий, главное из которых имеет округлую форму с ровной вершинной поверхностью. Диаметр у основания 9 км, минимальная глубина вершины 925 м. К востоку от него расположены 2 мелких вулканических конуса 1 км диаметром и глубиной 1500 м. Второе поднятие глубиной 1650 м расположено юго-восточнее. В вершинной части имеется два кратера диаметром менее 1 км и глубиной около 100 м. Это поднятие ограничено на севере тектоническим уступом С3 простираения.

Петро-, геохимическая характеристика вулканитов различных структур

Вещественный состав пород в районе ТСБ изучался в ряде морских экспедиций [LeRoex et al., 1983, 1985, 1987; Dickey et al., 1977; Dick et al., 1984]. Выявлены значительные вариации составов лав от пикритов до ферробазальтов. Было показано, что подъем мантийного плюма Буве привел к формированию в непосредственной близости от него провинций базальтов, обогащенных легкими редкоземельными элементами, с изотопны-

ми отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответственно выше и ниже, чем *N-MORB*. Эти выводы в основном базируются на данных изучения базальтов из осевых частей срединно-океанических хребтов. Мы рассмотрим составы базальтов, поднятых в пределах различных структур из гораздо более обширной области, что позволит проанализировать вулканизм этого района в значительно большем возрастном диапазоне.

Структуры САХ.

Детальное опробование показало [LeRoex et al., 1987; Dickey et al., 1977; Пейве и др., 1994, 1995, 2001], что в структурах САХ распространены свежие непористые или слабо пористые афировые и сильно порфиновые базальты (рис. 2.15). Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз. В базальтах станций S1865 и G9626 его количество достигает 30%. В меньших количествах развит оливин, ещё реже встречается клинопироксен. В районе разлома $54^{\circ}10'$ ю.ш. среди базальтов описаны и пикритовые разности [LeRoex et al., 1987]. Пористые афировые базальты в небольшом количестве были подняты в южном сегменте рифта САХ (ст. S1848).

Характер изменения данных базальтов типичен для океанических толеитов. Закалочное стекло в той или иной мере в зависимости от времени экспонирования образца на морском дне палагонитизировано. В относительно крупных фрагментах пиллоу можно видеть, как вдоль трещин контракции в зоне, так называемого, темного гало в порах в незначительных количествах развиты кристаллиты глауконита и гидроокислов железа, являющихся продуктами постэруптивного подводного процесса. В более измененных разностях встречены смектиты и гидроокислы железа, замещающие оливин и заполняющие поры в объеме всего образца и характеризующие стадию диагенетических преобразований базальтов [Пейве, Сколотнев, 2000].

На флангах САХ встречаются и более измененные породы. Наиболее распространенным вторичным минералом в них является хлорит, развивающийся вместе с кварцем, амфиболом, цеолитами, иногда сульфидами, пиритом, халькопиритом, борнитом и др. Эта минеральная ассоциация характеризует относительно высокотемпературные гидротермальные преобразования. Учитывая, что данные базальты часто тектонизированы, разбиты трещинами кливажа, наиболее вероятно, они были выведены к поверхности с более низких горизонтов океанической коры в результате тектонических движений. Наиболее сильно тектонизированные и более глубинные породы (дайковый комплекс) подняты на западном фланге (ст. S1857). Эта станция приурочена к основанию крутого и глубокого тектонического уступа, отвечающего одному из молодых разломов, накладывающихся на структуры САХ. По-видимому, именно с этим связано выведение на поверхность дна более глубоких горизонтов океанической коры. На это же указывает интенсивная раздробленность базальтов, которые в ряде случаев превращены в брекчии.

По данным изучения закалочных стекол и базальтов [Simonov et al., 1996; LeRoex et al., 1987] вулканы осевой (рифтовой) зоны южной области САХ характеризуются сравнительно однородным геохимическим составом с низкими содержаниями РЗЭ (рис. 2.16) и относится главным образом к деплетированным толеитам типа TOP-2, широко развитым в пределах Центральной и Южной Атлантики. Это преимущественно свежие, слабо и умеренно фракционированные базальты типа *N-MORB* ($(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0,7–1,0, $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,3–0,7) с преобладающей железистостью (FeO^*/MgO) около 1,2–1,4, Концентрации TiO_2 , K_2O и P_2O_5 закономерно возрастают соответственно от 1,1%, 0,2%, 0,08% в наименее дифференцированных разностях (обр. G9625/1 с железистостью 0,8) до 2,2%, 0,4%, 0,6% в наиболее дифференцированных базальтах с железистостью до 1,7–1,8 (рис. 2.17). Это све-

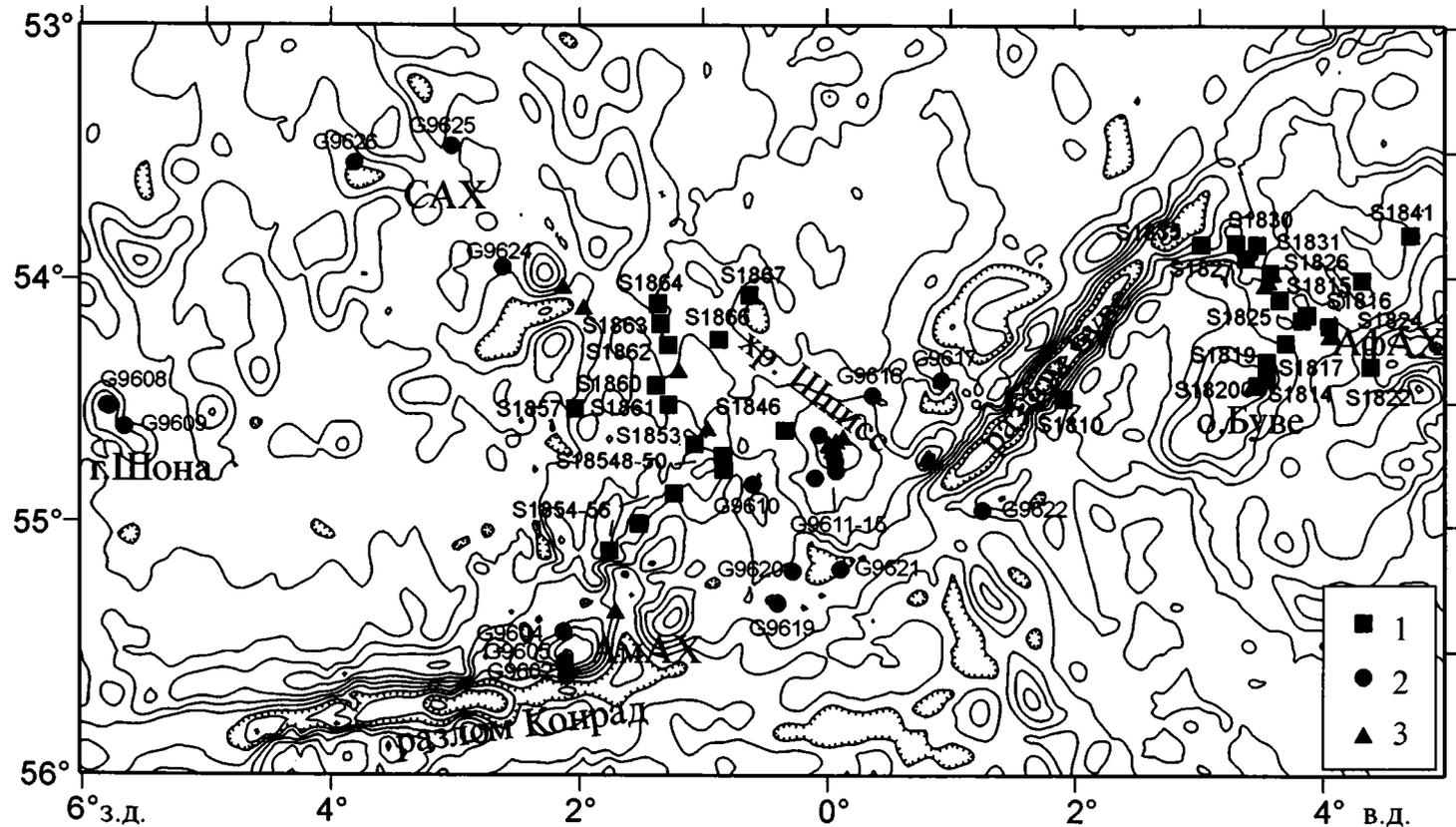


Рис. 2.15. Расположение станций драгирования в районе ТСБ

1 – 18-й рейс НИС “Академик Николай Страхов”; 2 – НИС “Геленджик”; 3 – данные иных экспедиций

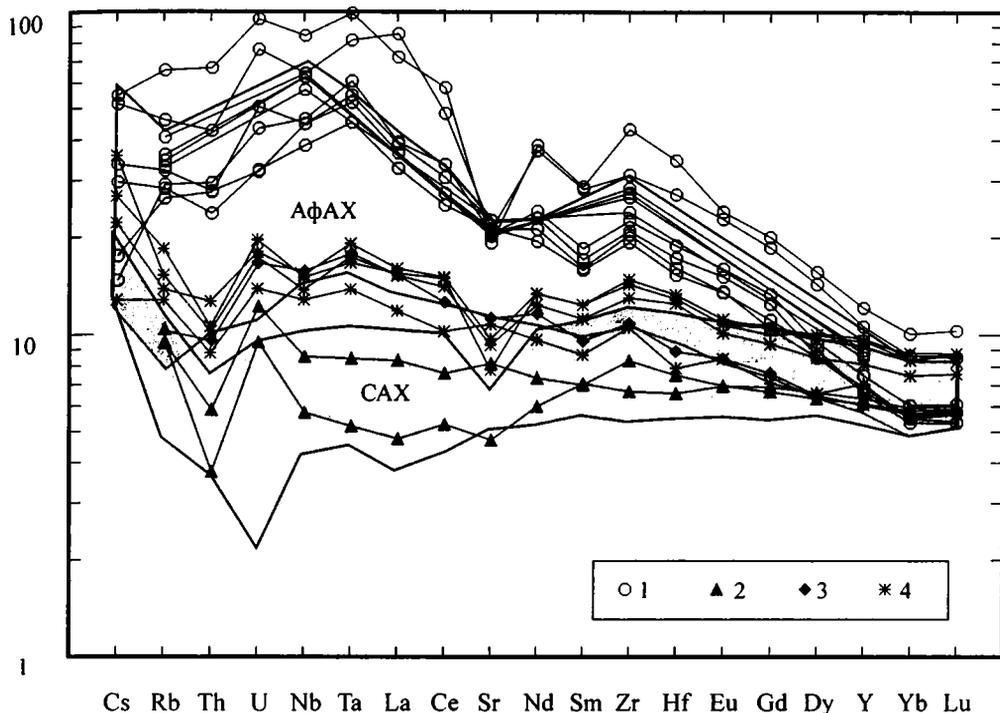
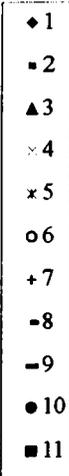
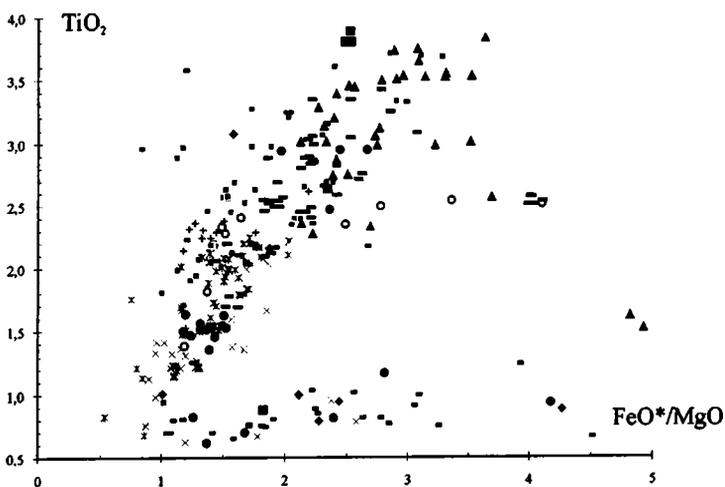
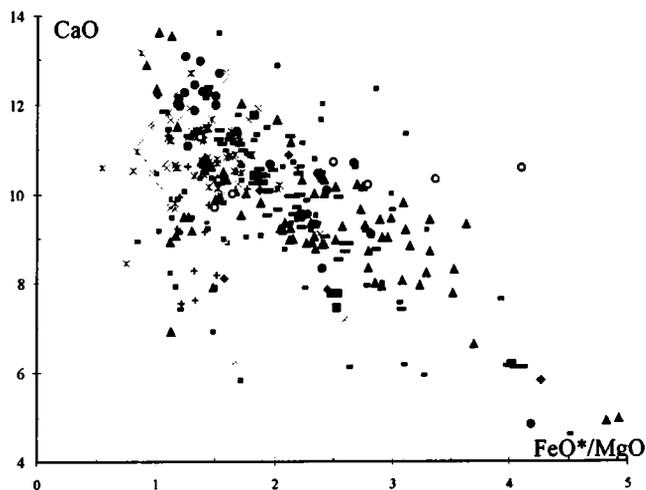
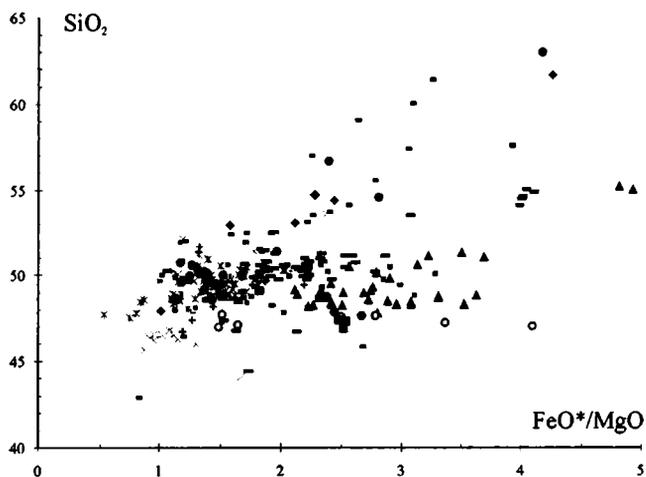


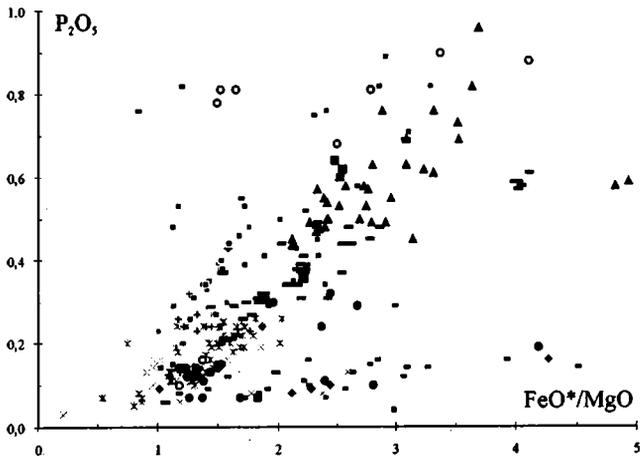
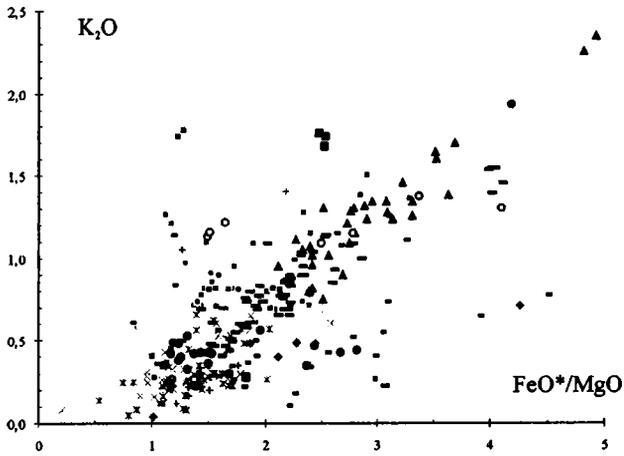
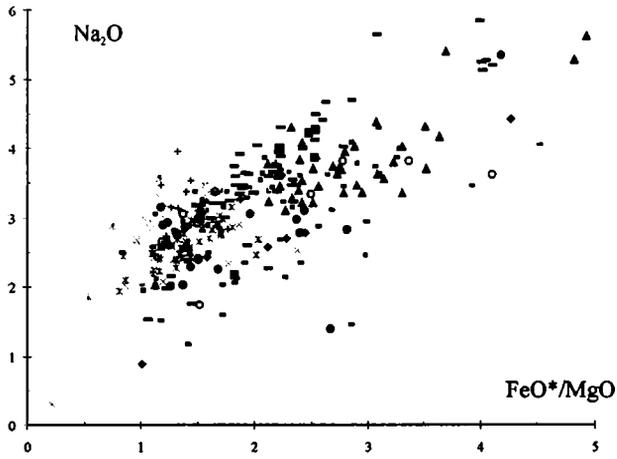
Рис. 2.16. Распределение редкоземельных элементов в базальтах района ТСБ

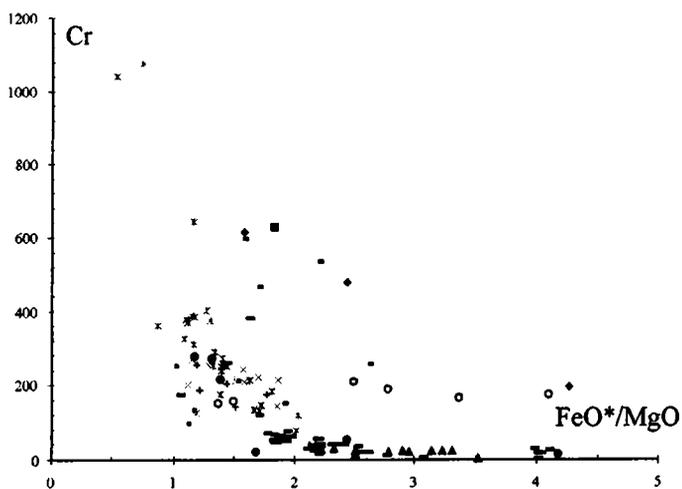
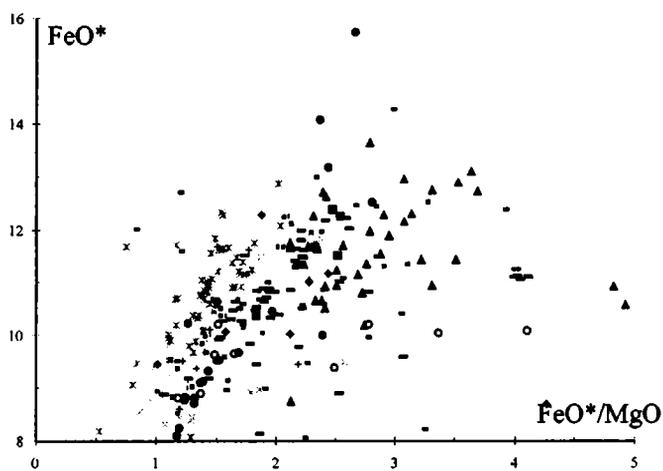
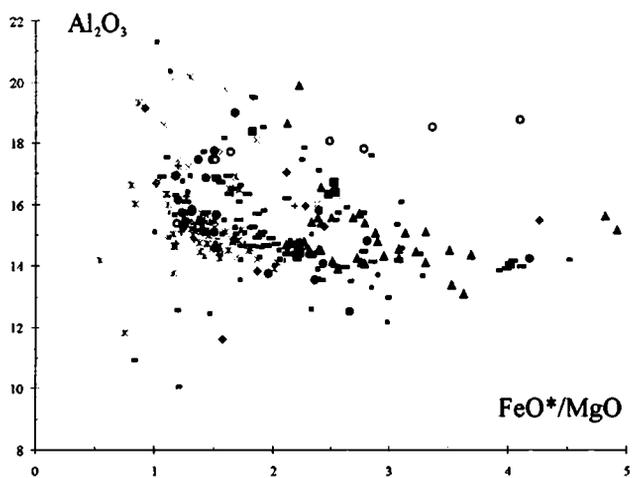
1 – склон острова Буве; 2 – разлом Буве; 3 – хребет Шписс; 4 – фланг САХ. Содержания элементов нормированы к составу примитивной мантии [Sun, 1982]. Области рифтовых базальтов САХ и АФАХ показаны оттенками серого цвета

жие породы с потерями при прокаливании (п.п.п.) менее 1%. Содержание SiO_2 находится в пределах 48–50%, Cr 130–150 г/т, Sr 90–150 г/т, Rb 1–10 г/т. Характерны самые низкие для района ТСБ концентрации Nb, Zr, Ta, Th, Hf (рис. 2.18). Несколько отличаются базальты станции G9624 (53°58' ю.ш.), в которых заметно более высокие концентрации K_2O (до 0,57%) и P_2O_5 (до 0,24%), что позволяет отнести их к толеитам типа T-MORB. В отдельных станциях вблизи северного окончания хребта Шписс, где он ближе всего подходит к рифтовой долине САХ (ст. S1861, SN115–37), также выявлены обогащенные толеиты. Степень их обогащения по нормализованным $(\text{K}/\text{Ti})_n$ отношениям достигает 1,7 (рис. 2.19). Надо отметить, что толеиты, драгированные на флангах (ст. S1857, S1866), соответствующих возрасту коры около 3–3,5 млн лет тоже относительно обогащены.

Вместе с тем данные вариаций $(\text{K}/\text{Ti})_n$ по отношению к содержанию MgO показывают ограниченность дисперсии степени обогащения толеитовых расплавов САХ по сравнению с магмами прилегающих структур (АМАХ, АФАХ, хребта Шписс). Стекла южного окончания САХ имеют относительно небольшой разброс в степени дифференциации (вариации MgO 6–8,5%), что характерно в целом для Центральной и Южной Атлантики. По содержанию Na_8 (2,1–3,2) и Fe_8 (8–11) они также достаточно стабильны и относятся к типу TOP-2. На вариационных диаграммах (см. рис. 2.17) базальты САХ района ТСБ, за исключением существенно измененных разностей, образуют компактные поля или трен-







ды, наиболее отличающиеся от других вулканитов этого района более высоким содержанием FeO^* и более низким – Al_2O_3 при тех же значениях коэффициента фракционирования FeO^*/MgO , а также менее быстрым темпом накопления K_2O .

Структуры АфАХ.

Изучен состав вулканитов из рифтовой долины (станции S1815–17, 22–27, 30, 31, 36, 37), с флангов хребта (станции S1828, 29, 32, 33, 35, 40–44) и со склонов поднятия острова Буве (станции S1813, 14, 19–21). Для всех структур АфАХ характерны существенно плагиоклаз-порфиновые, (с единичными темноцветными вкрапленниками) базальты. Оливиновые разности драгированы только в бортах рифтовой долины.

Из структурных особенностей вулканитов можно отметить последовательное нарастание относительного объема пузыристых гиалобазальтов в структуре поднятия острова Буве по направлению к северо-восточному подножию: станции S1813 → S1820 → S1814 → S1819, Далее на северо-восток вплоть до плато в 32 милях к северо-востоку от рифтовой долины, пузыристые гиалобазальты постоянно присутствуют как существенный компонент вулканического материала. Резкое сокращение относительного объема этих пород отмечается только в плоскостном желобе, параллельном рифтовой долине (ст. S1845, S1843).

В пределах данного профиля наряду с материалом явного ледового разноса Антарктиды, в большом количестве подняты в различной степени (вплоть до правильных яйцевидных галек) окатанные базальты. Причем непосредственно около острова Буве (S1813) они составляют 100% каменного материала. Возможно, гальки были захвачены льдом в прибрежной части острова, а затем разнесены в соответствии с преобладающими течениями на северо-восток. Равно вероятно, они могут быть местными, образованными на месте погруженных в настоящее время изометричных поднятий (станция S1840), которые могли раньше быть вулканами центрального типа, трассирующими на северо-восток след горячей точки Буве.

В пределах внутреннего углового поднятия в районе сочленения с разломом Буве наряду с ультрабазитами (станция S1828, S1835) поднята большая коллекция долеритов с сильными вариациями степени раскристаллизации (станция S1835). По всей видимости, этот набор пород соответствует дайковой серии, где гарцбургиты могли быть фрагментами скиринов. Этим объясняется и присутствие ксеногенного материала в долерите S1835/8.

Приуроченность локальной интенсивной амфиболизации и биотитизации к наименее раскристаллизованным разностям долеритов позволяет предполагать образование сколовых зон во время внедрения даек с проникновением туда прогретой морской воды. Это подтверждается наличием редких зон локального динамометаморфизма амфиболитовой фации (обр. S1835/31 и S1835/46). В то же время основной объем долеритов, главным образом хорошо раскристаллизованных, не обнаруживает признаков амфиболизации. Метаморфические преобразования в них происходили, вероятно, позднее и только в зеленосланцевой фации: хлоритизация, эпидотизация, пренитизация.

Рис. 2.17. Диаграммы окислы – FeO^*/MgO в базальтах.

1 – АмАХ; 2 – АфАХ; 3 – о-в Буве; 4 – разлом Буве; 5 – САХ; 6 – поднятие между двумя трогами, отходящими от южного окончания САХ (станция G9610); 7 – Восточная область дислокаций; 8 – гора Шона; 9 – хребет Шписс; 10 – зона сочленения палеоструктур АфАХ – АмАХ – САХ; 11 – линейное поднятие между о-вом Буве и хребтом Шписс (станция G9622). Для построения диаграмм использованы оригинальные данные по составам базальтов, а также следующие работы: Dickey 1977; Le Roex, Erlank, 1982; Le Roex et al., 1983, 1987; Simonov et al., 1996; Пушаровский и др., 1998; Диденко и др., 1999; Симонов и др., 2000

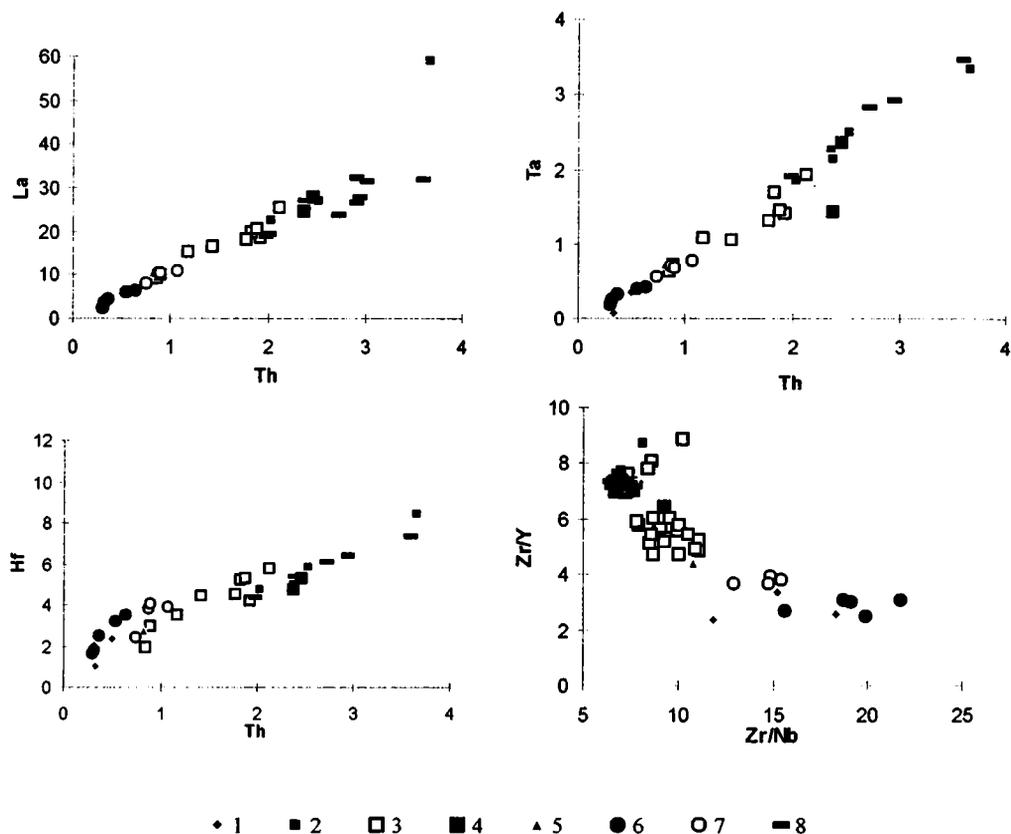


Рис. 2.18. Диаграммы соотношений редких и редкоземельных элементов в базальтах ТСБ
 1 – разлом Буве; 2 – склоны о-ва Буве; 3 –АФАХ в районе о-ва Буве; 4 – фланги АФАХ;
 5 – хребет Шписс; 6 – САХ; 7 – фланги САХ; 8 – остров Буве, по: [LeRoex, Erlank, 1982]

Важно подчеркнуть следующее. Каменный материал, поднятый со склона поднятия близок к таковому, полученному со склонов кальдеры Шписс. Существенным отличием является наличие большого объема гальки вулканитов, а также сравнительно большое количество метабазальтов (S1814/51–56, S1821/31) с хлоритом и с сульфидами. Последний факт свидетельствует о том, что поднятие острова Буве имеет тектоно-вулканическую природу. Среди базальтов, поднятых из рифтовой долины, преобладают умеренно и слабо пористые разновидности. Там, где рифтовая долина пересекает поднятие острова Буве, возрастает роль окатанного материала и сильно пористых вулканитов. Разнообразие фланговых базальтов в целом совпадает с таковым для рифтовой долины, но среди них больше измененных пород.

Со склонов острова Буве драгированы базальты и андезито-базальты. Породы близкого состава широко распространены и на самом острове Буве. В работе [LeRoex, Erlank, 1982]. Учитывая их субщелочной уклон, они классифицируются как гавайиты и муджие-риты. Поэтому в дальнейшем мы также будем применять такое название для этих пород.

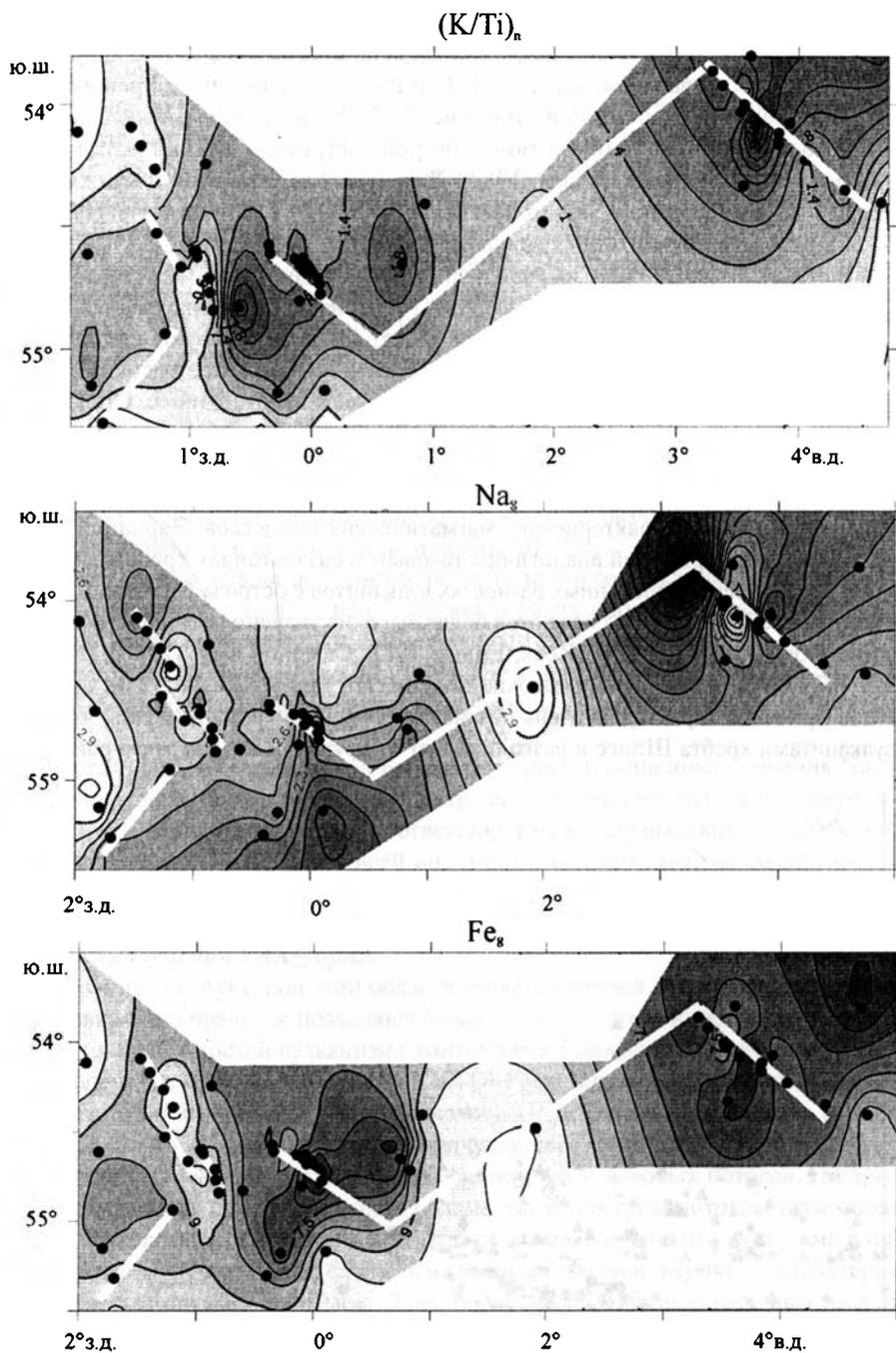


Рис. 2.19. Пространственное распространение $(K/Ti)_n$, Na_8 и Fe_8 в базальтовых стеклах. Кружками показано положение образцов, белыми линиями – простирания современных рифтовых и разломных структур

Основная масса гавайитов и муджиеритов острова Буве и его подводных склонов ложится на единый, протяженный тренд дифференциации по многим параметрам и, прежде всего, по таким генетически важным, как TiO_2 , K_2O и P_2O_5 , совпадающий с трендом фракционирования вулканитов хребта Шписс (см. рис. 2.17). Но в отличие от последнего, он существенно более продвинутый, на самом острове встречены очень кислые вулканиты вплоть до риолитов [LeRoex, Erlank, 1982]. Железистость гавайитов и муджиеритов варьирует от 1 до 5, содержание SiO_2 от 48% до 55%, TiO_2 от 2,28% до 4,4% и снова падает до 1,52% у наиболее дифференцированных разновидностей, K_2O от 0,8% до 2,3%, P_2O_5 от 0,4% до 1,0% [LeRoex, Erlank, 1982; Симонов и др., 2000]. Существуют и другие отличия между вулканитами хребта Шписс и острова Буве. На вариационных диаграммах SiO_2 , FeO^* , Na_2O , $Al_2O_3 - FeO^*/MgO$ составы образцов с острова Буве образуют самостоятельные тренды с более низкими концентрациями SiO_2 , FeO^* и Na_2O и более высокими Al_2O_3 субпараллельные аналогичным трендам серии вулканитов с хребта Шписс. Степень вторичных изменений базальтов сильно варьирует (п.п.п. 0,1–2,4%). В тоже время, как видно, например, из соотношений $K_2O -$ п.п.п. (рис. 2.20), отсутствует значимая корреляция между этими параметрами, что позволяет нам использовать содержания литофильных элементов как сравнительную характеристику магматических процессов. Вариации ряда литофильных элементов-примесей аналогичны таковым в базальтоидах хребта Шписс. Однако в наиболее дифференцированных разновидностях вулканитов с острова Буве, каковых не было встречено на хребте Шписс, отмечаются более высокие значения отношений некогерентных элементов $(La/Sm)_n$ 2–3 [LeRoex, Erlank, 1982; Симонов и др., 2000], $(Nb/Zr)_n$ 1,4–1,7, $Zr/Y \sim 7,3$, в том числе самые высокие значения Hf, Ta и Th (см. рис. 2.8). Среди других элементов-примесей характерны очень низкие концентрации хрома и никеля, что сближает их с вулканитами хребта Шписс и резко отличает от других базальтов этого района.

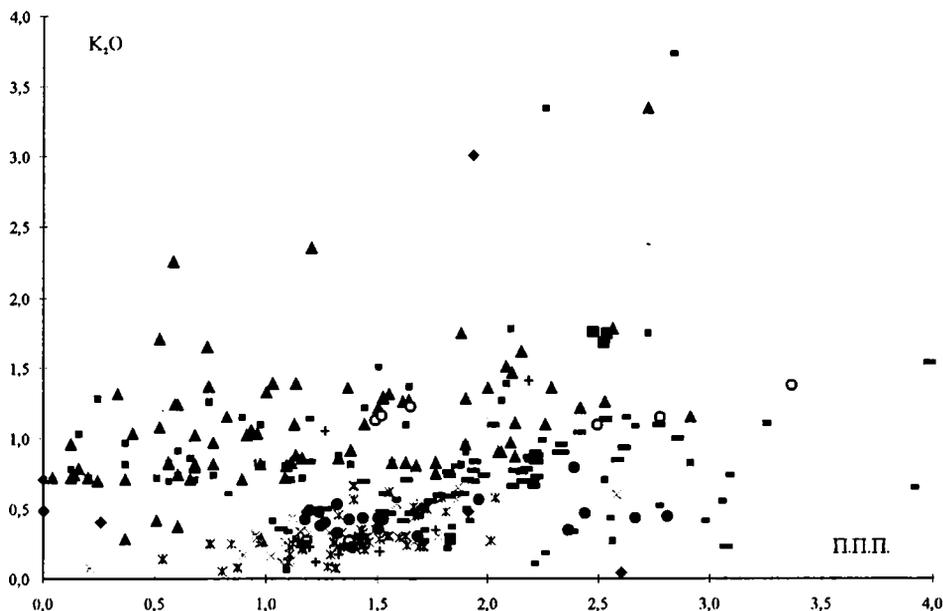


Рис. 2.20. Диаграмма K_2O – потери при прокаливании
Условные обозначения см. Рис. 2.17

Базальты рифтовой зоны АфАХ гораздо менее фракционированы, чем вулканиты острова Буве (FeO^*/MgO 0,7–1,5), они не выходят за рамки собственно базальтов [LeRoex et al., 1983; Симонов и др., 2000; Диденко и др., 1999]. В то же время для них характерна чрезвычайная пестрота составов. Среди изученной коллекции выделяются четыре группы. Немногочисленная группа образцов близка по составу гавайитам острова Буве, и на вариационных диаграммах (см. Рис. 2.17) они попадают на соответствующие тренды изменения составов вулканической серии острова Буве.

Большая часть базальтов составляет группу, образующую самостоятельные непротяженные тренды на этих вариационных диаграммах. Не достигая высоких степеней дифференциации, базальты из этой группы имеют тенденцию к более быстрому накоплению калия и фосфора, чем гавайиты острова Буве, при этом для данных коэффициентов фракционирования содержания K_2O в них наиболее высокие среди всех базальтов района тройного сочленения. Для данной группы также свойственны более низкие значения CaO и глинозема и более высокие TiO_2 , а по вариациям в содержании натрия и по содержанию литофильных элементов-примесей Rb, Th, Nb, Ta [Симонов и др., 2000], отношениям $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 1,8–2,3, $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 1,0–1,6 они близки к вулканитам хребта Шписс. В то же время по существу более высокому содержанию хрома и никеля базальты данной группы резко отличаются от базальтов и острова Буве, и хребта Шписс.

Небольшая группа базальтов с заметно более низкими содержаниями TiO_2 , K_2O и P_2O_5 не образует собственного тренда, не обнаруживая каких-либо закономерностей в вариации составов. Наиболее близки они к обогащенным толеитам T-MORB.

Аномально высокие значения K_2O (до 3,35%) в некоторых образцах станций S1824, S1825 и S1835 при низкой железистости обусловлены высокой степенью вторичных изменений.

Для рифта АфАХ вблизи острова Буве характерны повышенные значения Na_8 (2,3–2,6). Самые низкие Na_8 отмечаются не в центральной части сегмента, а на севере, в районе сочленения с разломом Буве, что соответствует наиболее высоким степеням частичного плавления (см. Рис. 2.19). По всей видимости, именно высокое содержание воды [Симонов и др., 2000] привело к повышению степени частичного плавления при образовании базальтовых расплавов в этом районе.

Область сочленения САХ–АфАХ

Доминирующей структурой этой области является *хребет Шписс*. Проведенные новые драгировки в его пределах позволяют более полно воссоздать картину вулканизма. К числу главных особенностей вулканизма этого хребта относится широкое распространение афировых, реже ОI-PI-порфировых и Сrx-ОI-PI-порфировых пористых и сильно пористых базальтов и андезито-базальтов (шлаков). Поры различного размера (от 0,2–0,5 до 10 мм) как округлые, так и вытянутые, причудливой формы [Пейве, Сколотнев, 2000]. Пористые базальты слагают фрагменты как пиллоу, так и лавовых потоков. Пиллоу, как правило, уплощенные, с сохранившимися элементами текстуры потоков, отражающими его течение, с несколькими горизонтами закалочных зон, с крупными пустотами в приповерхностной части. Уплощенные фрагменты лавовых потоков, вероятно, характеризуют кровлевою часть потока мощностью 5–7 см. Верхняя стекловатая закалочная зона имеет “микрорядовый” рельеф. Нижняя поверхность, напротив, образована очень сглаженными выпуклыми и вогнутыми формами, возникшими в результате того, что в лавовом потоке на этом уровне формировался горизонт крупных газовых полостей. Вытянутые поры в этих образцах располагаются субпараллельно поверхности потока, образуя флюидаль-

ную текстуру. Сильно пористые вулканыты слагают небольшие обломки угловатой иногда причудливой формы. Среди них нередко встречаются витробазальты пемзовидного облика. В целом сильно пористые базальты, вплоть до шлаков, по-видимому, образуют насыпные вулканические конуса вблизи вулканического жерла. Некоторые из этих образцов при раскалывании издадут запах сероводорода.

Сильно пористые разности приурочены к обнаруженной и изученной кальдере в пределах хребта Шписс (ст. G9611, G9612). Пористые базальты, вероятно, также преобладают в пределах небольших побочных вулканических построек (ст. G9614, A11–107–34). К флангам хребта количество пористых образцов убывает, но в подчиненном количестве они продолжают встречаться. Надо отметить, что в целом пористые базальты широко развиты и в пределах подводных склонов острова Буве, а также в центральной части сегмента АфАХ напротив острова, где они составляют 80–90% базальтов. Особенностью базальтов хребта Шписс помимо их повышенной пористости, является характер вторичных преобразований. Степень изменения вулканытов хребта Шписс находится в определенной зависимости от их текстурно-структурных особенностей. Слабо и умеренно пористые разности имеют свежий облик, в них отмечается лишь небольшое количество глауконита, частично заполняющего везикулы в пределах зоны темного гало, развитого вдоль трещин контракции пиллоу [Пейве, Сколотнев, 2001]. Наряду с палагонитизацией стекла и отложением смектитов аналогично базальтам САХ, в них нередко наблюдаются признаки высокотемпературного окисления, характеризующего этап постэруптивных преобразований, происходящих в сильно окислительных, возможно, субаэральных условиях. Окислы и гидроокислы железа в той или иной мере замещают титаномагнетит, иногда оливин и клинопироксен во всем объеме породы, придавая ей красный цвет. Имеет место опацификация оливина – выделение в нем тонкодисперсного магнетита, делающего его непрозрачным в проходящем свете. На стенках пор иногда выделяется тонкодисперсный полиминеральный агрегат желтого цвета, среди, которого, вероятно, присутствуют диопсид и слюда. Структура основной массы части базальтов заметно отличается многочисленным выделением тонкодисперсного магнетита. Последнее также свидетельствует об относительно окислительных условиях кристаллизации расплава. Характерной чертой этой группы базальтов является также чрезвычайное обилие расплавных включений во вкрапленниках плагиоклаза [Пейве, Сколотнев, 2001].

Таким образом, анализ текстурно-структурных особенностей вулканытов хребта Шписс позволяет предположить, что в ходе становления этого хребта типичные подводные излияния пиллоу-лав при наращивании конуса вулканической постройки сменялись излияниями менее вязких лав, дающих при застывании сильно пористые вулканыты, формирующиеся в сильно окислительной обстановке. Вероятно, что раньше часть кальдеры Шписс выступала над поверхностью океана, о чем свидетельствуют продукты пневматолитового метасоматоза и гиаломелановая структура основной массы [Пейве, Сколотнев, 2001]. В результате активной поствулканической деятельности в прикальдерной части происходили окисление и гидротермальные изменения шлаков и базальтов. Существенных отличий по минеральному составу между пористыми и непористыми базальтами не обнаружено. В то же время в районе острова Буве лавы, с пористостью более 20% сильнее дифференцированы. По-видимому, это отражает достаточно длительную дифференциацию магм, протекавшую в относительно долгоживущих очагах, а также характер их быстрого поступления на поверхность. Щелочные лавы, поднятые со склонов острова (ст. S1819) также являются пористыми.

Как видно, составы базальтов и андезитов-базальтов хребта Шписс, в отличие от составов базальтов САХ охватывают гораздо больший интервал фракционирования: от слабо фракционированных с железистостью 1,1 до сильно фракционированных разностей с FeO^*/MgO до 4, Преобладают значения 1,8–2,5. На диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (см. рис. 2.17) отчетливо прослеживается тренд фракционирования с резким накоплением TiO_2 от 2,16% (обр. G9612/19) до 3,43% (обр. G9614/20). При дальнейшем фракционировании расплава массовая кристаллизация рудных фаз привела к падению содержания TiO_2 до 2,5% при железистости около 4 (обр. G9612/6). В ходе фракционирования, как видно из диаграмм окисел – FeO^*/MgO , возрастают содержания SiO_2 от 45 до 55%, K_2O от 0,4 до 1,6%, P_2O_5 от 0,1 до 0,65%, Na_2O от 2 до 6%. Закономерно падает содержание Al_2O_3 от 17 до 14% и CaO от 12 до 6%. Точки составов базальтов хребта Шписс хорошо аппроксимируются единым трендом дифференциации, что позволяет говорить о сохранении условий формирования расплавов на всем протяжении хребта за время его существования. Об однородности его мантийного источника говорят незначительно варьирующие отношения некогерентных элементов, в частности $(\text{La}/\text{Sm})_n$ (1,6–2,1) и $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ (0,8–1,2). Следует подчеркнуть, что на этот тренд попадают вулканы со всех опробованных морфоструктур хребта вне зависимости от их текстурно-петрографических особенностей. Это и слабо пористые разности, и пористые лавы, и пиллоу, и чрезвычайно пузыристый вулканический шлак. Наименее дифференцированный образец с хребта Шписс (G9612/19) по уровню SiO_2 , K_2O и P_2O_5 близок к обогащенным базальтам из рифтовой долины САХ (станция G9624), однако заметно отличается от него более низкими концентрациями Sr , Cu , Ni , V , Zn , Co и Sc . Перечисленные элементы имеют невысокие или пониженные концентрации во всех вулканах хребта Шписс, особенно это характерно для хрома.

От базальтов хребта Шписс по многим параметрам отличается образец G9614/22, где $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ отношение составляет всего 0,38 и имеют место очень низкие концентрации TiO_2 и Na_2O . По этим особенностям он близок к базальтам широко распространенным на подлентии Шона, которые будут рассмотрены ниже. Вторым исключением является образец G9614/10, выделяющийся заметно более низкими содержаниями Na_2O и очень высокими концентрациями хрома (около 250 г/т), что сближает его с обогащенными базальтами, встречающимися в пределах САХ.

Тенденцию изменения составов расплавов в ходе фракционирования хорошо отражают составы стекол. В целом магмы хребта Шписс отличает относительная стабильность исходных составов и большая (более 60%) степень дифференциации расплавов в отличие от расплавов южной части САХ, диапазон фракционирования которых по MgO составляет от 10 до 6%, что указывает на существенно отличные условия дифференциации в этой области, по сравнению со спрединговой зоной САХ Южной Атлантики [Сушевская и др., 1999]. Средние значения Na_8 (2,2–2,8) в них достаточно стабильны и ниже, чем в базальтах юга САХ, что позволяет относить их к более глубинному типу TOP-1, выплавляемых на глубинах 25–45 км в ходе фракционного полибарического плавления мантии. Степень обогащения по $(\text{K}/\text{Ti})_n$ отношению лежит в интервале 1,5–2, что отличает их от более обогащенного сегмента АфАХ вблизи острова Буве. Отличительной особенностью расплавов хребта Шписс является повышенное содержание летучих, H_2O , достигающее в дифференцированных разностях 1–1,5% [Пушаровский и др., 1998].

Изучение кристаллизации магм под хребтом Шписс [Сушевская и др., 1998, 1999] показало, что они фракционируют в относительно закрытой системе при давлениях 2–3 кбар, в температурном интервале 1310–1100°C из первичных расплавов глубинного теле-

итового типа TOP-1, образующегося в ходе полибарического, куммуляционного, фракционного плавления лерцолитовой океанской мантии, в интервалах давлений 9–20 кбар, типичного для северной провинции САХ [Цехоня, Сушевская, 1995; Niu, Batiza, 1991] В отличие от достаточно сухих условий характерных для большей части рифтовых зон Мирового океана, первичные расплавы хребта Шписс содержали около 0,3–1,5% воды и были относительно обогащены некогерентными элементами.

В *Восточной зоне дислокаций* в ходе рейса НИС “Геленджик” 1996 г. опробовано несколько самостоятельных субширотных поднятий (ст. G9616, G9618) и тектонический эскарп одной из грабенообразных депрессий (ст. G9617).

На станции G9616, характеризующей небольшое поднятие, слегка вытянутое параллельно хребту Шписс, получены пористые и сильно пористые базальты. При этом, если первые покрыты корочкой Fe-Mn окислов мощностью 0,5 см, то вторые лишены их. Вероятно существовал временной интервал между формированием пористых и сильно пористых магм, так как: во-первых, сильно пористые базальты в противоположность пористым были лишены Fe-Mn корки, а во-вторых, в составе брекчии, сцементированной Fe-Mn материалом встречены лишь измененные пористые базальты, иногда слегка окатанные.

На более южном поднятии вытянутом в субширотном направлении (ст. G9618) драгированы свежие базальты, с тонким налетом Fe-Mn окислов. Сравнительная молодость данной структуры, по-видимому, подтверждается и данными магнитной съемки. От хребта Шписс к этой структуре в восточном направлении протягивается положительная магнитная аномалия, аналогичная по амплитуде аномалии центральной части хребта Шписс (см. рис. 2.7).

Полученные при драгировании преимущественно афировые и практически непористые базальты без Fe-Mn корок отличаются друг от друга степенью свежести. Базальты первой группы в заметных количествах содержат хлорит, карбонаты, (G9617/12 – 33) и другие относительно высокотемпературные вторичные минералы (кварц, пирит и иногда халькопирит и борнит), сформировавшиеся при повышенных *P–T*-условиях, вероятно, в глубине базальтового разреза. Кроме того, они тектонизированы и разбиты многочисленными трещинами кливажа. Базальты второй группы несут только продукты поверхностного изменения (палагонит) (G9617/1 – 11). Косвенным признаком изменения возраста базальтов может служить мощность покрывающих их Fe-Mn корок, тенденция изменения которой совпадает с линейными магнитными аномалиями. Находки базальтов без Fe-Mn корок к юго-востоку от Шписс в Восточной зоне дислокаций свидетельствуют о последующем наложении на рифтовый вулканизм более позднего вулканизма центрального типа, который не ограничивается только осевой частью современных рифтовых структур. Вероятно, пространственная приуроченность более позднего вулканизма определяется разрывными нарушениями субширотного простирания тектонической природы.

Базальты первой группы характеризуется низкой степенью фракционирования $FeO^*/MgO = 1,2–2,2$ при высоком содержании TiO_2 (в среднем 2,3–2,4%). Низкие K_2O (0,1–0,3%) и P_2O_5 (0,1–0,25%), $(La/Sm)_n$ и $(Nb/Zr)_n$ соответственно 1,2 и 0,7–0,9 сближают эти базальты с таковыми из района САХ (см. рис. 2.17). Для данных базальтов свойственно пониженное содержание СаО и у некоторых повышенное – натрия, что связано с интенсивными вторичными преобразованиями.

Базальты второй группы (образцы G9617/01 и G9617/06) характеризуются существенно повышенными: K_2O (1,0–1,4%), P_2O_5 (0,3–0,4%), $(La/Sm)_n$ и $(Nb/Zr)_n$ соответственно 2,5 и 1,5–1,6. В этом отношении они близки к составу базальтов из рифтовой долины АфАХ, но по крайне низким концентрациям хрома совпадают с таковыми хребта Шписс и ост-

рова Буве. Эти базальты отличаются от основной группы и по типу вторичных изменений. В них развиты в небольшом количестве только продукты низкотемпературных преобразований.

Драгировки *разлома Буве* в районе 54°20' ю.ш. в 18-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" показали, что на южном борту разлома (станции S1809-S1811), как и на северном [Dick et al., 1984, станции A107-35, 36, 39, 40], широко развиты сильно серпентинизированные перидотиты, преимущественно гарцбургиты. Измененные и/или метаморфизованные базальты, долериты и габбро также установлены в широком интервале глубин (станции S1806-S1808, S1810). Часть из них, по всей видимости, представляют собой породы дайкового комплекса. Об этом свидетельствуют характерные для этих пород "горячие" контакты типа "дайка в дайке", наблюдаемые непосредственно в поднятых образцах. Подобные породы, описанные под названием плагиоклаз-порфирировых диабазов [LeRoex et al., 1983], были подняты также на станциях A107-35, 36, 37, расположенных на северном борту разлома Буве вблизи его соединения с хребтом Шписс. Большинство пород брекчировано и гидротермально изменено с развитием смектита, хлорита, соссюрита, актинолита, пренита, эпидота (клиноцоизита), что свидетельствует об активных тектонических движениях в этом регионе, в результате которых эти породы оказались выведенными на поверхность дна. Следует отметить, что среди полученных базальтов преобладают непористые или слабо пористые измененные разности, содержащие хлорит, смектит, карбонаты. На станциях S1807 и S1810 поднято небольшое количество сильно пористых вулканитов, в том числе похожих на вулканические бомбы.

Отличительной особенностью вулканических пород, драгированных на склонах разлома Буве, является чрезвычайное разнообразие петрографических типов, хотя преобладают плагиоклаз-порфирировые базальты с подчиненным количеством микрофенокристов оливина и клинопироксена, которые были подняты практически на всех станциях, а также описаны ранее на станциях A107-35, 36, 37 [LeRoex et al., 1983]. В целом это слабо и умеренно дифференцированные породы с несколько пониженным содержанием SiO₂ (44-46%) [Симонов и др., 2000]. Степень вторичных изменений (п.п.п. 0,8 до 1,8%) соответствует таковой в базальтах САХ. Из диаграммы TiO₂ - FeO*/MgO (см. рис. 2.17) видно, что базальты дают два существенно различных тренда. Подавляющее большинство попадает на тренд дифференциации базальтов САХ с вариациями TiO₂ от 1,0 до 2,0%. Для них характерны отношения (La/Sm)_n 0,7-1,2 и (Nb/Zr)_n 0,6-1, не выходящие за пределы составов базальтов САХ. Поведение базальтов второй группы соответствует тренду характерному для базальтов горы Шона, где содержания TiO₂ не превышают 1% при FeO*/MgO 1,6-2,6. Отношения (La/Sm)_n и (Nb/Zr)_n в одном из представляющих эту группу образцов составляют соответственно 0,93 и 0,81. В некоторых базальтах разлома Буве отмечается относительно большое количество вкрапленников плагиоклаза. Это нашло отражение в их химическом составе - в повышенных концентрациях CaO и Al₂O₃.

Наряду с сильно измененными, были подняты непористые базальты со свежим закалочным стеклом (ст. S1810). По составу это N-MORB с умеренными (K/Ti)_n отношениями в стеклах (0,7-1,0), что существенно ниже, чем в лавах хребта Шписс. Они характеризуются высокими значениями Na₈ (около 3), аналогичными базальтам центрального рифтового сегмента САХ.

Пористые базальты встречаются в верхних частях обоих бортов разлома (ст. S1807, S1810), а также в пределах южного склона субширотного поднятия, находящегося на линии хребет Шписс - остров Буве (ст. S1811).

Структуры АМАХ и область их сочленения со структурами САХ

Граничный прогиб – глубокий трог северо-восточного простираения, соединяет южный сегмент САХ и восточный АМАХ [Пейве и др., 1995]. Сам прогиб засыпан маломощными осадками, но с его северного борта, разбитого серией разломов были подняты преимущественно оливин-плаггиоклаз-порфиновые базальты, хорошо раскристаллизованные долеритовые порфиры и долериты, представляющие дайковый комплекс, а также габбро (ст. S1854-S1856). Тектоническое дробление и гидротермальная проработка с сосюритизацией плаггиоклаза и амфиболитизацией и хлоритизацией клинопироксенов, с развитием кварцевых жил, часто с сульфидами, характерна не только для габбро, но и достаточно обычна для вскрытых здесь долеритов и базальтов. В то же время встречаются и совершенно свежие эффузивы. В базальтовых стеклах отмечается несколько повышенное по сравнению с рифтовыми САХ отношение $(K/Ti)_n$ 0,9–1,27 [Simonov et al., 1996].

В восточном сегменте *рифтовой долины АМАХ* известна только одна станция драгирования СН115–38, где было поднято несколько образцов свежих плаггиоклаз-порфиновых базальтов [Dickey et al., 1977].

В западной части северного борта *разлома Конрад* (станции IO11–45, IO11–47; [LeRoex, Dick, 1981] описаны измененные (от слабой хлоритизации до развития актинолита, эпидота и альбита) афировые базальты и диабазы, причем как и на станции S1855 часть из них имеет закалочные контакты. Наряду с ними подняты измененные оливин-плаггиоклаз-пироксеновые мелкопорфиновые и оливин-плаггиоклаз-порфиновые базальты. Непосредственно в зоне сочленения разлома Конрад и следующего к западу сегмента АМАХ были подняты и габброиды [LeRoex et al., 1985].

Нами исследована западная часть внутреннего углового поднятия, при этом ст. G9602 характеризует низы, ст. G9605 – среднюю и ст. G9604 – верхнюю часть склона. И в низах, и в верхах склона наряду с Ol-Pt-порфирыными и афировыми базальтами присутствуют глубинные породы: габброиды, долериты, а на станции G9604 и серпентинизированные гарцбургиты. Среди вулканитов выделяются слабо пористые, преимущественно афировые, измененные базальты с хлоритом или смектитом в качестве вторичных минералов, представленные небольшими окатанными обломками, покрытые Fe-Mn коркой мощностью до 1 см (G9602/1–4, 11–15, G9604/49, 51, 53–56); сильно пористые афировые андезит-базальты, иногда встречающиеся в виде вулканических бомб (G9602/5–7, G964/50, 52, 76, 77); дациты с небольшим количеством мелких вкрапленников плаггиоклаза и роговой обманки (G9605/1). Дацинты встречены в виде слабо окатанных обломков в составе брекчии с песчано-глинистым цементом. Среди базальтов имеются: тектонизированные разности, свидетельствующие, наряду с фактом присутствия габброидов и ультрабазитов, об интенсивных тектонических процессах, имевших место в ходе становления углового поднятия. Пористые базальты, отвечают более позднему этапу вулканизма в этом районе.

В целом океаническая кора, вскрываемая разломом Конрад в основных чертах (исключительно широкое развитие пород дайкового комплекса, сходные петрографические типы базальтов) аналогична коре, вскрываемой системой тектонических нарушений в западном борту Граничного прогиба.

Базальты западной части внутреннего углового поднятия можно разделить на 2 группы. Первая характеризуется единичными образцами G9604/54, G9602/03 с повышенными содержаниями TiO_2 (2,2–3,1%) и P_2O_5 (0,2–0,4%) при относительно низкой железистости – 1,6–1,9 и $(Nb/Zr)_n$ 0,4–0,6, $(La/Sm)_n$ 0,9–2,1. В целом они близки к слабо обогащенным базальтам южного окончания САХ. В этих базальтах относительно широко раз-

вит хлорит. Основная группа базальтов в различной степени дифференцирована (FeO^*/MgO 1,0–2,4), при этом содержания TiO_2 (0,8–1%) очень низкие, а K_2O (0,4–0,53%), P_2O_5 (0,08–0,09%), $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,3. Эти составы ложатся на тренд дифференциации вулканитов горы Шона. Среди них обнаружены и более кислые разности с SiO_2 62%, которые также попадают на этот тренд. Необходимо отметить, что в целом эти базальты менее изменены или даже свежие. Они имеют различный облик от непористых до сильно пузыристых, похожих на вулканические бомбы.

Область палеосочленения САХ–АфАХ–АМАХ

Этот район имеет сложное строение, обусловленное наложенными тектоническими движениями на границах трех литосферных плит [Сколотнев, 2000]. Здесь опробованы следующие структуры: два поднятия в 15 км к югу от западной части разлома Буве меридионального (ст. G9623) и субширотного (ст. G9622) простираения; борта пассивной части разлома Буве в 50–70 км к югу от вершины хребта Шписс (ст. G9620 и G9621) и меридиональное поднятие, являющегося реликтовой структурой САХ в 50 км к западу от вершины хребта Шписс (ст. G9610), а также изометричное поднятие в 70 км к югу от вершины хребта Шписс в районе $55^\circ 18'$ ю.ш., $0^\circ 25'$ з.д. (ст. G9619), относящееся к АМАХ. Это более древние структуры, отвечающие несколько иной конфигурации тройного сочленения.

На поднятиях к юго-западу от разлома Буве получены пористые базальты. Существенное отличие в том, что если на одном (ст. G9623) подняты полностью палагонитизированные сильно пористые стекла в составе брекчии, покрытой плотной коркой Fe-Mn окислов мощностью 2 см, то на другом (ст. G9622) – относительно свежие базальты с тонкой рыхлой корочкой Fe-Mn окислов. Обе эти структуры, исходя из их расположения и простираения, могут быть связаны с хребтом Шписс, являясь его продолжением на юго-восток.

На северном и южном бортах впадины (ст. G9620 и G9621), представляющих собой тектонические эскарпы широко развиты микрогаббро и тектонизированные базальты. Мощность Fe-Mn окислов на обломках и обилие материала ледового разноса (>50%) указывают на то, что это относительно древние структуры. Здесь имеются как измененные, так и свежие базальты. Среди базальтов имеются непористые афировые (G9620/10–12, 18, 19, G9621/6, 7, 10–12) и оливин-плаггиоклаз-порфиоровые (G9620/1–9, 13–17, G9621/4, 5, 9) и пористые афировые (G9620/21, 22, G9621/1, 2) и плаггиоклаз-порфиоровые (G9621/3) представители. В афировых разностях встречаются отдельные вкрапленники Pl, Ol, Crx. На станции G9620 подняты также очень пористые породы (60–80%), представленные окисленными шлаками красного цвета (G9620/25–27) и вулканическими бомбами (G9620/23, 24, 28). Последние имеют кислый состав (до дацитов) и содержат небольшое количество вкрапленников Pl, Ol, Crx. Можно предположить, что первые отвечают более древней коре, на которой позднее имело место возобновление вулканической деятельности.

На меридиональном поднятии к западу от хребта Шписс (ст. G9610) подняты слабо пористые (пористость 2–4%, редко до 10%) афировые (G9610/1–15, 17, 23, 29–36) и оливин-плаггиоклаз порфиоровые (G9610/16, 18–22, 24–28) базальты. Некоторые базальты очень свежие (G9610/1–12), аналогичные таковым, поднятым в рифтовой долине САХ. Другие в той или иной мере изменены. В частности, в образце G9610/30 развит смектит близкий к сапониту [Пейве, Сколотнев, 2001]. В этом же образце определен состав микролитов клинопироксена, имеющих отчетливую розовую окраску. По своему составу они относятся к титаноавгитам с большим содержанием TiO_2 (5,05–5,32%). Базальты данной структуры, судя по наличию Fe-Mn пленки, имеют несколько более древний возраст, чем со-

временные рифтовые, что совпадает с тем фактом, что данное поднятие не располагается в области современной положительной магнитной аномалии, хотя и находится на ее простирации. Это согласуется с точкой зрения о реградации (отступлении) рифтового вулканизма САХ в северном направлении.

На станции G9619 базальты отличаются большим разнообразием текстур и структур. Среди них выделяются следующие разновидности: непористые плагиоклаз-порфировые (G9619/1–4, 23), пористые (15–20%) афировые (G9619/10–14) и оливин-плагиоклаз-порфировые (G9619/5–9, 15, 16). Помимо базальтов драгированы более кислые вулканыты, содержащие вкрапленники ОI, Срх, РI и иногда роговой обманки, отличающиеся сильной пористостью (до 80%) (G9619/18–21).

Базальты станции G9610, относятся к умеренно и сильно дифференцированным породам, FeO^*/MgO в которых варьирует от 1,2 до 4. Они подразделяются на 2 группы. Первая (обр. G9610/1, G9610/12) характеризуется низкими содержаниями литофильных элементов (K_2O 0,3%, P_2O_5 0,1–0,2%) и низкими $(Nb/Zr)_n$ отношениями, соответствуя базальтам *N-MORB* САХ. Вторая группа существенно более обогащена K_2O 1,1–1,4%, P_2O_5 0,7–0,9% и имеет повышенные $(Nb/Zr)_n$ 1,32. При этом в образцах G9610/8, G9610/21, G9610/31 при низкой степени фракционированности отмечаются аномально высокие содержания P_2O_5 (0,7–0,8%), Sr (500–600 г/т). Их другая особенность – слабые вариации содержания TiO_2 , Al_2O_3 и СаО при дифференциации. Составы обогащенных базальтов на вариационных диаграммах образуют самостоятельные тренды, не совпадающие с таковыми для вулканытов хребта Шписс и острова Буве. По содержаниям Sr, Rb, Ва они попадают в поля составов базальтов аномалии 12–14° в.д. [LeRoex et al., 1992], но отличаются более низкими концентрациями Y и Nb. Базальты двух петрохимических групп различаются и по характеру вторичных изменений. Если первые практически свежие с небольшим количеством глауконита, то вторые содержат смектит, что характеризует их в качестве представителей более глубоких частей базальтового разреза.

В пределах линейного поднятия, протягивающегося от южной части хребта Шписс в сторону острова Буве и, по-видимому, структурно связывающего их, поднято несколько базальтов существенно различного состава (станция G9622). Большинство образцов – это сильно дифференцированные высокожелезистые ($FeO^*/MgO = 2,5$) базальты, обогащенные TiO_2 (3,8–3,9%), K_2O (1,7–1,8%), P_2O_5 (0,6%), Na_2O (3,9–4,3%) (см. рис. 2.17). Отношения $(Nb/Zr)_n$ в них равны 1,3. По этим и другим параметрам рассматриваемые базальты, как видно из графиков вариаций составов (см. рис. 2.17), очень близки к тем базальтам рифтовой долины АфАХ, которые отличаются повышенными концентрациями K_2O и P_2O_5 . При этом следует отметить, что образец G9622/2 имеет очень высокие концентрации хрома.

Исключением является образец G9622/6, не выделяющийся среди других представителей этой группы ни характером вторичных изменений, ни текстурой. Он имеет низкие содержания TiO_2 (0,88%), Na_2O (2,18%), K_2O (0,28%), P_2O_5 (0,07%) и железистость 1,8, что сближает его с вулканытами поднятия Шона.

В зоне сочленения палеоструктур АфАХ–АмАХ–САХ (станции G9619, G9620 и G9621) подняты вулканыты трех геохимических типов. Первый тип – это слабо дифференцированные базальты, отвечающие *N-MORB* и не выходящие за пределы колебаний составов базальтов САХ в районе ТСБ (FeO^*/MgO 1–1,5, K_2O 0,2–0,3%, P_2O_5 0,07–0,15%, TiO_2 1,4–1,6, $(Nb/Zr)_n$ 0,5–0,7). Вторая группа базальтов отличается повышенными содержаниями литофильных элементов (K_2O и P_2O_5) и TiO_2 (2,5–3,0%), характерными для сла-

бо обогащенных толеитов, в то же время они имеют сравнительно низкие отношения $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$. Некоторые из этих базальтов характеризуются очень высокими концентрациями хрома (500 – 800 г/т). Третья группа (G9619/2, 5, 10, G9620/23 и G9621/1, 4) с низкими содержаниями TiO_2 (0,6–1,2%) и P_2O_5 (0,07–0,1%) имеет также низкие $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ отношения (0,2–0,3). Среди них встречены высоко дифференцированные разности, вплоть до дацитов. Вулканиты аналогичного состава широко распространены в районе горы Шона. Проанализированы в основном слабо измененные образцы, но по внешнему облику представители третьей группы отличаются своей повышенной пористостью от базальтов двух первых групп.

Подводная гора Шона

По данным драгирования эта структура сложена разнотипными вулканитами. Наиболее широко здесь распространены породы с очень низкими содержаниями TiO_2 (0,6–1,2%). В совокупности они образуют пологий и протяженный тренд дифференциации от базальтов (обр. G9608/25, 27, 51, 55, G9609/3, 5, 11) через андезиты (обр. G9608/5, 13, 24, 29, 31, 37, 45) и дациты (обр. G9608/28, 43, 58) к липаритам (обр. G9608/8, G9609/12). Этот тренд резко отличается от трендов составов вулканитов хребта Шписс и острова Буве. При росте коэффициента дифференциации, сопровождающемся быстрым возрастанием содержания кремнекислоты, происходит очень медленное накопление TiO_2 (до 1,2%), K_2O (до 0,5%) и P_2O_5 (до 0,15%), которые в целом остаются низкими (см. рис. 2.17). Собственно базальты из этой группы имеют в сравнении с базальтами хребта Шписс несопоставимо более высокие концентрации хрома (около 500 г/т), более высокие содержания ванадия и скандия, заметно более низкие значения литофильных элементов (Sr, Zr, Y, Nb) и близкие содержания никеля. По мере дифференциации содержания Sr, V, Sc быстро уменьшаются, напротив, концентрации Sr, Zr, Y, Nb постепенно возрастают. Для этих вулканитов характерны низкие $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ отношения 0,1–0,5. Среди этих вулканитов преобладают сильно пористые образцы: шлаки, вулканические бомбы, пемзы, однако есть и типичные среднепористые и слабо пористые породы. Они в основном свежие, некоторые сильно окислены.

Остальные вулканиты горы Шона представлены только базальтами, среди которых выделяется несколько малочисленных групп. Сильнопористый образец G9608/15 петрохимически близок к базальтам хребта Шписс, но имеет очень высокие концентрации хрома (535 г/т), что более сближает его с базальтами рифтовой долины АфАХ. Два из изученных базальтов (G9608/45, 52) близки к обедненным разностям толеитов. Для них также характерны низкие содержания TiO_2 , но, в отличие от основной группы вулканитов горы Шона, они имеют ещё более низкие концентрации калия. К слабо обогащенным разностям толеитов относятся базальты G9608/4 и G9609/2, которые отличаются от двух предыдущих групп более высокими концентрациями K_2O (0,40%) и TiO_2 . Встречены два необычных состава базальтов (G9608/3, 46). Первый из них – существенно оливин-порфиновый базальт, что и нашло отражение в низких содержаниях кремнекислоты и глинозема и в аномально высоких концентрациях хрома и никеля. По уровню и соотношению в нем содержания калия и фосфора он близок к обогащенным базальтам станции G9610. По этим параметрам к базальтам этой станции близки и измененные образцы G9608/24, 46. Следует отметить, что все базальты, отличающиеся от основной группы вулканитов горы Шона практически непористые, часть из них заметно изменена, некоторые несут признаки непосредственного отрыва от склона.

Изотопные соотношения, мантийные неоднородности и источники базальтов

Важнейшую информацию о распределении мантийных неоднородностей и их источниках несет изотопная геохимия. На юге Атлантики (между 40 и 52°5' ю.ш.) в последнее время было проведено детальное изучение распределений отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^3\text{He}/^4\text{He}$ в базальтовых стеклах. Постановка этих работ была обусловлена сложной морфологией осевой части САХ и всего района ТСБ в целом и имевшимися данными об обогащенном характере базальтов [Schilling et al., 1985; LeRoex et al., 1987; Douglass et al., 1995]. С севера на юг вплоть до Агульяс-Фолклендского разлома для САХ характерна отчетливо прослеживаемая и глубоко врезанная рифтовая долина, а базальты характеризуются низкими отношениями $(\text{La}/\text{Sm})_n$ и отсутствием явного влияния плюмового магматизма. В то же время несколько повышенные изотопные отношения Pb и Sr и несколько более радиогенный He, чем в среднем в MORB, в рифтовых базальтах этого района по сравнению с базальтами Северной Атлантики свидетельствуют о некоторой добавке материала типа EM³ [Fontignie, Schilling, 1996; Douglass et al., 1999]. В районе Агульяс-Фолклендского разлома морфология САХ изменяется, а рифтовая долина исчезает. На 49° ю.ш. рифтовая долина снова проявлена в морфологии САХ, протягиваясь далее на юг вплоть до области ТСБ. Изучение изотопного состава рифтовых базальтов САХ показало, что на широте поднятия Дискавери и хребта Шона, находящихся к востоку от оси рифтовой долины, в них наблюдаются аномально высокие отношения изотопов Pb, Sr и He, и низкие – Nd [Douglass et al., 1999; Sarda et al., 2000] (рис. 2.21). Соответственно участок рифта между 45 и 49° ю.ш. получил название аномалии Дискавери, а район между 49 и 52° ю.ш. – аномалии Шона [Douglass et al., 1999]. Базальты аномалии этого сегмента ложатся на крутой тренд смещения уходящий в область высоких $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и очень высоких $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (до 0,7057) (рис. 2.22). Самые высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в свежих базальтах отмечены около Агульяс-Фолклендского разлома. Такие изотопные составы характеризуют этот источник как EM-тип. Аномалия Дискавери в соответствии с особенностями состава базальтов и морфологией хребта, в свою очередь, подразделяется на три более мелкие аномалии [Douglass et al., 1999]. Северный (45–47° ю.ш.) сегмент отделен от Центрального Агульяс-Фолклендским разломом. Особенность этих базальтов – они наименее радиогенны по Pb и образуют тренд смещения направленный в сторону составов EM-2, перекрываясь с наименее радиогенными составами по Pb Центрального сегмента. Центральный сегмент (между Агульяс-Фолклендским разломом и 48,5° ю.ш.) характеризуется более радиогенными составами $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$). Несмотря на имеющиеся отличия, общий характер обогащения этих сегментов однотипен и в дальнейшем мы их будем рассматривать как единый сегмент. Кроме того, их объединяют и исключительно высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (13–14), не известные в других рифтовых структурах Южной Атлантики [Sarda et al., 2000]. Такие высокие $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношения характерны для островов Южного полушария, таких как Буве или Реюньон и некоторых гор Южной Атлантики [Graham et al., 1996], а также встречаются в пределах рифтовой долины АфАХ на 7° в.д. [Kurz et al., 1998].

Южный сегмент (между 48,5° ю.ш. и разломом 49° ю.ш.) отличается от предыдущих в систематическом смещении $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в сторону более низких значений (в сторону

³Составы исходных мантийных источников смещения с различными изотопными метками рассмотрены в главе III

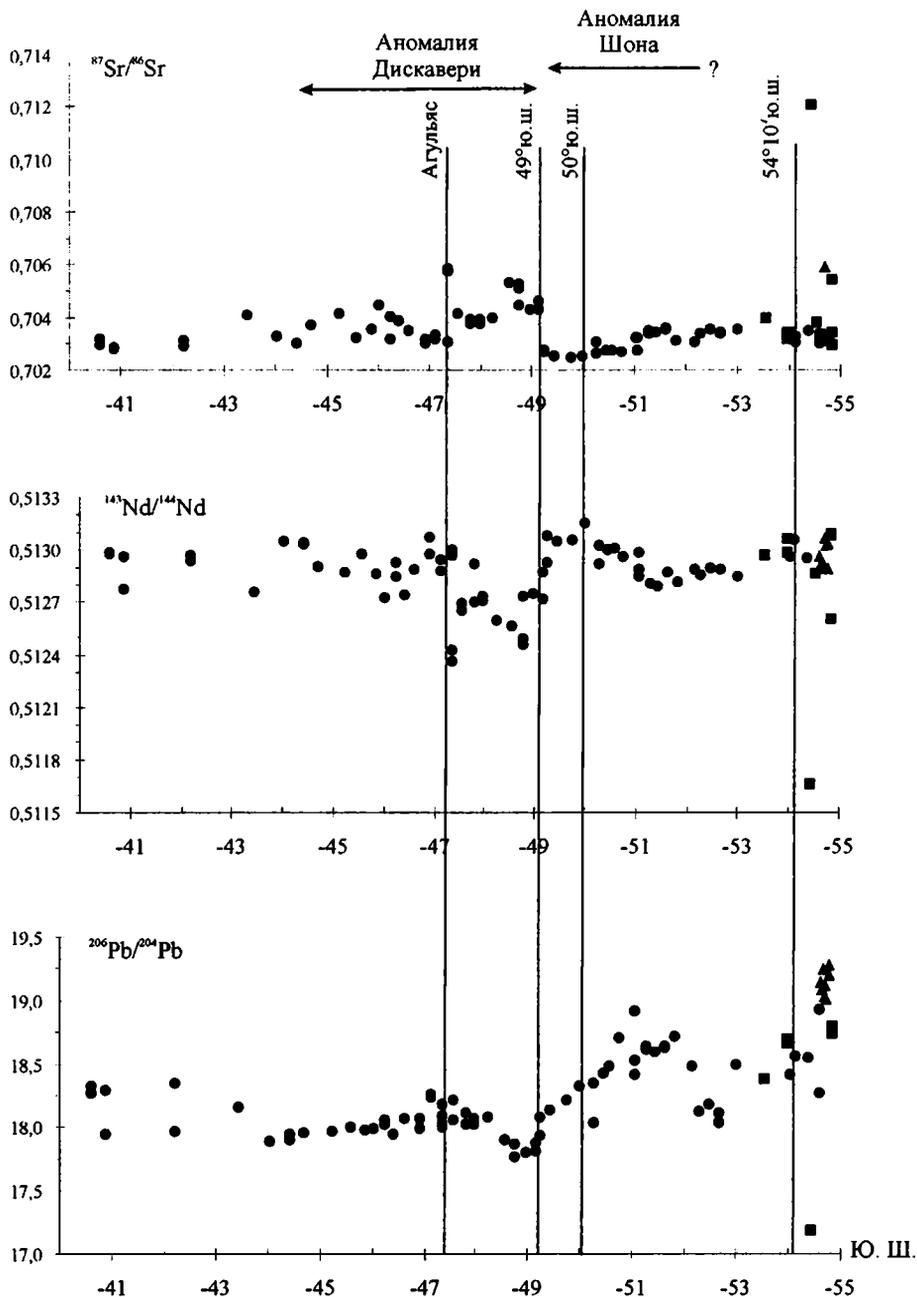


Рис. 2.21. Диаграммы изотопных отношений в базальтовых стеклах по простиранию САХ. (Продолжение см. с. 136)

Для построения диаграмм использованы данные из работ: 1 – Douglass et al., 1999; Sarda et al., 2000; 2, 3 – Сушевская и др 1999; Kamenetsky et al., 2001. Треугольниками показаны данные по хребту Шписс. Вертикальные линии соответствуют положению основных разломных зон

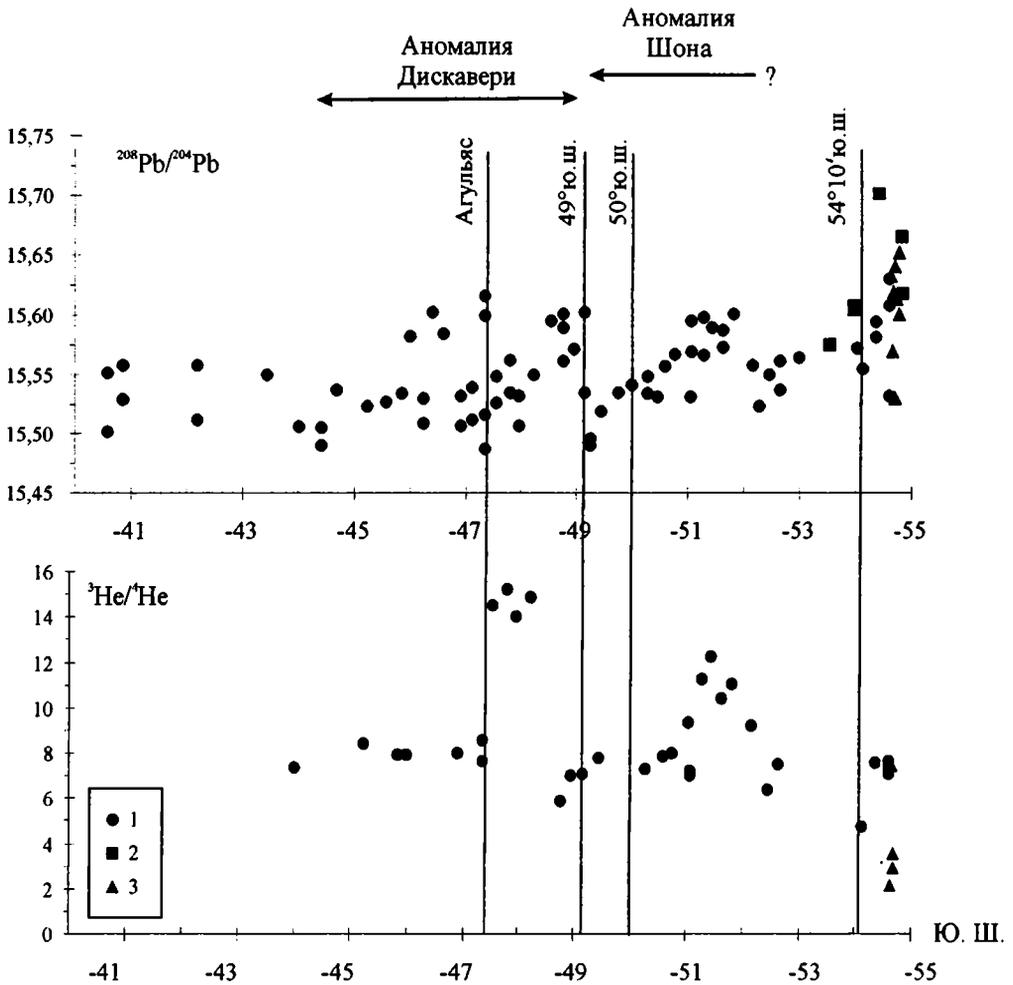


Рис. 2.21. Окончание. (Начало см. с. 135)

LOMU) и низкими значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$. Граница по $^3\text{He}/^4\text{He}$ между Северным (Центральным) и Южным сегментами очень резкая. В пределах аномалии эти отношения скачкообразно возрастают от 8 до 13 без промежуточных значений, что свидетельствует об отсутствии процессов смешения вещества в пределах соседних сегментов, что наблюдается крайне редко. Существование данной аномалии рядом авторов [Douglass et al., 1999] связывается с поднятием Дискавери, которое на наш взгляд только условно можно считать активным плюмом.

Район 49–52° ю. ш. (аномалия Шона) отличается от предыдущих сегментов повышенными отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 18,9) и $^3\text{He}/^4\text{He}$ 12,5 и пониженными $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Douglass et al., 1999]. В пределах аномалии Шона значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ медленно нарастают к центру аномалии, что свидетельствует о хорошем перемешивании верхнемантийного и плюмо-

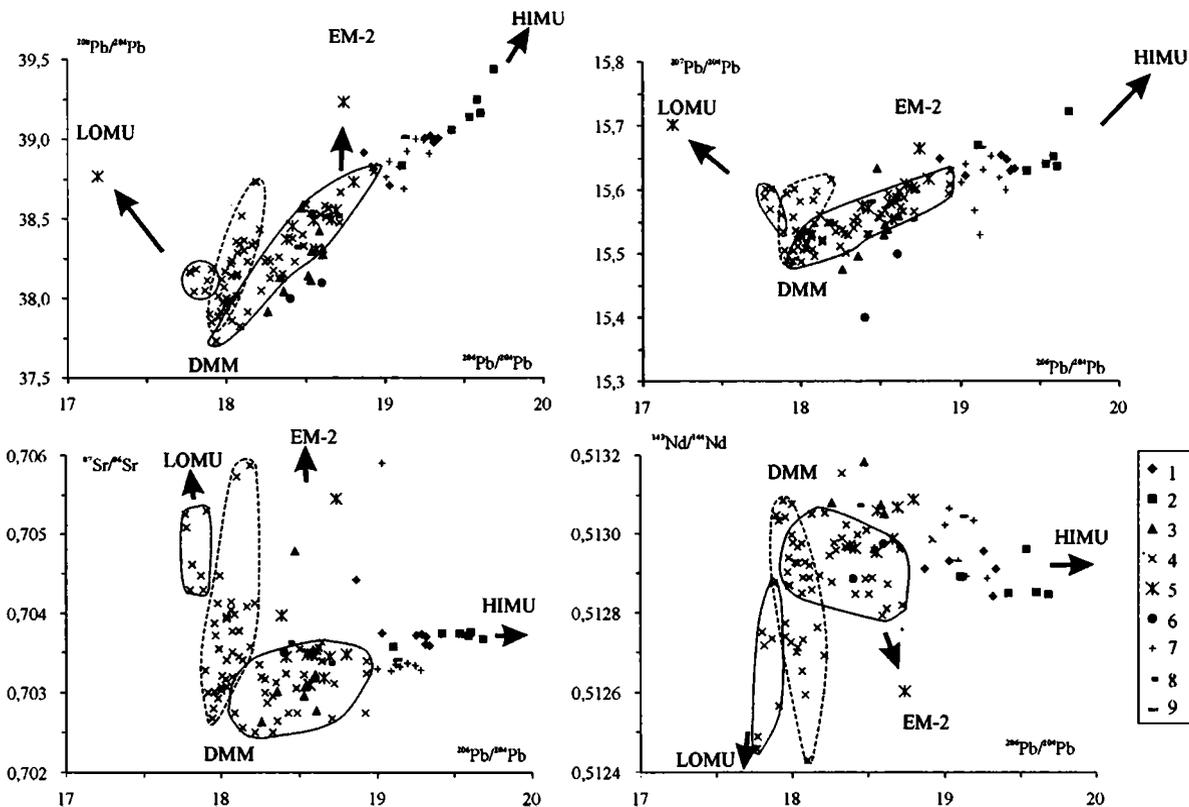


Рис. 2.22. Соотношения изотопов в базальтах ТСБ и прилегающих районах

1 – АфАХ в районе о-ва Буве; 2 – о-в Буве; 3 – АмАХ; 4 – САХ (44–53°30' ю.ш.); 5 – САХ (53°30'–54°48' ю.ш.); 6 – гора Шона; 7 – хребет Шписс; 8 – Восточная область дислокаций; 9 – зона палеосочленения САХ – АфАХ. Оконтуры аномалии, по: [Douglass et al., 1999]: точками – Дискавери южная, пунктиром – Дискавери центральная и северная, сплошная линия – Шона. Для построения диаграмм использованы оригинальные анализы и данные из работ: LeRoex et al., 1983; Douglass et al., 1999; Prestvik et al., 1999; Сушевская и др., 1999; Kamenetsky et al., 2001

вого He в районе данной аномалии. Возможно, это связано с тем, что центр источника аномалии Шона расположен в пределах САХ, в отличие от аномалии Дискавери. Изотопные отношения варьируют в значительно большей степени, дают облако отношений, расположенное параллельно области составов связанных с мантийным плюмом Буве, но сдвинутое в сторону пониженных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Значения радиогенного Pb и Sr и нерадиогенного Nd указывают на смешение вещества HIMU мантийного плюма типа Буве и деплетированной астеносферы. Отсутствие корреляции между изотопными данными Pb и Sr, Nd, He говорит о том, что они образовались при смешении, более чем двух источников. Высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ 12,3 совпадают с наиболее поднятым участком рифтовой долины. Отличная корреляция $^3\text{He}/^4\text{He}$ с рельефом, по-видимому, свидетельствует, что эта аномалия (Шона) расположена под самим хребтом САХ с центром в районе $51^\circ 26'$ ю.ш. (ось рифта), судя по пику $^3\text{He}/^4\text{He}$ и по максимальным значениями аномалии Буге [Kurz et al., 1998]. Источник аномалии Шона имеет ту же природу, что и вулканы острова Буве и плюма Реюньон, находится в глубокой мантии и образовался в результате смешения материала примитивной мантии со значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ 29 с деплетированной мантией САХ ($^3\text{He}/^4\text{He}$ 8) [Moreira et al., 1995]. В то же самое время они существенно отличаются от серии плюмов Тристан и Гоф. Имелись представления, что гора Шона, расположенная к западу от оси САХ в районе $54^\circ 30'$ ю.ш. $5^\circ 40'$ з.д. может представлять собой некий плюм, проявленный в виде обогащенных базальтов в районе САХ (аномалия Шона). Драгировки на НИС "Геленджик" в пределах этой горы показали, что она сложена базальтами, имеющими изотопные характеристики, типичные для деплетированных базальтов, в том числе низкие отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Далее к югу расположен сегмент ($52,7-52,3^\circ$ ю.ш.), который отличается резким понижением в рельефе. Его низкие $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношения соответствуют северному и центральному сегментам аномалии Дискавери.

Южнее 53° ю.ш. морфология САХ усложняется по мере приближения к области тройного сочленения. По составам изотопов базальты этого сегмента в целом соответствуют базальтам аномалии Шона. Однако от последних они несколько отличаются более высокими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. В пределах рифта САХ наблюдаются, по крайней мере, две локальные аномалии. Одна в районе 54° ю.ш., другая на самом юге САХ ($54^\circ 36'$ ю.ш.). $^3\text{He}/^4\text{He}$ варьирует от 5 до 9,6. В обр. G9626-1 был определен очень радиогенный ($^3\text{He}/^4\text{He}$ 5) гелий. Один из возможных механизмов образования таких низких отношений – сохранение некоторого количества атмосферного He в ходе субдукции и последующей глубинной переработки вещества.

Таким образом, с точки зрения мантийных источников, подавляющая часть базальтов САХ южнее 49° ю.ш. образовалась при смешении деплетированного мантийного источника (DMM) (правда слегка более обогащенного радиогенными компонентами по сравнению с Северной Атлантикой) и компонента HIMU. В тоже время в результате работ на НИС "Академик Николай Страхов" и НИС "Геленджик" в двух структурах САХ были подняты резко отличные от основной группы базальты. Один образец поднят на станции G9610 (самый юг САХ), за пределами активной части рифтовой долины. Он характеризуется повышенными отношениями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,7), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (39,2), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,71209) и пониженными $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51166) при умеренных значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, что делает его очень близким по составу к компоненту EM-2. Таким образом, данный образец далеко выпадает из области составов как аномалии Дискавери, так и Шона. Его образование можно объяснить, например, двустадийным смешением. На первом этапе имело место смешение компонентов DMM и HIMU, на втором – продукт их смешения захватил компонент

ЕМ-2. То, что данный компонент обнаружен только в одной драге при достаточно частой сетке драгировок, расстояние между которыми составляло не более 10 км, говорит о локальном распространении и крайне небольшом размере блоков состава ЕМ-2 в мантии ТСБ. По изотопному составу ЕМ-2 ближе всего отвечает рециклированной океанической коре с несколькими процентами примеси континентальных осадков. Интересно, что в ближайшем окружении ТСБ пород такого состава больше не обнаружено. Из структур Атлантики наиболее близкий (но не тождественный) состав имеют вулканы острова Гоф.

Ещё более интересным оказался образец станции S1860, поднятый в пределах рифтовой зоны САХ на $54^{\circ}25'$ ю.ш. Образец S1860/1 сочетает относительно высокую магнезиальность (67,8), высокое содержание Ni (290 г/т) и аномально высокие содержания SiO_2 при низком CaO и относится к высокомагнезиальным андезитам. Судя по сильному обеднению тяжелыми РЗЭ, источник базальтов содержал гранат, а плавление имело место в области гранатовой фации [Kamenetsky et al., 2001]. Низкое содержание CaO и Sc говорит об обедненности источника клинопироксеном. В то же время в источнике имелись оливин и ортопироксен. Поэтому источник мог представлять собой нижнекоровый основной гранулит, состоявший из оливина, граната и ортопироксена. Аномальными являются все изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0,511663, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15,701, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38,766, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 17,188, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,712090 [Kamenetsky et al., 2001]. Такие изотопные отношения ранее не отмечались в океанических базальтах, и отражают влияние древней (>2 млрд лет) континентальной коры или обогащенной литосферной мантии. Аналогичный состав характерен для континентальных кимберлитов и лампроитов, представляющих субконтинентальную мантию [Fraser et al., 1985]. Состав базальта S1860/1 практически идентичен модельному источнику LOMU, предложенному в работе [Douglass et al., 1999] для объяснения происхождения базальтов аномалии Дискавери.

Высокомагнезиальные андезиты ранее не были встречены в срединно-океанических хребтах и среди островных вулкаников. Такие породы более характерны для островодужных обстановок. То, что данный образец поднят вместе с обычными базальтами *N*-MORB, свидетельствует о локальном распространении и небольшом размере таких мантийных неоднородностей, находящихся в виде отдельных блоков в деплетированной мантии. По всей видимости, это реликты литосферы Гондваны, оставшиеся в районе ТСБ с начальных этапов раскрытия Южной Атлантики. Расплавы, образованные в пределах таких неоднородностей, взаимодействуют с окружающей мантией существенно иного состава или смешиваются с расплавами из деплетированного источника, что делает вероятность появления их на поверхности крайне небольшой.

Наиболее крупной вулканической структурой центрального типа в районе ТСБ, представляющей собой продукт подъема плюмового материала, является островная структура Буве. Для нее характерно распространение вулкаников с высокими отношениями всех изотопов Pb ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 39–39,5, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15,6–15,7, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ около 19,5) и умеренными $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что свидетельствует об их образовании в результате сложного смешения материала нескольких источников ЕМ-1, НИМУ и DMM [O'Nions, Pankhurst 1974; Prestvik et al., 1999].

Базальты АфАХ вблизи острова и в пределах нескольких более восточных сегментов характеризуются более низкими отношениями изотопов Pb при практически таких же $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и более высоких $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (см. рис. 2.22). $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношения здесь несколько повышены (8–10), хотя и существенно в меньшей степени, чем в базальтах острова Буве [Kurtz et al., 1998].

Таким образом, их можно рассматривать как продукты смешения вещества с изотопными метками острова Буве и расплавов из деплетированного источника. При этом состав не оставляет сомнения в их родственности с вулканитами острова Буве с точки зрения мантийных источников.

Pb-изотопия базальтов хребта Шписс очень близка таковой базальтов АфАХ в районе острова Буве. Разброс изотопных отношений Sr и Nd для большей части стекол хребта небольшой (по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ он составляет 0,7033–0,7035, а по $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0,51313–0,51295). Вариации изотопных отношений Sr и Pb для стекол хребта Шписс и прилегающих сегментов АфАХ показывают, что расплавы хребта Шписс менее обогащены радиогенными изотопами, чем базальты сегмента АфАХ, встречающиеся вблизи острова Буве. Все они лежат на едином тренде смешения обогащенного источника, близкого по характеристикам к магмам острова Буве, с деплетированным океаническим источником. При этом область их составов не перекрываются с составами базальтов юга САХ. От АфАХ Шписс отличается практически только низкими $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношениями (7–8).

Таким образом, изотопные составы базальтов острова Буве и подавляющего большинства базальтов юга САХ (49–55° ю.ш.) представляют собой две полярные группы, дающие одну область смешения. Первая характеризуется наиболее радиогенными изотопными отношениями, а вторая – наименее, характерными для деплетированной мантии. Базальты АфАХ и хребта Шписс занимают промежуточное положение. В этом случае теряет смысл выделение аномалии Шона как самостоятельной аномалии, так как отсутствует принципиальная разница между изотопными источниками базальтами этой аномалии и базальтами структур АфАХ.

К сожалению, отсутствуют изотопные данные по базальтам АМАХ вблизи ТСБ. Ближайшие базальты АМАХ, для которых эти данные есть, находятся на удалении 450 км от ТСБ. Здесь это типичные *N-MORB*, с характерными для этой группы пород соотношениями изотопов, в том числе с низкими $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношениями.

Таким образом, анализ изотопии района ТСБ (с более широким площадным охватом) показывает, что большинство базальтов этого района образовалось при смешении плюмового материала Буве и деплетированной мантии. Источник Буве, в свою очередь, представляет собой смесь компонентов NIMU и EM-1, Граница между областью распространения материала плюма Буве условно проходит по 49° ю.ш. Севернее расположена аномалия Дискавери, имеющая иные исходные источники (LOMU), чем аномалия Буве. Кроме того, отдельные образцы представляют собой результат плавления мелких неоднородностей в мантии, представляющих фрагменты субконтинентальной литосферы, оставшиеся в мантии после распада Гондваны и непосредственно не связанных с плюмовым магматизмом.

Типизация базальтов и геодинамика мантии

Проведенное исследование показывает, что в районе тройного сочленения Буве распространены очень разнообразные по составу вулканиты, среди которых преобладают базальты. Приведенные данные по петро-, геохимии базальтов убедительно свидетельствуют о существовании в районе тройного сочленения Буве нескольких контрастных магматических систем. Развитие различных типов магматизма является следствием глубинных геодинамических процессов, ответственных за их формирование. Для разделения базальтов на группы и классификации магматических систем мы руководствовались следующими соображениями. К элементам, характеризующим мантийный источник первичных

расплавов, относятся титан, фосфор, калий и ряд других некогерентных элементов (Nb, Zr, Y), отношения которых слабо зависят от процессов частичного плавления и фракционирования. Поэтому концентрации и отношения этих элементов являются главными критериями для подразделения вулканитов на группы. В то же время мы учитывали, что калий достаточно подвижен при подводном выветривании базальтоз, поэтому породы с высоким содержанием воды не принимались во внимание при выделении групп, а поведение фосфора и титана при очень высоких степенях дифференциации определяется осаждением из расплава апатита и Fe-Ti фаз. Последнее накладывает отпечаток и на распределение таких несовместимых элементов как Nb, Zr, Y. К наиболее важным параметрам, используемым при характеристике мантийных источников, относятся изотопные отношения и распределение редкоземельных элементов в вулканитах.

Вариации содержаний других элементов во многом зависят от характера дифференциации, при этом образуются дифференцированные вулканические серии, выделение которых было проведено в основном при анализе вариационных диаграмм элемент – коэффициент фракционирования (FeO^*/MgO). Вулканические серии образуют на диаграммах либо субпараллельные тренды, что говорит о близких условиях фракционирования, либо пересекаются друг с другом. Наличие самостоятельных трендов, характеризующих поведение того или иного элемента, также может свидетельствовать либо об особенностях состава мантийного источника, либо о различиях в условиях частичного плавления разных групп вулканитов. В частности, Клейн и Лангмюр [Klein, Langmuir, 1987] на основании изучения состава базальтовых стекол сделали вывод, что повышенные концентрации натрия в первичном расплаве указывают на более низкую степень частичного плавления мантийного источника, а повышенные концентрации железа – на большую глубину зоны генерации расплавов.

Следует отметить, что на различных диаграммах тренды разных вулканических серий или групп могут совпадать друг с другом, а на других отчетливо различаться, что затрудняет однозначную идентификацию серий. Кроме того, базальты, образовавшиеся из различных по составу мантийных источников, могут иметь для отдельных элементов одинаковые тренды фракционирования.

Наиболее многочисленной и наиболее распространенной в регионе ТСБ группой является группа базальтов *N-MORB*, главной отличительной чертой которых являются низкие концентрации литофильных элементов. Породы слабо или умеренно дифференцированы, поэтому они не дают протяженного тренда, а образуют на вариационных диаграммах компактные поля составов, располагающиеся в основании всех трендов дифференциации. Лишь на диаграмме $\text{FeO}^*-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ (см. рис. 2.17) базальты из этой группы формируют самостоятельный тренд с наиболее высокими концентрациями железа. Данные базальты могут являться производными расплавов, генерированных при частичном плавлении мантийного субстрата под срединно-океаническими хребтами, начиная с глубин 60–70 км [Simonov et al., 1996; Симонов и др., 2000]. В пределах изученного региона они наиболее широко распространены в рифтовой долине и на флангах САХ. В двух других спрединговых хребтах (АФАХ и АМАХ) они встречены реже (разлом Буве, угловое поднятие Конрад), хотя на удалении от ТСБ [LeRoex et al., 1983, 1985] они широко распространены и в пределах этих хребтов. Деплетированные базальты встречены также в зонах сочленения палеоструктур САХ и АФАХ (Восточная область дислокаций). Там они сильно изменены, при этом среди вторичных минералов преобладает хлорит, и, следовательно, к поверхности дна они были выведены с более глубоких горизонтов разреза

океанической коры. В зоне сочленения палеоструктур САХ, АфАХ и АМАХ базальты рассматриваемой группы слагают ряд поднятий, но в данном случае они несут признаки лишь поверхностных изменений. Единичные образцы базальтов *N-MORB* драгированы с нижней части поднятия Шона. Таким образом, базальты *N-MORB* являются фоновыми для района ТСБ. Внутри самой этой группы наблюдаются вариации содержаний ряда элементов, особенно натрия и титана, однако каких-либо закономерностей в пространственном распределении таким образом различающихся базальтов не наблюдается. Базальты из Восточной области дислокаций выделяются более низкими концентрациями СаО, что связано с широким распространением в них хлорита. Напротив, для некоторых существенно плагиоклаз-порфирировых разностей из района разлома Буве свойственны повышенные концентрации СаО и особенно Al_2O_3 .

Близки к составу к базальтам предыдущей группы умеренно обогащенные толеиты типа *T-MORB*. Они отличаются от деплетированных разностей более высокими концентрациями литофильных элементов (К, Р, Zr, Sr, Y, Nb и др.), степень обогащения которыми варьирует. Для них также характерны и более высокие отношения некогерентных элементов Nb/Zr, La/Sm и др. Базальты *T-MORB* были встречены практически везде, где были описаны деплетированные базальты, но только в меньшем количестве. Их единичные образцы встречены также на хребте Шписс.

Составы вулканитов, драгированных с хребта Шписс и с подводных склонов острова Буве, на вариационных диаграммах TiO_2 , K_2O , $P_2O_5 - FeO^*/MgO$ (см. рис. 2.17) в совокупности образуют единый самостоятельный, протяженный тренд, отражающий продолжительную дифференциацию, в ходе которой накапливались железо, натрий, калий и уменьшались содержания магния, кальция и алюминия. Судя по характеру тренда, концентрации железа, титана и фосфора на первых этапах фракционирования быстро возрастали, а на конечных этапах, когда в промежуточной камере происходило осаждение Fe-Ti фаз (ильменита?) и апатита, их содержание в расплаве значительно сократилось. Несмотря на очень протяженный тренд дифференциации, содержание кремнекислоты до момента осаждения апатита и Fe-Ti фаз увеличивается не намного. Описанный характер дифференциации свойственен для толеитовых расплавов, фракционирование которых происходит по феннеровскому типу. Среди вулканитов острова Буве существенно больше сильно дифференцированных разностей, чем в пределах хребта Шписс, что указывает на более крупные размеры промежуточного очага, существующего под вулканом Буве. В пользу этого свидетельствуют и гораздо большие поперечные размеры вулканического сооружения острова Буве.

Хотя мы и объединили вулканиты острова Буве и хребта Шписс в единую серию, тем не менее между ними имеются различия. На вариационных диаграммах Na_2O , Al_2O_3 , $FeO^* - FeO^*/MgO$ они образуют различные тренды параллельные друг другу, при этом концентрации Na_2O и FeO^* выше, а Al_2O_3 ниже в вулканитах хребта Шписс при тех же самых уровнях дифференциации. Это различие свидетельствует о разнице в условиях генерации первичных расплавов для хребта Шписс и для острова Буве.

На вариационных диаграммах, отображающих поведение элементов-примесей, вулканиты острова Буве имеют более высокие отношения Nb/Zr и Zr/Y, чем таковые хребта Шписс. Эта разница может быть обусловлена как различием в составе мантийного источника, так и процессами фракционной кристаллизации, так как анализировались в основном сильно дифференцированные разности. Некоторые различия между вулканитами Буве и Шписс следуют также из данных по их изотопии [Kurz et al., 1998; Суцевская и др.,

1999]. Вулканисты острова Буве характеризуются довольно высокими содержаниями радиогенных изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70371) и свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 19,588), что резко отличает их от деплетированных базальтов, в частности, южного окончания САХ (соответственно 0,70323–0,70338 и 18,037–18,932). Вулканисты хребта Шписс имеют в основном низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70329–0,70336) на уровне деплетированных MORB, хотя у отдельных образцов оно более высокое (0,70349), и промежуточные значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (19,010–19,244). В вулканитах острова Буве определены высокие значения радиоактивного гелия ($^3\text{He}/^4\text{He}$ 12,4), которые уменьшаются по мере удаления от острова. Повышенные значения радиоактивного гелия в вулканитах острова Буве в совокупности с высокими содержаниями радиогенных изотопов стронция и свинца в них указывают на то, что их первичные расплавы связаны с плюмом глубинной обогащенной мантии. В то же время вулканисты хребта Шписс характеризуются очень низкими отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ (2,15–7,44), в целом даже более низкими, чем в деплетированных базальтах САХ (7,11–7,66) [Kurz et al., 1998]. Таким образом, если следовать имеющимся представлениям о генетической роли изотопных и геохимических параметров, то невозможно предложить непротиворечивую модель образования вулканитов хребта Шписс. С одной стороны, содержания калия, фосфора, титана, ряда литофильных элементов-примесей в них близки к таковым в вулканитах острова Буве, плюмовая природа которых, как показано выше, подтверждается многими данными. С другой стороны, их изотопные характеристики отличаются. Изотопия стронция близка к таковой для деплетированных толеитов, Pb-изотопные характеристики являются промежуточными между таковыми для деплетированных базальтов и вулканитов острова Буве. Для того чтобы объяснить очень низкие значения радиоактивного гелия в вулканитах хребта Шписс, необходимо предположение либо о разбавлении исходных расплавов компонентом, обогащенным радиогенным гелием, либо о ранней дегазации мантийного источника. В работе [Сушевская и др., 1999] сделано предположение о том, что вулканисты хребта Шписс произошли в результате плавления метасоматизированной гетерогенной мантии, образовавшейся на более раннем этапе рифтогенеза. Возможность ее сохранения в современных осевых частях спрединговых хребтов следует из сложной геодинамики раскрытия этой части Южного океана. Привлечение метасоматизированной мантии в качестве магматического источника объясняет некоторую обогащенность вулканитов хребта Шписс радиогенными изотопами и низкие значения радиоактивного гелия. Хотя возможность нахождения метасоматизированной мантии в данном регионе не вызывает возражений, все же имеется ряд, прежде всего, геологических фактов, свидетельствующих о более сложной истории формирования расплавов хребта Шписс. Данный хребет начал формироваться около 2–2,5 млн лет назад, а собственно сам вулкан Шписс около 1 млн лет назад, когда наиболее западный отрезок АфАХ уже существовал, время начала его образования около 8 млн лет назад [Ligi et al., 1999]. На ранних этапах существования этого сегмента АфАХ в его осевой части изливались преимущественно деплетированные базальты, о чем свидетельствуют данные по составу базальтов станций G9620 и G9621, находящихся на западном фланге этого сегмента.

Между вулканитами хребта Шписс и острова Буве существует структурная близость. И те, и другие формируют мощные поднятия, венчающиеся крупными вулканическими постройками центрального типа, под которыми существуют обширные промежуточные магматические камеры. Время начала формирования вулканических построек почти одинаковое (вулканическая постройка Буве образовалась несколько раньше). Привлекая этот дополнительный аргумент, мы склоняемся все же к представлению о том, что мантийным

источником для первичных расплавов хребта Шписс служило вещество того же плюма, что и для расплавов острова Буве. Этот плюм возможно поднимается к поверхности по двум основным каналами, соединяющимися на глубине. Поскольку канал, центрированный под хребтом Шписс, совпадает со спрединговым центром, то в данном случае происходит смешение обогащенных расплавов с истощенными расплавами, характерными для океанского рифтового вулканизма. В пользу реальности процесса смешения расплавов, образованных из плюмовых источников, с деплетированными *N*-MORB свидетельствует диаграмма соотношений $Zr/Y - Zr/Nb$ (см. рис. 2.18). Из неё можно сделать вывод о том, что не только базальты хребта Шписс, но и обогащенные базальты из рифтовых долин САХ и АфАХ являются результатом смешения, представляя разную степень смешения этих конечных компонентов. В то же время очевидно, что процессы смешения имеют очень сложный характер и не укладываются в рамки простой модели, предложенной Дж. Шиллингом [Shilling et al., 1985]. Действительно, в вулканитах хребта Шписс содержания одних элементов (калий, титан, фосфор, хром и др.) аналогичны таковым в плюмовых выплавках (вулканиты острова Буве), другие параметры (отношения несовместимых элементов-примесей, изотопов свинца и стронция) имеют промежуточные значения. В обогащенных толеитах из рифтовой долины САХ, которые, как сказано выше, скорее всего, также являются результатом смешения расплавов из плюмового и истощенного источников, наблюдаются иные соотношения компонентов. В частности, от вулканитов хребта Шписс они отличаются меньшими концентрациями некогерентных литофильных элементов и Na_2O , но заметно большим содержанием MgO , Cr , V и Sc . Взаимодействие между плюмовым источником и источником истощенных базальтов не ограничивается только процессами смешения их расплавов. Более высокие концентрации Na_2O и FeO^* в вулканитах хребта Шписс в сравнении с таковыми острова Буве свидетельствуют и об иных условиях частичного плавления. Не исключено, что именно с этими изменениями условий частичного плавления может быть связано вовлечение в процесс плавления метасоматизированной мантии, присутствие которой в данном районе предполагается в работе [Сущевская и др., 1999], чем можно объяснить низкие значения He^3/He^4 в вулканитах хребта Шписс.

Таким образом, учитывая то, что на диаграммах TiO_2 , K_2O , $P_2O_5 - FeO^*/MgO$ вулканиты хребта Шписс и острова Буве образуют единый тренд дифференциации, с определенным приближением их можно объединить в единую вулканическую серию. В этот же тренд попадает часть базальтов из рифтовой долины АфАХ.

Однако немалая часть базальтов из рифтовой долины АфАХ составляет самостоятельную группу. Основным критерием для ее выделения послужил тот факт, что на вариационных диаграммах K_2O , $P_2O_5 - FeO^*/MgO$ (см. рис. 2.17) данные базальты образуют самостоятельные тренды с более высокими значениями K_2O и P_2O_5 , чем у представителей вулканической серии острова Буве при тех же самых коэффициентах фракционирования. Обособление этого тренда могло быть также следствием занижения коэффициента фракционирования из-за пониженных концентраций FeO или повышенных концентраций MgO в рассматриваемых базальтах в сравнении с вулканитами острова Буве. Однако по концентрации MgO они не отличаются, а FeO , напротив, имеют более высокие значения в базальтах данной группы и, следовательно, повышенные концентрации P_2O_5 и K_2O отражают особенности состава первичных расплавов. Другим принципиальным отличием базальтов этой группы от вулканитов острова Буве являются существенно более высокие концентрации Cr в первых. Такие индикаторные отношения элементов-примесей как Nb/Zr и La/Sm у них близки к таковым у базальтов хребта Шписс. Данные по изотопии ба-

зальтов из рифтовой долины этого сегмента АфАХ в целом [Kurz et al., 1998] показывают сравнительно высокие содержания радиогенных изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70322–0,70378), свинца ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 19,287–19,343) и радиоактивного гелия ($^3\text{He}/^4\text{He}$ 8,1–12,9), приближающиеся к таковым у базальтов с острова Буве. Поэтому было бы логично объяснить происхождение этих базальтов смешением расплавов, продуцируемых плюмом глубинной мантии, с центром под островом Буве, и расплавов, генерированных в истощенной мантии. Но в таком случае необходимо выяснить, каким образом их первичные расплавы были дополнительно обогащены K_2O и P_2O_5 .

Для понимания природы этих исходных расплавов важно вспомнить, что помимо рифтовой долины АфАХ базальты, близкие по составу к рассматриваемым базальтам, встречены на линейном поднятии между вулканами Шписс и Буве, а также в Восточной области дислокаций, то есть в пределах внутриплитных структур вулcano-тектонического происхождения. Встреченные там базальты, принадлежащие к этой группе, нередко имеют аномально высокие концентрации Sr. По всей видимости, от плюма глубинной мантии, локализованного под поднятием Буве, происходит подлитосферное растекание вещества, при этом последнее более обогащено флюидами. О возможности флюидно-мантийной дифференциации вещества поднимающегося плюма свидетельствуют данные о высоком содержании воды в первичных расплавах вулканитов хребта Шписс и острова Буве [Simonov et al., 1996], при этом при равной степени дифференциации содержание воды в базальтах рифтовой долины вблизи острова Буве существенно больше, чем такое в гавайитах с самого острова Буве. Флюиды, по отношению к которым калий и фосфор обладают повышенным сродством, дополнительно обогащают растекающееся вещество плюмов этими элементами. Эти плюмовые дериваты могут выступать в качестве магматических источников при благоприятных условиях проницаемости: в рифтовых долинах и в зонах интенсивных внутриплитных тектонических движений. При взаимодействии образующихся расплавов, насыщенных флюидами, с веществом верхней мантии, они обогащаются Sr. В реститах широко распространена хромистая шпинель, а как показано в работе [Seyler, Bonatti, 1997], она наиболее подвержена изменению состава при взаимодействии с основными расплавами. Процесс обогащения хромом носит очень неравномерный характер, что естественно, учитывая, что шпинель в реститах распространена неравномерно.

Самостоятельную группу составов образует большая часть базальтов, поднятых на станции G9610, которая характеризует поднятие, расположенное в районе южного окончания САХ. На вариационных диаграммах K_2O , TiO_2 , P_2O_5 – FeO^*/MgO они объединены одним трендом, косо пересекающим тренды других вулканических серий. Это достаточно протяженная дифференцированная серия базальтов, для которых при той же степени фракционирования свойственны существенно более высокие содержания фосфора в сравнении со всеми остальными группами вулканитов. Для них характерно также сравнительно высокое, на уровне вулканических серий острова Буве и хребта Шписс, содержание калия и литофильных элементов-примесей, при том, что содержания таких элементов как Ce, Th, Ba, B, Sr [Сушевская и др., 1999] существенно более высоки. Тренд составов этих базальтов отличается от трендов дифференциации типичных толеитовых расплавов тем, что в ходе дифференциации наблюдается очень слабое накопление калия, титана, фосфора и глинозема. Изотопные характеристики стекол этих базальтов [Сушевская и др., 1999] (образец G9610/37) резко отличаются от всех других вулканитов, встреченных в районе ТСБ и острова Буве. Основные отличия заключаются в аномально высоком зна-

чении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70545) и высоком отношении $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (39,23). Такие параметры характерны для вещества континентальной мантии или древней океанической коры. Мы предполагаем, что в разрезе поднятия данные обогащенные базальты слагают более глубокие горизонты, поскольку в качестве вторичных минералов в них выступает смектит, сменяясь вверх по разрезу деплетированными базальтами, содержащими только продукты поверхностного изменения (глауконит). Следовательно, обогащенные базальты характеризуют ранний этап формирования поднятия, который приходится на время <1 млн лет. Можно ожидать, что в силу этого, в этот период имел место чрезвычайный разогрев уже существовавшей литосферы. Вероятно, в результате этого разогрева могло произойти частичное подплавление литосферы, содержащей блоки континентальной мантии или древней океанической коры, и подмешивание расплавленного материала к истощенным расплавам *N-MORB*. О поступлении расплава из вещества практически континентального происхождения свидетельствует и состав вулканического стекла станции S1860 [Kamenetsky et al., 2001].

Конечно, решить вопрос о происхождении блоков континентальной мантии или древней океанической коры вблизи осевых частей срединно-океанических хребтов не менее трудно, чем вопрос о природе рассматриваемых базальтов. В связи с этим необходимо отметить следующее. Данный регион является чрезвычайно сложным и по строению океанского дна, и по истории его геологического развития. В ряде работ [Пушаровский, 1998; Дубинин и др., 1999] предполагается, что АМАХ и АФАХ сравнительно недавно соединились с САХ. До этого существовали другие спрединговые центры в этом регионе, следы которых уверенно распознаются в структуре океанского дна. Очевидно, что такие глобальные перестройки геодинамического режима в данном регионе являются благоприятным фактором для сохранения блоков континентальной мантии или древней океанической коры в более молодой океанской литосфере.

Наконец, самостоятельную группу составов формирует большая часть вулканитов горы Шона. Они образуют протяженную дифференцированную серию, тренд которой резко отличается от трендов других групп вулканитов. Во-первых, наиболее примитивные разности базальтов из этой группы имеют в сравнении с аналогичными базальтами из других групп крайне низкие концентрации титана и пониженные содержания фосфора. Во-вторых, по мере дифференциации происходит очень медленное накопление в расплавах титана, калия, фосфора, железа и, напротив, очень быстрое накопление кремнекислоты. Содержания K_2O в них также низкие, хотя и превышают в целом таковые в деплетированных толеитах *N-MORB*. Все эти особенности характерны для дифференциации не толеитовых, а известково-щелочных расплавов, как известно, широко распространенных в зонах субдукции. Объединяет их с известково-щелочными магмами и наличие вкрапленников ортопироксена, повышенная железистость вкрапленников оливина (Fo_{72-80}) и высокая основность вкрапленников плагиоклаза (An_{86-96}) [Пейве, Сколотнев, 2001]. Однако имеются и существенные различия между вулканитами горы Шона и типичными вулканитами известково-щелочной серии. У первых наблюдаются заметно более высокие содержания магния и кальция и несколько более низкие – калия, натрия и алюминия, а самое главное отличие заключается в очень высоком содержании хрома, на порядок превышающее таковое у базальтов вулканических дуг.

Вулканиты с такими составами являются уникальными для океанической коры и естественно необходимы достаточно убедительные доказательства того, что они сформировались на месте, а не являются продуктами ледового разноса, поскольку данный регион

располагается в зоне распространения айсбергов. Данный каменный материал не несет следов ледниковой штриховки. Ближайший источник островодужного материала – Южно-Сандвичевы острова – занимают ничтожную территорию, в пределах которой собственно айсберги не формируются. Антарктида в виде ледового разноса поставляет преимущественно материал, характерный для континентальной коры (гнейсы, граниты, песчаники и др.), хотя в ее пределах и известны известково-щелочные вулканиты. Но более важные доказательства коренного происхождения вулканитов данного типа следуют из изучения их текстурных особенностей. Наряду с преобладающими сильно пористыми разностями, имеющими действительно необычный вид, но в целом похожими на вулканиты хребта Шписс, в их коллекции присутствуют и непористые представители, ничем не отличающиеся от типичных океанических базальтов. Как было сказано выше, по ряду признаков базальты горы Шона близки к известково-щелочным сериям островных дуг, однако для окончательной идентификации необходимо более детальное изучение геохимии и изотопии этих вулканитов. Возможно, мы имеем дело с конвергенцией признаков.

Суммируя имеющиеся данные по составу и пространственному распределению разнотипных базальтов можно представить глубинную геодинамику вещества района ТСБ следующим образом.

Плюм глубинной мантии в районе ТСБ поднимается по двум расходящимся (возможно, вблизи границы литосферы) каналам, поверхностным проявлением которых являются вулканические постройки Буве и Шписс. По-видимому, эти каналы питаются на глубине из одного источника. Под островом Буве канал более крупный и насыщенный водными флюидами, что приводит к формированию в этом районе более мощной литосферы и долго живущих промежуточных камер, в которых осуществляется более глубокая кристаллизационная дифференциация расплавов. Плюмы продуцируют расплавы, обогащенные литофильными элементами и радиогенными изотопами. Проявление плюмовой активности в районе Буве началось около 3 млн лет назад, а с 2,5 млн лет также и в районе хребта Шписс.

В районе хребта Шписс плюм локализован под осевой частью спрединга, что приводит к смешению его вылавок с расплавами истощенных толеитов. Но взаимодействие двух мантийных источников не ограничивается лишь процессами смешения, которые сами по себе довольно сложны. Происходит изменение условий частичного плавления в них, одним из следствий которого может быть вовлечение в процесс плавления метасоматизированной мантии, фрагменты которой могли сохраниться с момента раннего рифтогенеза. Плюм, локализованный под хребтом Шписс, охватывает своим влиянием и рифтовый вулканизм близко расположенного САХ. Однако в данном случае процесс смешения носит иной характер. Обогащенные разности распространены дискретно среди деплетированных базальтов, при этом компоненты деплетированного источника доминируют в них над компонентами плюмового источника.

В районе острова Буве плюм локализован в стороне от осевой части спрединга, тем не менее, его влияние на рифтовый вулканизм значительно. Во-первых, в рифтовой долине наблюдается излияние базальтов, производных от расплавов, генерированных при частичном плавлении непосредственно вещества плюма. Во-вторых, практически отсутствуют деплетированные разности, но преобладают обогащенные толеиты, представляющие собой продукт смешения деплетированных и плюмовых расплавов. Доля плюмового компонента в обогащенных базальтах велика.

Кроме того, в стороны от основных каналов происходит подлитосферное растекание плюмового вещества, обогащенного флюидной фазой и элементами, обладающими боль-

шим средством к ней, в частности, калием и фосфором. Эти флюидонасыщенные плюмовые дериваты также могут продуцировать расплавы, которые будут обогащены калием, фосфором и др. При этом вследствие повышенной флюидонасыщенности эти расплавы взаимодействуют с окружающим субстратом, по-видимому, на уровне промежуточных очагов в верхней мантии. В результате этого может происходить неравномерное обогащение этих расплавов хромом. Излияния базальтов, производных от таких расплавов, наблюдаются на участках растяжения литосферы как на границах плит, в частности, в рифтовой долине АфАХ, так и внутри плит.

Для объяснения природы вулканитов поднятия Шона могут быть предложены две гипотезы [Пейве, Сколотнев, 2000]. Одна из них опирается на уже ранее сделанное предположение о подлитосферном растекании плюмового вещества, обогащенного флюидной фазой, которое может выступать в качестве мантийного источника обогащенных расплавов с последующей контаминацией вещества субстрата данными расплавами на уровне мантийных промежуточных камер.

Согласно имеющимся представлениям генерация первичных расплавов известково-щелочной серии происходит в надсубдукционной мантии, обогащенной в результате флюидного метасоматоза. Источником флюидов и литофильных компонентов, переносимых этими флюидами, является океанская кора, попавшая на большие глубины в результате субдукции. Ряд авторов [Ringwood, 1990] считают, что низкие концентрации титана, ниобия, тантала и др. обусловлены кристаллизацией рутила в качестве остаточной фазы. Другие исследователи это связывают с меньшей подвижностью данных элементов в сравнении с другими литофилами [McCulloch, Gamble, 1991], считая, что их основным источником является вещество уже деплетированной мантии. Для формирования вулканических известково-щелочных серий необходимы три условия [Фролова и др., 1985]. Это интенсивный флюидный режим области, обстановка сжатия, при которой возникают условия для закрытости промежуточных камер, обеспечивающие в ней флюидно-магматическую дифференциацию расплава и эволюцию самих флюидов в сторону большей кислотности и окисленности, и ассимиляция расплавом субстрата базитового состава.

В обстановке сжатия при внутриплитных напряжениях магматические камеры приобретают закрытый характер, что приводит к резкому увеличению масштабов взаимодействия расплава и субстрата, коим является сильно истощенный рестит. Согласно геодиническим построениям [Сколотнев, 2000] вблизи тройного сочленения в пределах Южно-Американской и Антарктической плит, т.е. там, где встречены вулканиты Шонового типа, периодически возникают условия сжатия. Вполне вероятны они и при формировании горы Шона, отличающейся сложным тектоническим строением, залеганием габброидов в верхах поднятия. В результате ассимиляции реститового вещества состав расплава сильно трансформировался. Плюмовая компонента в нем была значительно ослаблена, расплав обогатился хромом и магнием, элементами, которые содержатся в большом количестве в рестите. Последующая флюидно-магматическая дифференциация расплава в условиях закрытости камеры (в силу чего флюид становился более окисленным) обусловила его эволюцию по боуэновскому типу. Раннее выпадение минералов железа и титана из расплава привело к образованию вулканической серии, схожей с известково-щелочной вулканической серией. Высокие концентрации хрома являются общим геохимическим признаком базальтов двух различных вулканических серий, совместно встреченных на линейном поднятии между вулканами Буве и Шписс. Очевидно, в соответствии с выше сказанным, в ходе становления этого поднятия режим растяжения, при котором из растекаю-

щегося плюмового вещества генерировались обогащенные расплавы, сменился режимом сжатия, при котором на состав формирующихся магм большое влияние оказали процессы ассимиляции вещества литосферы и эволюции флюидов.

Следует также отметить, что о принципиальной возможности генерации низкотитанистых ортопироксен-содержащих толеитовых расплавов при частичном плавлении диапиров, поднимающихся под срединно-океаническими хребтами, указывается Д. Грином и др. [Green et al., 1979]. По мнению данных авторов, это происходит в относительно низкобарических условиях, когда диапир уже претерпевший частичное плавление при дальнейшем подъеме снова подвергается плавлению. Реальный пример такого расплава описывается в работе [Данюшевский и др., 1987]. Он был обнаружен в виде расплавно-включения в зерне оливина из базальтов разлома Вима и отличается от других толеитов океанических хребтов крайне низкими содержаниями титана, калия и натрия и повышенными концентрациями кремнезема и кальция. За исключением калия состав этого расплава в определенной степени сопоставим с наиболее примитивными разностями базальтов с горы Шона. По-видимому, решающую роль в формировании вулканитов подобных таковым с горы Шона играло плавление плюмового материала, но, вероятно, оно происходило при низкобарических условиях.

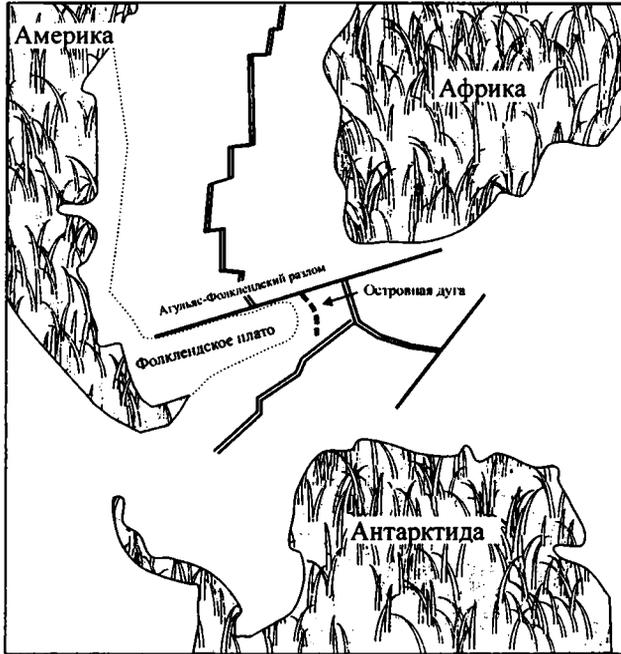
Таким образом, если зоны магмогенерации, связанные с флюидонасыщенными дериватами, возникают в условиях сжатия, то в ходе эволюции этой локальной магматической системы могут формироваться закрытые промежуточные камеры, вероятно, на уровне истощенной верхней мантии, где происходят процессы активной ассимиляции субстрата с участием флюидов и интенсивная флюидо-магматическая дифференциация, приводящая к формированию вулканической серии пород схожей с известково-щелочной.

Другая, более спорная гипотеза образования необычных вулканитов, встреченных на горе Шона, исходит из анализа палеоструктурной обстановки, существовавшей в Южной Атлантике в начальные этапы ее формирования. На восточном фланге САХ в районе 15° в.д. находится отмерший срединно-океанический хребет субмеридионального простираения, ортогонально сочленяющийся на севере с Агульяс-Фолклендским разломом (рис. 2.23). Судя по имеющимся магнитным аномалиям он активно развивался в период между хронами 34 и 27 (100–60 млн лет) [LaBrecque, Hayes, 1979]. Предполагается, что его отмирание произошло из-за возникновения существенно западнее новой (параллельной) зоны спрединга в пределах САХ в период между хронами 31 и 25 (68–56 млн лет).

К западу от этой палеоспрединговой зоны на восточном фланге САХ (между 2 и 10° в.д.) находится дугообразное поднятие Метеор. По своей форме и размерам оно вполне сопоставимо с островной дугой Скоша. Вполне вероятно, это вулканическое поднятие (как и дуга Скоша) имеет островодужную природу. Его образование можно объяснить следующим образом. К западу от палеозоны спрединга располагался блок мощной консолидированной коры (Фолклендское плато). Последний препятствовал нормальному раскрытию Южной Атлантики. В результате взаимодействия (столкновения) коры, образованной к западу от палеорифта САХ и мощной коры Фолклендского плато сформировалась зона субдукции с соответствующим вулканическим (островодужным) поднятием Метеор. В последующем, после перескока зоны спрединга существенно западнее, последняя, как и палеорифт САХ, прекратила свое существование как островная дуга.

К сожалению, на сегодняшний день нам не известны работы по изучению вещественного состава поднятия Метеор. Но гора Шона, учитывая состав вулканитов, встреченных на ней, может рассматриваться как один из наиболее удаленных к западу флангов поздне-

100–60 млн лет



68–56 млн лет

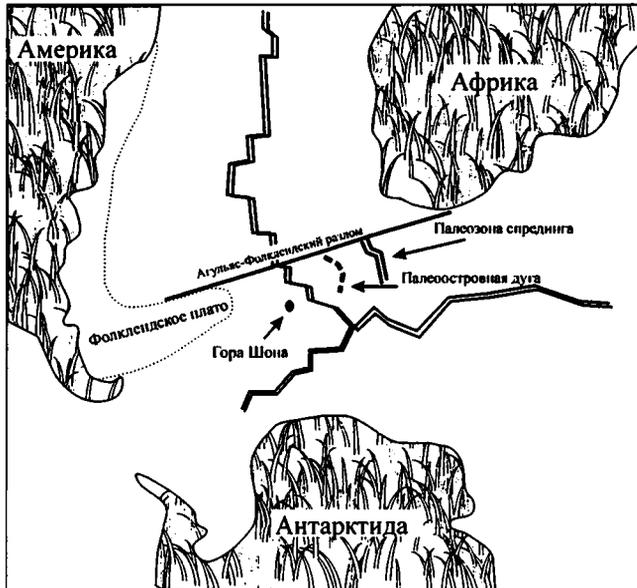


Рис. 2.23. Схема формирования гипотетической островной дуги Шона

меловой островной дуги, разрезанной более молодыми структурами САХ. Как видно, механизм формирования собственно расплавов горы Шона в обеих гипотезах практически одинаков, хотя палеотектонические обстановки существенно различаются.

Непосредственно вблизи тройного сочленения обнаружены базальты аномально обогащенные фосфором и рядом элементов-примесей (Th, Ba, В, Се), а также радиогенными изотопами. Они резко отличаются по этим параметрам, а также по характеру дифференциации от остальных базальтов района. Одними из наиболее предпочтительных источников вещества, которое может обеспечить такие изотопные метки в данных базальтах, могут быть континентальная мантия или древняя океаническая кора. В ходе сложной геологической предыстории этого региона блоки континентальной мантии или древней океанической коры могли сохраниться среди более молодой океанской литосферы. В районе тройного сочленения эти блоки могли оказаться в зонах аномального разогрева литосферы, в частности, в момент соединения трех спрединговых хребтов в одной точке и быть частично подплавлены.

Таким образом, к основным факторам, определяющим разнообразие состава вулканитов в районе тройного сочленения Буве, относятся плюмовая активность и сложная геодинамика района тройного сочленения, приведшая к многообразию форм взаимодействия плюмового магматизма с рифтовым магматизмом и веществом литосферы.

Структурно-тектоническая эволюция района ТСБ

По имеющимся данным распад Гондваны начался около 160 млн лет назад [Lawver et al., 1985; Martin, Hartnady, 1986]. Магнитные аномалии могут быть прослежены как из Мозамбикского бассейна, так и от Восточной Антарктиды в районе 36° в.д. с возможно только одним участком перескока оси спрединга [Lawver et al., 1985] (рис. 2.24). К западу от бассейна Агульяс прослеживается полная последовательность аномалий от современной до 34, что указывает на то, что АфАХ являлся основной границей плит между Африкой и Восточной Антарктидой с момента распада Гондваны. В начальный этап раскола Африки и Антарктиды Восточная Антарктида и Мадагаскар двигались к югу вдоль разлома Деви. Мозамбикский хребет образовался как часть океанической коры Антарктической плиты. Он сформировался между 145 и 120 млн лет и был включен в состав Африканской плиты во время перескока оси спрединга около 120 млн лет [Martin, Hartnady, 1986]. К этому же времени относится формирование устойчивой зоны раскола между Африканской и Американской плитами и образование области тройного сочленения Буве, расположенного вблизи юго-восточной оконечности Фолклендского плато.

Если исходить из фиксированного положения Южной Америки, Африка двигалась преимущественно в широтном направлении (от 40° з.д. до 15° в.д.) при небольшом смещении на север (от 45 до 35° ю.ш.). Движение Антарктиды по отношению к Южной Америке и Африке было относительно постоянным, а конфигурация, начиная с раскола и до 28 аномалии (64 млн лет) – ХХХ. С этого рубежа Антарктида более не двигалась в меридиональном направлении и начала вращение по часовой стрелке [Lawver et al., 1985]. В период 68–56 млн лет произошло возникновение существенно западнее новой (параллельной) зоны спрединга в пределах САХ и отмирание старой. Это событие соответствует изменению конфигурации ТСБ с ХХХ на ХРР.

Конфигурация и устойчивость тройного сочленения определяется относительными скоростями трех плит и ориентировкой их границ в точке сочленения. Любое изменение

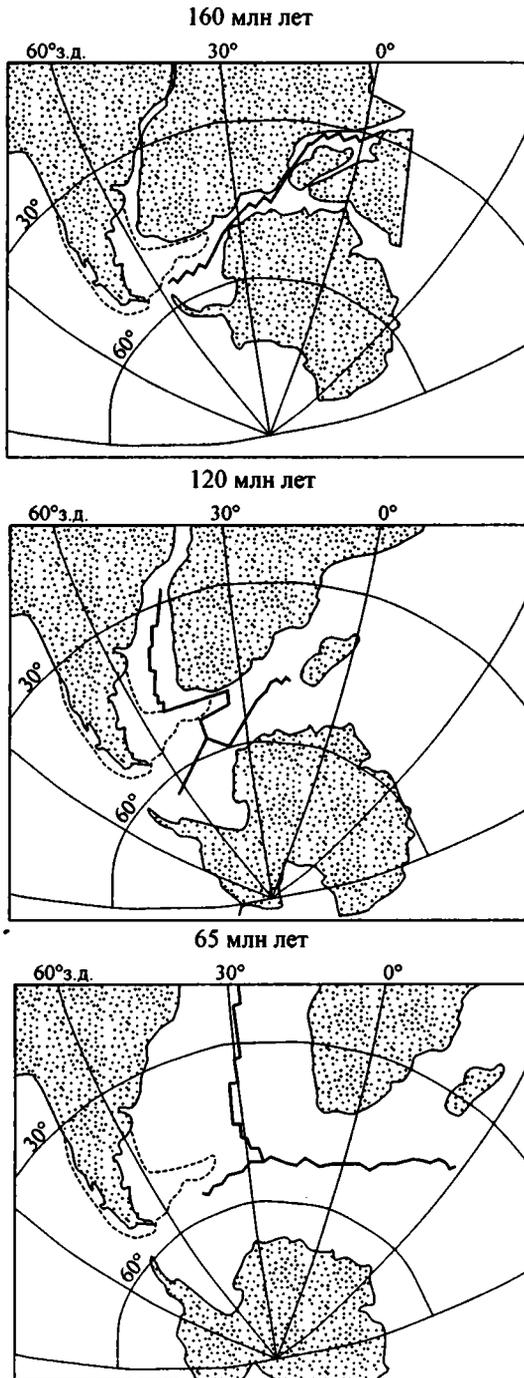


Рис. 2.24. Основные рубежи эволюции Южной Атлантики, по: [Lawver et al., 1985]

скорости спрединга и (или) ориентировки границ плит может повлиять на устойчивость тройного сочленения и вызвать изменение его конфигурации. Как видно из анализа мелкомасштабной карты рельефа дна Южной Атлантики [Sandwell, Smith, 1997], начиная приблизительно с 60 млн лет тройное сочленение меняло свою конфигурацию и последовательно смещалось в северном направлении (рис. 2.25). Для восстановления последних этапов эволюции района ТСБ наиболее важную роль играют детальные структурные и магнитные данные, по которым можно оценить последовательность и время формирования тех или иных структур.

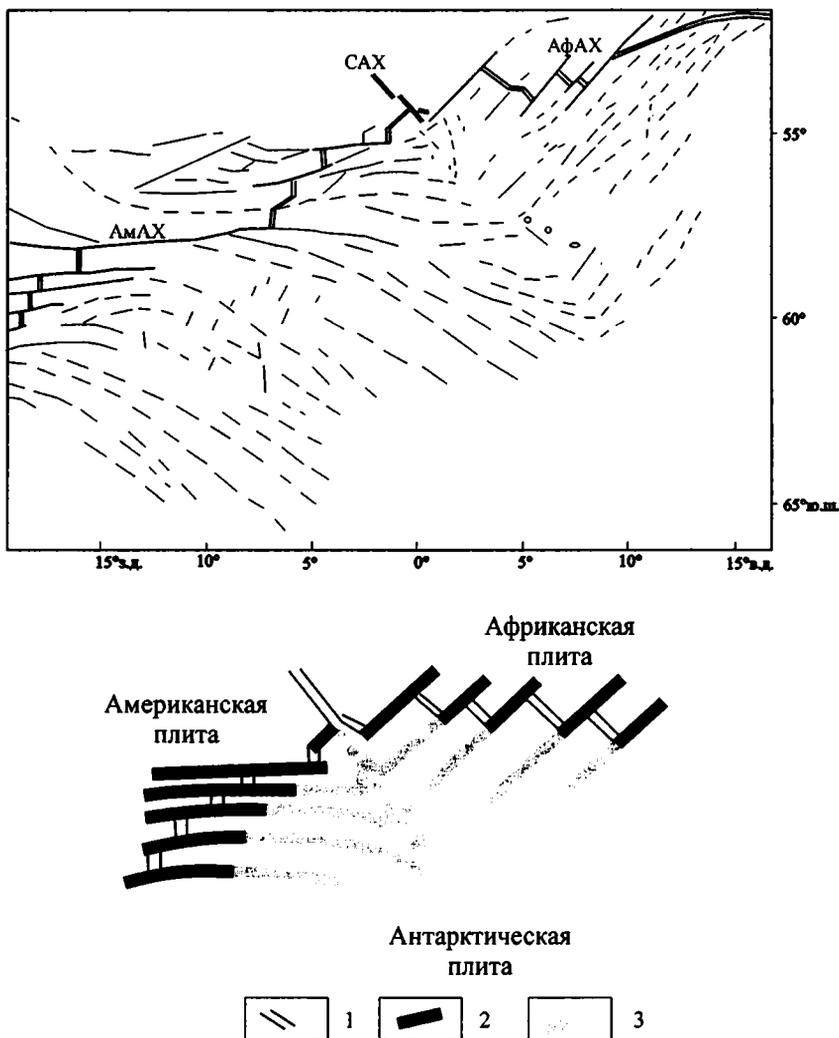


Рис. 2.25. Простирация основных структур Южной Атлантики и схема последовательного перемещения области тройного сочленения Буве в северном направлении
1 – современные рифтовые зоны; 2 – активные трансформные разломы; 3 – древние разломные зоны и рифтовые структуры

Одна из главных структур этого района – разлом Конрад имеет протяженность около 200 км и азимут 85° . Согласно магнитным данным при средней скорости спрединга около 13 мм/год он мог сформироваться за 15 млн лет. В структурах связанных с АМАХ, к востоку от осевой зоны, соответствующей современному возрасту, идентифицируемые линейные магнитные аномалии прослеживаются до хроны С3Ап, соответствующей возрасту 6 млн лет. Восточнее, до $55^\circ 16'$ ю.ш. $0^\circ 10'$ з.д. протягиваются меридиональные структуры, в которых магнитные аномалии не идентифицируются. Исходя из средней скорости спрединга в 13 мм/год в пределах АМАХ, возраст наиболее удаленных из них составляет около 10 млн лет. Это время соответствует началу смены конфигурации ТСБ (рис. 2.26). Таким образом, по крайней мере, с 25 и до 10 млн лет ТСБ имел устойчивую

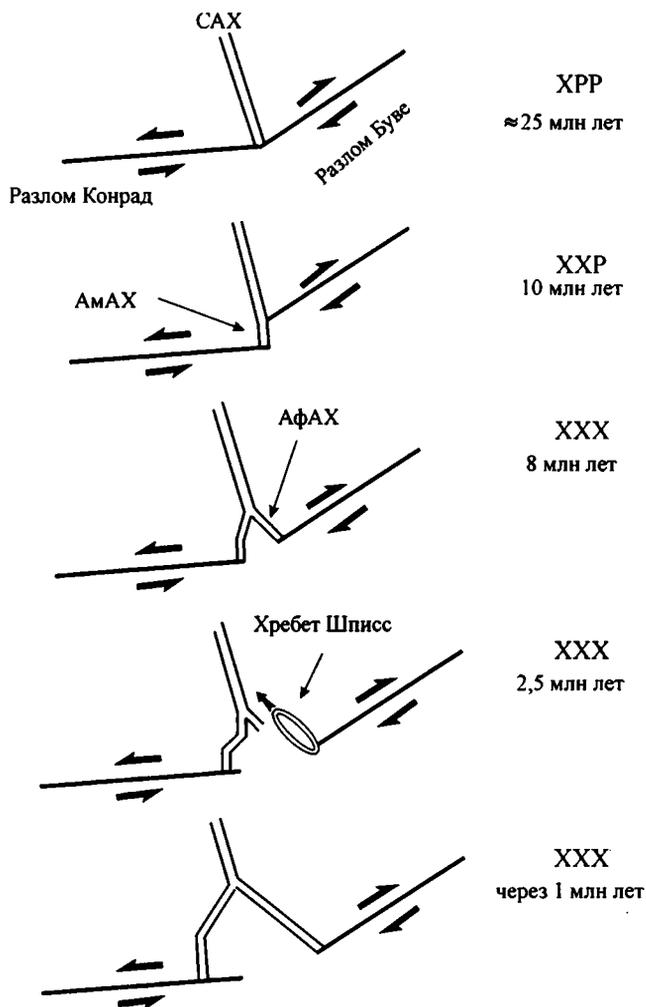


Рис. 2.26. Схема эволюции ТСБ

Конфигурации: ХХХ – хребет–хребет–хребет, ХРР – хребет–разлом–разлом, ХХР – хребет–разлом–разлом. Стрелками показано направление перемещения структур

конфигурацию ХРР. Изменение конфигурации началось с изменения ориентировки самой южной части САХ. Здесь образовался сегмент протяженностью около 50 км с меридиональным простирием, характерным для АМАХ. Кора, формируемая в этом сегменте, могла наращиваться только в западном направлении, ограниченная с востока структурами АфАХ. Это привело к разрыву оси данного сегмента со смещением его южной части к западу вплоть до его современного положения. Северная часть данного сегмента последовательно смещалась к северу по мере реградации (отступления) южной части САХ. При этом образовалась специфичная структура – Граничный прогиб, соединявший расходящиеся концы некогда единого сегмента АМАХ и представлявший одновременно зону сдвига и спрединга (растяжения).

В районе южного окончания САХ, рифтовая долина расщепляется на два сегмента. Простирием структур и линейных магнитных аномалий западного сегмента (АМАХ) – 175–170°. Восточный сегмент протягивается по 135° до 54° 50' ю.ш. далее, исчезая под вулканическими потоками юго-западной части хребта Шписс, который является молодой структурой, с кинематикой АфАХ. Здесь (в районе 55° ю.ш. и 0° з.д.) имеется положительная магнитная аномалия С2А, приблизительно ориентированная по азимуту 130–140° (ортогонально разлому Буве). Она отвечает этапу заложения хребта Шписс, и соответствует возрасту 2,5 млн лет. Учитывая то, что западнее, на протяжении 30 км имеются структуры с аналогичным простирием, можно предположить, что начальный этап заложения рифтовых структур АфАХ в районе ТСБ начался около 8 млн лет, а линейная впадина западнее хребта Шписс с простирием 45° является западным продолжением разлома Буве. Таким образом, конфигурация ХХХ окончательно сложилась 8 млн лет. Несмотря на то, что эта конфигурация ХХХ, она не была стабильной на начальных этапах своего существования. Нестабильность могла быть обусловлена двумя факторами. Во-первых, в начальный период вблизи ТСБ приблизились друг к другу два мантийных течения, сходящиеся потоки которых имели азимуты 60° (к востоку от оси САХ) и 45° (хребет Шписс). Из-за разницы в азимутах направлений движений, которая составляла 15°, в зоне их соприкосновения возникали условия сжатия, которые отражались и на вышележащей океанической коре. Возможно, в ходе эволюции тройного сочленения действие данного процесса может ослабевать при появлении вдоль осевой (имеется ввиду ось спрединга) компоненты мантийного течения, так как для ТСБ известны периоды существования устойчивой конфигурации типа ХХХ [Sclater et al., 1976]. Однако в рассматриваемый временной интервал из-за возникновения второго дестабилизирующего фактора – зарождения мощной вулканической системы хребта Шписс, этого не произошло. Данная вулканическая система возникла приблизительно 1,5–2,5 млн лет и, вероятно, связана с аномальным подтоком разогретого глубинного мантийного вещества (плюм), приведя к неустойчивости ранее существовавших мантийных течений, что вызвало усложнение кинематики движений в этом районе. Судя по характеру распространения базальтов с существенной примесью обогащенного материала, движение плюмового материала происходило со стороны острова Буве. Поступление базальтовых расплавов не компенсировалось спредингом в хребте Шписс, что привело к резкому нарастанию по вертикали самой вулканической постройки, состоящей в настоящее время из лавовых потоков и многочисленных отдельных вулканических аппаратов разного размера. Относительное превышение хребта в настоящее время составляет 2–2,5 км от среднего уровня структур, на которых он расположен. Зона ареального вулканизма продвинулась также значительно южнее, залив трог разлома Буве, но основное продвижение хребта происходит в северном

направлении. Начало продвижения привело к отмиранию южной части САХ и продвижению области тройного сочленения на север. В настоящее время процесс не достиг стационарного состояния. По-видимому, это случится, когда проградирующая часть хребта Шписс достигнет современной рифтовой зоны САХ в районе $54^{\circ}25'$ ю.ш. и $1^{\circ}10'$ з.д. При этом будет сформирована конфигурация ХХХ, а САХ укорочен на 70 км. Если исходить из оценки скорости продвижения, которая составляет 40 мм/год [Ligi et al., 1999] это случится менее чем через 1 млн лет (см. рис. 2.26).

С активным формированием хребта Шписс связано образование Восточной зоны сдвиговых дислокаций. Здесь в зонах тектонических эскарпов, соответствующих зонам сдвигов, выведены к поверхности дна тектонизированные и гидротермально измененные (хлорит, сульфиды) непористые базальты. Магнитные аномалии этого района, как правило, имеют изометричную форму, либо слегка вытянуты по $70-80^{\circ}$. Отрицательные либо вытянуты по $55-60^{\circ}$, либо по 150° . По всей видимости, они отражают магнитное поле блоков коры, сформированной когда-то в пределах САХ, и в настоящее время развернутых и смещенных относительно исходного положения, в результате чего потеряли линейную ориентировку. Кроме того, часть аномалий отражает собственно этап магматизма, связанный с формированием зоны сдвиговых дислокаций. Это субширотные аномалии над изометричными поднятиями, по-видимому, вулканическими постройками, схожими с таковыми хребта Шписс, ориентированными в соответствие со сдвигами, возраст которых не древнее 0,8 млн лет. Структуры, вытянутые по азимуту $70-80^{\circ}$, прослеживаются и на южном борту разлома Буве, но в значительно редуцированном виде.

Как мы уже отмечали, сдвиги образовались в результате того, что азимуты спрединга в САХ и в АфАХ не совпадали. В результате образовались сколовые (сдвиговые) деформации, последовательно смещающие по азимуту 60° структуры САХ, прилегавшие к северному борту разломного трога Буве. При этом общий сдвиг, сопровождается некоторым разворотом (с растяжением) разбитых сдвигами второго порядка структур, поэтому последние имеют ориентировку не 60° , а $70-75^{\circ}$. В ходе движения по 60° из-за существенной разницы в скоростях спрединга происходит последовательное проскальзывание более северных блоков относительно более южных, что привело к уменьшению ширины зоны сдвиговых дислокаций в восточном направлении. К востоку от восточного интерсекта практически исчезает трог разлома Буве. Более того, след разлома постепенно изгибается в восточном направлении. К востоку от тройного сочленения спрединг в отдельных сегментах АфАХ имел азимут 45° . В то же время результирующее смещение всей коры было близко к 60° .

Из анализа простираний структур Южного океана следует, что в ходе спрединга происходит взаимное отодвигание рифтовых зон АмАХ и АфАХ так как постоянно происходит наращивание площади океанической коры между ними. При этом имеет место увеличение (до определенного предела) протяженности активных частей разломных зон, отделяющих их от САХ. Затем севернее образуются новые сегменты АмАХ и АфАХ с последующим формированием новых разломных зон (см. рис. 2.25). При этом область тройного сочленения перемещается на север одновременно с реградацией САХ.

Область ТСБ характеризуется сложной геодинамикой развития трех спрединговых зон, обусловившей пестрый и противоречивый современный структурный облик региона. В

районе южного окончания центрального сегмента САХ, наблюдается изгиб простирианий структур от юго-восточных (параллельных оси САХ) к южным. Линия изгиба прослеживается от рифтовой долины САХ вдоль борта Граничного прогиба и далее на юго-запад вплоть до разлома Конрад. Ее можно считать условной границей структур САХ и АмАХ. К востоку от хребта Шписс выявлена зона дислокаций. На севере ее границей является система эскарпов северо-восточного простириания. В пределах самой зоны преобладают структуры ВСВ и субширотного простирианий. Простириания уступов и общий структурный план зоны дислокаций характерны для системы правостороннего сдвига.

По петр-, геохимическому и изотопному составу магмы сегмента АфАХ вблизи острова Буве и хребта Шписс близки. Это свидетельствует о распространении области аномально разогретой мантии, характерной для плюмовых районов, от острова Буве в северо-западном направлении до хребта Шписс. Эта область прослеживается под ранее сформированной корой САХ и АфАХ и проявляется в спорадическом появлении более обогащенных лав типа поднятий Шписс и Буве, которые формируют самостоятельные структуры, на фоне *N-MORB*, характерных для ранее сформированных участков коры САХ и АфАХ.

Современная конфигурация тройного сочленения не соответствует ни одному из ранее описанных. В течение последних 10 млн лет она представляет собой зону рассеянных деформаций, возникшую в результате неоднократных изменений положения в пространстве и во времени положения границ трех плит. Тройное сочленение Буве представляет собой область, в которой отсутствуют классические сочленения типично разломных и рифтовых структур. Вместо этого имеются сложно построенные переходные зоны со своей геодинамикой и вулканизмом.

Анализ изотопии района ТСБ показал, что большинство базальтов этого района образовалось при смещении плюмового материала Буве и деплетированной мантии. Источник Буве, в свою очередь, представляет собой смесь компонентов НІМУ и ЕМ-1, Граница между областью распространения материала плюма Буве условно проходит по 49° ю.ш. Севернее расположена аномалия Дискавери, имеющая иные исходные источники (ЛОМУ), чем аномалия Буве. Кроме того, отдельные образцы представляют собой результат плавления мелких неоднородностей в мантии, представляющих фрагменты субконтинентальной литосферы, оставшиеся в мантии после распада Гондваны и непосредственно не связанных с плюмовым магматизмом.

Таким образом, основными факторами, определяющими разнообразие составов вулкаников в данном районе и их значительные пространственные вариации являются: гетерогенность мантийных источников, плюмовая активность и сложная геодинамика района тройного сочленения, вызывающая напряженные состояния в прилегающих участках плит.

Глава 3. ВЕЩЕСТВЕННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ МАНТИИ

О составе и строении океанической литосферы и мантии мы можем судить по составу пород вскрывающихся в пределах океанической коры, в первую очередь базальтов и перидотитов, а также по геофизическим данным. Химические отличия между базальтами отражают, с одной стороны, различные условия их формирования, т.е. плавление, смешение, фракционирование, кристаллизацию, с другой – особенности состава исходного вещества.

Большинство базальтов САХ формируются при рифтинге и раздвижении океанических плит, когда происходит подъем, декомпрессия и плавление нижележащего астеносферного материала. При плавлении мантии, последняя теряет некогерентные элементы, которые уходят сначала в расплав, а потом накапливаются в коре. При этом наибольший интерес представляют концентрации элементов в которых коэффициент разделения твердая фаза/расплав (K_d) меньше 0,1. Они делятся на некогерентные элементы с K_d 0,01–0,1 (Sr, P, Ti, Y, тяжелые РЗЭ) и высоко некогерентные литофильные элементы с K_d ниже 0,01 (Cs, U, Th, Ta, Nb, La, Ce, Hf, Zr). Чем ниже K_d , тем дольше при фракционировании данный элемент находится в расплаве. Поэтому отношение двух таких элементов практически не зависит от степени фракционной кристаллизации и может быть использовано для характеристики особенностей состава источника базальтовой магмы, правда лишь до той стадии, когда начинается массовое образование акцессорных минералов (апатита, сфена, флогопита, амфибола и др.).

Особенно информативны изотопные отношения в базальтах. Они позволяют получить представления об особенностях источников тех или иных расплавов, так как расплавы как бы копируют их с источника и доставляют к поверхности почти без изменений. Природа и протяженность мантийных неоднородностей Атлантики лучше всего видна из анализа пространственных вариаций изотопных данных (Nd-Sr-Pb), так как тяжелые изотопы этих элементов не подвержены фракционированию при мантийных температурах. В настоящее время признается наличие 4–5 основных изотопных мантийных компонента, которые могут смешиваться в различных пропорциях. Это следующие компоненты [Hart, 1988; Hofman, 1997] (рис. 3.1):

1) DMM – источник большинства MORB и ряда островов. Для него характерна устойчивая корреляция изотопов Pb, Sr и Nd. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не превышают 0,704, а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – не ниже 0,5128;

2) HIMU характеризуется очень высокими отношениями U/Pb и Th/Pb (возможно, из-за потери Pb при гидротермальных процессах в САХ), радиогенным Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 19,5$) и нерадиогенным Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7035$). Переработка океанической коры, поступающей в

мантию из зон субдукции (рециклинг) океанической коры дает материал с характеристиками HIMU. Для HIMU характерно обогащение Nb и Ta по отношению к легким РЗЭ и крупноионным литофильным элементам;

3) EM-1 характеризуется радиогенным Sr и нерадиогенными Nb и Pb с низкими U/Pb , $^{206}Pb/^{204}Pb$ и повышенными $^{208}Pb/^{204}Pb$ отношениями. Источник – материал субконтинентальной литосферы (либо древние пелагические осадки) подтверждается сходным изотопным составом мантийных ксенолитов. По сравнению с базальтами DMM, в EM-1 выше отношения $^{207}Pb/^{204}Pb$ для одних и тех же отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$. EM-1 отличаются от HIMU более высокими отношениями La/Nb, Ba/Th, Ba/La, K/Nb и др. Особенно заметно обогащение Ba, высокое содержание которого характерно для пелагических осадков [Weaver, 1991];

4) EM-2 – рециклированная океаническая кора с несколькими процентами примеси континентальных осадков. Высокие значения отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$ в сочетании с низкими отношениями Nb/U, Ce/Pb объясняются привнесом 1–2% осадков в мантию при субдукции. Здесь такие же соотношения изотопов Pb, как и в EM-1. Имеется существенное отличие в соотношении изотопов Sr и Nd. Корреляционная линия соотношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ – $^{143}Nd/^{144}Nd$ значительно более пологая для базальтов EM-2, чем EM-1. Кроме того, $^{206}Pb/^{204}Pb$ в EM-2 выше 18,6, а в EM-1 ниже 18,6. EM-2 отличается от HIMU более высокими отношениями La/Nb, Ba/Nb, K/Nb, а от EM-1 – более высокими Th/Nb и Th/La и более низкими Ba/Nb, Ba/La.

Некоторые авторы выделяют ещё изотопный компонент FOZO или C (недифференцированная мантия) несколько отличающийся от источника MORB [Carlson, 1994; Schilling, et al., 1994; Hofman, 1997; Hilton et al., 1999]. Предполагается, что он находится в нижней мантии, где его захватывают плюмы, поднимающиеся от границы мантия–ядро. Определение изотопного состава этого мантийного компонента – это важная задача, так как может дать дополнительную информацию по масштабу неоднородностей, истории дифференциации мантии и величине на которую различные порции мантии могут взаимодействовать или перемещаться глубинными плюмами.

В позднетретичных оливиновых базальтах северной Исландии обнаружены самые высокие $^3He/^4He$ отношения – 37 из известных для базальтов островов. Другие изотопные составы не выходят за рамки ранее известных в Исландии. По соотношениям изотопов Sr-Nd-Pb они практически идентичны источнику FOZO. Таким образом, высокие отношения $^3He/^4He$ могут рассматриваться как характеристические для источника FOZO [Hilton et al., 1999].

Недавние работы в пределах САХ Южной Атлантики (40–55° ю.ш.) выявили существование ещё одного компонента (LOMU) [Douglass et al., 1999, 2000]. Данный компонент характеризуется низкими $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ и высокими $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$ отношениями и отвечает субконтинентальной литосферной мантии. Величины $^{206}Pb/^{204}Pb$ в LOMU соответствуют EM-1, но в LOMU, кроме того, очень высокие $^{87}Sr/^{86}Sr$ и очень низкие $^{143}Nd/^{144}Nd$, более характерные для EM-2. LOMU пространственно ассоциирует с мантийными плюмами Южной Атлантики и Индийского океана и представляет собой фрагменты субконтинентальной литосферы рассеянной в океанской верхней мантии после распада Гондваны.

Базальты с признаками присутствия компонента LOMU известны в Китовом хребте, Тристан да Кунья, Гоф, в 39–41° в.д. АфАХ [Richardson et al., 1982; Hamelin, Allegre, 1985], а теперь и в пределах аномалий Дискавери и Шона [Douglass et al., 1999, 2000]. Отноше-

ния $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в LOMU в разных структурах варьируют. Данные аномалии (Дискавери и Шона) образовались либо в пределах САХ, либо поставляли материал в зону спрединга. Предполагается, что аномалии Дискавери, Тристан и Гоф ложатся на единый тренд смешения между компонентом с умеренным $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (сходным с компонентом Буве или С) и низким $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (LOMU). Отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в компоненте LOMU по направлению к югу становятся выше, возможно, отражая участие прогрессивно более древней субконтинентальной литосферной мантии [Douglass et al., 1999, 2000]. При этом в аномалии Тристан-да-Кунья объем компонента LOMU минимален, а в аномалии Дискавери – максимален. Изотопный состав компонента LOMU аналогичен кимберлитам и лампроитам, связанным с субконтинентальной литосферой [Douglass et al., 1999].

Наиболее детально изучено распределение данных исходных компонентов смешения на океанских островах. В первую группу входят базальты Исландии и Азорские острова (за исключением Сан-Мигель); во вторую – Святой Елены, Вознесения; в третью – Китового хребта; в четвертую – Сан-Мигель (Азоры), Буве, отчасти Гоф и Тристан да Кунья представляющие смесь материала EM-1 и EM-2 [White, 1985].

В каждом из океанов в разных соотношениях встречаются представители всех или почти всех групп и даже в пределах одного океана не удается уловить какой-либо географической закономерности. Эти группы можно рассматривать как исходные компоненты, из которых были получены все промежуточные составы путем простого смешения расплавов. Но более вероятно, что каждая из этих групп представляет определенный внутренне неоднородный источник. Необходимо, однако, заметить, что данную классификацию нельзя рассматривать как окончательно устоявшуюся.

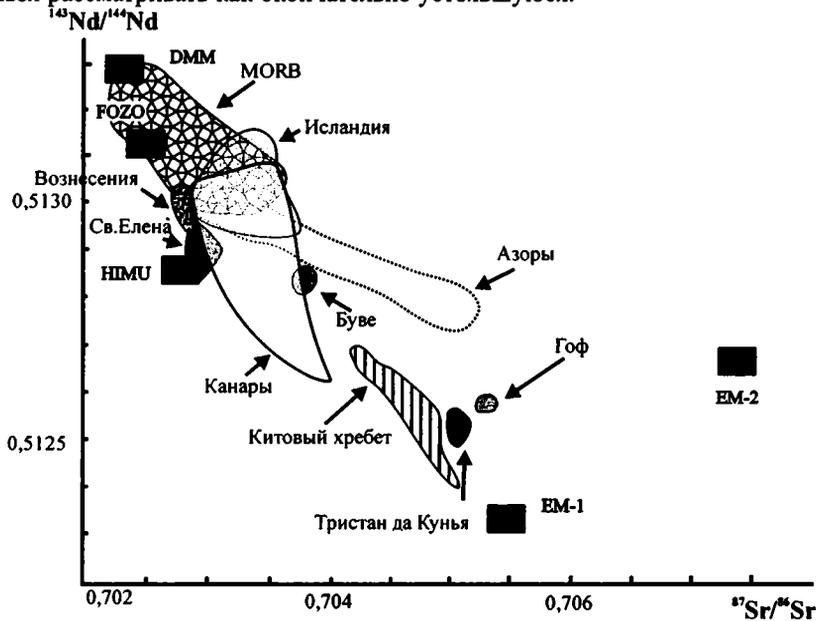
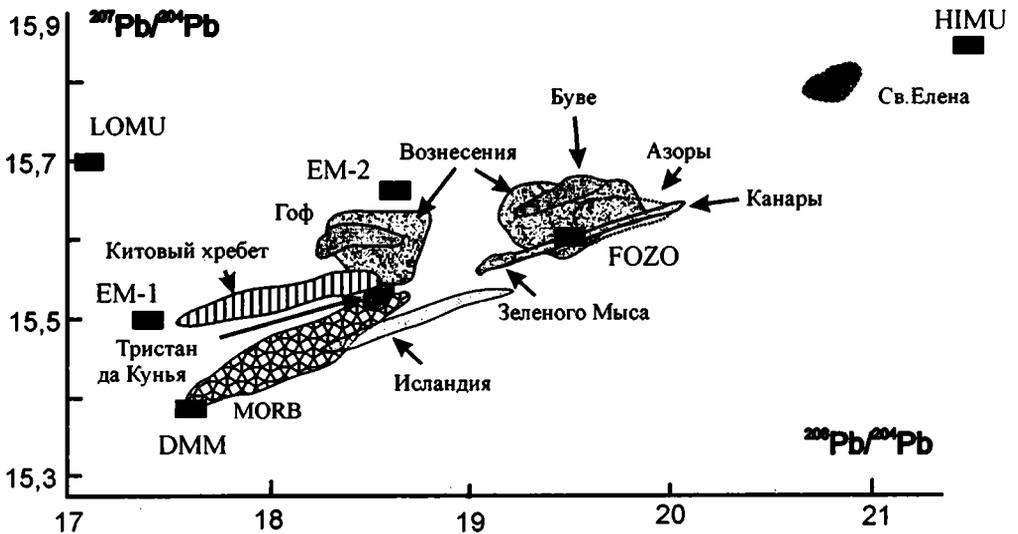
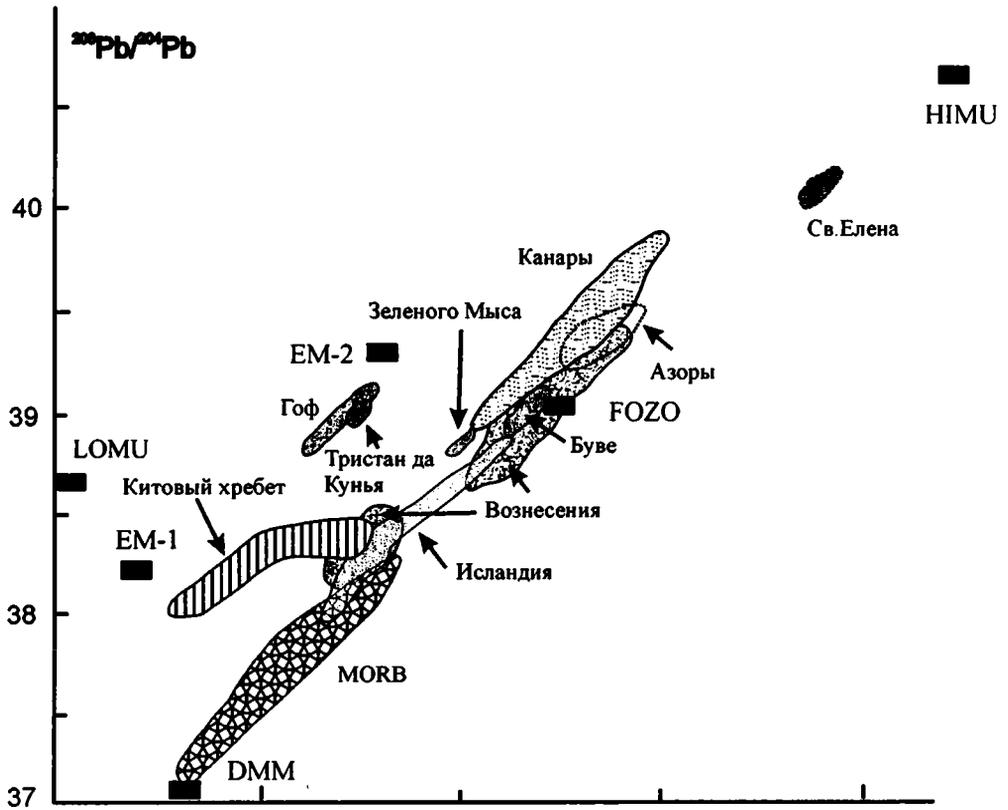


Рис. 3.1. Корреляционные диаграммы изотопных отношений Sr, Nd, Pb в базальтах ряда островов Атлантического океана
Черными прямоугольниками показаны вероятные исходные составы мантийного материала разного происхождения. Для построения диаграмм использованы данные из работ: Hart et al., 1988; Loubet et al., 1988; Weaver et al., 1986 и др.



Наличие рассмотренных компонентов в целом не вызывает сомнения, хотя остается неясным их природа и положение в мантии. Их смешением можно объяснить все многообразие изотопных составов. В то же время они не представляют случайную смесь нескольких мантийных компонент. Так, MORB и базальты некоторых океанических островов ложатся на тренд корреляции DMM и NIMU без признаков контаминации EM. Другие острова отклоняются в сторону обогащения либо EM-1, либо EM-2. Особенно интересно, что многие тренды смешения начинаются не от индивидуальных компонент, а от продуктов их более раннего смешения. Так многие составы имеют начало не в DMM, а в точке на линии DMM–NIMU. Это, по-видимому, отражает смешение DMM и NIMU, продукты которого затем смешиваются с обогащенным материалом других участков мантии. Другое возможное объяснение этого явления – это наличие компонента FOZO, который лежит в зоне схождения большинства компонентов (DMM, NIMU, EM-1 и EM-2).

Интересно поведение изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$. В N-MORB это отношение очень слабо изменяется, оставаясь около 7 (рис. 3.2). В лавах, имеющих отношение к плюмовым источникам, величина $^3\text{He}/^4\text{He}$ очень сильно варьирует, обычно смещаясь в сторону увеличения этих отношений (Исландия). В то же время в районе островов Святой Елены, Гоф, Тристан-да-Кунья, а также Азорских, оно остается низким. Области с высокой степенью обогащения (Ян Майен, Азоры, Тристан да Кунья, и Гоф) характеризуются $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношениями ниже, чем в MORB. Причина – в возможном смешении деплетированной и рециклированной коры. Последняя в ходе субдукции получила радиогенным ^4He [Kurz et al., 1982] и высокий Sr. Это объясняет несовпадение с аномалиями по другим изотопным отношениям. Возможно, материал с низкими исходным $^3\text{He}/^4\text{He}$ поступает из основания верхней мантии, а материал с высокими ^3He (космогенный) – от основания нижней мантии.

$^3\text{He}/^4\text{He}$

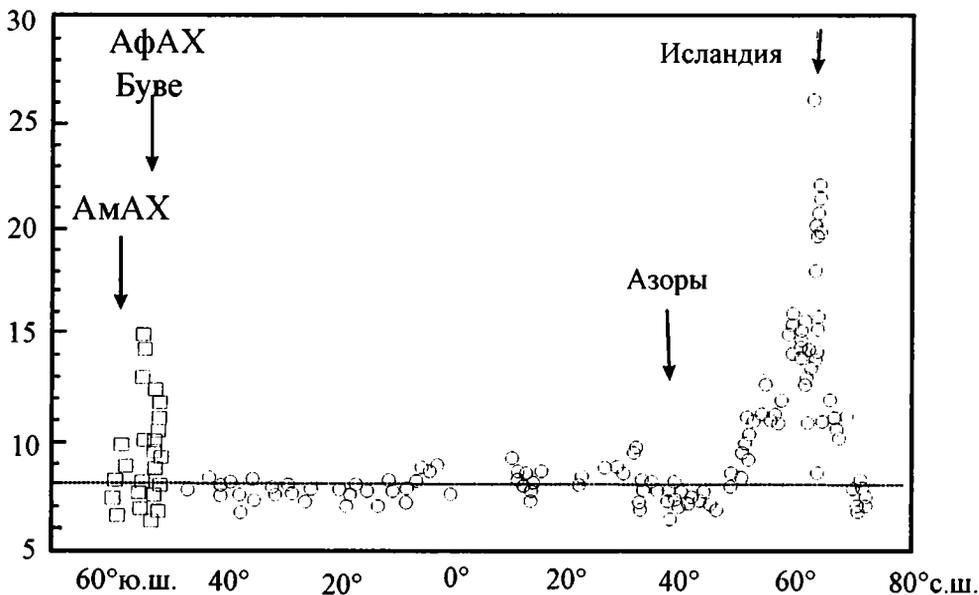


Рис. 3.2. Распределение отношений изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$ в базальтах по простираннию САХ (круги); АфАХ и АМАХ (квадраты), по: [Kurz et al., 1998]

Разномасштабность мантийных неоднородностей, сегментация САХ

Глобальные неоднородности

С.Хартом был сделан вывод, что компоненты EM-1 и EM-2 сосредоточены в основном в Южном полушарии, в поясе между экватором и 50° ю.ш. [Hart, 1988]. Это, так называемая, аномалия DUPAL с высокими отношениями $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при одинаковых значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Астеносфера САХ южнее 24° ю.ш. и в районе Тристан-да-Кунья в значительной степени контаминирована компонентом DUPAL. Но этот компонент присутствует и в Северном полушарии: о-ва Сан-Мигель (39° с.ш.). Интересно отсутствие признаков EM-1 и EM-2 в базальтах полярных регионов и систематическое уменьшение от экватора к северу их следов. Эта глобальная закономерность, по-видимому, связана с начальными этапами формирования Земли [Hart, 1988].

Компонент LOMU и аномалия DUPAL – это повсеместные составляющие мантии Южной Атлантики и Индийского океана [Douglass et al., 1999]. Поле изотопных составов MORB Индийского океана смещено от полей Северной Атлантики и Тихого океана в сторону повышенных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и имеет более низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для одних и тех же $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Эти поля имеют тенденцию к схождению к повышенным $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношениям. Возможное объяснение образования изотопной аномалии DUPAL состоит в том, что она отражает псевдобинарное смешение в рамках трехкомпонентной системы, состоящей из исходных компонентов: LOMU, компонента FOZO (C) и деплетированной мантии Атлантики [Douglass et al., 1999]. Бинарное смешение компонента FOZO (C) и LOMU, возможно, отвечает за возникновение плюмов Тристан, Гоф и Дискавери.

Региональные неоднородности

К региональным неоднородностям можно отнести значительные проявления плюмового магматизма. В пределах срединно-океанических хребтов наиболее крупные региональные мантийные неоднородности размером 700–1000 км связаны с азорским и исландским плюмами [Poreda et al., 1986; Schilling, 1986; Dongmei et al., 1997 и др.]. Геохимические градиенты к югу от Исландии и Азор протяженностью 400–1000 км очерчивают направление движения и условия смешения астеносферного материала под САХ. Базальты из этих районов обогащены литофильными элементами и радиогенными изотопами Sr и Rb. Региональные вариации такого масштаба видны также в составах перидотитов. Они сильнее деплетированы в плюмовых районах, чем где-либо ещё, из-за различий в степени частичного плавления (степень частичного плавления в плюмовых районах в 2–3 раза превышает таковую нормальных сегментов) [Dick et al., 1984; Michael, Bonatti, 1985]. При детальном изучении изотопного состава базальтов становится видно, что данные региональные неоднородности не являются гомогенными и, как будет показано ниже, представляют разнородный мантийный материал.

Исландский плюм

Изотопные данные по Исландии дают очень широкие вариации составов от деплетированных (ответающих базальтам, образованным из деплетированных источников) до обогащенных, известных только в щелочных вулканитах океанических островов.

Эффект влияния исландского мантийного плюма на изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ имеет место на всем протяжении хр. Рейкьянес, где имеются повышенные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в базальтах (11–16,1), а также севернее острова Исландия и вплоть до 70° с.ш. на хребте Колбенсей, где они составляют 10,3–12 [Poreda et al., 1986]. Уникальность этих хребтов в том, что высокие $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношения наблюдаются на всем их протяжении (рис. 3.3). Севернее 70° с.ш. в базальтах провинции Ян Майен $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношения соответствуют или несколько ниже, чем в MORB (6,8–8,0). Отсутствует корреляция $^3\text{He}/^4\text{He}$ с вариациями рассеянных элементов и местами с изотопными отношениями Sr и Pb. Максимальные значения $^3\text{He}/^4\text{He} = 16,1$ отмечены в районе 60° на хребте Рейкьянес, к северу по направлению к Исландии значение уменьшается до 12,7 в районе 63° с.ш. $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношения увеличиваются снова, достигая максимальных значений в южной-центральной Исландии [Poreda et al., 1986]. В районе между 60 и 63° с.ш. $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношения обратно коррелируют с отношениями La/Sm и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, и прямо – с $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Для обширных участков верхней мантии изотопы Pb, Sr и Nd изменяются независимо от изотопов He. Эти взаимоотношения, будучи более сложными, чем следует из модели 2-х компонентного смешения, дают основные изотопно-геохимические провинции в Северной Атлантике. Первая провинция характеризуется высокими содержаниями щелочей, высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, повышенными $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^3\text{He}/^4\text{He}$ (хребты Ян Майен – Монс). Пониженные $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношения и обратная корреляция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^3\text{He}/^4\text{He}$ – это, по-видимому, результат привноса радиогенного компонента ^4He . Этот радиогенный компонент может быть либо субдуцированной и переработанной корой, либо отвечать мантийному метасоматозу. В любом случае это привело к уменьшению в мантии $^3\text{He}/(\text{U}+\text{Th})$ и $^3\text{He}/\text{Rb}$.

Вторая провинция – области распространения базальтов хребтов Колбенсей и Рейкьянес характеризуются повышенными значениями отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ на всем их протяжении (от 50 до 70° с.ш.), которые прямо коррелируются с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что согласуется с существованием обогащенного мантийного источника с центром в Исландии [Poreda et al., 1986]. При этом видно, что разлом Гиббс не влияет на величины изотопных отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$, которые уменьшаются вплоть до 50° с.ш.

Наблюдается резкое изменение всех изотопных соотношений при движении от Исландии в сторону Ян Майен. Изотопные соотношения вулканитов ближайшей к Ян Майен структуре – хребту Колбенсей – имеют даже ещё большие отличия, чем расположенные дальше – исландские. Составы Ян Майен соответствуют изотопии, расположенного севернее хребта Монс. Причем наблюдается постепенное закономерное изменение всех изотопных отношений в северном направлении. Данный градиент может быть сходен с градиентом, образованным при смешении поднимающегося мантийного плюмового материала Исландии и окружающей астеносферы в пределах хребта Рейкьянес. Отличие в исходном составе мантийного материала и отсутствии признаков собственно подъема плюмового материала в настоящее время под Ян Майен.

Исходные мантийные компоненты смешения в целом неоднородного мантийного плюма Исландии имеют некоторую общность изотопных составов. В первую очередь, это относительно низкие $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ по отношению к $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Эта особенность характерна и для вулканитов Ян Майен и юго-запада хребта Монс. Имеются особенности и по соотношению изотопов $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характерные исключительно для района исландского плюма (50 – 72° с.ш.). Эти черты могут быть обусловлены особенностями геодинамики различных мантийных источников в районе Исландии.

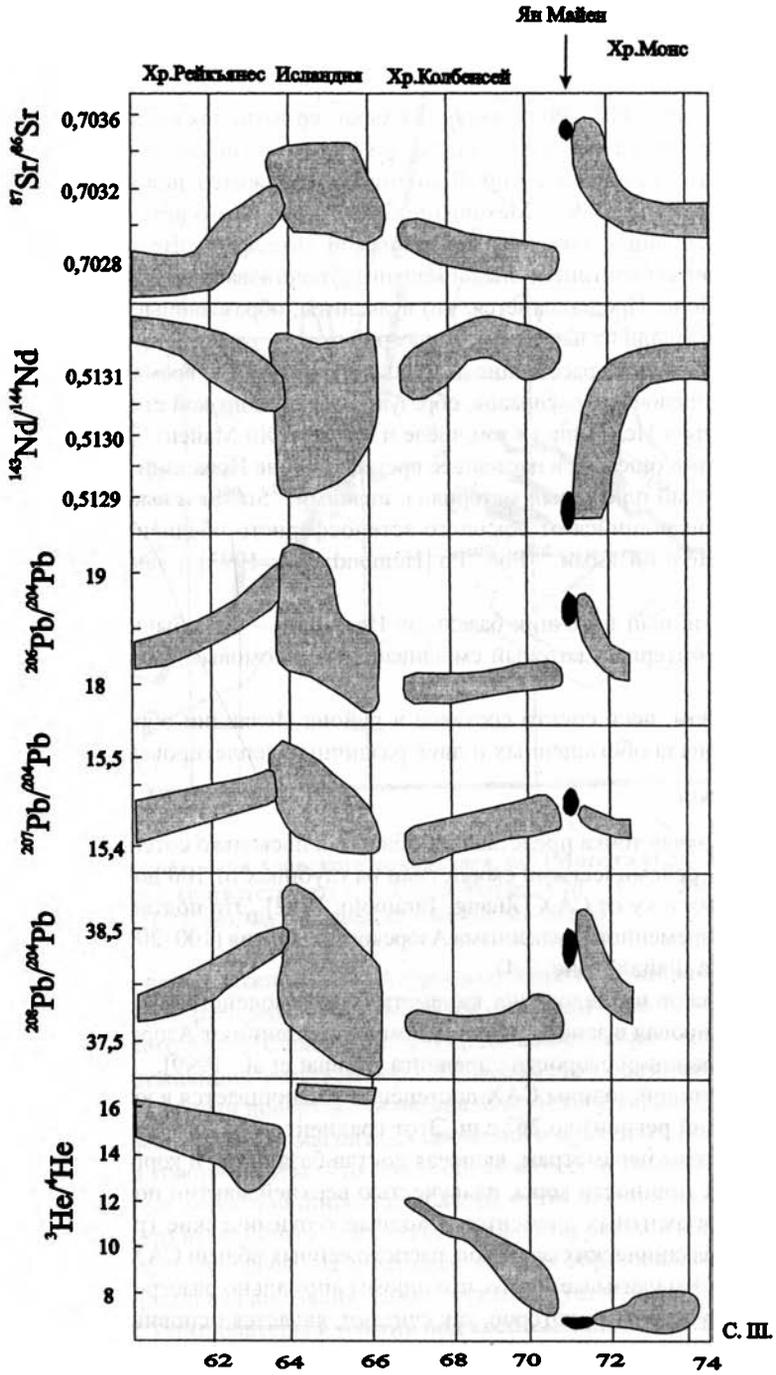


Рис. 3.3. Изотопные вариации вдоль северной части САХ, по: [Tronnes et al., 1999; Poreda et al., 1986]

Наиболее ярко видимый в составе щелочных базальтов Ян Майен, обогащенный мантийный источник с высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, имеет некоторое сходство с мантийным материалом типа Dupal (южного полушария), хотя высокие $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и низкие $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ не являются характерными для южного полушария. Такие изотопные соотношения могли возникнуть при относительно недавнем увеличении μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) мантийного источника, который до этого продолжительное время характеризовался низкими μ [Thirlwall, 1997]. Механизм образования такого источника – поступление в мантию и контаминация материала океанической литосферы. Возможно также, что этот источник отвечает субконтинентальной мантии, существовавшей до раннетретичного рифтинга в этом районе. Предполагается, что вулканы, образованные из материала данного источника, преобладали на начальных этапах рифтинга в этом районе в раннетретичное время и распространялись на расстояние до 2000 км. В настоящее время данный материал служит источником щелочных расплавов, образующихся при низкой степени частичного плавления по периферии Исландии (в том числе и в хребте Ян Майен) [Tronnes et al., 1999].

Среди поднимающегося в настоящее время в районе Исландии материала преобладает деплетированный плюмовый материал с низкими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и высокими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношениями, отличающийся от обычного астеносферного обедненного источника повышенными $^3\text{He}/^4\text{He}$ и низкими $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [Hemond et al., 1993] и дающего пикритовые базальты.

Третий мантийный источник базальтов Исландии – это обычный деплетированный астеносферный материал, который смешивается с плюмовым, образуя базальты хребта Колбенсей.

Таким образом, весь спектр составов в районе Исландии образовался в результате смешения материала обогащенных и двух различных деплетированных источников.

Азорский плюм

Азорская горячая точка представляет область в несколько сотен км в диаметре с аномально низкими сейсмическими скоростями на глубинах от 100 до 200 км. Центр области находится к востоку от САХ [Zhang, Tanimoto, 1992]. Это подтверждается расположением области современного вулканизма Азорского поднятия (100–200 км к востоку от САХ в районе острова Файал) (рис. 3.4).

Как показывают исследования кинематики взаимодействия горячей точки и САХ, последний мигрировал в запад-юго-западном направлении от Азорского плюма со скоростью менее половинной скорости спрединга [Cannat et al., 1999].

Глубина рифтовой долины САХ постепенно увеличивается в южном направлении от 40° с.ш. (Азорский регион) до 26° с.ш. Этот градиент уверенно выделяется по всем геолого-геофизическим параметрам, включая состав базальтов, и коррелирует с региональным изменением мощности коры, плавучестью верхней мантии под хребтом и содержанием в ней некогерентных элементов. Сходные геохимические градиенты существуют вблизи других вулканических островов, расположенных вблизи САХ (Исландия, Тристанда-Кунья и др.). Это указывает на то, что плюмы аномально разогретого и/или обогащенного мантийного вещества, которое, как считают, является основным источником вулканизма этих островов, также отклоняются в сторону близлежащих хребтов и распространяются в широтном направлении вдоль САХ на расстояние от нескольких сотен до 2 тысяч км. Такое поведение плюмов, по-видимому, связано с формой плюма, его температурой и динамикой.

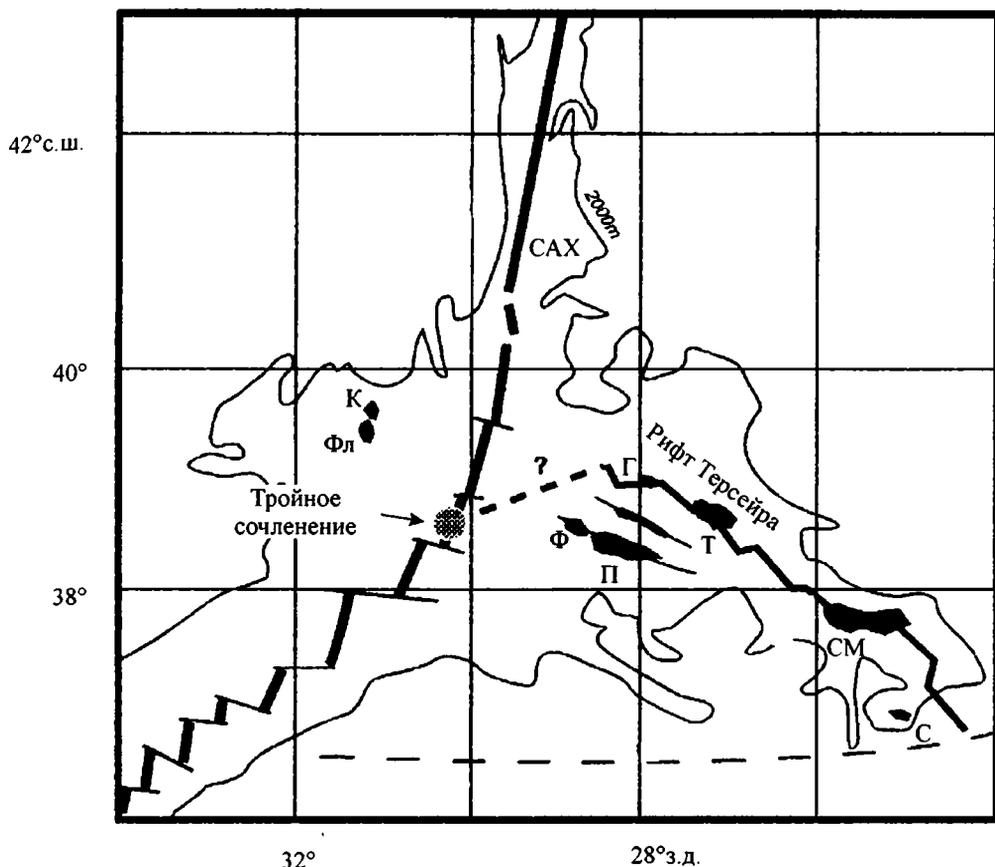


Рис. 3.4. Расположение островов Азорского архипелага, по: [Moreira et al., 1999]
 Буквы на схеме соответствуют: С – Santa Мария, СМ – Сан Мигель, Т – Терсейра, Г – Грациоза, П – Пико, Фл – Флорес, Ф – Файал, К – Корво

Изучение САХ в районе южного края Азорского поднятия показало, что два аномально мелководных района, расположенных по обеим сторонам хребта, – это части некогда единого вулканического плато [Cannat et al., 1999]. Мощность коры этого плато в два раза выше мощности окружающих участков коры. Во время его образования вершинная поверхность находилась вблизи поверхности океана. Отсутствие характерной для рифтового магматизма системы линейных магнитных аномалий и практически полное отсутствие разломных эскарпов говорит о том, что плато образовалось в результате мощных лавовых излияний, которые захватили широкую область, в том числе и на значительном удалении от оси САХ. Это вулканическое плато было сформировано в миоцене, в ходе продвижения к югу области выплавления материала, которая образовалась в пределах Азорского плюма. Эта термальна́я аномалия может отражать существование повышенной (на величину около 70°C) температуры в мантии под хребтом. Аномалия двигалась со скоростью около 60 мм/год и существовала в пределах САХ всего несколько миллионов лет [Cannat et al., 1999]. Данная аномалия в период около 10 млн лет определяла магматизм Азорского поднятия.

Аномалии Азор и 45° с.ш. не видны в изотопии He. Это может указывать на присутствие субдущированной океанической коры в мантии этого района, в то время как в Исландии дренируется материал примитивной (исходной) мантии.

В Азорах наблюдается влияние трех отчетливых изотопных источника: 1) MORB – на о-ве Санта-Мария, Грациоза, Файал; 2) примитивный (обогащенный плюм) – некоторые базальты о-ва Терсейра и Пико и 3) радиогенный – восточная часть о-ва Сан Мигель [Moreira et al., 1999] (см. рис. 3.4).

Первый источник характеризуется ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в среднем 8. Второй – максимальными значениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в среднем 11,3. Он также характеризуется ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ около 20 и низкими ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ 15,64 и ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ 39,35. Третий имеет ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} < 8$, а изотопные отношения свинцов соответственно 20, 15,75, 40,33. В пределах архипелага наблюдается хорошая корреляция тяжелых изотопов и ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$.

М. Морейра с соавторами рассматривают вариант приповерхностной контаминации радиогенного (атмосферного) ${}^4\text{He}$ и приходят к выводу о том, что невозможно получить наблюдаемые вариации изотопных отношений при этом процессе [Moreira et al., 1999]. Следовательно, очень низкие отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в базальтах на острове Сан Мигель следует объяснять другими причинами.

Повышенное содержание радиогенного He на островах Гоф, Тристан, Елена может быть объяснен, если мы допустим возможность рециклинга океанической коры и осадков, которые сперва попадают в мантию и в последующем – в плюмовый материал. В субдущируемых плитах материал имеет высокие отношения $(\text{U}+\text{Th})/{}^3\text{He}$, так как гелий дегазируется (уходит в атмосферу в ходе рифтового магматизма и субдукции). После некоторого периода нахождения в мантии будут достигнуты низкие отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ из-за U и Th α – распада. Содержания изотопов свинца и Sr этому не противоречат [Moreira et al., 1999]. Особенно высокие значения ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ подразумевают фракционирование U/Pb. Контаминация субдущированной измененной океанической коры и осадков позволяет увеличить это (U/Pb) отношение и потом со временем дать очень высокие отношения ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$.

Сходные с Терсейра изотопные отношения He в стеклах САХ получены между 40 и 50° с.ш. [Kurz et al., 1982], что свидетельствует о влиянии плюма на базальтовый вулканизм САХ, ранее выявленные по РЗЭ, изотопам Sr, Nd и др.

Если исключить контаминацию близповерхностного материала для объяснения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ отношений по острову Сан Мигель, то существование в пределах одного архипелага как примитивных, так и радиогенных отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ выглядит парадоксально. Этот парадокс может быть объяснен в рамках двух моделей [Moreira et al., 1999].

Первая исходит из того, что глубинный источник Азорского плюма может быть изотопно неоднородным, включая смесь рециклированных терригенных осадков, измененной океанической коры и нижнемантийного материала. При низкой степени частичного плавления мог плавиться только радиогенный (осадки) материал (Сан Мигель), в то время как на других островах базальты образовались при больших степенях частичного плавления и отражают смесь материала переработанной коры, нижней и верхней мантии. Образование этого неоднородного источника могло произойти при поступлении материала с глубин 670 км с поднимающимся плюмом или отвечать неоднородности самого источника.

Вторая исходит из изотопной однородности глубинного источника Азорского плюма, который соответствует изотопным составам о. Терсейра (смесь нижнемантийного мате-

риала и материала HIMU). Базальты Сан Мигель соответствуют очень локальной верхне-мантийной неоднородности, которая претерпела плавление при подъеме части плюма под Терсейра. Эта неоднородность может соответствовать субдуцированной океанической коре и осадкам, попавшим под Северную Америку в ходе предгренивильской субдукции. В последующем они попали в верхнюю мантию при расслаивании материала в ходе раскрытия северной Атлантики. Промежуточные составы отвечают взаимодействию с локальным источником MORB. Эта модель подтверждается тем, что базальты восточного побережья Северной Америки на Pb-Pb диаграммах дают линейный тренд, который может соответствовать смешению материала (субконтинентальная мантия) с низкими $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и материала типа Сан Мигель (смесь осадков и переработанной океанической коры). Предполагается, что этот материал попал под Северную Америку до "внедрения" в северо-американскую мантию при расслаивании при открытии Атлантики. Радиогенный гелий измеренный в некоторых континентальных ксенолитах или континентальных базальтах из субконтинентальной литосферы соответствует предлагаемой модели.

Изотопные составы стекол района 40 и 50° с.ш. соответствуют контаминации источника MORB и реликтов дезинтегрированной субконтинентальной литосферы.

Плюм островов Зеленого Мыса

Изотопные составы молодых (позднетретичных-современных) вулканитов островов Зеленого Мыса свидетельствуют о том, что в их образовании принимали участие три независимых изотопных компонента. Это компоненты HIMU, EM и DMM [Gerlach et al., 1988]. В островах северной части архипелага (Сан-Висенти, Санту-Антан и др.) преобладает смесь компонентов HIMU и DMM. Влияние HIMU особенно четко видно по изотопным составам Pb. В южной части архипелага (о.Сантьягу, Фогу и др.) наряду с компонентами HIMU и DMM заметную роль играет компонент EM. Различия северных и южных островов свидетельствует о существовании мантийных неоднородностей (размером 100 км) под поднятием Зеленого Мыса. Вариации в пределах одного острова и/или одной формации свидетельствуют о присутствии мелких неоднородностей. Интересны вариации изотопного состава лав со временем их излияния [Gerlach et al., 1988]. Для острова Сантьягу характерно уменьшение отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ с уменьшением возраста лав, что соответствует уменьшению влияния компонента HIMU. В лавах острова Фогу с уменьшением возраста наблюдается увеличение влияние компонента EM-1. К сожалению, имеющиеся изотопные данные не дают однозначного ответа об изотопном составе наиболее глубинного плюмового вещества. С одной стороны, наиболее глубинные и наиболее щелочные породы островов имеют источник типа HIMU, с другой, в настоящее время центральная часть плюма расположена под островом Фогу (южный остров), где преобладают лавы с компонентом EM-1. Вулканические постройки архипелага занимают сравнительно небольшую площадь, в то же время, исходя из широкого распространения внутриплитных вулканических построек центрального типа, выявленных в том числе и в ходе 22-го рейса НИС "Академик Николай Страхов", позволяет предположить, что внутриплитная вулканическая активность, связанная с плюмом Зеленого Мыса, проявлена в большей части одноименной котловины, где можно также ожидать распространения щелочных базальтов. Однако их изотопные составы (как видно даже из анализа лав архипелага) могут существенно отличаться от лав центральной части плюма.

Региональные мантийные неоднородности Южной Атлантики.

Анализ изотопных данных в районе между 3° ю.ш. и 46° ю.ш. [Fontignie, Shilling, 1996] показал, что в пределах САХ наряду с локальными пикообразными аномалиями, которые будут рассмотрены нами в дальнейшем, имеются устойчивые градиенты изменения изотопных отношений с севера на юг. В этом направлении (до широты плюма Тристан да Кунья) происходит увеличение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,7021 до 0,7031 и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 37 до 38 и уменьшение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от 0,5130 до 0,5134. Такой градиент превышает градиент, наблюдаемый южнее исландского плюма в хребте Рейкьянес (см. рис. 3.3). Отношения изотопов $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ведут себя несколько иначе. С севера до 20° ю.ш. (широта Св. Елены) наблюдается относительно быстрый рост изотопных отношений соответственно от 15,4 до 15,5 и от 17,5 до 18,4. Далее к югу отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ снова уменьшаются. То, что максимумы региональных изотопных вариаций расположены вблизи плюмов Св. Елены и Тристан-да-Кунья, возможно, свидетельствует об их непосредственном участии в добавке аномального вещества к деплетированной мантии. Характер распределения изотопных отношений в базальтах сегмента $3\text{--}24^\circ$ ю.ш. существенно отличаются от таковых сегмента $24\text{--}46^\circ$ ю.ш. Для первого характерно резкое увеличение изотопов свинца и уменьшение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при почти неизменных отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Для второго сегмента характерно пропорциональное увеличение отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и уменьшение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при почти неизменных отношениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [Fontignie, Shilling, 1996]. Как видно из графиков соотношения изотопов (рис. 3.5), базальты север-

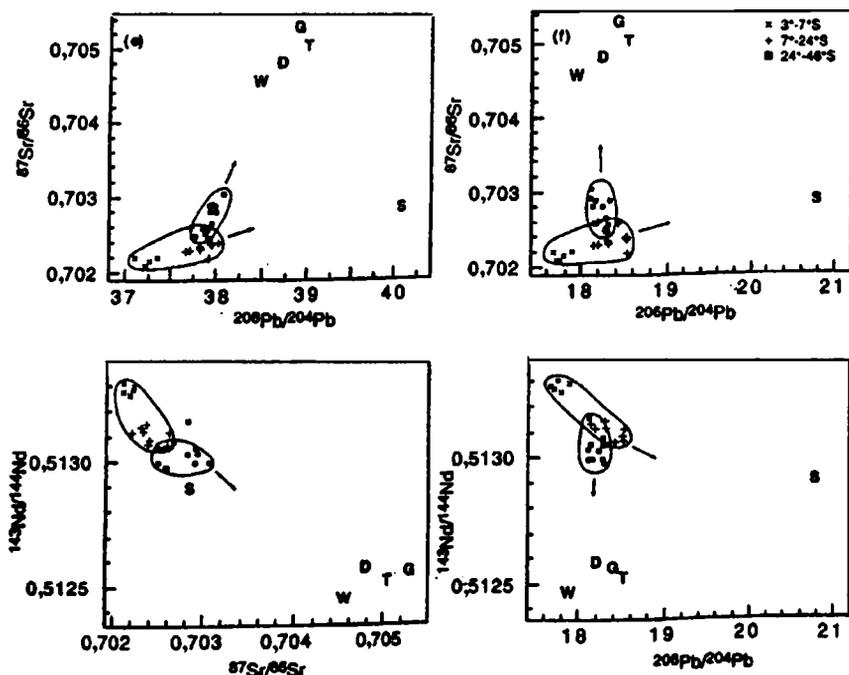


Рис. 3.5. Изотопные соотношения в базальтовых стеклах САХ между $3\text{--}46^\circ$ ю.ш., по: [Fontignie, Shilling, 1996]

Буквы на диаграммах соответствуют составам следующих океанических структур: S – Св.Елена, Т – Тристан-да-Кунья, G – Гоф, D – Дискавери, W – Китовый хребет

ного сегмента находятся на линии смещения вещества типа DMM с веществом с изотопными характеристиками плюма Св. Елены, а южные – смещения вещества DMM и вещества плюмов Тристан-да-Кунья и Гоф. По мнению [Hannan et al., 1986], до и на ранних стадиях образования Южной Атлантики имело место растекание и плавление верхней части плюма Св. Елены под континентальной литосферой Гондваны с частичной потерей расплавов. Это оставшееся вещество перемешалось с деплетированным астеносферным материалом и затем послужило источником аномального компонента в излившихся базальтах. Сходный процесс имел место и в районе плюма Тристан-да-Кунья, но несколько позднее.

Локальные неоднородности

Северная Атлантика

Локальные неоднородности характеризуются меньшими размерами, чем региональные. Кроме того, для них характерно отсутствие прямой связи с плюмами. Локальные неоднородности отличаются большим разнообразием проявлений. Это относится как к вариациям составов и размерам, так и к условиям и времени образования. Рассмотрим некоторые примеры проявлений локальных неоднородностей в Северной Атлантике.

На основании изучения поведения некогерентных элементов (Ta, Th, Zr, Ti) в пределах ряда районов САХ (23, 36, 45 и 63° с.ш.). Х. Буго с соавторами сделали вывод об отличиях мантийных источников базальтов этих районов [Bougault et al., 1979]. Составы базальтов рассматриваемых регионов отвечают широкому спектру величин частичного плавления и фракционной кристаллизации. Поэтому можно было бы ожидать значительного перекрытия составов базальтов в различных районах (например, по соотношениям Nb и Zr), если бы мантийные источники были гомогенными. Кроме того, на вариационных диаграммах базальты районов 36 и 63° с.ш. имеют расходящиеся тренды, что говорит о том, что отличия в источниках базальтов существовали длительное время [Bougault et al., 1979]. Имеет место систематическое уменьшение Th/La, Ta/La и Nb/La отношений от района 36 и 45° с.ш. к 63 и 22° с.ш. Спектры РЗЭ свидетельствуют о том, что невозможно получить базальты типа 63° с.ш. при смешении базальтов 22 и 45° с.ш., так как в первых (63° с.ш.) наблюдаются более значительные вариации РЗЭ, чем в других рассматриваемых районах. Поэтому вывод о значительных вариациях в источниках базальтов представляется вполне очевидным, а сами мантийные неоднородности, как видно, имеют варьирующий размер.

Тренды петрогенных элементов не всегда коррелируют с вариациями некогерентных элементов, которые резко изменяются в небольших пространственных и временных рамках. Так в районе “Фэймос” и скв. DSDP 395, 396 вариации составов (тренды) базальтов по петрогенным элементам оставались постоянными по крайней мере 3,5 млн лет, в то время как соотношения некогерентных элементов сильно варьируют даже в пределах полигона “Фэймос” [Wood et al., 1979]. Обогащение некогерентными элементами базальтов 22° с.ш. хорошо коррелирует с составами скв. 395 и 396 и не согласуется с данными по скв. 417 и 418, расположенными на более древней коре. В то же время данные по петрогенным элементам скв. 417 и 418 ближе таковым района “Фэймос”, нежели района 22° с.ш.

Рассмотрим базальты района 63° с.ш. САХ. Это свежие породы, находящиеся на тренде дифференциации толентовых серий [Wood et al., 1979]. В базальтах из скв. DSDP 407 и 408 значительно выше концентрации некогерентных элементов, чем в скв. 409. В то же

время образцы в пределах самой этой скважины сильно различаются по составу. Так, в обр. 409–1 и 409–2 ниже отношения Ta/Th и Ce/Y и абсолютные концентрации РЗЭ, чем в обр. 409–3. Различия такого же типа существуют и между образцами 407–1, 407–2, 407–3. Данные различия в базальтах скважины 409 связаны с особенностями составов мантийных источников. Изучение малых элементов и петрогенных окислов скв. 332 показало, что здесь имеются дериваты 2-х геохимически различных источников [Blanchard et al., 1976; Vence et al., 1977].

На фоне региональной аномалии 30–50° с.ш., обусловленной существованием Азорского плюма, имеются локальные неоднородности [Dongmei et al., 1997]. В пределах поднятия САХ между 30 и 50° с.ш. наблюдается несколько пиков низких содержаний $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, которые хорошо коррелируют с высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в тех же районах (пики аномалий – 46, 43, 39 и 35° с.ш.), что свидетельствует о сходной природе мантийных аномалий. В то же время район 40,5–50° с.ш. отличается от района 40,5–30° с.ш. более низкими содержаниями некогерентных элементов и их отношений (La/Sm, Nd/Sm, Rb/Sr). Базальты района 35° на вариационных диаграммах находятся между трендами смешения, представленными базальтами района 40,5–50° с.ш. и района 40,5–30° с.ш. Базальты с низкими содержаниями ЛРЗЭ (севернее 49° и южнее 34°) имеются по обе стороны от Азорской платформы. Это породы с наименьшей примесью обогащенного материала Азор. Тренды смешения базальтов районов 40,5–50° с.ш. и 40,5–30° с.ш. начинаются в пределах именно таких составов.

Предполагается, что это серия мелких плюмов или, что они образовались при отрыве капель от единого изгибающегося плюма, отличного по составу от Азорского, подходящего к САХ в районе 39° [Dongmei et al., 1997]. Косвенным подтверждением этому является находка внутриплитных щелочных базальтов на горе Антиалтаир и эоценовые (32 млн лет) трахиты трога Кинг. Обогащенный мантийный источник устанавливается в районе 45° с.ш. на западном фланге САХ при драгировании [Dongmei et al., 1997]. Как нам представляется, для объяснения наблюдаемых мантийных аномалий вполне подходит иная модель, в рамках которой реликты метасоматизированной субконтинентальной мантии, оставшиеся в верхней мантии во время раскрытия Атлантики, были перемешаны в ходе мантийной конвекции с деплетированным мантийным веществом.

Образцы из скв. 556, расположенной вблизи Азорского поднятия, являются обедненными с низкими Nb/Zr отношениями, но в то же время с высокими отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [Bougault et al., 1985; Drake et al., 1985]. В более южной скв. 558 базальты несколько более обогащенные с теми же свинцовыми отношениями. К югу от разлома Хейса (скв. 562–564) все базальты являются обедненными, с низкими $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и высокими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ изотопными отношениями, хотя они и варьируют. К северу от разлома Хейса картина значительно более сложная. Объединяют данные базальты несколько повышенные изотопные отношения Pb и пониженные – Nd. В то же время наблюдаются существенные вариации концентраций литофильных элементов и самих изотопных отношений, указывающие на наличие здесь обедненных (скв. 556) и обогащенных (скв. 559, 557) базальтов, а также тех и других в пределах одной скважины (558, 568 и др.). В скважине 561 часть базальтов с высокими отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 19,53; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15,59; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 39,25 и низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0,51298, а часть с низкими $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18,83; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15,53; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38,35 и высокими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0,51310 [Bougault et al., 1985; Drake et al., 1985]. По-видимому, в формировании базальтов этой скважины принимали участие, по крайней мере, два различных мантийных источника. Размер неоднородных участков ман-

тии составлял первые десятки метров. Механизм образования подобных неоднородностей мы рассмотрим в главе IV.

Таким образом, практически невозможно определить в пространстве и во времени точные границы Азорского плюма из-за чередования в поступлении материала различных источников в пограничных зонах, а также из-за его смешения.

Азорский плюм оказывает влияние на САХ в районе 33–44° с.ш. На него наложены локальные неоднородности, не выраженные аномалиями в рельефе, самая существенная из которых – в районе разлома Океанограф (35° с.ш.). Чтобы объяснить изотопные вариации базальтов, наблюдаемые в этом районе, необходимо иметь три химически различных мантийных источника [Shirey et al., 1987]. Один – это *N*-MORB, другой – с высокими значениями отношений изотопов Pb и низкими Nd, близкий к составу Азорского плюма и третий – необычный. В нем низкие значения отношений Pb и Nd (рис. 3.6). Ранее такой

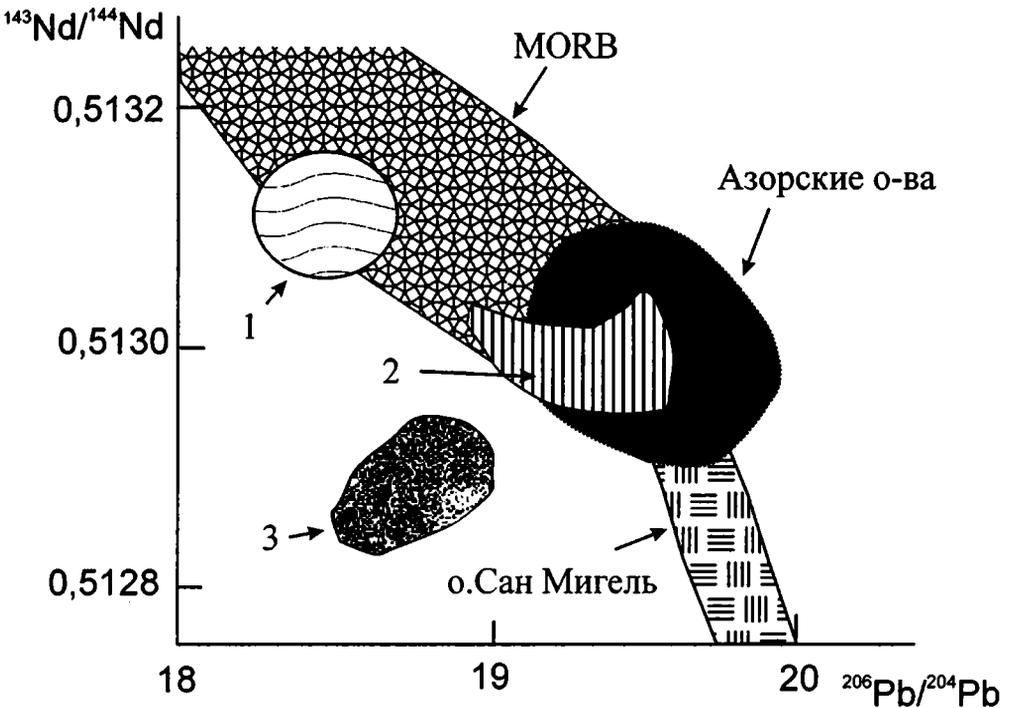


Рис. 3.6. Соотношение изотопов $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в базальтах района разлома Океанограф, по: [Shirey et al., 1987]

Цифрами показаны составы трех принципиально отличных мантийных неоднородностей района разлома Океанограф соответствующих: 1 – деплетированному астеносферному материалу, 2 – обогащенному – Азорского плюма, 3 – субконтинентальной литосфере

источник не наблюдался в Северной Атлантике, в том числе и в плюмовых районах. Его состав можно получить, добавив 8–12% субконтинентальной мантии к мантии MORB. Это уменьшит изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и увеличит $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Изотопные данные могут быть интерпретированы как результат вовлече-

ния древнего субконтинентального материала в мантийный источник. Возраст аномалии около 250 млн лет, что позволяет ее связывать с раскалыванием Пангеи и образованием Атлантики [Dosso et al., 1999]. Возраст коры, в которой обнаружена эта изотопная метка, составляет всего 1–5 млн лет. Косвенным подтверждением такой природы аномалии могут служить находки протерозойских и палеозойских цирконов в САХ [Pilot et al., 1998].

Расположение базальтов в пространстве свидетельствует о том, что локальные мантийные неоднородности составляют в объеме первые десятки кубических километров. Так, локальные неоднородности на уровне одной драги видны в районе, например DR27–101 и DR27–102 (17–18° с.ш.) и KS02–2 (20,5° с.ш.) [Dosso et al., 1993], а также в структурах Центральной Атлантики, о чем речь пойдет ниже.

Особенности составов океанической коры и мантии Центральной Атлантики (между разломами Зеленого мыса и Вознесения)

Рифтовая долина САХ между разломами Зеленого мыса и Вознесения – это один из наиболее детально исследованных участков САХ, по которому имеются как данные по содержаниям редких и рассеянных элементов, так и изотопные данные, позволяющие более объективно судить о вещественных особенностях коры и мантии этой обширной и сложно построенной области Атлантики [Peuve, 1992; Пушаровский, Пейве, 1992].

Рассматриваемый район САХ может быть разделен на следующие сегменты, ограниченные разломами: а) Зеленого мыса–Марафон, б) Марафон–Страхов, в) Страхов–Сан-Паулу, г) Сан-Паулу–Романш, д) Романш–Чейн, е) Чейн–Вознесения.

Сегмент Зеленого Мыса–Марафон

Особенности строения и вещественного состава района разлома Зеленого мыса были рассмотрены в главе I. В данном разделе мы остановимся только на вариациях ряда параметров, характеризующих вещественные неоднородности, обусловленные различными мантийными источниками, в пределах рифтовой долины САХ и ближайших к ней структурах между 16°30' с.ш. и разломом Марафон. Мы располагаем многочисленными данными по составу базальтов и их закалочных стекол, позволяющими уточнить картину распространения различных типов вулканитов этого района.

Чтобы охарактеризовать различие в мантийных источниках базальтов, в первую очередь, воспользуемся отношениями $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$, нормализованным на хондритовые значения, которые хорошо согласуются между собой. Для нормализации использованы коэффициенты из работы [Bougault et al., 1988]. Базальты с минимальными значениями отношений $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$, $(\text{La}/\text{Sm})_n$ и самыми низкими концентрациями большинства литофильных элементов, включая и РЗЭ, – это наиболее обедненный *N*-тип MORB. В обогащенных базальтах E-MORB значения этих элементов максимальны. Различные структуры разломной зоны Зеленого Мыса имеют следующие особенности составов. Поведение отношений $(\text{K}/\text{Ti})_n$ в базальтовых закалочных стеклах аналогично распределению отношений $(\text{La}/\text{Sm})_n$ и $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ базальтов и наряду с ними может рассматриваться как характеристика вещественных мантийных неоднородностей. Севернее 17° с.ш. отношения $(\text{K}/\text{Ti})_n$, $(\text{La}/\text{Sm})_n$ и $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ минимальны, соответственно 0,5, 0,8 и 0,5, что характерно для базальтов САХ, образованных при плавлении деплетированного астеносферного материала (рис. 3.7). К югу от 17° с.ш. происходит общее увеличение $(\text{K}/\text{Ti})_n$, $(\text{La}/\text{Sm})_n$ и $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ отношений до высоких значений (2,5, 3,6, 2,7) в районе 14° с.ш. Далее к югу все рассмотренные отношения опять уменьшаются вплоть до наиболее низких значений, отмеченных

в САХ непосредственно к северу от разлома Марафон. В то же время изменение данных отношений происходит достаточно сложным образом. На фоне общего градиента имеются многочисленные мелкие вещественные аномалии различного размера, выделяемые по распределению тех или иных некогерентных элементов и не всегда пространственно совпадающие.

Так, севернее разлома Зеленого мыса в пределах рифтовой долины САХ на 16° с.ш. (ст. S0352, A9–66, 67, 68, 69, 70) подняты близкие по составу свежие базальты и вулканические стекла [Пейве и др., 1989; Геологические ..., 1991]. Содержания главных породообразующих и рассеянных элементов в базальтах варьируют в интервале, характерном для толеитов САХ (TiO_2 1,2–1,66%; K_2O 0,05–0,30%; Nb 3,8–6,4 г/т; Zr 80–492). На вариационных диаграммах они образуют компактную группу со средней степенью фракционирования (FeO^*/MgO 1,23–1,58). Отношения $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0,51–0,79 и $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,52–0,54 характеризуют эти базальты как *N-T*-типы MORB.

Базальты, драгированные с южного борта пассивной западной части разлома (ст. S0360), значительно сильнее изменены, чем рифтовые базальты; кроме того, для них характерны большие вариации значений рассеянных и редкоземельных элементов и их отношений $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,43–0,93; $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0,81–1,30, что свидетельствует о более неоднородном строении южного борта разлома.

В районе внутреннего углового поднятия западного интерсекта наряду с *N-MORB* (ст. A9–51, S0364) подняты более дифференцированные (FeO^*/MgO 1,66–1,82) и более обогащенные *T-MORB* (ст. A9–53, 54; S0363). Для последних характерны отношения $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 1,02–1,3 и $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,69–1,19 [Пейве и др., 1988а].

В пределах восточного интерсекта, несмотря на близкий минеральный состав, выделяется несколько геохимических типов базальтов. На внешнем угловом поднятии (включая прилежащую часть рифтовой долины; ст. S0333, 39; A9–16; S0908) подняты базальты с высокими содержаниями всех литофильных элементов (Sr 180–280, Nb 11–20, La 8–14). Одновременно в них отмечены высокие отношения $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 1,93–2,27, свидетельствующие о высокой степени обогащенности мантийного источника базальтов, что позволяет отнести их к *P-MORB*. Кроме того, при умеренной величине дифференциации базальты обогащены P_2O_5 , K_2O и TiO_2 . Несколько южнее в рифтовой долине подняты сравнительно слабо дифференцированные базальты с умеренными и низкими содержаниями литофильных элементов и с $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,68–1,59 и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0,55–1,48.

В восточной части пассивной зоны разлома, примерно на $42^\circ 30'$ з.д., с южного борта разлома подняты два типа базальтов. Один характеризуется повышенными отношениями $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 1,48 и $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,9–1,03. В другом типе эти отношения существенно ниже $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,57–0,7. В пределах северного борта имеются слабо дифференцированные породы с очень низкими отношениями $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,14–0,36; $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0,42–0,51 и пониженными концентрациями большинства литофильных элементов.

Ещё восточнее (на $30^\circ 10'$ з.д.) в пределах разлома подняты базальты, аналогичные породам северного борта разлома на $42^\circ 30'$ з.д. с очень низкими отношениями $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,21–0,24.

Таким образом, в зоне разлома Зеленого Мыса к группе вулканитов, образованных преимущественно из деплетированного астеносферного источника с $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,14–0,4; $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0,42–0,55 относятся базальты северного борта долины разлома на восточном фланге САХ; базальты района $30^\circ 10'$ з.д. и ряд базальтов западного интерсекта (ст. S0363, 65). Аналогичные базальты детально изучены в пределах САХ на 24 – 33° с.ш. (скв. 395, 396

DSDP) и в разломе Кейн на 22° с.ш. [Bougault et al., 1979; Bryan et al., 1981] и в ряде других структур.

Базальты со значениями $(Nb/Zr)_n$ 0,68–0,91 и умеренными содержаниями литофильных элементов, с широкими вариациями распределения РЗЭ – $(La/Sm)_n$ 0,74–1,2 – относятся к промежуточному *T*-MORB и частично к *N*-MORB. Такие базальты известны в пределах южного борта разлома на восточном фланге САХ 42°20′–42°40′ з.д.; западного и частично восточного сегментов рифтовых долин САХ, примыкающих к разлому. К ним же относится большинство базальтов активной части разлома и базальты южного борта пассивной части разлома на западном фланге САХ. Аналогичные по составу базальты описаны в районе 63° с.ш. САХ (скв. 407–409 DSDP) [Bryan et al., 1981].

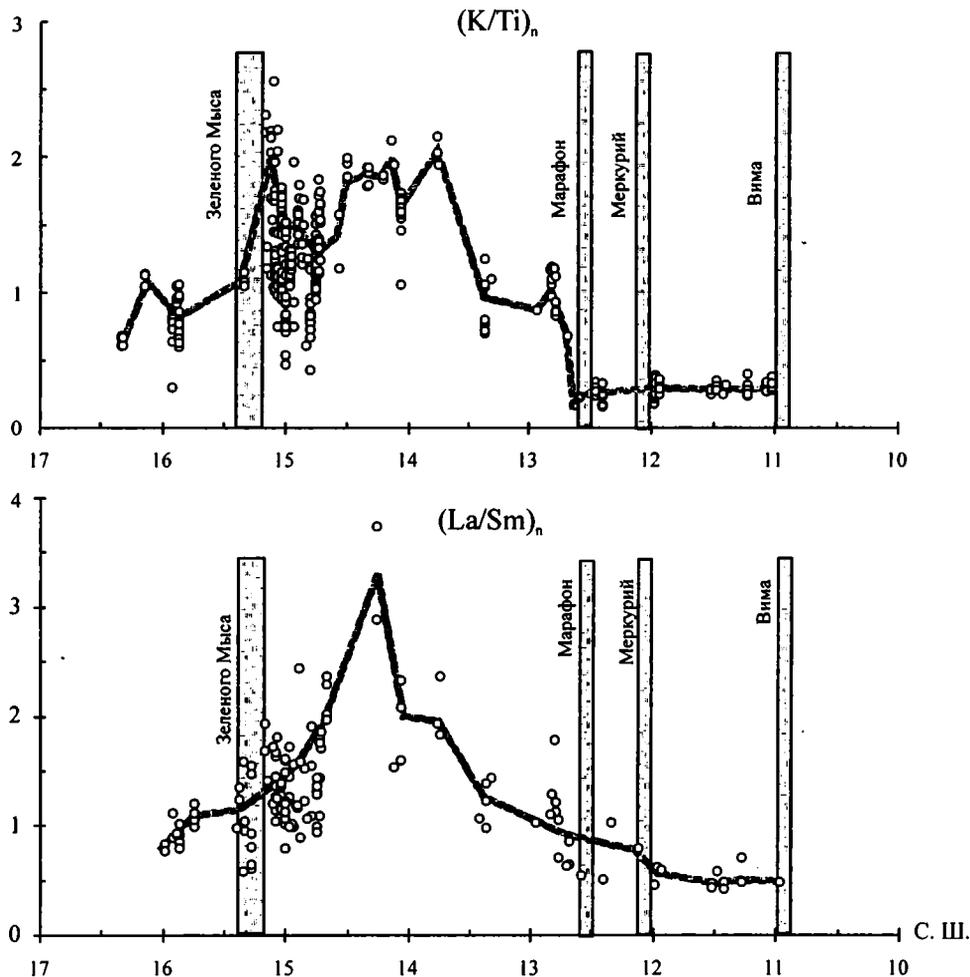
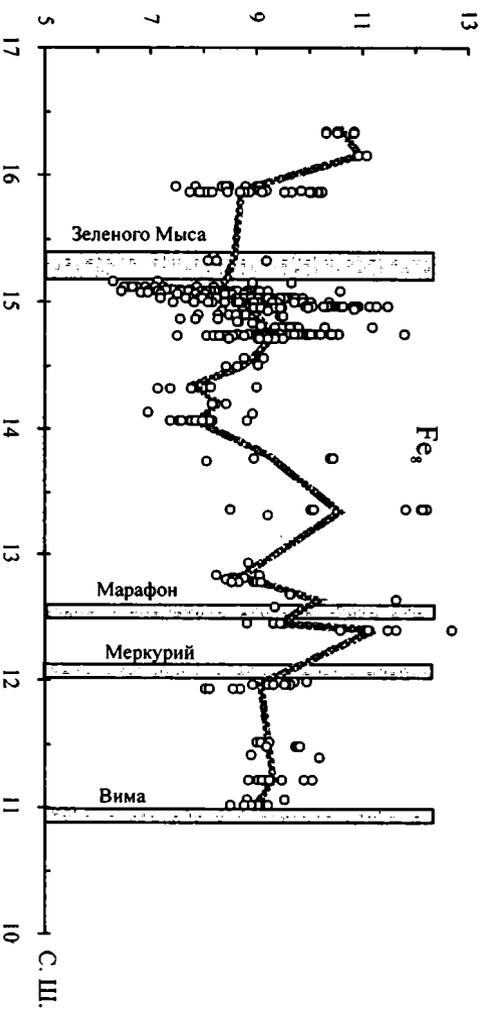
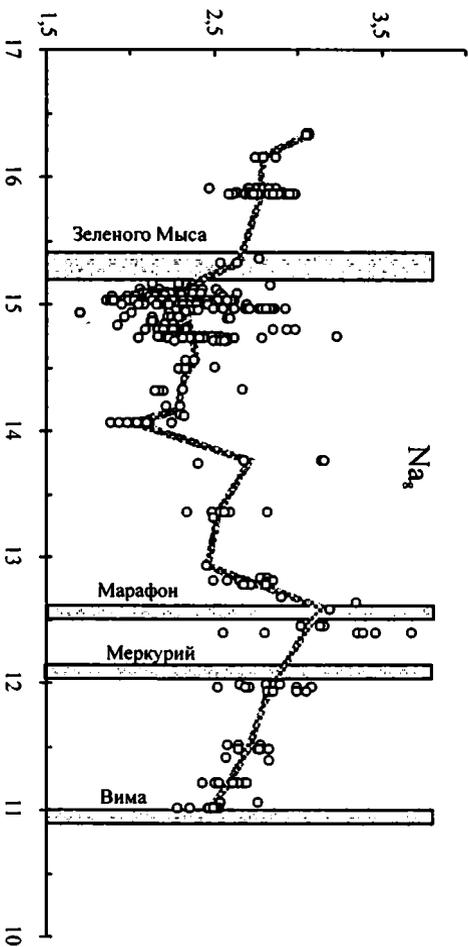
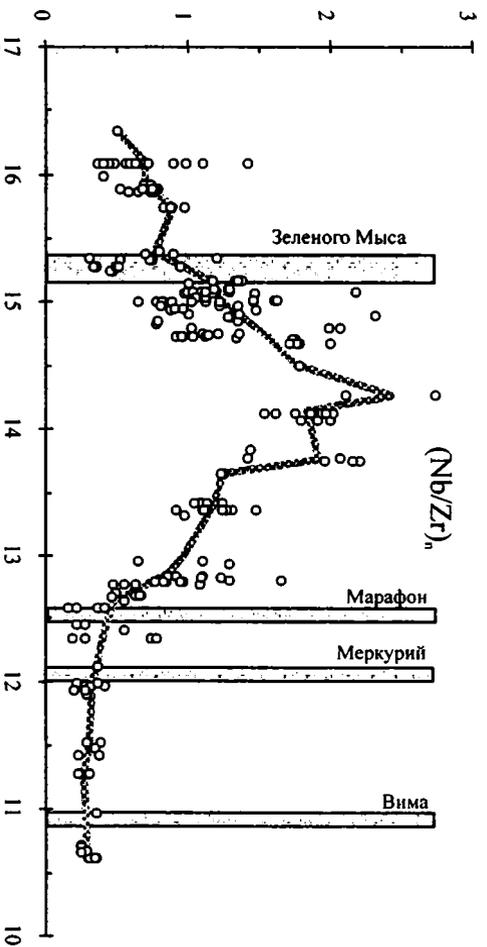


Рис. 3.7. Профили отношений $(La/Sm)_n$, $(Nb/Zr)_n$ в базальтах; $(K/Ti)_n$, Na_8 , Fe_8 в базальтовых стеклах по простиранию осевой части Срединно-Атлантического хребта Толстой линией показаны средние значения отношений. Заштрихованы области разломных зон. Для построения графиков использованы данные из: [Пейве и др., 1988, 1989; Симонов и др., 1999; Bougault et al., 1988; Melson et al., 1977]



Базальты с повышенными отношениями $(\text{Nb/Zr})_n$ 1,25–1,36 и $(\text{La/Sm})_n$ 1,2–1,67 и высокими концентрациями большинства литофильных элементов – *P*-MORB – имеются в пределах внешнего углового поднятия восточного интересекта.

В разломе Марафон в пределах углового поднятия западного интересекта преобладают базальты *T*-*P*-типы MORB с отношениями $(\text{Nb/Zr})_n$ от 1,1 до 1,5 и $(\text{La/Sm})_n$ 0,7–1,9 (ст. S0927, S0928, S0935, S0951, S0954, S0956). В то же время здесь же, на западном борту разлома на станции S0941 подняты и более обогащенные базальты, представленные, правда, только одним образцом с $(\text{Nb/Zr})_n$ 1,9 и $(\text{La/Sm})_n$ 3,4. Угловым поднятием здесь является подводная гора Ферсмана, которая, по-по-видимому, представляет собой крупную вулканическую постройку. В цоколе этого вулкана (ст. S0927, S0951, S0954) обнажаются измененные базальты с хлоритом, среди которых резко преобладают деплетированные разности [Пушаровский и др., 1991; Разницин и др., 1991; Сколотнев и др., 1999]. Базальты из верхних участков склона (ст. S0928), петрохимически близкие к базальтам цоколя, можно отнести к обогащенным разностям. Изменение характера вулканизма связано с плавлением другого, более обогащенного источника.

Рассмотрим пространственное распространение базальтов, отвечающих различным мантийным источникам. Наиболее сложно построен восточный интересект долины разлома Зеленого Мыса и прилежащие рифтовые горы. Здесь выделяется очень интенсивная и четко очерченная аномалия со значениями $(\text{K/Ti})_n$ до 2,3, приуроченная к нижней части склона внешнего углового поднятия (рис. 3.8). По другую сторону от рифтовой долины аномалия проявлена значительно слабее. Эта резкая асимметрия, по-видимому, свидетельствует о том, что данная аномалия очень молодая. Аномалия впервые обнаружена в 3-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” [Пейве и др., 1988аб]. Далее мы будем называть ее Угловой аномалией. Расположенная южнее аномалия низких отношений $(\text{K/Ti})_n$ симметрична относительно оси САХ и прослеживается на расстояние около 30 км по обе стороны от нее. Восточная часть аномалии гораздо менее интенсивна, чем западная, что, возможно, связано с влиянием крупной аномалии, примыкающей к ней с севера. В районе 14° с.ш. хорошо видна крупная аномалия со значениями $(\text{K/Ti})_n$ 1,91. Данная аномалия была впервые описана в работе [Bougault et al., 1988]. Отсутствие достаточного количества данных за пределами рифтовой долины не позволяет определить ее широтное распространение. Тем не менее, ее можно проследить на запад, по крайней мере, на 95 км до 45°54' с.ш., а, возможно, и до хребта Ресечер, сложенного обогащенными базальтами [Пейве и др., 1989; Dosso et al., 1993]. По другую сторону от рифтовой долины стекла симметрично расположенных станций (S1507, 39) имеют гораздо более низкие отношения $(\text{K/Ti})_n$. Протяженность вдоль рифтовой долины данной аномалии 130 км. Таким образом, аномалия 14° в северной части (там, где есть данные) расположена не симметрично относительно оси САХ. Далее на юг от 13°22' с.ш. до 12°50' с.ш. $(\text{K/Ti})_n$ изменяется слабо, оставаясь в среднем около 1,0. При более детальном рассмотрении мелких локальных аномалий видно, что в районе 13°22' имеется локальный минимум (станция S0916), а в районе 12°50' с.ш. – максимум (S0935, 51, 54, 56). И только в пределах западного интересекта, на северном борту разлома Марафон отношения $(\text{K/Ti})_n$ падают до 0,3 (станция S0931). Таким образом, можно выделить и третий район (наряду с Угловой и 14° аномалиями), где возрастает роль обогащенных базальтов, – это район западного интересекта разлома Марафон, который также отделяется от аномалии 14° зоной развития более деплетированных базальтов (станция S0938).

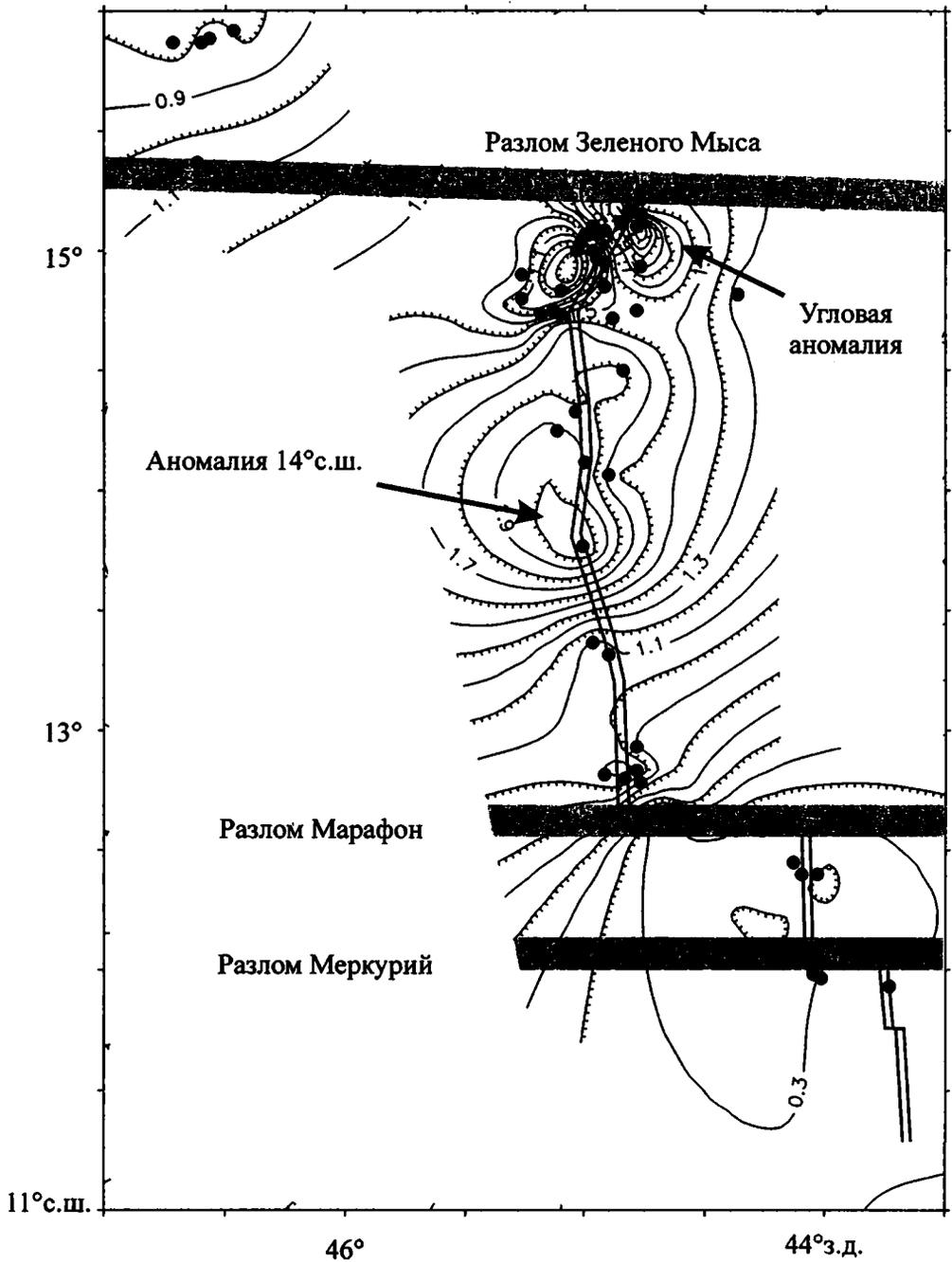


Рис. 3.8. Карта распределения $(K/Ti)_0$ отношений в базальтовых стеклах между 11 и 16° с.ш. Точками показаны станции опробования. Использованы данные автора, а также из: [Dosso et al., 1993; Симонов и др., 1999]

Базальты с повышенными отношениями $(\text{Nb/Zr})_n$ 1,25–1,36 и $(\text{La/Sm})_n$ 1,2–1,67 и высокими концентрациями большинства литофильных элементов – *P*-MORB – имеются в пределах внешнего углового поднятия восточного интересекта.

В разломе Марафон в пределах углового поднятия западного интересекта преобладают базальты *T*-, *P*-типы MORB с отношениями $(\text{Nb/Zr})_n$ от 1,1 до 1,5 и $(\text{La/Sm})_n$ 0,7–1,9 (ст. S0927, S0928, S0935, S0951, S0954, S0956). В то же время здесь же, на западном борту разлома на станции S0941 подняты и более обогащенные базальты, представленные, правда, только одним образцом с $(\text{Nb/Zr})_n$ 1,9 и $(\text{La/Sm})_n$ 3,4. Угловым поднятием здесь является подводная гора Ферсмана, которая, по-по-видимому, представляет собой крупную вулканическую постройку. В цоколе этого вулкана (ст. S0927, S0951, S0954) обнажаются измененные базальты с хлоритом, среди которых резко преобладают деплетированные разности [Пушаровский и др., 1991; Разницын и др., 1991; Сколотнев и др., 1999]. Базальты из верхних участков склона (ст. S0928), петрохимически близкие к базальтам цоколя, можно отнести к обогащенным разностям. Изменение характера вулканизма связано с плавлением другого, более обогащенного источника.

Рассмотрим пространственное распространение базальтов, отвечающих различным мантийным источникам. Наиболее сложно построен восточный интересект долины разлома Зеленого Мыса и прилежащие рифтовые горы. Здесь выделяется очень интенсивная и четко очерченная аномалия со значениями $(\text{K/Ti})_n$ до 2,3, приуроченная к нижней части склона внешнего углового поднятия (рис. 3.8). По другую сторону от рифтовой долины аномалия проявлена значительно слабее. Эта резкая асимметрия, по-видимому, свидетельствует о том, что данная аномалия очень молодая. Аномалия впервые обнаружена в 3-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” [Пейве и др., 1988аб]. Далее мы будем называть ее Угловой аномалией. Расположенная южнее аномалия низких отношений $(\text{K/Ti})_n$ симметрична относительно оси САХ и прослеживается на расстояние около 30 км по обе стороны от нее. Восточная часть аномалии гораздо менее интенсивна, чем западная, что, возможно, связано с влиянием крупной аномалии, примыкающей к ней с севера. В районе 14° с.ш. хорошо видна крупная аномалия со значениями $(\text{K/Ti})_n$ 1,91. Данная аномалия была впервые описана в работе [Bougault et al., 1988]. Отсутствие достаточного количества данных за пределами рифтовой долины не позволяет определить ее широтное распространение. Тем не менее, ее можно проследить на запад, по крайней мере, на 95 км до 45°54' с.ш., а, возможно, и до хребта Ресечер, сложенного обогащенными базальтами [Пейве и др., 1989; Dosso et al., 1993]. По другую сторону от рифтовой долины стекла симметрично расположенных станций (S1507, 39) имеют гораздо более низкие отношения $(\text{K/Ti})_n$. Протяженность вдоль рифтовой долины данной аномалии 130 км. Таким образом, аномалия 14° в северной части (там, где есть данные) расположена не симметрично относительно оси САХ. Далее на юг от 13°22' с.ш. до 12°50' с.ш. $(\text{K/Ti})_n$ изменяется слабо, оставаясь в среднем около 1,0. При более детальном рассмотрении мелких локальных аномалий видно, что в районе 13°22' имеется локальный минимум (станция S0916), а в районе 12°50' с.ш. – максимум (S0935, 51, 54, 56). И только в пределах западного интересекта, на северном борту разлома Марафон отношения $(\text{K/Ti})_n$ падают до 0,3 (станция S0931). Таким образом, можно выделить и третий район (наряду с Угловой и 14° аномалиями), где возрастает роль обогащенных базальтов, – это район западного интересекта разлома Марафон, который также отделяется от аномалии 14° зоной развития более деплетированных базальтов (станция S0938).

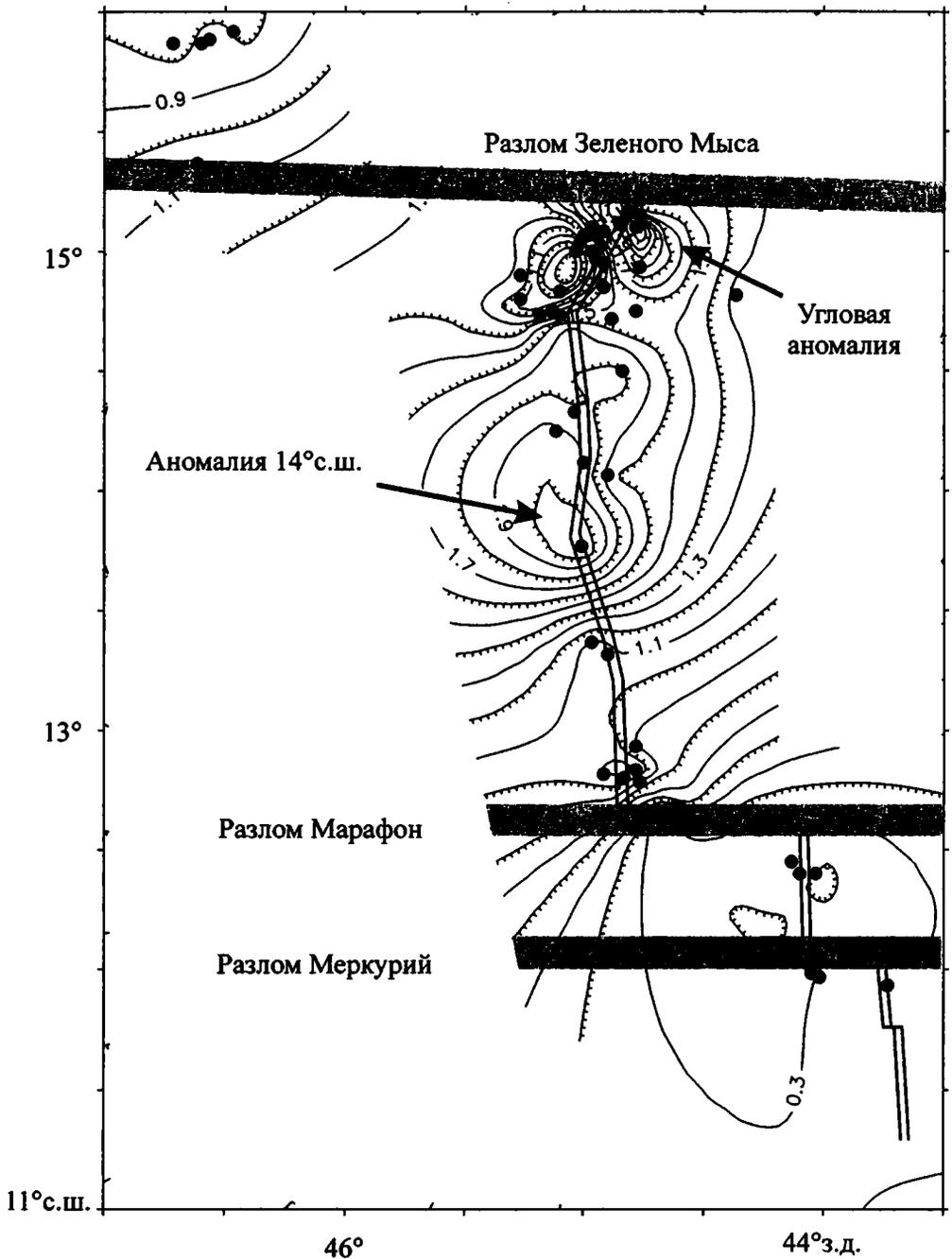


Рис. 3.8. Карта распределения $(K/Ti)_0$ отношений в базальтовых стеклах между 11 и 16° с.ш. Точками показаны станции опробования. Использованы данные автора, а также из: [Dosso et al., 1993; Симонов и др., 1999]

Расположение и размер $(La/Sm)_n$ аномалий достаточно хорошо совпадает с расположением $(K/Ti)_n$ аномалий. В пределах восточного интерсекта разлома Зеленого Мыса на общем фоне базальтов со значениями $(La/Sm)_n$ 1,1, наблюдаются локальные изометрические положительные и отрицательные (относительно этого фона) аномалии около 20–30 км в диаметре (рис. 3.9). Хорошо видна Угловая аномалия с $(La/Sm)_n$ 1,5–1,6, хотя и не столь интенсивная по сравнению с аномалией 14° . К югу с резким градиентом она переходит в отрицательную аномалию со значениями $(La/Sm)_n < 1,1$, также с центром, расположенным к западу от оси рифтовой долины САХ (ст. S1535). Аналогичная аномалия, но несколько меньшей интенсивности, имеется к востоку от оси САХ (ст. А9–31, S0335, S1538). Фактически их можно рассматривать как единую отрицательную аномалию размером 20 x 50 км, вытянутую в широтном направлении симметрично относительно рифтовой долины. В пределах рифтовых гор на удалении 15–70 км в стороны от оси рифта, т.е. в более древних базальтах, отрицательная аномалия не наблюдается и градиентная зона с уменьшением $(La/Sm)_n$ отношений прослеживается вплоть до долины разлома Зеленого Мыса. К югу от центра аномалии 14° наблюдаются, ранее выделенные по $(K/Ti)_n$ отношениям, локальный минимум и максимум.

Подводя итоги рассмотрения пространственного распределения деплетированных и обогащенных базальтов, необходимо отметить, что выделенные аномалии не всегда являются однородными. Особенно это касается структур южного борта разлома Зеленого Мыса, где наряду с широтным чередованием встречаются (иногда в пределах одной станции драгирования) в разной степени обогащенные базальты совместно с деплетированными разностями.

Для того чтобы оценить величину частичного плавления и глубину формирования базальтовых расплавов, воспользуемся коэффициентами (Na_8 и Fe_8), предложенными Э.Клейн и Ч.Ленгмуиром [Klein, Langmuir, 1987]. Это содержания натрия и железа, которые имели бы базальтовые стекла при 8% MgO. Данный пересчет снимает эффект фракционной кристаллизации. При прочих равных условиях увеличение Na_8 обратно пропорционально величине частичного плавления, а увеличение Fe_8 прямо пропорционально глубине магмогенерации. Конечно трудно оценить влияние на Fe_8 и Na_8 других факторов, таких, например, как процессов смешения. Возможно, это основная причина большого разброса значений Fe_8 и Na_8 , наблюдаемых в пределах одной станции драгирования. Как видно из графиков распределения Fe_8 и Na_8 (рис. 3.10, 3.11), величина частичного плавления и глубина генерации магмы ведут себя независимо. К югу от $16^\circ 30'$ с.ш. и до разлома Зеленого Мыса величина частичного плавления увеличивается, а глубина магмообразования уменьшается. К югу от разлома Зеленого Мыса Угловой аномалии соответствует область развития малоглубинных базальтов с небольшой степенью частичного плавления. В пределах внутреннего углового поднятия степень частичного плавления возрастает, достигая максимальных значений. Таким образом, здесь имеется пространственное совпадение наиболее деплетированных перидотитов (реститов от высокой степени частичного плавления) и базальтов, полученных также при высокой степени частичного плавления. Важно отметить, что в целом для района разлома Зеленого Мыса имеется хорошее совпадение величин частичного плавления, полученных этими двумя независимыми методами. Непосредственно к югу, в районе станции S1521, степень частичного плавления достигает минимальных значений для района разлома Зеленого Мыса, а глубинность, наоборот, резко возрастает, а затем с небольшими вариациями вновь уменьшается к центру аномалии 14° . Центральной части аномалии 14° соответствует область распространения базальтов

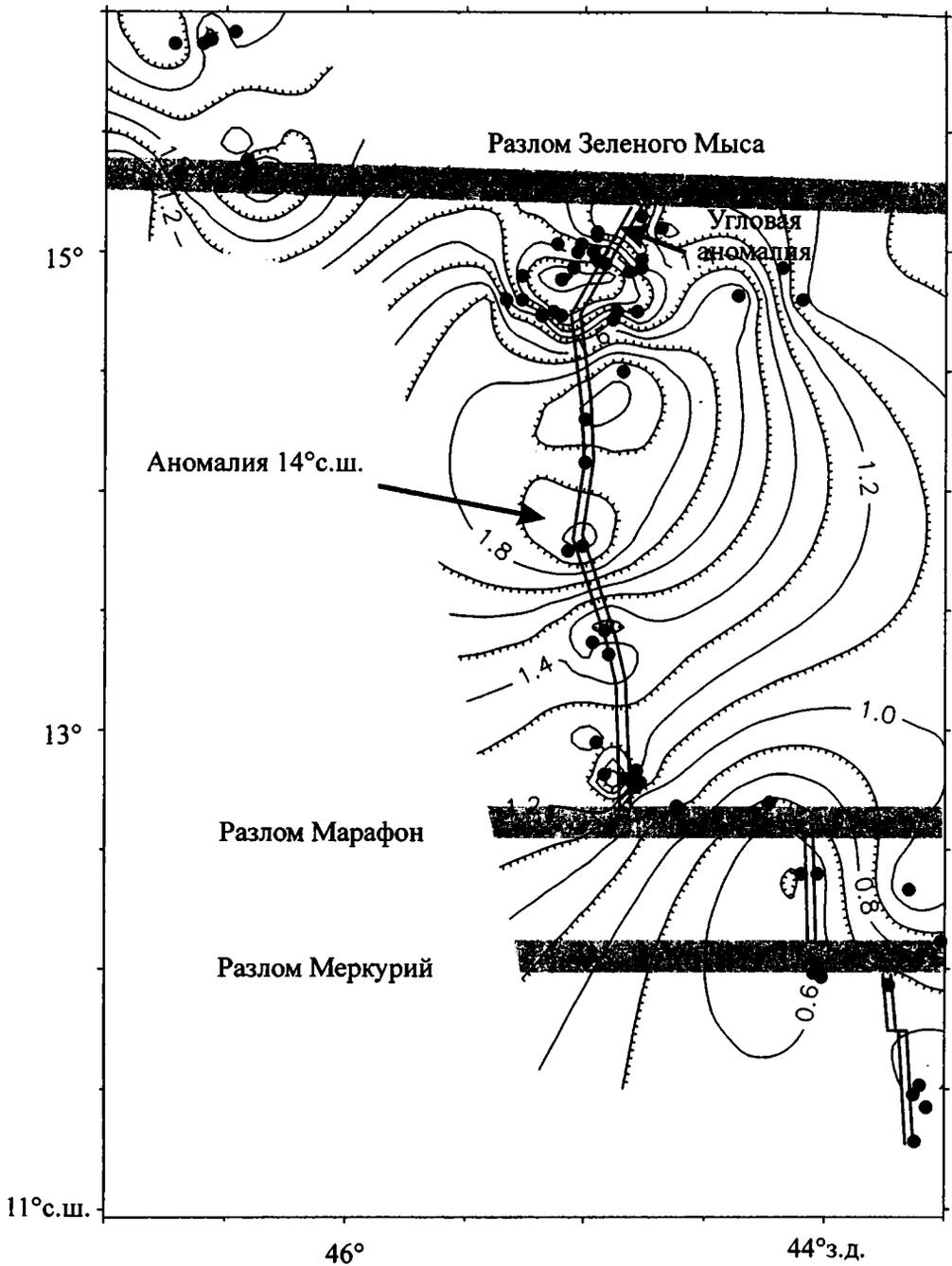


Рис. 3.9. Карта распределения $(La/Sm)_n$ отношений в базальтах между 11 и 16° с.ш. Точками показаны станции опробования. Использованы данные автора, а также из: [Dosso et al., 1993; Симонов и др., 1999]

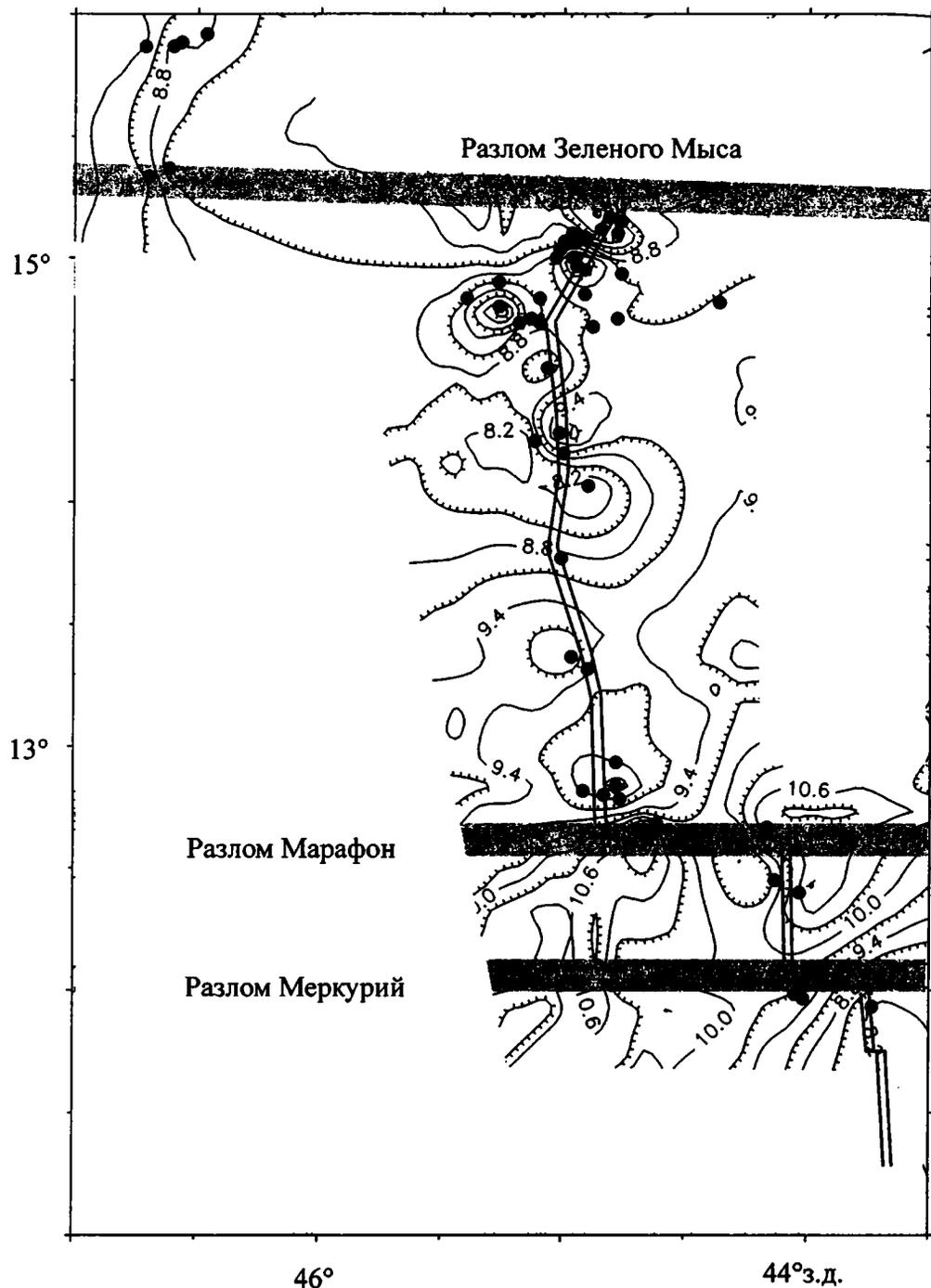


Рис. 3.10. Карта распределения $(Fe)_2$ в базальтовых стеклах между 11 и 16° с.ш.
Условные обозначения см. На рис. 3.9

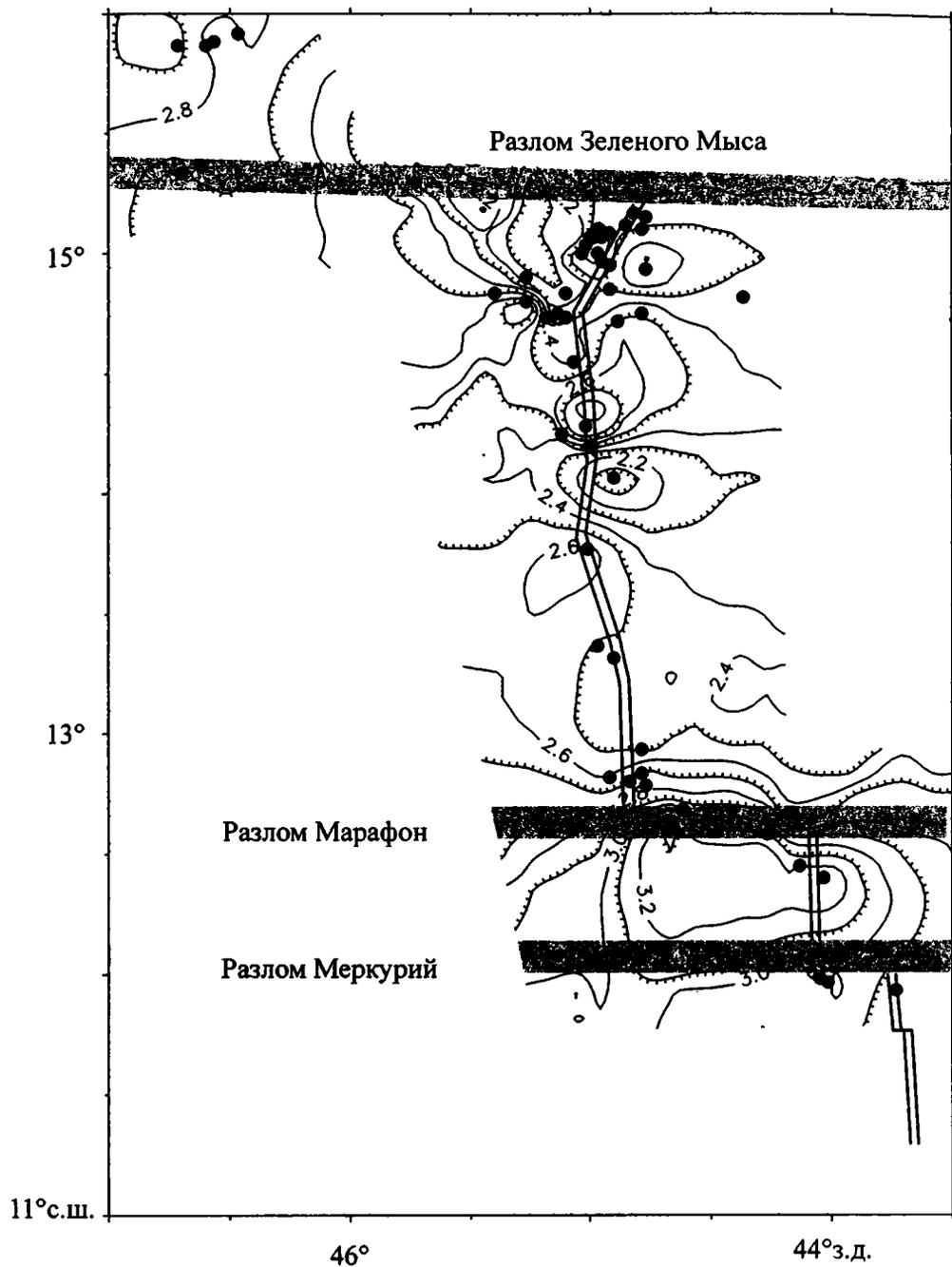


Рис. 3.11. Карта распределения $(Na)_2$ в базальтовых стеклах между 11 и 16° с.ш.
Условные обозначения см. На рис. 3.9

с очень небольшой степенью частичного плавления. Далее глубинность и степень частичного плавления варьируют вплоть до северного интересекта разлома Марафон. В пределах северного и южного интересектов этого разлома и в рифтовом сегменте между разломами Марафон и Меркурий глубинность максимальная. Далее она плавно уменьшается в сторону разлома Вима. В сторону рифтового сегмента между разломами Марафон и Меркурий степень частичного плавления базальтов понижается, а затем в сторону разлома Вима снова увеличивается.

Изотопные данные [Dosso et al., 1993] подтверждают существование геохимической аномалии с центром в районе 14° с.ш., где обнаружены наиболее высокие отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, достигающие соответственно 38,9, 15,58, 19,3, 0,7029, 0,51292 (рис. 3.12). В северном направлении от 14° до $17^\circ 10'$ с.ш. наблюдается уменьшение $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и увеличение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Севернее $17^\circ 10'$ с.ш., вплоть до разлома Кейн, изотопные отношения остаются неизменными ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70238, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0,513169). Короткая переходная зона ($17^\circ 8' - 18^\circ 16'$ с.ш.) является аномально деплетированной [Dosso et al., 1993], маркируя северную границу аномалии 14° с.ш.

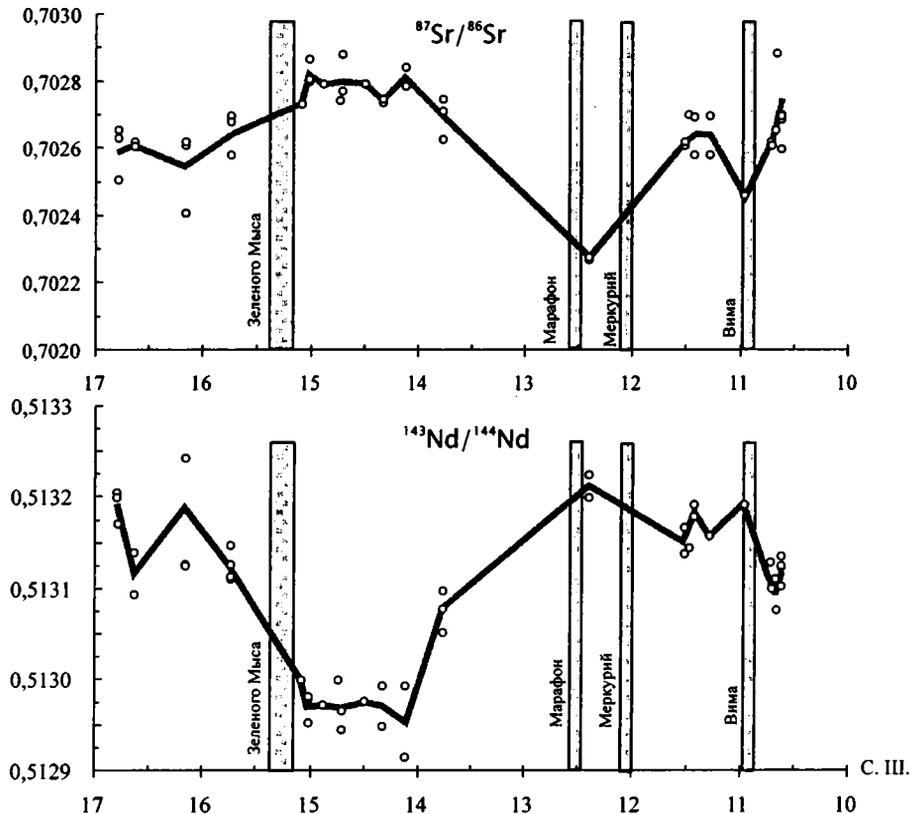
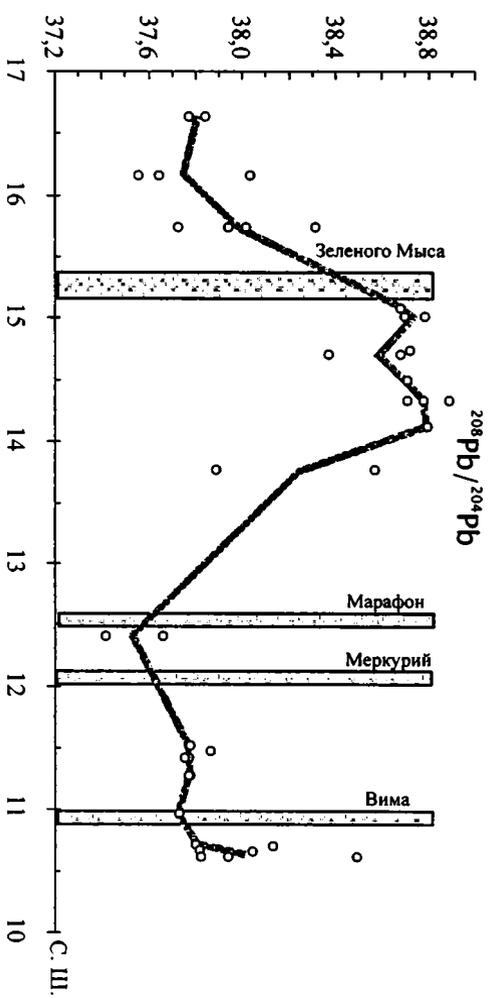
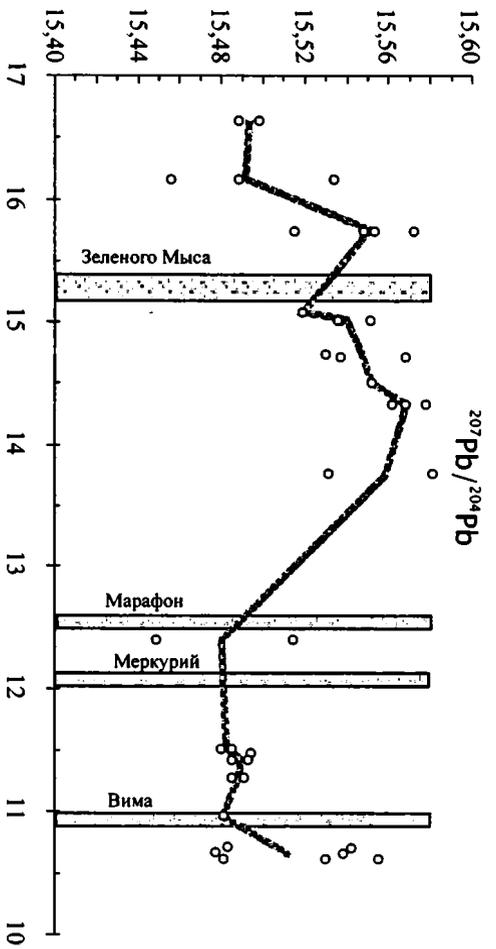
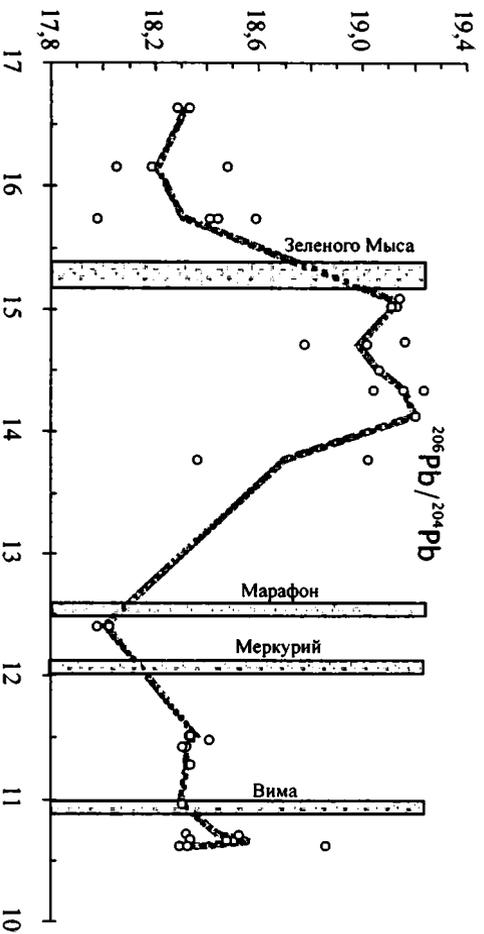


Рис. 3.12. Профили отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в базальтах по простиранию осевой части Срединно-Атлантического хребта. Толстой линией показаны средние значения отношений. Заштрихованы области разломных зон. Для построения графиков использованы данные из: [Dosso et al., 1993]



С. Ш.

Разлом Зеленого Мыса не отражается на региональном распространении изотопов Pb, Nd, Sr. Кроме того, распределение изотопных отношений по простиранию САХ к югу от района восточного интересекта практически не меняется между 15 и 14° с.ш., соответствуя аномально обогащенному мантийному источнику. В то же время отношения $(K/Ti)_n$ в этой области дают 2 пика. Один отвечает непосредственно аномалии с центром на 14° с.ш., а второй пик – Угловой аномалии.

Совсем мелкие аномалии (неоднородности) по данным состава некогерентных элементов и изотопных отношений фиксируются в пределах серии образцов одной драги (станция DR27, Dosso et al., 1993).

Таким образом, вещественные аномалии, наблюдаемые в районе разлома Зеленого мыса и 14° с.ш., исходя из отношений некогерентных элементов в базальтах, можно объяснить разной степенью смещения деплетированного и обогащенного источников. Изотопные данные могут дать более точные сведения об исходных источниках вещества, разная степень смещения которого дает наблюдаемый спектр изотопных отношений.

Имеющиеся вариации изотопных отношений Sr и Nd в районе 10–18° с.ш. могут быть объяснены смещением деплетированной астеносферы и обогащенного источника типа NIMU. Вариации изотопии Pb в первом приближении могут быть объяснены сходным образом, хотя обогащенный компонент этого района, по-видимому, имел несколько иную историю эволюции чем компонент NIMU, характерный для вулканизма островов Св. Елены. Как видно из соотношений $^{208}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ ареал распространения составов аномалии 14° с.ш. не лежит на прямой, соединяющий исходные составы типа DMM и NIMU. Наблюдается некоторое отклонение в сторону составов типа EM-1, т.е. обогащенный компонент, в свою очередь, представляет собой смесь материала типа NIMU и материала типа EM-1. Кроме того, в базальтах аномалии 14° с.ш. высокие отношения $^3He/^4He$ [Kurtz et al., 1982]. Такой компонент, возможно, образовался в средней мантии, где мог присутствовать материал субконтинентальной литосферы либо, что нам кажется менее вероятным, переработанной древней океанической коры и осадков. В этом случае изотопные аномалии по возрасту древнее времени раскрытия Атлантики, переработка коры и осадков должна была завершиться около 1 млрд лет. Такое длительное время необходимо для накопления продуктов радиоактивного распада Th, U, Rb, Sm [Dosso et al., 1991].

Сегмент Марафон–Страхов

В активной части разломов Марафон и Меркурий, а также в прилежащих частях рифтовых долин встречаются только однотипные *N*-MORB. Они характеризуются низкими концентрациями K_2O (0,08–0,25%), Rb, Nb (1–6 г/т), $(Nb/Zr)_n$ 0,2–0,7 $(La/Sm)_n$ 0,5–1,1. Этот же тип базальтов продолжается и далее к разлому Вима (см. рис. 3.7). Эти данные хорошо согласуются с составами стекол, степень обогащенности которых $(K/Ti)_n$ остается без изменений (0,2–0,21) вплоть до разлома Вима.

Базальты рифтовых долин 40°20' з.д. (ст. S0630, 31) (севернее разлома Архангельского) и 38° з.д. (ст. S0654) (южнее разлома Долдрамс) представлены умеренно дифференцированными породами, с небольшими колебаниями других компонентов (TiO_2 1,43–1,8; Zr 85–144; Nb 1,2–2,8; K_2O 0,13–0,33) [Сколотнев, Ляпунов, 1991; Пушаровский и др., 1992]. Группу с более широким диапазоном FeO^*/MgO и широкими вариациями других элементов составляют базальты рифтовой долины 39°30' з.д. (ст. S0640). Базальты рифтовой долины 40°15' з.д. заметно выделяются повышенными концентрациями TiO_2 , Zr, Y. Все рифтовые базальты характеризуются очень низкими значениями индикаторных отно-

шений $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,14–0,33 и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0,51–0,65, характерными для *N*-MORB (рис. 3.13). Базальты нодальной впадины (ст. S0656) схожи с базальтами рифта 38° з.д., вблизи которого они располагаются и характеризуются широкими вариациями степени фракционированности. Соответственно широко варьируют содержания TiO_2 1,1–2,01; K_2O 0,11–0,46; Zr 55–150; Nb 1,4–3,5; Cr 120–280. Отношения $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,25–0,37; $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0,62–0,66 также соответствуют *N*-MORB.

Основная часть базальтов субмеридиональной депрессии в пассивной (западной) части разлома Архангельского (ст. S0629) по ряду породообразующих окислов заметно отличается от рифтовых базальтов. Высокие концентрации Fe_2O_3 12,9–14,3% и MgO 9,7–11% сближают их с пикрито-базальтами. Отношения $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ не выходят за пределы колебаний рифтовых базальтов. Базальты внутреннего углового поднятия западного интерескта разлома Архангельского (ст. S0632, 33) по составу аналогичны рифтовым.

Межразломный хребет (между разломами Архангельского и Долдрамс ст. S0625, 26, 46) сложен, наряду с умеренно дифференцированными *N*-MORB, высоко дифференцированными базальтами с FeO^*/MgO 2–3,38 и выше. При этом наблюдается уменьшение содержаний SiO_2 , TiO_2 и Zr . Появление таких базальтов, по-видимому, обусловлено более длительным фракционированием расплава в промежуточных камерах, что может реализоваться в условия сжатия. По величине отношений $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ они не выходят за пределы *N*-MORB. В то же время среди них встречаются отдельные образцы, приближающиеся к *T*-MORB. В них $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,52–0,57; $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 1,02.

Базальты южного борта пассивной, западной части разлома Долдрамс (ст. S0619) сильно изменены. В них широко развиты хлорит и альбит. По индикаторным отношениям $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ они соответствуют *N*-MORB. Существенно отличаются базальты ещё более западной станции S0644. Для них характерны повышенные отношения $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0,95 $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ до 0,51–0,68. Интересно, что в разломе Долдрамс на этой же станции (S0644) подняты слабо деплетированные перидотиты, что прямо противоположно ассоциации обогащенных базальтов и сильно деплетированных перидотитов, наблюдаемой в пределах разлома Зеленого Мыса.

Базальты пассивной, восточной части разлома Долдрамс (ст. S0648, 49, 59) отличаются очень пестрым составом. Большинство образуют протяженную дифференцированную серию. Вариации породообразующих элементов и элементов примесей не выходят за пределы колебаний составов рифтовых базальтов. Отношения $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ соответствуют *N*-MORB. В единичных базальтах $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ отношения несколько выше (0,64–0,89).

В пределах горы Пейве (северный борт восточной части разлома Долдрамс, ст. S0663) наряду с интрузивными породами подняты магнезиальные долериты. В них наблюдаются значительные вариации TiO_2 , MgO , и FeO , отражающие процессы интенсивной фракционной кристаллизации.

Таким образом, в районе разломов Архангельского и Долдрамс резко преобладают афировые и редко порфиновые разности, которые встречены во всех изученных морфоструктурах. Они характеризуются малой и умеренной степенью дифференцированности: FeO^*/MgO изменяется от 0,85–1,9. Вариации содержаний окислов и отдельных элементов не выходят за пределы колебаний, обусловленных фракционной кристаллизацией оливина, основного плагиоклаза и шпинели в малоглубинных промежуточных камерах из толеитового расплава. Отношения $(\text{La}/\text{Sm})_n$ и $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ также слабо варьируют в пределах 0,4–0,7 и 0,2–0,4, оставаясь низкими, соответствующими дериватам деплетированной мантии, что указывает на однообразие мантийных источников.

Разлом Зеленого Мыса не отражается на региональном распространении изотопов Pb, Nd, Sr. Кроме того, распределение изотопных отношений по простиранию САХ к югу от района восточного интересекта практически не меняется между 15 и 14° с.ш., соответствуя аномально обогащенному мантийному источнику. В то же время отношения $(K/Ti)_n$ в этой области дают 2 пика. Один отвечает непосредственно аномалии с центром на 14° с.ш., а второй пик – Угловой аномалии.

Совсем мелкие аномалии (неоднородности) по данным состава некогерентных элементов и изотопных отношений фиксируются в пределах серии образцов одной драги (станция DR27, Dosso et al., 1993).

Таким образом, вещественные аномалии, наблюдаемые в районе разлома Зеленого мыса и 14° с.ш., исходя из отношений некогерентных элементов в базальтах, можно объяснить разной степенью смешения деплетированного и обогащенного источников. Изотопные данные могут дать более точные сведения об исходных источниках вещества, разная степень смешения которого дает наблюдаемый спектр изотопных отношений.

Имеющиеся вариации изотопных отношений Sr и Nd в районе 10–18° с.ш. могут быть объяснены смешением деплетированной астеносферы и обогащенного источника типа HIMU. Вариации изотопии Pb в первом приближении могут быть объяснены сходным образом, хотя обогащенный компонент этого района, по-видимому, имел несколько иную историю эволюции чем компонент HIMU, характерный для вулканизма островов Св. Елены. Как видно из соотношений $^{208}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ ареал распространения составов аномалии 14° с.ш. не лежит на прямой, соединяющий исходные составы типа DMM и HIMU. Наблюдается некоторое отклонение в сторону составов типа EM-1, т.е. обогащенный компонент, в свою очередь, представляет собой смесь материала типа HIMU и материала типа EM-1. Кроме того, в базальтах аномалии 14° с.ш. высокие отношения $^3He/^4He$ [Kurtz et al., 1982]. Такой компонент, возможно, образовался в средней мантии, где мог присутствовать материал субконтинентальной литосферы либо, что нам кажется менее вероятным, переработанной древней океанической коры и осадков. В этом случае изотопные аномалии по возрасту древнее времени раскрытия Атлантики, переработка коры и осадков должна была завершиться около 1 млрд лет. Такое длительное время необходимо для накопления продуктов радиоактивного распада Th, U, Rb, Sm [Dosso et al., 1991].

Сегмент Марафон–Страхов

В активной части разломов Марафон и Меркурий, а также в прилежащих частях рифтовых долин встречаются только однотипные N-MORB. Они характеризуются низкими концентрациями K_2O (0,08–0,25%), Rb, Nb (1–6 г/т), $(Nb/Zr)_n$ 0,2–0,7 $(La/Sm)_n$ 0,5–1,1. Этот же тип базальтов продолжается и далее к разлому Вима (см. рис. 3.7). Эти данные хорошо согласуются с составами стекол, степень обогащенности которых $(K/Ti)_n$ остается без изменений (0,2–0,21) вплоть до разлома Вима.

Базальты рифтовых долин 40°20' з.д. (ст. S0630, 31) (севернее разлома Архангельского) и 38° з.д. (ст. S0654) (южнее разлома Долдрамс) представлены умеренно дифференцированными породами, с небольшими колебаниями других компонентов (TiO_2 1,43–1,8; Zr 85–144; Nb 1,2–2,8; K_2O 0,13–0,33) [Сколотнев, Ляпунов, 1991; Пушаровский и др., 1992]. Группу с более широким диапазоном FeO^*/MgO и широкими вариациями других элементов составляют базальты рифтовой долины 39°30' з.д. (ст. S0640). Базальты рифтовой долины 40°15' з.д. заметно выделяются повышенными концентрациями TiO_2 , Zr, Y. Все рифтовые базальты характеризуются очень низкими значениями индикаторных отно-

шений $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,14–0,33 и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0,51–0,65, характерными для *N*-MORB (рис. 3.13). Базальты нодальной впадины (ст. S0656) схожи с базальтами рифта 38° з.д., вблизи которого они располагаются и характеризуются широкими вариациями степени фракционированности. Соответственно широко варьируют содержания TiO_2 1,1–2,01; K_2O 0,11–0,46; Zr 55–150; Nb 1,4–3,5; Cr 120–280. Отношения $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,25–0,37; $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0,62–0,66 также соответствуют *N*-MORB.

Основная часть базальтов субмеридиональной депрессии в пассивной (западной) части разлома Архангельского (ст. S0629) по ряду породообразующих окислов заметно отличается от рифтовых базальтов. Высокие концентрации Fe_2O_3 12,9–14,3% и MgO 9,7–11% сближают их с пикрито-базальтами. Отношения $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ не выходят за пределы колебаний рифтовых базальтов. Базальты внутреннего углового поднятия западного интерескта разлома Архангельского (ст. S0632, 33) по составу аналогичны рифтовым.

Межразломный хребет (между разломами Архангельского и Долдрамс ст. S0625, 26, 46) сложен, наряду с умеренно дифференцированными *N*-MORB, высоко дифференцированными базальтами с FeO^*/MgO 2–3,38 и выше. При этом наблюдается уменьшение содержания SiO_2 , TiO_2 и Zr . Появление таких базальтов, по-видимому, обусловлено более длительным фракционированием расплава в промежуточных камерах, что может реализоваться в условиях сжатия. По величине отношений $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ они не выходят за пределы *N*-MORB. В то же время среди них встречаются отдельные образцы, приближающиеся к *T*-MORB. В них $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,52–0,57; $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 1,02.

Базальты южного борта пассивной, западной части разлома Долдрамс (ст. S0619) сильно изменены. В них широко развиты хлорит и альбит. По индикаторным отношениям $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ они соответствуют *N*-MORB. Существенно отличаются базальты ещё более западной станции S0644. Для них характерны повышенные отношения $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0,95 $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ до 0,51–0,68. Интересно, что в разломе Долдрамс на этой же станции (S0644) подняты слабо деплетированные перидотиты, что прямо противоположно ассоциации обогащенных базальтов и сильно деплетированных перидотитов, наблюдаемой в пределах разлома Зеленого Мыса.

Базальты пассивной, восточной части разлома Долдрамс (ст. S0648, 49, 59) отличаются очень пестрым составом. Большинство образуют протяженную дифференцированную серию. Вариации породообразующих элементов и элементов примесей не выходят за пределы колебаний составов рифтовых базальтов. Отношения $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ соответствуют *N*-MORB. В единичных базальтах $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ отношения несколько выше (0,64–0,89).

В пределах горы Пейве (северный борт восточной части разлома Долдрамс, ст. S0663) наряду с интрузивными породами подняты магнезиальные долериты. В них наблюдаются значительные вариации TiO_2 , MgO , и FeO , отражающие процессы интенсивной фракционной кристаллизации.

Таким образом, в районе разломов Архангельского и Долдрамс резко преобладают афировые и редко порфиновые разности, которые встречены во всех изученных морфоструктурах. Они характеризуются малой и умеренной степенью дифференцированности: FeO^*/MgO изменяется от 0,85–1,9. Вариации содержаний окислов и отдельных элементов не выходят за пределы колебаний, обусловленных фракционной кристаллизацией оливина, основного плагиоклаза и шпинели в малоглубинных промежуточных камерах из толеитового расплава. Отношения $(\text{La}/\text{Sm})_n$ и $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ также слабо варьируют в пределах 0,4–0,7 и 0,2–0,4, оставаясь низкими, соответствующими дериватам деплетированной мантии, что указывает на однообразие мантийных источников.

Базальтовые стекла были подняты в рифтовых сегментах $40^{\circ}15'$, $39^{\circ}30'$, и $38^{\circ}10'$ з.д. и в пределах одной станции (S0623) в активной части разлома Архангельского. Существующая зависимость между MgO и другими элементами свидетельствует о том, что расплавы прошли малоуглубинную дифференциацию и относятся к типу TOP-2 [Сушевская, 1992а]. Стекла характеризуются очень небольшими вариациями состава мантийного источника, степени частичного плавления и глубины формирования. Это отражает относительно стабильные условия выплавления и дифференциации магм в рассматриваемом районе. Исключение составляют стекла станции S0629, расположенной в 35 км к западу

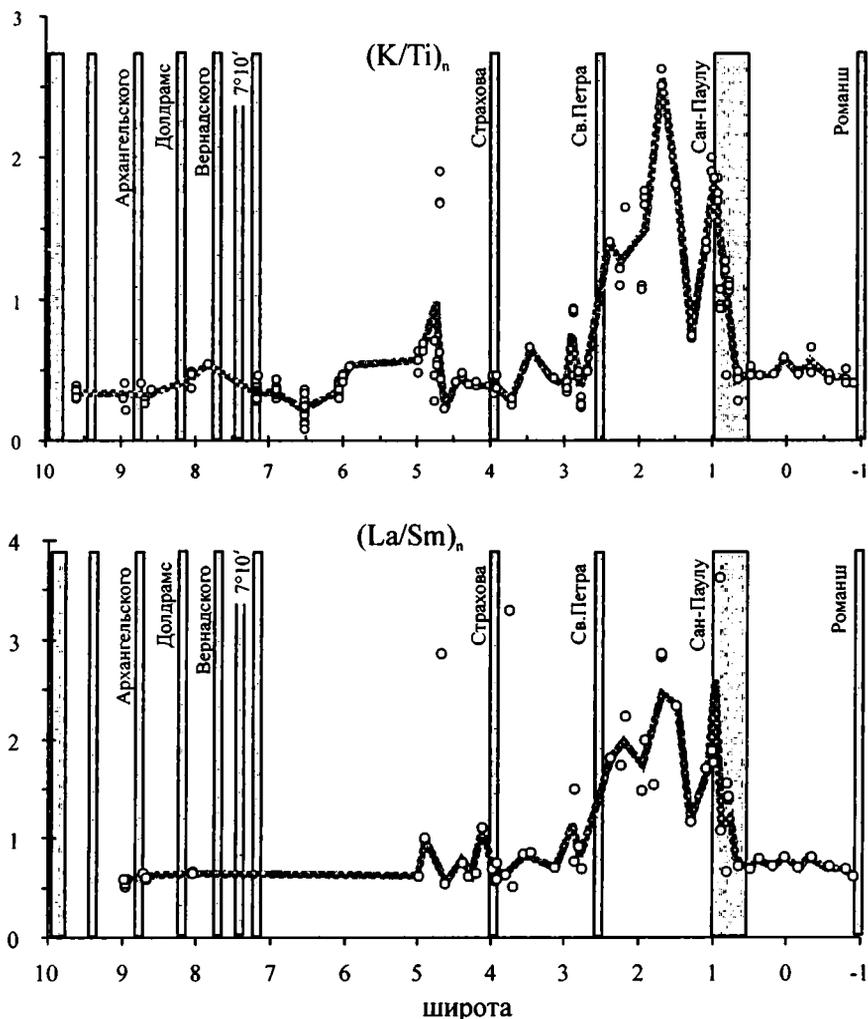
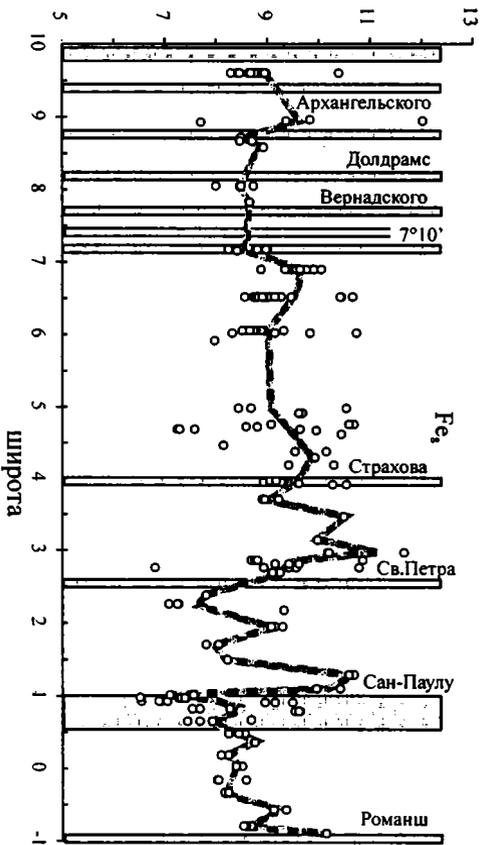
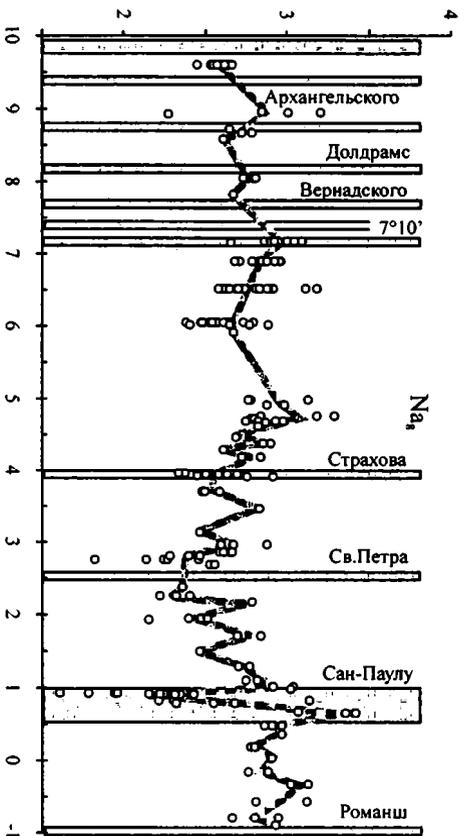
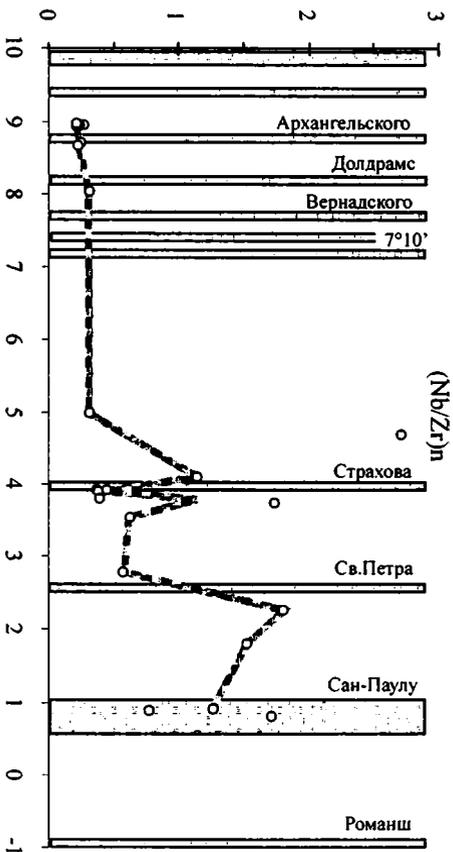


Рис. 3.13. Профили отношений $(K/Ti)_n$, $(La/Sm)_n$, $(Nb/Zr)_n$ в базальтах; Na_2 , Fe_2 в базальтовых стеклах по простиранию осевой части Срединно-Атлантического хребта Толстой линией показаны средние значения отношений. Заштрихованы области разломных зон. Для построения графиков использованы данные из: [Сушевская и др., 1985, 1990, 1992, 2001; Сколотнев, Ляпунов, 1991; Shilling et al., 1995; Melson et al., 1977]



Базальтовые стекла были подняты в рифтовых сегментах $40^{\circ}15'$, $39^{\circ}30'$, и $38^{\circ}10'$ з.д. и в пределах одной станции (S0623) в активной части разлома Архангельского. Существующая зависимость между MgO и другими элементами свидетельствует о том, что расплавы прошли малоглубинную дифференциацию и относятся к типу TOP-2 [Сушевская, 1992а]. Стекла характеризуются очень небольшими вариациями состава мантийного источника, степени частичного плавления и глубины формирования. Это отражает относительно стабильные условия выплавления и дифференциации магм в рассматриваемом районе. Исключение составляют стекла станции S0629, расположенной в 35 км к западу

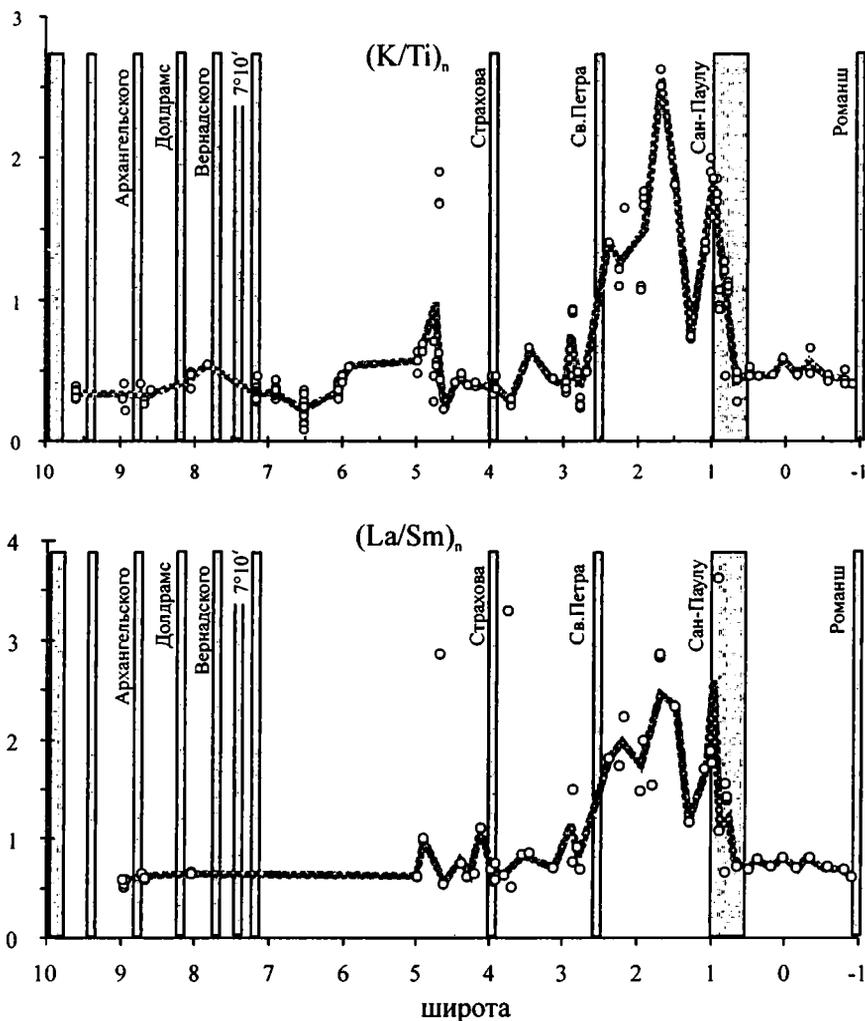
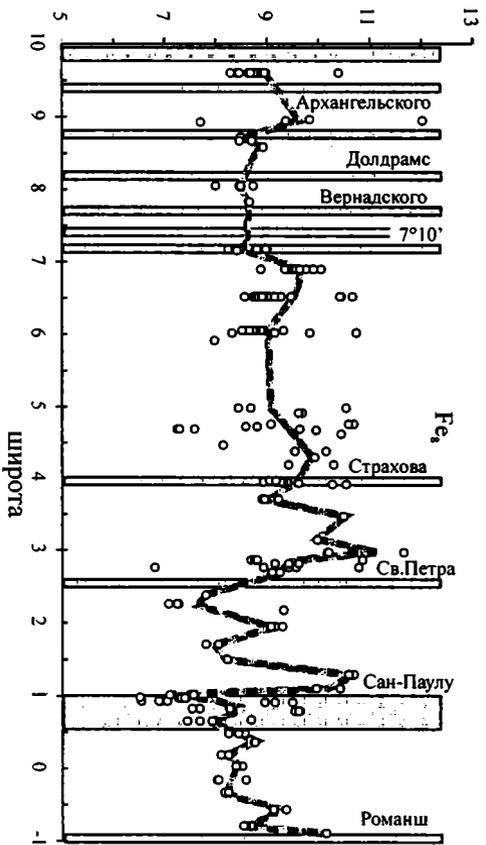
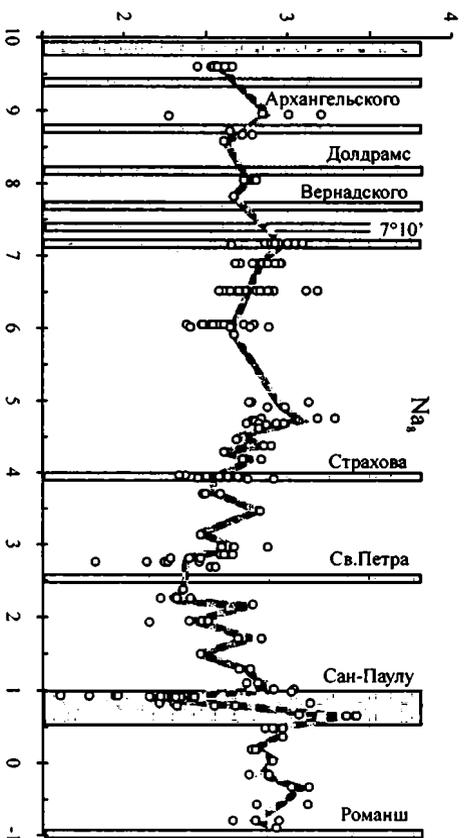
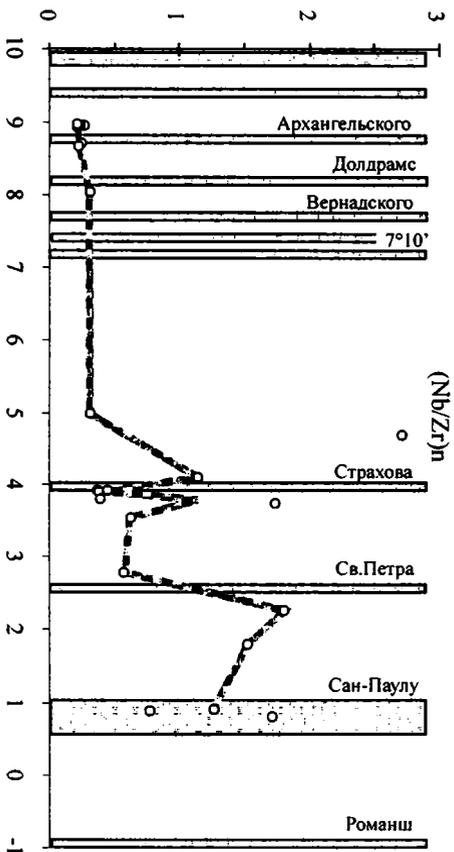


Рис. 3.13. Профили отношений $(K/Ti)_n$, $(La/Sm)_n$, $(Nb/Zr)_n$ в базальтах; Na_2O , Fe_2O_3 в базальтовых стеклах по простиранию осевой части Срединно-Атлантического хребта. Толстой линией показаны средние значения отношений. Заштрихованы области разломных зон. Для построения графиков использованы данные из: [Сушевская и др., 1985, 1990, 1992, 2001; Сколотнев, Ляпунов, 1991; Shilling et al., 1995; Melson et al., 1977]



Базальтовые стекла были подняты в рифтовых сегментах $40^{\circ}15'$, $39^{\circ}30'$, и $38^{\circ}10'$ з.д. и в пределах одной станции (S0623) в активной части разлома Архангельского. Существующая зависимость между MgO и другими элементами свидетельствует о том, что расплавы прошли малоуглубинную дифференциацию и относятся к типу TOP-2 [Сушевская, 1992a]. Стекла характеризуются очень небольшими вариациями состава мантийного источника, степени частичного плавления и глубины формирования. Это отражает относительно стабильные условия выплавления и дифференциации магм в рассматриваемом районе. Исключение составляют стекла станции S0629, расположенной в 35 км к западу

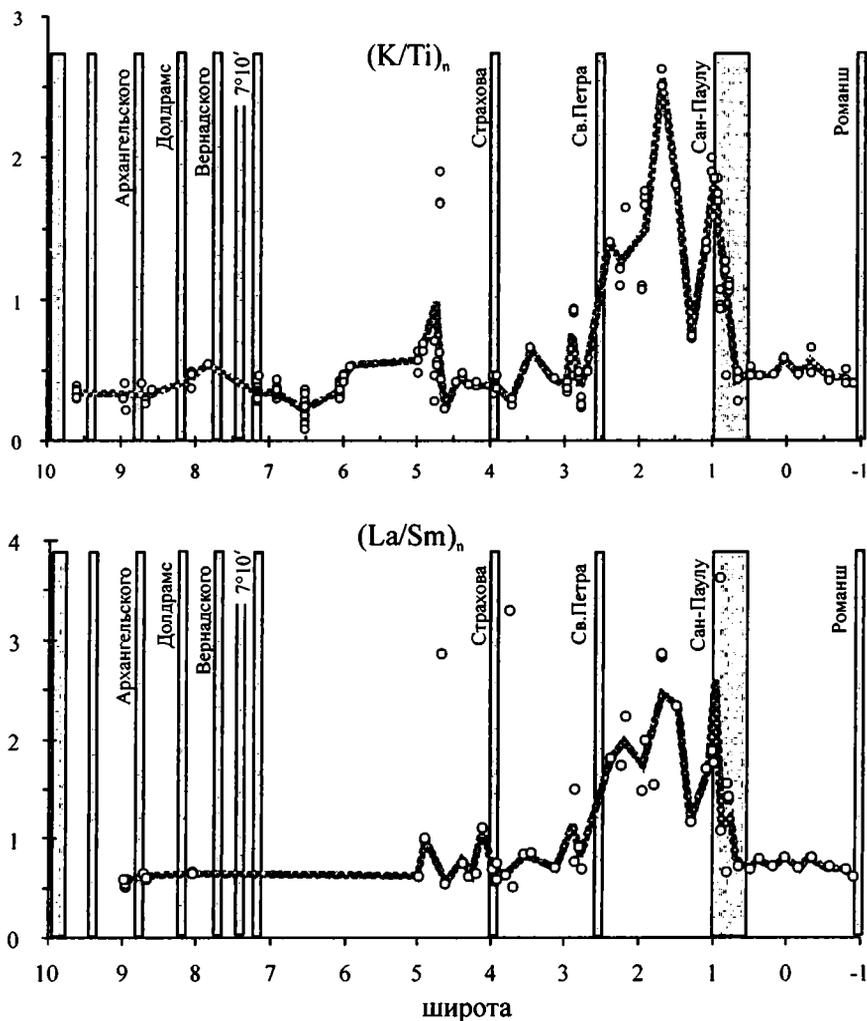
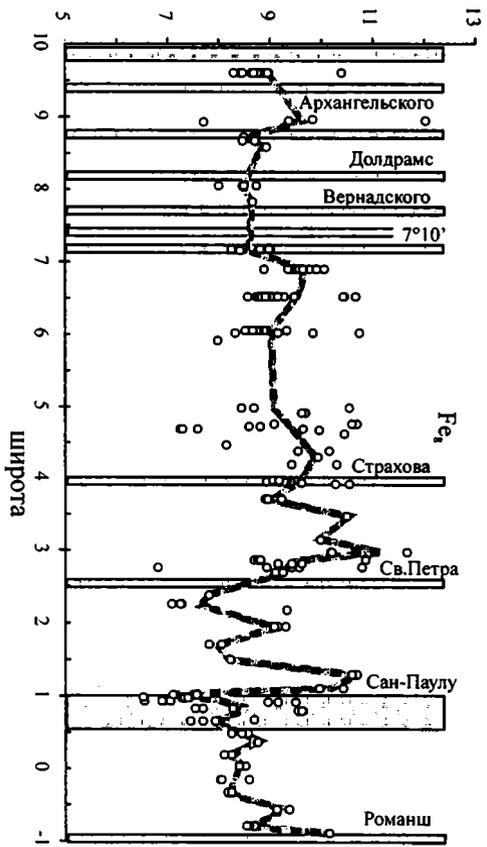
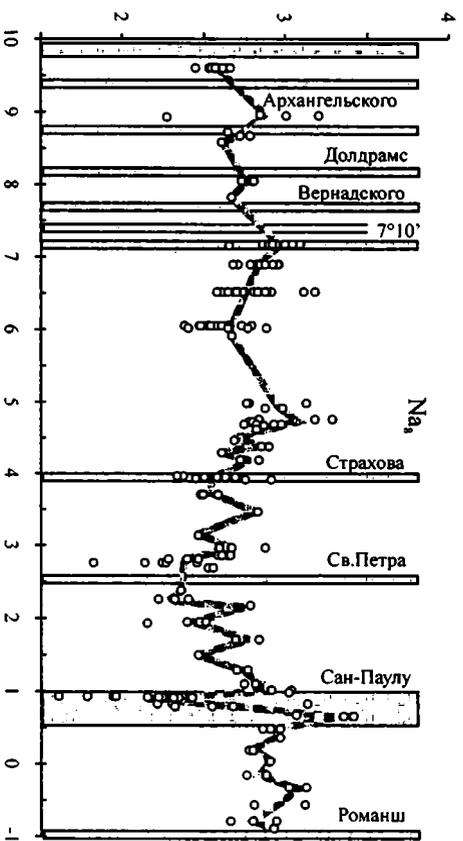
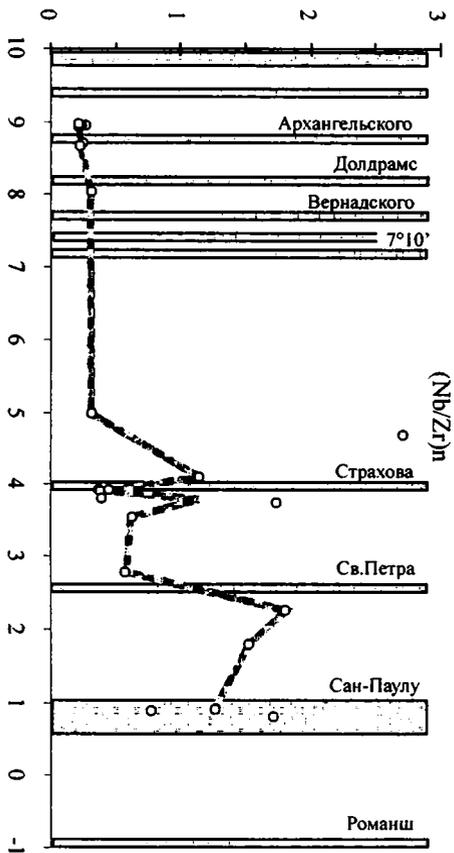


Рис. 3.13. Профили отношений $(K/Ti)_n$, $(La/Sm)_n$, $(Nb/Zr)_n$ в базальтах; Na , Fe в базальтовых стеклах по простиранию осевой части Срединно-Атлантического хребта Толстой линией показаны средние значения отношений. Заштрихованы области разломных зон. Для построения графиков использованы данные из: [Сушевская и др., 1985, 1990, 1992, 2001; Сколотнев, Ляпунов, 1991; Shilling et al., 1995; Melson et al., 1977]



от оси рифтового сегмента $40^{\circ}15'$ с.ш. Они характеризуются существенно большей глубиной и меньшей степенью частичного плавления. В них также несколько повышены отношения $(K/Ti)_n$ 0,4, по сравнению с современными рифтовыми базальтами этого же сегмента САХ 0,2–0,3. Отношения $(K/Ti)_n$ незначительно варьируют в пределах очень низких значений 0,2–0,4. И только в рифтовом сегменте между разломами Долдрамс и Вернадского их средние значения несколько увеличиваются, достигая 0,54 в районе нодалной впадины на $7^{\circ}50'$ с.ш. Несмотря на то, что эта часть САХ пересекается такими крупными разломами как Вима, Долдрамс, Вернадского, Архангельского и $7^{\circ}10'$, здесь не наблюдается существенных вариаций составов базальтов по простирацию САХ. Устойчивый рост $(K/Ti)_n$ отношений отмечается, начиная с четко по-видимому локального минимума в районе рифтовой долины на $6^{\circ}30'$ с.ш. (ст. S2238, S2239). Далее на юг вплоть до района разлома Страхова, отношения $(K/Ti)_n$ плавно повышаются, оставаясь в целом достаточно низкими 0,4–0,6.

Значения Na_8 , характеризующие в основном степень частичного плавления, понижаются к югу от значений 2,7–3,1 в районе рифтовой долины между разломами Марафон и Меркурий до 2,3–2,5 в рифтовой долине на $11^{\circ}20'$ с.ш. Далее к югу значения Na_8 снова увеличиваются вплоть до восточной нодалной впадины разлома $7^{\circ}10'$. Таким образом, разлом Вима является четкой границей провинций с разной степенью частичного плавления. На северном борту разлома Архангельского, в области сочленения с рифтовой долиной, на трех близко расположенных станциях драгирования (S0629-S0631), расстояние между которыми не превышает 40 км, подняты базальты, существенно различающиеся по величине Na_8 (от 2,3 до 3,1). Все станции расположены за пределами современной рифтовой долины, но более древние базальты со станций, расположенных дальше от оси долины, характеризуются повышенными значениями Na_8 . Таким образом, видно, что здесь в ходе спрединга условия генерации базальтов (степень частичного плавления) в пределах САХ быстро менялись, либо практически одновременно существовали условия для образования расплавов с существенно различной степенью частичного плавления. К сожалению, ограниченное количество станций с базальтовыми стеклами не позволяет сделать более уверенных заключений.

Значения Fe_8 , в значительной степени определяющиеся глубиной частичного плавления, варьируют весьма существенно даже в пределах одной станции драгирования. Особенно сильный разброс Fe_8 (более 2 единиц) и отдельные, наиболее высокие значения (10,5–12) характерен для северного борта разлома Архангельского, рифтовой долины САХ на $6^{\circ}30'$ и 6° с.ш. Наиболее высокие средние значения Fe_8 (9,5–9,6) характерны для САХ между разломами Марафон и Меркурий и в рифтовой долине южнее разлома $7^{\circ}10'$ (ст. S2244).

Таким образом, учитывая малоамплитудные вариации $(K/Ti)_n$, рассматриваемый сегмент можно подразделить на следующие участки второго порядка. Разлом Марафон–Архангельского – с устойчиво низкими, практически не варьирующими $(K/Ti)_n$, $(Nb/Zr)_n$ и $(La/Sm)_n$ отношениями, характеризующий мантию этого района как сильно деплетированную и однородную. Отсутствие каких либо существенных вариаций составов, несмотря на наличие в этом сегменте разлома Вима, ещё раз подтверждает отсутствие прямой связи между границами отдельных мантийных провинций и трансформными разломами. По всей вероятности, их положение не является взаимообусловленным и контролируется различными факторами. Так, вещественные неоднородности, по-видимому, имеют более глубинные и древние “корни”, чем трансформные разломы, возникновение которых опре-

делялось в первую очередь особенностями реологии и распределения полей напряжений в начальные этапы раскрытия Атлантики. Как видно из иных приводимых нами данных, в ходе формирования коры Атлантики могло иметь место изменение полей напряжений с изменением местоположения и простираания отдельных разломных зон. При этом разница в вещественном составе, а, следовательно, и в реологии, тех или иных мантийных провинций была не достаточна, чтобы полностью контролировать структурное положение тех или иных разломов, как правило, не проникающих ниже границы литосферы. Необходимо отметить, что этот участок характеризуется гораздо более локальным распространением перидотитов, которые здесь встречаются только в пределах разломных зон. По всей по-видимости большие объемы выплавки базальтового материала приводят к большей гомогенизации самих расплавов, которые становятся более однородными.

Второй участок между разломом Архангельского и $6^{\circ}30'$ с.ш. протяженностью около 270 км характеризуется очень слабым локальным максимумом в районе разлома Долдрамс, где отношения $(K/Ti)_n$, $(La/Sm)_n$ и $(Nb/Zr)_n$ достигают соответственно значений 0,55, 1 и 0,5. При этом по $(Nb/Zr)_n$ просто увеличивается разброс отношений в сторону их повышения. Отношения же $(K/Ti)_n$ и $(La/Sm)_n$ на этом участке явно возрастают. Ни разлом Вернадского, ни $7^{\circ}10'$ никак не отражаются в составе базальтов современной рифтовой долины. По всей видимости, примешивание обогащенного материала к деплетированной мантии проявлено здесь очень слабо.

Третий участок – от $6^{\circ}30'$ с.ш. до разлома Страхова – это практически единый северный “склон” геохимической аномалии района 2° с.ш., где $(K/Ti)_n$ отношения возрастают до 2,6. В рифтовой долине на $4^{\circ}40'$ с.ш., севернее разлома Страхова, имеется мелкая аномалия, где отношения $(K/Ti)_n$ поднимаются до 1,9. При этом здесь преобладают базальты с низкими $(K/Ti)_n$ отношениями, а обогащенные базальты распространены очень локально (ст. S1154). Судя по Fe_8 и Na_8 , для них характерна низкая степень частичного плавления и большая глубина выплавления.

Как видно из характера распределения значений $(K/Ti)_n$, Na_8 , и Fe_8 по простираанию рифтовой долины САХ между разломами Марафон–Страхов не наблюдается корреляции областей распространения вещественных мантийных аномалий с областями, соответствующими различным величинам степени и глубины частичного плавления (см. рис. 3.13). Так, в районе между разломами Архангельского–Долдрамс локальный максимум Na_8 смещен относительно $(K/Ti)_n$ к югу на 85 км, а локальный минимум южнее разлома $7^{\circ}10'$ с.ш. соответственно на 50 км. Локальные максимумы Na_8 севернее разлома Марафон и в районе разлома Архангельского никак не отражаются в вещественных аномалиях по данным $(K/Ti)_n$. То же относится и к распределению параметра Fe_8 , вариации которого по простираанию САХ не совпадают ни с вариациями состава мантии (вещественными неоднородностями), ни с вариациями степени частичного плавления, то есть отсутствует пространственная корреляция между $(K/Ti)_n$, Na_8 , и Fe_8 .

Изотопные отношения уточняют сложную картину распространения вещественных неоднородностей. Наиболее низкие отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ и высокие $^{143}Nd/^{144}Nd$ (до 0,511325) отмечаются в базальтах между разломами Марафон и Меркурий (см. рис. 3.12). С учетом низких отношений $(K/Ti)_n$ и отношений других некогерентных элементов, данный сегмент характеризуется наиболее деплетированной мантией без примеси какого-либо обогащенного материала. Мантия такого состава практически соответствует компоненту DMM, рассматриваемому как один из исходных источников при процессах смешения мантийного материала. Мантия близкого состава

встречается севернее 16° с.ш., ограничивая, таким образом, с севера и с юга аномалию 14° с.ш. Между разломами Меркурий и Вима отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ несколько возрастают, отвечая, возможно, примешиванию некоторого количества мантийного материала с изотопными характеристиками HIMU. В то же время этот материал отличался по составу от материала аномалии 14° с.ш., будучи обедненным литофильными элементами. В районе аномалии 14° с.ш. имеет место примесь обогащенного материала HIMU, а здесь – деплетированного HIMU. К югу от разлома Вима (в районе $10^\circ 40'$ с.ш.) по изотопным данным отмечается небольшая локальная аномалия с несколько повышенными изотопными отношениями свинцов и пониженными $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. К сожалению, вплоть до 5° с.ш. отсутствуют изотопные данные. От 5° с.ш. по направлению к разлому Страхова наблюдается пилообразные вариации изотопных отношений, соответствующие мелким локальным мантийным неоднородностям (рис. 3.14). Их образование, по-видимому, связано с разной величиной добавки материала HIMU к преобладающему DMM. Расстояние между центрами этих аномалий составляет 20–30 км.

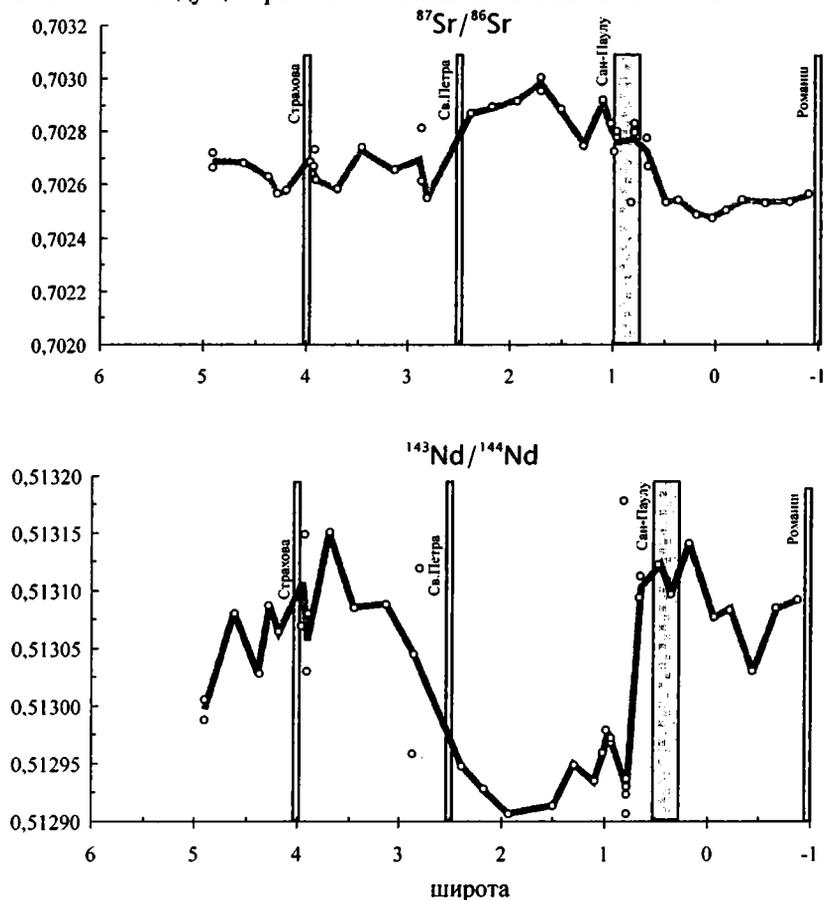
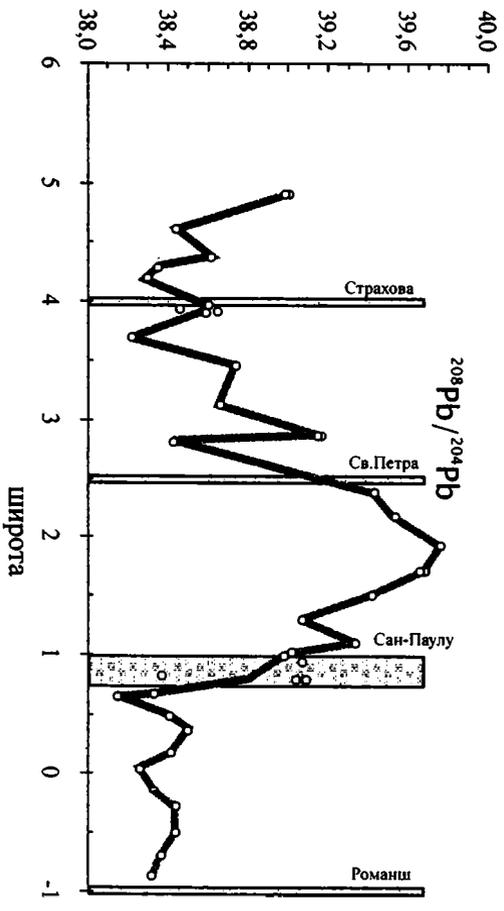
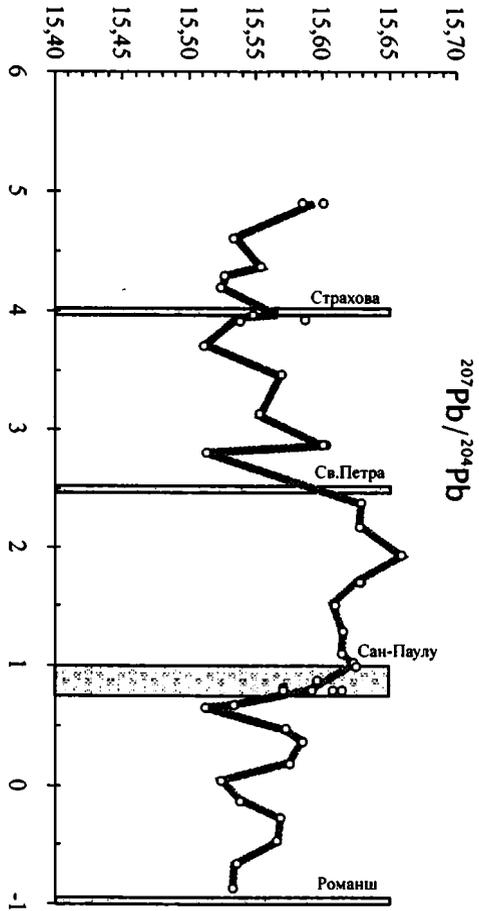
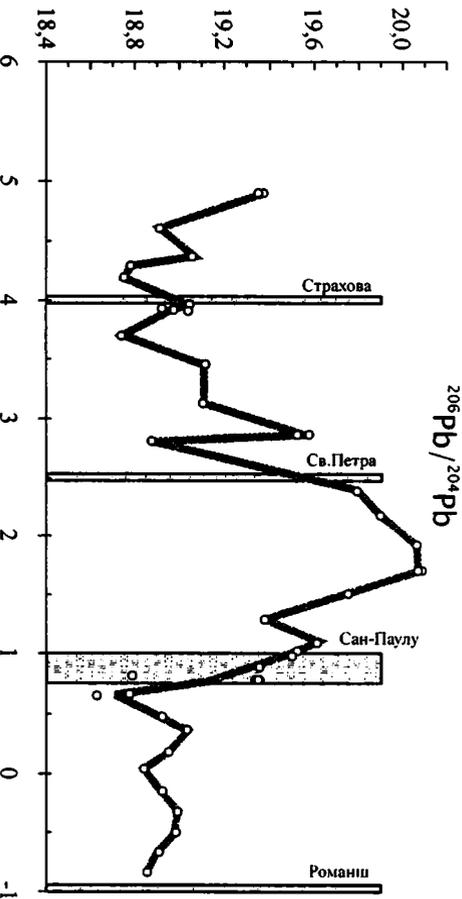


Рис. 3.14. Профили отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в базальтах по простиранию осевой части Срединно-Атлантического хребта Толстой линией показаны средние значения отношений. Заштрихованы области разломных зон. Для построения графиков использованы данные из: [Shilling et al., 1995]



Сегмент Страхов–Сан-Паулу

Большинство базальтовых стекол данного района относится к типу TOP-2, широко распространенному в Атлантике [Сушевская и др., 1990, 1992б, 1995]. В то же время стекла станции S0706, расположенной на восточном фланге САХ, южнее разлома Страхова (в районе 3° с.ш.) отличается повышенным содержанием СаО и пониженным Na₂O, TiO₂. Эти расплавы были образованы на больших глубинах (30–60 км) при высокой степени частичного плавления [Сушевская и др., 1990, 1995]. Об этом также свидетельствуют низкие значения Na₈ и высокие Fe₈.

Другая группа стекол из восточной части разлома Сан-Паулу (ст. S0721) отличается повышенным Na₂O 3,2% при MgO 7%. Их мантийный источник, очевидно, был обогащен Na₂O, а сами расплавы образовались при очень низкой степени частичного плавления на сравнительно большой глубине. В дальнейшем в них произошло фракционирование преимущественно оливина и клинопироксена. В этом районе отмечены и щелочные базальты, расположенные в пределах восточного фланга сегмента 1–3° с.ш. в пассивных частях разломов Страхова (ст. S0734) и Сан-Паулу (ст. S0724, S0758).

Как ранее было сказано, отношения (K/Ti)_n в базальтовых стеклах повышаются с севера на юг по направлению к разлому Страхова, оставаясь тем не менее относительно низкими (1–1,5) и только к югу, между разломами Св. Петра и Сан-Паулу, они достигают значений 2–3,2 (см. рис. 3.13). Аналогичным образом ведут себя отношения (La/Sm)_n и (Nb/Zr)_n. Так, отношения (La/Sm)_n остаются сравнительно низкими (0,5–1,2) вплоть до разлома Св. Петра, южнее которого они возрастают до аномальных значений 1,5–3,5.

Характерно то, что в пределах распространения данной вещественной аномалии совершенно не отмечается базальтов, полученных из деплетированного источника. А, следовательно, мантийная аномалия с центром на 1°40' с.ш. является сравнительно однородной. Ещё одна особенность состоит в том, что границами данной аномалии и с севера, и с юга являются разломные зоны. По-видимому, – это не случайно. Как нам представляется, разломные зоны являются границами только сравнительно крупных однородных блоков литосферы. Именно такой блок расположен между разломами Св. Петра и Сан-Паулу. Причем, если по его северной границе отношения (K/Ti)_n и (La/Sm)_n растут постепенно и совпадение вещественной границы с разломной зоной несколько размыто, то южная граница, проходящая по 0°50' с.ш. (одному из трогов разлома Сан-Паулу), является очень резкой. В интервале в 15 км отношения (K/Ti)_n и (La/Sm)_n падают соответственно от 2,5 до 0,9 и от 3,6 до 0,6.

Значения Na₈ в целом составляют 2,1–3,2, хотя на 0°56' с.ш. 29°20' з.д. они снижаются до 1,6–1,9 (самых низких значений во всей Центральной Атлантике), свидетельствуя об очень высоких степенях частичного плавления. Значения Fe₈ практически не изменяются в пределах всего рассмотренного участка, оставаясь в пределах 7–11. Самые низкие значения (ниже 7) находятся между разломами Св. Петра и Сан-Паулу и пространственно совпадают с областью распространения мантийной аномалии.

От разлома Страхова, точнее от 3°40' вплоть до 1°24' с.ш., изотопные отношения постепенно и закономерно изменяются при возрастании ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и отношений свинцов и уменьшении ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (до 0,51288). Отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb достигают максимально известных для базальтов MORB значений (20,1) (см. рис. 3.14). Центр аномалии расположен в районе 1°24' с.ш. Характер распределения изотопных отношений соответствует таковому аномалии 14° с.ш., а степень обогащения в центре аномалии 1°24' с.ш. выше.

Фактически аномальным можно считать сегмент САХ между разломами Св. Петра и Сан-Паулу протяженностью около 200 км, хотя реально разломные зоны не являются его границами (градиентные зоны продолжают несколько дальше соответственно на север и на юг). В пределах этого аномального сегмента имеется чередование мелких аномалий протяженностью 20–30 км. Наблюдаются участки САХ с близким изотопным составом, свидетельствующим, что, по крайней мере, в пределах 20–30 км мантия однородна. В то же время в районе 0°48' с.ш. отмечается резкое локальное изменение всех изотопных отношений, характеризующее присутствие неоднородного участка в мантии размером около 5 км.

Таким образом, в целом, аномалия 1°24' с.ш. является достаточно однородной, хотя и со своими аномалиями второго порядка, не меняющими общую картину ее распространения.

Учитывая наличие холодной мантии [Bonatti et al., 1993б; Schilling et al., 1995], мало-мощную кору и сильную расчлененность рельефа осевой части САХ к югу от разлома Сан-Паулу, не удивительно, что мантийные породы обнажаются на о-вах Св. Петра.

Острова Св. Петра, возможно, принадлежат к той же мантийной аномалии 1°24' с.ш., но их изотопные соотношения изменены в ходе вторичных процессов, например, в результате низкотемпературного изменения в результате просачивания в ультрабазиты морской воды, которая несет взвешенные обломочные частицы, как было предположено [Snow et al., 1993] для других абиссальных перидотитов. Некоторые из пород островов имеют один из исходных компонентов смешения – NIMU, а некоторые уходят в сторону компонента EM-1.

Сегмент Сан-Паулу–Романш

В данном сегменте наблюдаются очень низкие отношения $(K/Ti)_n$, $(La/Sm)_n$ и $(Nb/Zr)_n$ соответственно 0,3–0,7, 0,6–0,8 и 0,8–1,3, характеризующие этот сегмент как сильно деплетированный (см. рис. 3.13). Значения Na_8 существенно выше, до 3,4 (в среднем около 3), что отличает этот сегмент от более северного. Fe_8 составляет около 8–9,5, что является в целом фоновым для Центральной Атлантики.

Разлом Романш представляет собой исключительно гетерогенное образование со сложной историей развития. Имеющиеся в настоящее время разрозненные данные по составу базальтов в его пределах не позволяют дать целостную картину распределения вещественных аномалий по простиранию разлома. Базальтовые стекла и базальты зоны Романш могут быть разделены на несколько групп, отличающихся по содержанию главных компонентов. Широкая дисперсия составов, в первую очередь, по содержанию Na, K, P, Si, Fe, и отсутствие корреляционных зависимостей между Fe–Mg, K–Mg для всей совокупности стекол свидетельствуют прежде всего о различиях в составах первичных расплавов. Исходные расплавы большинства стекол существенно обогащены Na, P, K. Существуют, по крайней мере, три группы составов стекол, образующих параллельные тренды дифференциации: это наиболее низко-Na; высоко-Na, высоко-Si и низко-Fe; низко-Si щелочные [Сушевская и др., 1995].

Южнее разломных зон Сан-Паулу вплоть до разлома Романш изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ слабо варьируют, оставаясь сравнительно низкими (0,7025–0,7026), даже несколько ниже, чем в пределах сегментов 3–5° с.ш. Отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ падают от 0,513141 в районе 0°11' с.ш. до 0,513014 в районе 0°34' ю.ш. и далее опять увеличиваются в сторону разлома Романш (см. рис. 3.13). Наличие локальной аномалии подтверждается и данными свинцовой изотопии. В то же время, судя по некогерентным элементам, здесь отсутствуют признаки обогащения мантии.

Северный борг долины разлома Романш (Ром 2) в его центральной части ($19^{\circ}30' - 21^{\circ}$ з.д.) сложен аномально обогащенными базальтами с высокими отношениями $(K/Ti)_n$ 2,17–4,2. Для них также характерны очень высокие значения Na_8 , до 4. Базальты же южного борга разлома в этом интервале долгот по составам соответствуют деплетированным разностям, широко распространенным в пределах сегмента рифтовой долины к северу от разлома. Ранее, на этапе существования Ром 1, данные станции драгирования соответствовали участкам коры, образованной в пределах одного и того же рифтового сегмента. Следовательно, ранее 35 млн лет, как и в настоящее время, что будет показано ниже, мантия в районе рифтового сегмента к югу от разлома Романш была исключительно неоднородна.

Таким образом, может быть выявлено 2 типа неоднородностей: один виден как по изотопии, так и по соотношениям некогерентных элементов, другой – только по изотопным данным.

Сегмент Романш–Чейн

Это один из немногих районов в пределах Атлантики, где была опробована не только рифтовая долина, но и структуры на удалении до 85 км от ее оси, что позволяет получить картину распределения тех или иных параметров состава пород по площади. Район восточного интерескта разлома Романш (наряду с районом разлома Зеленого мыса), с точки зрения изучения вещественных неоднородностей, интересен ещё и тем, что здесь имеются как базальты *N-MORB*, так и существенно обогащенные разности, вплоть до щелочных.

Впервые стекла щелочного состава были драгированы в пределах САХ вблизи зоны Романш в 13-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”. В выборке составов стекол они составляют собственную группу, хотя дисперсия составов внутри нее большая.

Восточный интерескт разлома имеет сложное тектоническое строение, о чем уже говорилось ранее. Здесь стекла наиболее кремнистого и Na-типа (содержание SiO_2 до 54%) распространены в наиболее приближенном к разлому (северном) сегменте (ст. S1669, S1670). Центральная часть, отделенная разломом, также отличается широким распространением расплавов Na-типа (рис. 3.15). Они слагают как западный и восточный борга САХ (ст. S1311 – S1314), так и фланги хребта (ст. S1628–S1646) (см. рис. 1.25). Наиболее высоконатровые базальты (Na_8 3,5–3,6) подняты в пределах меридиональной гряды в 15 км к западу от оси рифта на двух станциях, расположенных на его восточном склоне: S1624 – в средней части склона (3350–3000 м) и S1625 – в привершинной части (2400–2300 м). Как видно из площадного распространения базальтовых стекол с разными значениями Na_8 , область максимальных значений, соответствующая минимальным степеням частичного плавления при образовании базальтовых расплавов, протягивается в северо-восточном направлении от брошенного рифта до поднятий к востоку от современной рифтовой долины на протяжении 80 км при ширине около 30–40 км. Максимум аномалии расположен в пределах меридиональной гряды в 15 км к западу от оси рифта. Таким образом, низкая степень частичного плавления была характерна для данного сегмента САХ по крайней мере, последние 1,6 млн лет.

В пределах рифтовой долины с подножья восточного склона хребта в небольшом количестве были подняты базальты, относящиеся к типу TOP-2 (ст. S1311, S1312), которые более распространены южнее центрального сегмента (станция S1629), в том числе и на значительном удалении от оси современного рифта, в пределах поднятия в 8 км вос-

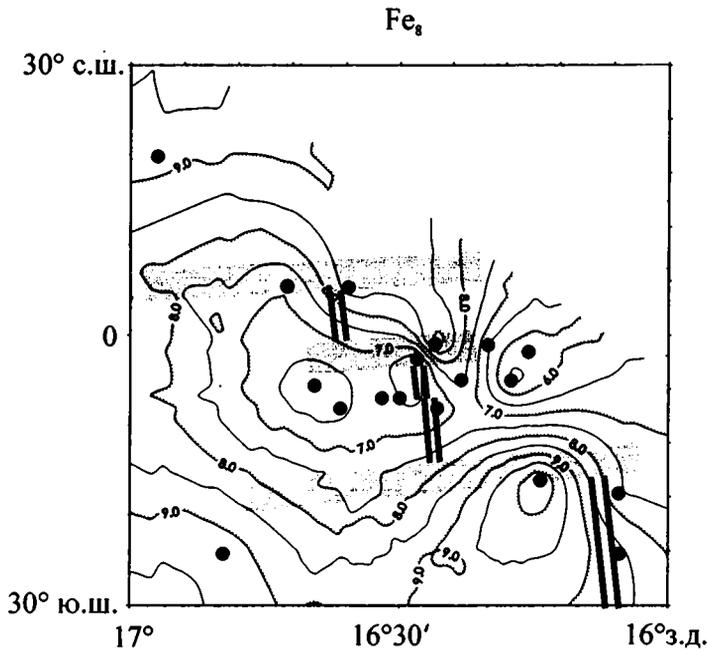
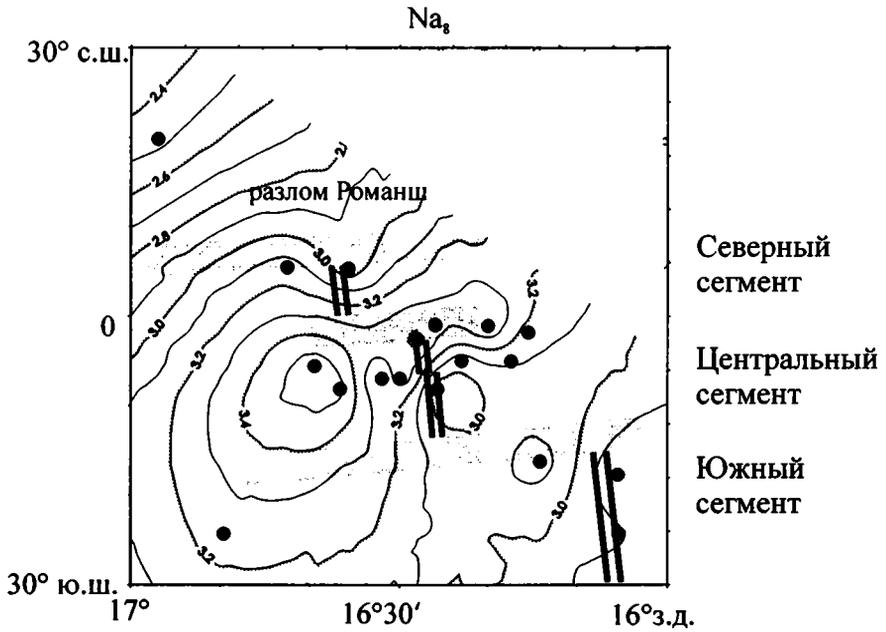


Рис. 3.15. Карта распределения Na_8 и Fe_8 в базальтах восточного интерсекта разлома Романш. Точками показаны станции опробования. Для построения графиков использованы данные из: [Сушевская и др., 1994, Schilling et al., 1995]

точнее брошенного рифта (ст. S1639). В то же время среди стекол станции S1629 присутствуют стекла, по составу относящиеся к Na-типу [Сушевская и др., 1995].

Щелочные базальты были подняты на ст. S1311 и S1312. Можно отметить, что расплавы щелочного состава, появляющиеся в спрединговой зоне, сопутствовали изливаюнию расплавов как Na, так и TOP-2 типов. Это свидетельствует о слабом проявлении процессов смешения расплавов различного генезиса и дискретности проявления процессов магнообразования. Составы щелочных базальтов ст. S1312 близки к базальту, драгированному со склона острова Св. Петра. В пределах САХ расплавы различных типов (TOP-1, TOP-2, TOP-Na) могут быть как обогащенными, так и обедненными, что отражает, по-видимому, иную природу процессов обогащения расплавов редкими и рассеянными элементами. В общем случае степень обогащения расплавов не зависит от глубины их генерации. На рисунке 3.16 показаны вариации $(K/Ti)_n$ базальтовых стекол различных

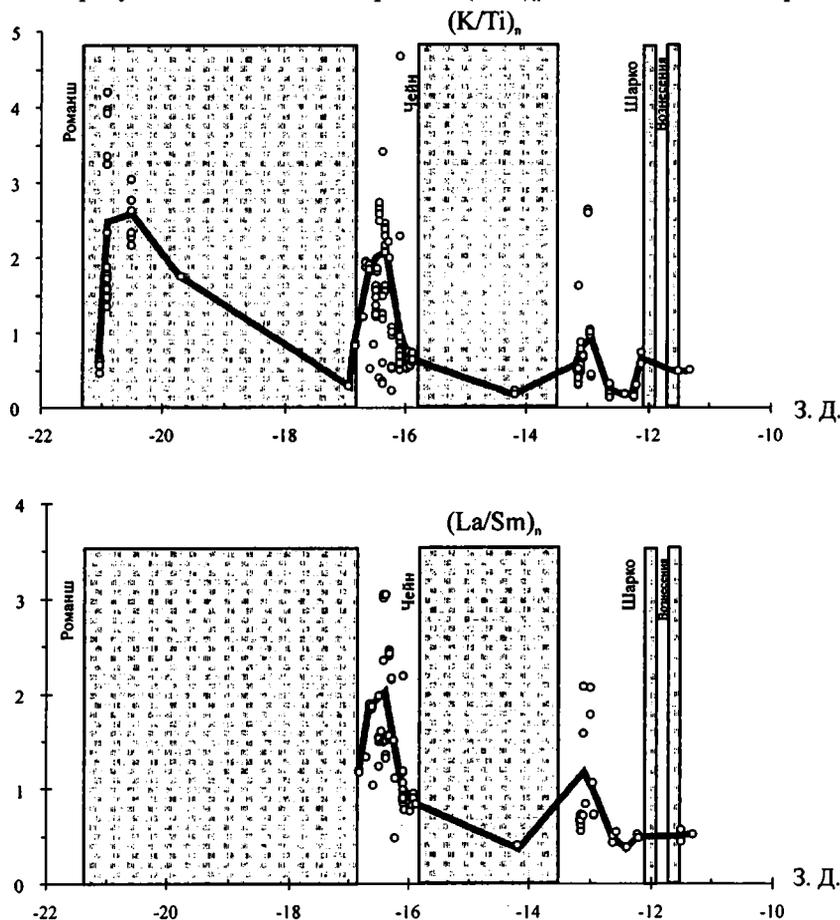
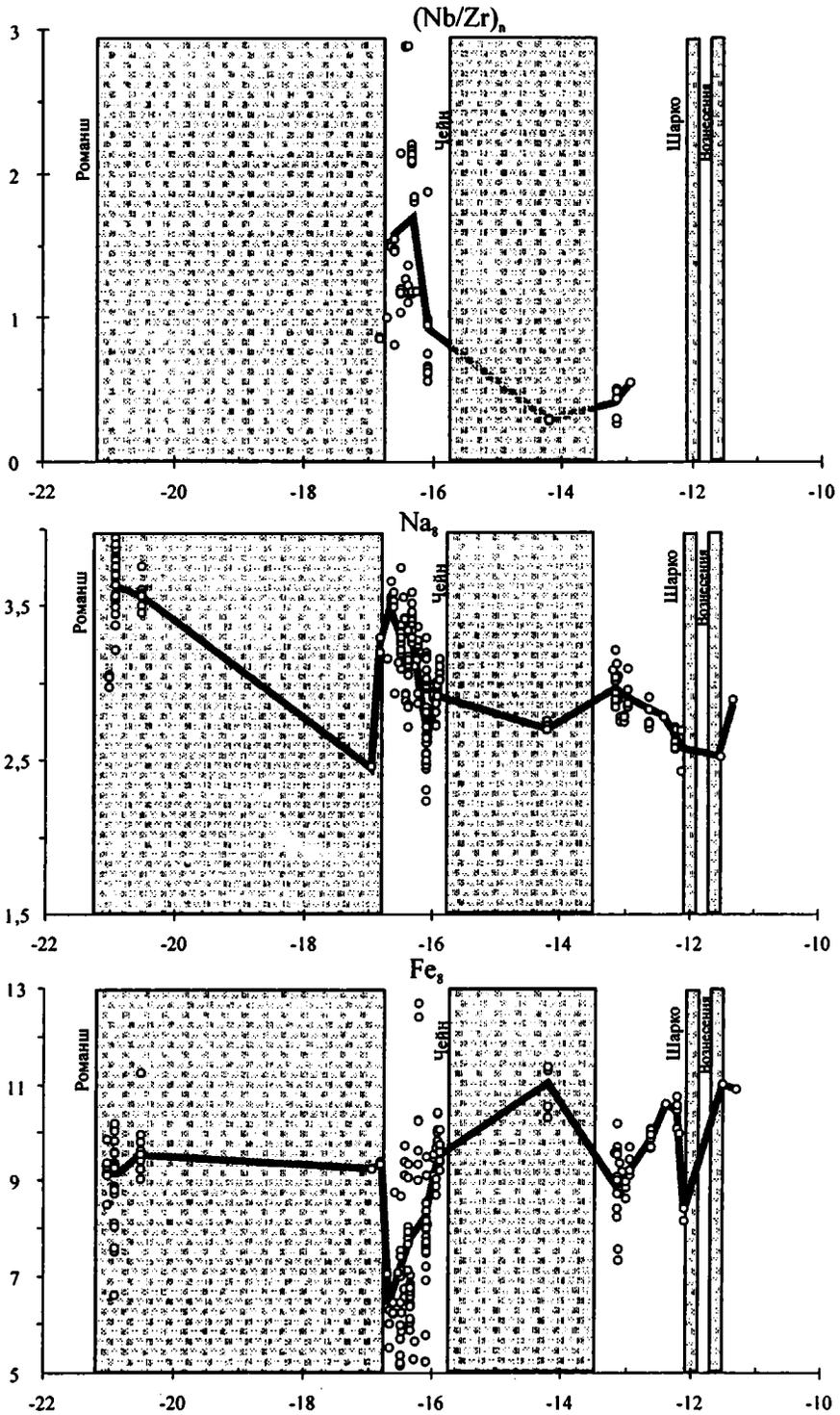


Рис. 3.16. Профили отношений $(K/Ti)_n$, $(La/Sm)_n$, $(Nb/Zr)_n$ в базальтах; Na, Fe в базальтовых стеклах по пространству осевой части Срединно-Атлантического хребта Толстой линией показаны средние значения отношений. Заштрихованы области разломных зон. Для построения графиков использованы данные из: [Сушевская и др., 1994, 1995, 2001; Shilling et al., 1995; Melson et al., 1977]



станций разломов Романш и Сан-Паулу. Так, стекла станции S1629, в пределах которой, как отмечалось, несколько генетических типов расплавов, различных по Na_8 , имеют значение $(\text{K/Ti})_n$, характерное для деплетированных разностей (0,10–0,15), кроме единичного состава. Na-расплавы характеризуются отношениями $(\text{K/Ti})_n$ от слабой степени обогащения (0,15) до значительной (0,5).

Значения Fe_8 распределены следующим образом (см. рис. 3.15). Область минимальных Fe_8 (5–5,5) (относительно меньшие глубины образования расплавов) приурочена к поднятиям в 20 км к востоку от рифтовой долины центрального сегмента (ст. S1627, S1628). Несколько более высокие значения, хотя и в пределах данной аномалии, характерны и для поднятий к востоку от рифтовой долины (ст. S1624, S1625, S1313, S1314, RC2806–7D, RC2806–18D). Наиболее высокие значения Fe_8 встречены на западном борту рифтовой долины южного сегмента (ст. RC2806–16D). В то же время в целом весь южный сегмент характеризуется значимо более высокими значениями Fe_8 , по сравнению с центральным сегментом. Таким образом, центральный сегмент характеризуется особенностями глубинной геодинамики формирования базальтовых расплавов, отличающий его от соседних районов САХ. Это меньшие глубины и меньшая степень частичного плавления. Данные особенности могут быть связаны с пространственным расположением данного сегмента в непосредственной близости от древнего и мощного блока литосферы (северный борт разлома Романш), в который с юга утыкается рифтовая долина.

Рассмотрим пространственное распределение параметров составов базальтов, определяемых особенностями мантийных источников. Из трех рифтовых сегментов к югу от разлома Романш максимально обогащенные стекла с отношениями $(\text{K/Ti})_n$ до 2,6 характерны только для центрального сегмента (рис. 3.17). В пределах современной рифтовой долины степень обогащения базальтов достигает максимальных значений и уменьшается в пределах поднятий к западу и востоку от рифтовой долины.

Данная локальная аномалия (ее ширина всего 20–25 км) резко ограничена с юга и севера разломными зонами. Но, как нам представляется в данном случае, разломные зоны хотя и являются формальными границами данной аномалии, но не определяют ее латеральное распространение. Фактически здесь мы имеем дело с мантийным блоком несколько иного состава, который по своим физико-химическим свойствам (а, возможно, и по мощности) отличается от соседних. Поэтому в ходе растяжения океанической коры при спрединге именно его границы стали областями релаксации напряжений с формированием разломных зон. Сама данная аномалия не является однородной. В ее пределах обособляются отдельные участки, сравнимые по размерам с областями распространения одного базальтового потока (менее 1 км в поперечнике), с вариациями $(\text{K/Ti})_n$ от 0,4 до 2,6.

Другой параметр, характеризующий особенности мантийного источника базальтов – $(\text{La/Sm})_n$ отношение. Как видно из рис. 3.17, наивысшие значения $(\text{La/Sm})_n$ до 2,5 характерны для центрального сегмента. Здесь преобладают базальты с повышенными $(\text{La/Sm})_n$ отношениями, хотя встречаются и значения около 1,5. В южном сегменте эти значения однородны и стабильно ниже (0,9–1). Форма и размер аномалии соответствует таковой, выделенной по $(\text{K/Ti})_n$ отношениям. Это говорит о практически 100% прямой корреляции между $(\text{La/Sm})_n$ и $(\text{K/Ti})_n$ отношениями, каждое из которых может использоваться независимо.

Как известно свежие базальтовые стекла, как правило, приурочены к самым молодым участкам коры. Со временем они замещаются вторичными минералами, что делает невозможным их геохимическое изучение. Для анализа характера распределения мантий-

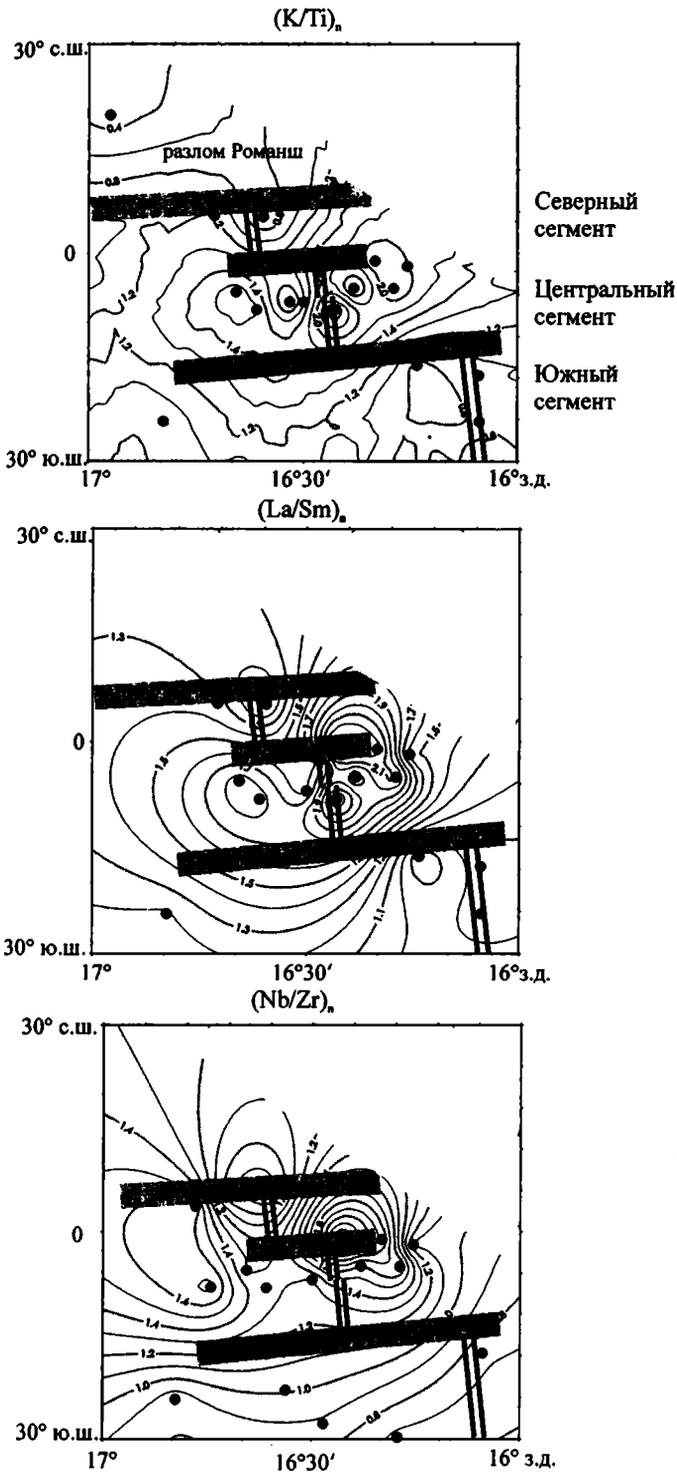


Рис. 3.17. Карта распределения $(K/Ti)_n$, $(La/Sm)_n$ и $(Nb/Zr)_n$ в базальтах восточного интерсекта разлома Романш. Точками показаны станции опробования. Для построения графиков использованы данные из: [Сушевская и др., 1994; Schilling et al., 1995]

ной аномалии центрального сегмента мы использовали $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ отношения, которые, не являясь идеально зависимыми только от особенностей мантийных источников, дают приемлемую картину распределения в различной степени обогащенных базальтов. По-прежнему видно, что центр аномалии приурочен к восточному борту рифтовой долины центрального сегмента (см. рис. 3.17), где $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ отношения превышают 2,2. Низкие отношения, отвечающие деплетированной мантии, характерны для восточного борта рифтовой долины северного сегмента и всего южного сегмента. Причем, судя по базальтам, такой же характер распределения мантийных источников прослеживается значительно западнее.

Необходимо отметить хорошую пространственную корреляцию между аномалией, соответствующей обогащенным базальтам, и областью с самыми низкими степенями частичного плавления. Строго говоря, параметры, определяющие степень частичного плавления (Na_8) и степень обогащенности мантийного источника $((\text{K}/\text{Ti})_n, (\text{La}/\text{Sm})_n$ и $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$) являются независимыми. Совпадение областей распространения той и другой аномалий можно конечно рассматривать как случайность, в то же время нам представляется, что их сонахождение в этой области обусловлено особенностью формирования Центральной Атлантики. Преобладание тектонических, а не магматических процессов как на начальных, так и на последующих этапах формирования мощной и холодной литосферы, способствовало сохранению фрагментов обогащенной мантии.

Рассмотренные вариации составов базальтов и базальтовых стекол обусловлены спецификой сегмента (мощный холодный литосферный блок, подстилаемый наряду с деплетированной также и обогащенной мантией). Процессы плавления с формированием базальтовых расплавов протекают в нем локально с формированием небольших порций расплавов, которые, продвигаясь к поверхности, практически не перемешиваются, что приводит к сочетанию в пределах очень ограниченной площади (1–2 потока) как толеитовых *N*-MORB, так и щелочных базальтов. Некоторое количество промежуточных по составам разностей обусловлено локальными процессами смешения расплавов двух принципиально различных мантийных источников. У нас нет прямых данных, указывающих на протяженность в пространстве и времени данной аномалии, но, исходя из ряда косвенных данных (находки щелочных пород вдоль значительной части южного борта разлома Романш), можно предположить, что подобные аномалии проявлялись в этом районе в течение достаточно длительного времени. Как нам представляется, это были отдельные мелкие неоднородности размером в первые десятки километров, представляющие обогащенное мантийное вещество компактно заключенное в деплетированной мантии. Отсутствуют данные, которые могли бы объяснять происхождение мантийной аномалии восточного интересекта рифта и разлома Романш, исходя из модели постоянно действующего плюма.

К югу от разлома Романш наблюдается снижение изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и свинцов. На этом фоне видны 2 крупные локальные изотопные аномалии (рис. 3.18). Наиболее четкие пики наблюдаются непосредственно южнее разломов Романш и Чейн. Особенно сильно проявлена аномалия с центром в районе $0^\circ 03'$ ю.ш., в пределах которой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достигает 0,7031, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 39, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15,69, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 19,4. Изотопные аномалии пространственно коррелируют с повышенными отношениями некогерентных элементов. Для аномальных участков характерны существенные петрографические, $(\text{La}/\text{Sm})_n$ и, что особенно показательно – изотопные вариации, даже в пределах одной драги. Для базальтов аномалий (особенно аномалии $0^\circ 03'$ ю.ш.) характерны необычно низкие средние степени частичного плавления. Частично это обусловлено тем, что эти аномаль-

ные районы расположены вблизи интерсектов с крупными разломами, каковыми являются Романш и Чейн. Низкие средние степени частичного плавления способствовали тому, что выявились мелкие мантийные неоднородности. Резкое различие составов базальтов в пределах одной драги обусловлено быстрой сегрегацией и излиянием расплавов без смешения в промежуточных магматических камерах в районах интерсектов. Размер этих неоднородностей меньше, чем интервал опробования (10–20 км). В южном направлении возрастают степени частичного плавления, следовательно, материал мелких неоднородностей более вероятно будет разбавлен большими порциями расплавов типа *N*-MORB из деплетированной мантии, образуя постепенные градиенты изотопных отношений, $(La/Sm)_n$ и K_2O (при этом отдельных резких пиков видно не будет).

Южнее 2° ю.ш. отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{206}Pb/^{204}Pb$ снижаются до значений, характерных для деплетированной мантии.

Ж. Шиллингом [Schilling et al., 1994] было подмечено, что по соотношению изотопных отношений и отношений некогерентных элементов базальты между 5° с.ш. и разломом Романш (северная область) отличаются от базальтов, расположенных между разломом Романш и разломом Вознесения (южная область).

Северная область характеризуется протяженной (200 км) изотопной аномалией с центром в районе 1,7° с.ш. и с характеристиками близкими HIMU. В этой области, кроме того, преобладают базальты, образованные при высоких степенях частичного плавления. Отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ (20,1) в пределах этой аномалии превышают другие известные аномалии САХ. Южная характеризуется небольшими аномалиями на 0°03' и 1°24' ю.ш. Для северной области характерны базальты с систематически более высокими отношениями $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ и низкими $^{143}Nd/^{144}Nd$, чем для южной. Эти особенности отмечаются как для деплетированных, так и для обогащенных базальтов. Базальты сегмента между разломами Романш и Чейн занимают промежуточное положение между северной и южной областями.

Сегмент Чейн–Вознесения

В районе восточного интерсекта разлома Чейн развиты преимущественно *N*-MORB и соответствующие им стекла с $(K/Ti)_n$ отношениями 0,2–0,5, кристаллизовавшиеся из расплавов типа TOP-2. Стекла станции S1321 имеют обогащенный состав $((K/Ti)_n$ 0,8–0,9), что, по-видимому, связано с примесью материала из обогащенных источников, типичных для района разлома Романш. Для них характерна более низкая степень и меньшая глубина частичного плавления, чем для соседних сегментов САХ [Сущевская и др., 1994].

Наиболее высокие $(K/Ti)_n$ отношения отмечаются южнее разлома Чейн в рифтовой долине на 1°30' ю.ш., достигая 2,6 (см. рис. 3.16). В то же время здесь широко развиты и деплетированные базальты с низкими отношениями $(K/Ti)_n$, около 0,2–0,3. Наличие фрагментов обогащенной мантии непосредственно к югу от разлома Чейн подтверждается также высокими $(La/Sm)_n$ отношениями (1,5–2,1) в базальтах, которые хотя и не столь высоки как в районе восточного интерсекта разлома Романш, но являются аномально высокими. В пределах самого разлома Чейн не отмечено признаков проявления магматизма из обогащенных источников.

Далее к югу вплоть до разлома Вознесения сохраняются стабильно низкие отношения $(K/Ti)_n$ и $(La/Sm)_n$ в базальтах, характеризующие мантию этого района САХ как сильно деплетированную. Переход от обогащенной к деплетированной мантии постепенный, происходит на протяжении 90 км. При этом как в зоне перехода, так и в пределах области распространения наиболее обогащенных базальтов развиты и деплетированные разности.

Таким образом, аномальная мантия хоть и преобладает в районе $1^{\circ}30'$ ю.ш., но не имеет повсеместного распространения. Как нам представляется, это некоторая мантийная область, в которой больше процентное отношение мелких фрагментов обогащенного состава, пространственно перемешанных с участками деплетированной мантии. К краю аномалии процентное соотношение участков обогащенного и деплетированного мантийного вещества изменяется в сторону увеличения последнего, что фиксируется по постепенному исчезновению обогащенных базальтов.

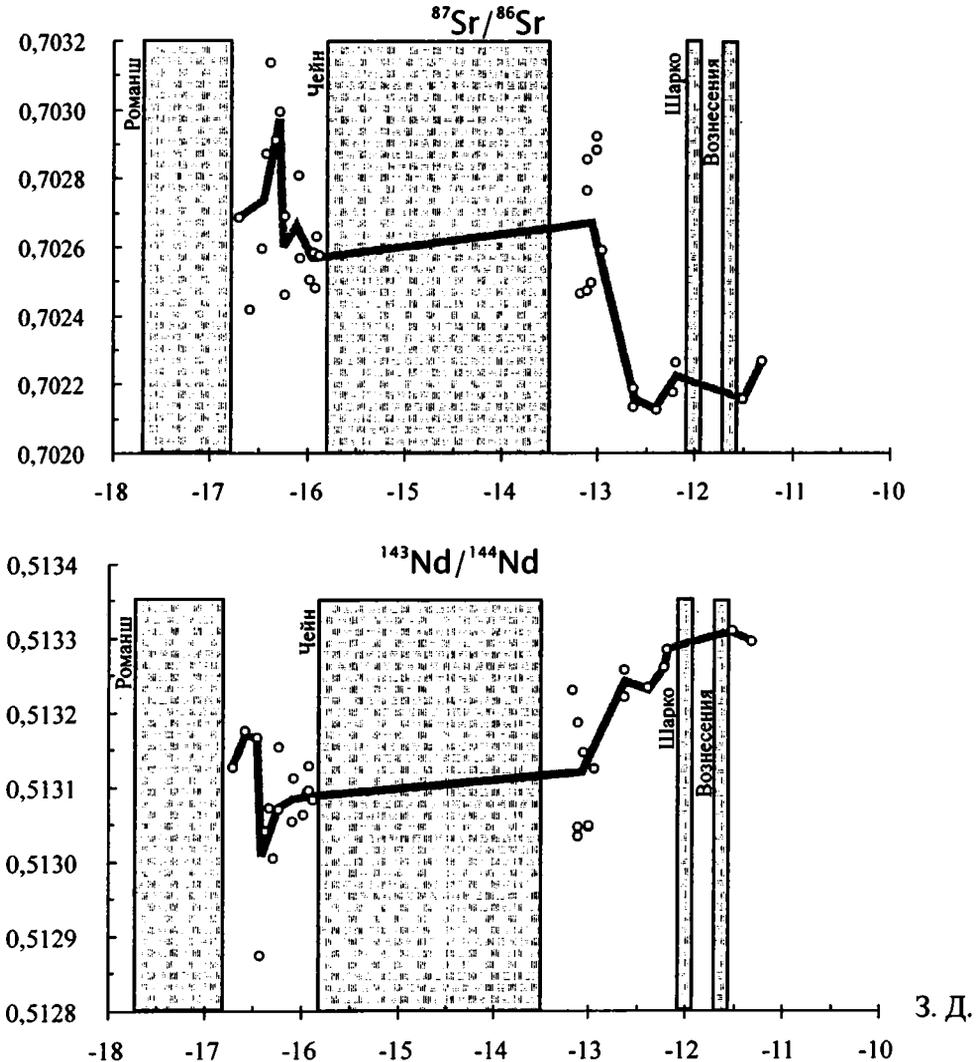
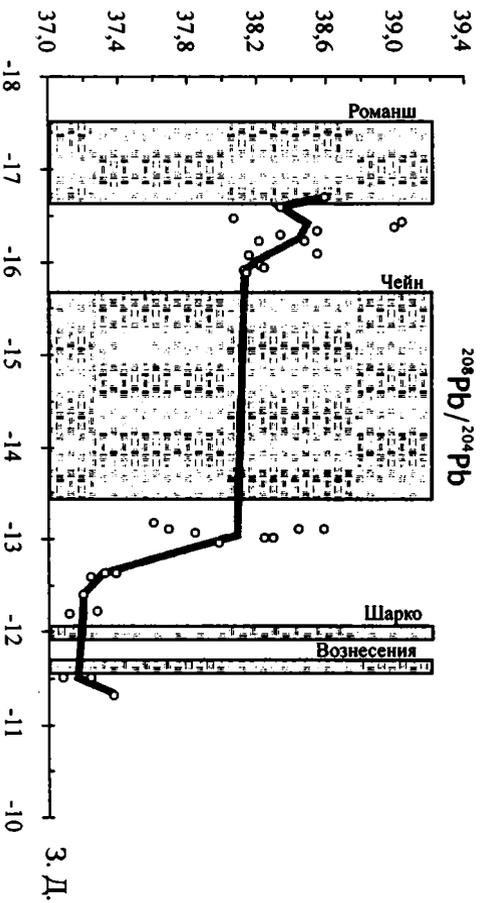
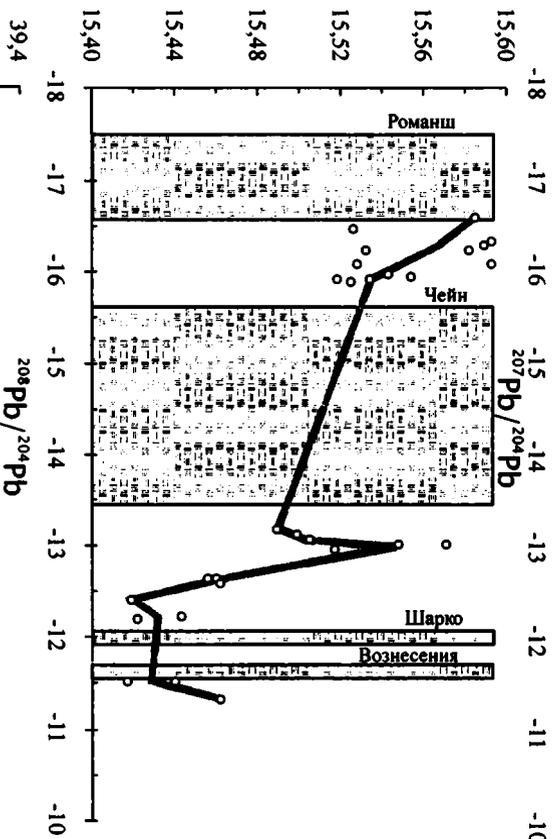
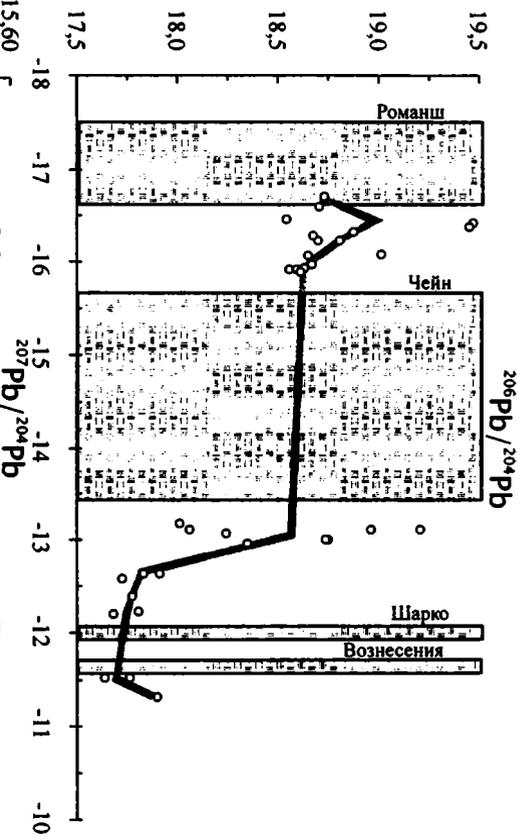


Рис. 3.18. Профили отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, в базальтах по простиранию осевой части Срединно-Атлантического хребта Толстой линией показаны средние значения отношения. Заштрихованы области разломных зон. Для построения графиков использованы данные из: [Shilling et al., 1995; Сушевская и др., 2002]



З. Д.

Таким образом, аномальная мантия хоть и преобладает в районе $1^{\circ}30'$ ю.ш., но не имеет повсеместного распространения. Как нам представляется, это некоторая мантийная область, в которой больше процентное отношение мелких фрагментов обогащенного состава, пространственно перемешанных с участками деплетированной мантии. К краю аномалии процентное соотношение участков обогащенного и деплетированного мантийного вещества изменяется в сторону увеличения последнего, что фиксируется по постепенному исчезновению обогащенных базальтов.

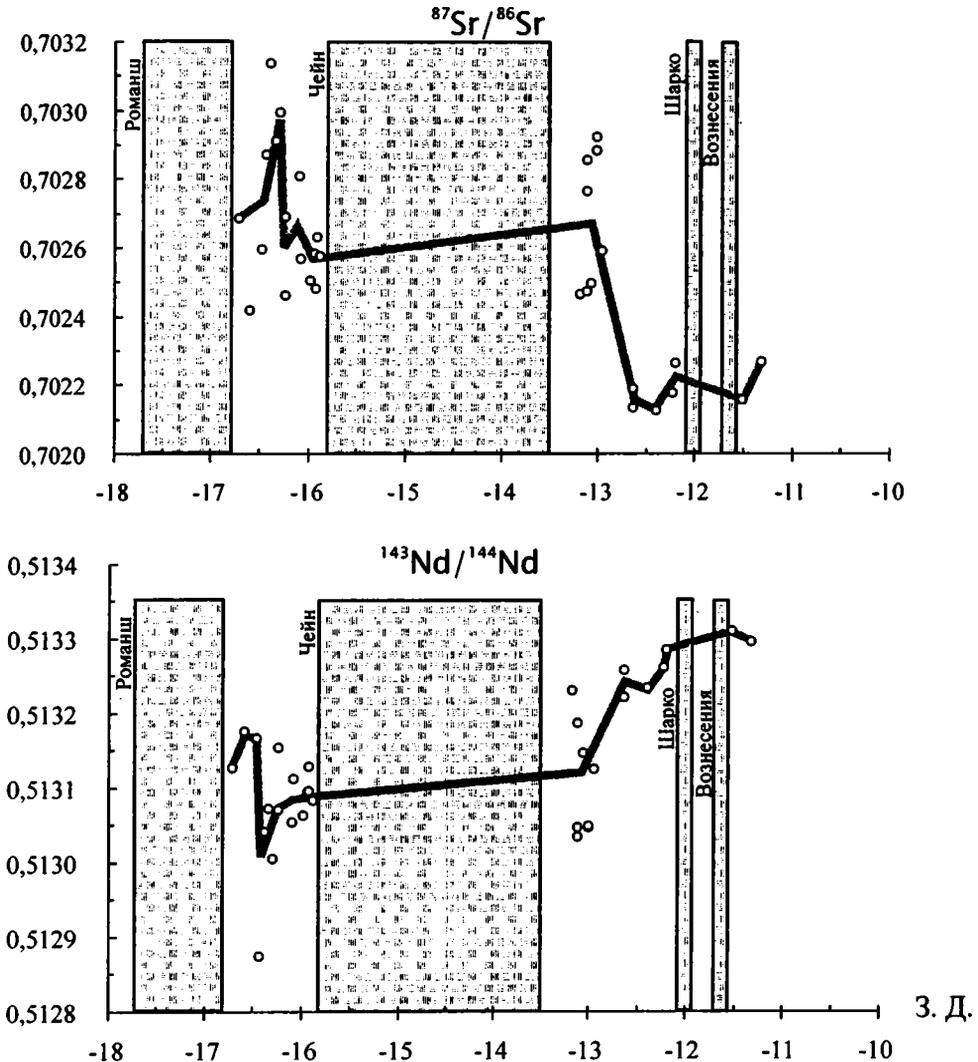
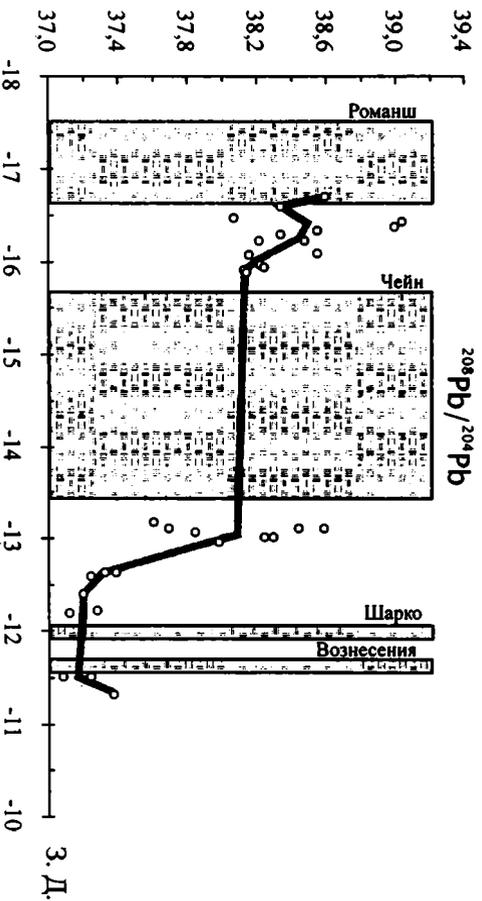
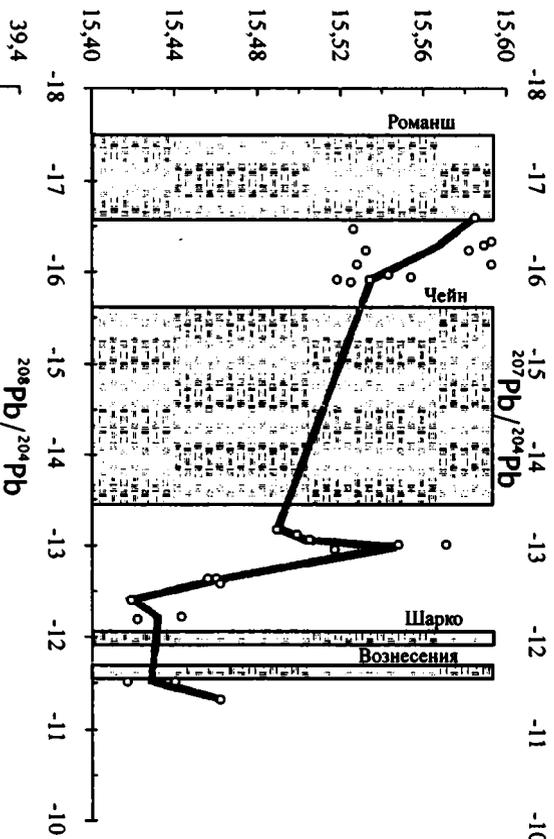
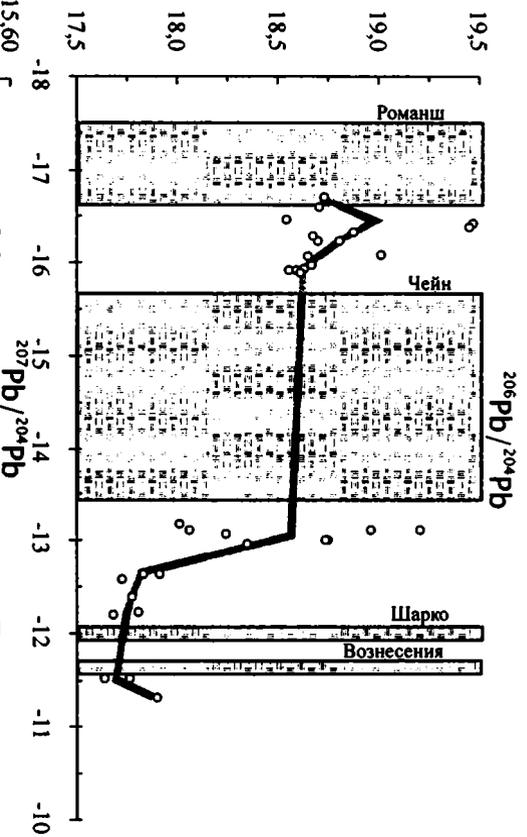


Рис. 3.18. Профили отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, в базальтах по простиранию осевой части Срединно-Атлантического хребта Толстой линией показаны средние значения отношений. Затрихованы области разломных зон. Для построения графиков использованы данные из: [Shilling et al., 1995; Сущевская и др., 2002]



З. Д.

Характер вариаций Na_8 вдоль оси САХ к югу от разлома Чейн соответствует вариациям $(K/Ti)_n$ и $(La/Sm)_n$. Вещественная мантийная аномалия пространственно совпадает с областью распространения базальтов с повышенными значениями (Na_8), то есть с областью низких степеней частичного плавления. Значения Fe_8 максимальны (10,5–11,5) в пределах разломной зоны Чейн. Южнее, в пределах локальной вещественной аномалии, они ниже, в среднем около 9, хотя интервал вариаций весьма значительный (7,5–10,1). Далее к югу средние значения Fe_8 растут.

Изотопные данные по району между разломами Шарко и Вознесения говорят о наличии хорошо перемешанной нижележащей астеносферы, которая обеднена легкими РЗЭ и имеет низкие содержания радиогенных Pb и Sr и высокие радиогенного Nd и не загрязнена материалом плюмов. Её изотопный состав близок DMM.

Таким образом, в пределах данной локальной аномалии степень обогащенности мантии в целом прямо коррелирует со степенью частичного плавления. Значения Fe_8 ведут себя не столь однозначно. Для большинства базальтов Na_8 и Fe_8 связаны обратно пропорциональной зависимостью, хотя имеются породы, для которых отсутствует корреляция данных параметров или они имеют иную зависимость.

Локальные неоднородности в Южной Атлантике

Южная Атлантика не столь детально исследована как Центральная, в то же время здесь имеются примеры различных мантийных неоднородностей.

Изотопные отношения $^{208}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ в ксенолитах и вулканических породах о-ва Вознесения дают два тренда, отвечающих различным верхнемантийным источникам, и свидетельствуют о наличии мелких неоднородностей, сравнимых с размерами отдельных магматических камер [Weis, 1983].

Геохимия самой молодой лавовой серии о-ва Фернандо-ди-Норонья свидетельствует о смешении магм двух геохимически различных источников [Gerlach et al., 1987]. Один – с более радиогенным Pb и, возможно, близкий по составу к HIMU, другой – с менее радиогенным Sr и Pb из деплетированной мантии. Изотопия более нижней щелочно-базальтовой формации также отражает влияние изотопного компонента рециклированной океанической коры. Время излияний частично совпадало, при этом источники лав оставались изотопно неоднородными, что свидетельствует об их очень незначительном размере (первые километры).

В Южной Атлантике есть также отличия между самими плюмовыми областями. Так, острова Вознесения, Буве, Св. Елены, Гоф и Тристан-да-Кунья имеют заметные отличия в соотношениях некогерентных элементов. Базальты и гавайиты островов Вознесения, Буве, Св. Елены характеризуются постоянными значениями отношений La/Nb, Ba/Nb, Ba/La, Ba/Th, Rb/Th в отличие от Тристан-да-Кунья и Гоф, а также Китового хребта, в которых лавы обеднены Nb и обогащены Ba по отношению к другим некогерентным элементам. [Weaver et al., 1986]. Их источники были отделены от других резервуаров в течение последних 1,5–2 млрд лет.

На острове Вознесения данные по изотопии свинцов свидетельствуют о наличии, по крайней мере, двух различных магматических источников – как проявление локальных неоднородностей в океанической мантии, сравнимых по размеру с магматической камерой [Carlson, 1994].

Для Южной Атлантики, в отличие от Северной, на фоне базальтов, образованных из обычных деплетированных источников, как видно из распределения $(La/Sm)_n$ отношений

и изотопов Pb, Nd и Sr, характерны 2 типа неоднородностей [Fontignie, Shilling, 1996]. Первый – это резкие (пикообразные) локальные неоднородности, связанные с плавлением обогащенной мантии. Наиболее отчетливые неоднородности этого типа расположены в районе 9–11°, 15°, 32–34° ю.ш. [Schilling et al., 1983]. Данные аномальные районы находятся на широте горячих точек Вознесения, Св. Елены и Тристан да Кунья (Гоф) и, по всей видимости, генетически с ними связаны. Предполагается, что соседство пикообразных аномалий в пределах САХ и упомянутых плюмов не случайно. Вещество поднимающихся плюмов растекается по астеносферным каналам, соединяя смещающуюся к западу осевую часть САХ и данные плюмы [Fontignie, Shilling, 1996]. Механизм такой возможной взаимосвязи будет рассмотрен в главе IV.

Южнее 37° ю.ш. располагается достаточно хорошо опробованный участок обогащенной мантии (интервал между станциями составляет около 25 км), который с учетом некоторых вариаций составов базальтов прослеживается в район тройного сочленения Буве. Здесь имеются крупные поперечные разломные структуры 1-го порядка такие как Агульяс-Фолклендский разлом и 49° ю.ш. К мелким структурам 2 порядка относятся: смещение рифтовых сегментов в районе 48,5° ю.ш. и два смещения рифтовой долины САХ южнее разлома 49° ю.ш.

Как показало изучение сегментации САХ, структурные разделы (разломные зоны) достаточно редко совпадают с границами вещественных неоднородностей. Из ранее рассмотренных примеров – это разлом Марафон, являющийся южной границей аномалии 14° с.ш. и разлом Сан-Паулу (южная граница аномалии 1°24' с.ш.). Здесь также разломные зоны совпадают с расположением и границ геохимических аномалий [Douglass, Schilling, 1999].

В районе 26° ю.ш. были опробованы три подводные горы, расположенные на некотором удалении от рифтовой зоны САХ на коре 2,5 млн лет [Graham et al., 1996]. Наблюдается отличная корреляция изотопов Sr и He и неплохая – между He и Nd (гетерогенность одного из исходных членов смешения по Nd) в стеклах этих подводных гор. В то же время отсутствует корреляция между He и Pb для стекол (исходный член смешения MORB сильнее гомогенизирован по изотопам Sr и Nd, чем по изотопам Pb) подводных гор. Для рифтовых базальтов, расположенных на широте подводных гор существует отрицательная корреляция между $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Тренд He–Sr гор может быть объяснен бинарным смешением исходных источников со сходными $^3\text{He}/^{86}\text{Sr}$ отношениями [Graham et al., 1996].

Мантийные неоднородности, выявляемые по составам реститовых ультрабазитов

Ультрабазиты, с точки зрения изучения вещественных неоднородностей мантии, давно привлекают внимание исследователей. В Атлантике были выявлены региональные вариации как их химического, так и минерального состава, отвечающие крупным (около 1000 км) неоднородностям [Dick et al., 1984; Michael, Bonatti, 1985], пространственно совпадающие с аномалиями в составах базальтов. Наиболее показательным с этой точки зрения является район, входящий в область влияния Азорского плюма. Это ультрабазиты разломных зон Океанограф и 43° с.ш., а также из скважин DSDP 556, 558, 560. Поднятые здесь ультрабазиты претерпели повышенную степень частичного плавления в ходе эволюции мантийного вещества, по сравнению с другими районами Атлантики.

При изучении структур, расположенных в Центральной Атлантике, была поставлена задача выявить возможные мелкомасштабные вариации состава ультрабазитов и сопоставить их с мантийными аномалиями, определяемыми, исходя из состава базальтов. Цент-

ральная Атлантика (от разлома Зеленого Мыса на севере до разлома Чейн на юге) с этой точки зрения является наиболее благоприятным объектом, так как здесь известны выходы ультрабазитов не только непосредственно в многочисленных разломных зонах, но и в пределах рифтовых долин.

Как хорошо известно, под САХ при подъеме мантийного материала в ходе растяжения Атлантики происходит декомпрессионное частичное плавление с отделением базальтовых расплавов и образованием так называемых реститовых ультрабазитов. Особенности их составов позволяют судить о масштабах мантийных неоднородностей и об их вариациях. Как правило, это сильно серпентинизированные породы (от 50 до 99%), в которых сохранились отдельные реликты исходных минеральных фаз. Ряд образцов несет на себе отпечаток вторичных процессов, таких как субсолидусная перекристаллизация или метасоматоз в результате реакционного взаимодействия с основными расплавами, которые могли остаться в ультрабазитах, что изменило исходный состав этих минеральных фаз (процессы серпентинизации нами рассматриваться не будут). Влияние этих процессов можно оценить, исходя из соотношения составов минеральных фаз, а также концентраций в них определенных элементов (например, таких как TiO_2 в шпинели). Подавляющая часть шпинелей реститовых перидотитов Атлантики содержит не более 0,2% TiO_2 . В некоторых шпинелях TiO_2 существенно выше, что сопровождается низкими значениями магнезиальности ($Mg\#$) и высокими хромистости ($Cr\#$). В большинстве образцов с высокотитанистыми шпинелями имеется модалный плагиоклаз или низкотемпературные продукты его изменения. Присутствие плагиоклаза может быть объяснено, исходя из возможной перекристаллизации при подъеме мантийного вещества при давлениях ниже 8–9 кбар в области перехода между полями устойчивости шпинели и плагиоклаза (ортопироксен + клинопироксен + высокоглиноземистая шпинель → оливин + плагиоклаз + высокохромистая шпинель), или из возможности захвата основного расплава с появлением плагиоклаза и высокохромистой шпинели. Расплав, с которым взаимодействуют перидотиты, мог образоваться при частичном плавлении самих перидотитов или поступать из более глубоких горизонтов мантии. Образцы, которые, как мы считаем, взаимодействовали с расплавом, часто встречаются вместе (в одной драге) с образцами не несущими признаков такого взаимодействия, что свидетельствует о небольшом размере (1–100 м) и хаотичном распространении областей в верхней мантии, подвергшихся контаминации.

Для оценки степени деплетированности перидотитов наиболее информативными являются соотношения ряда элементов в минералах перидотитов. Так магнезиальность пироксенов ($Mg\#=100 \cdot Mg/(Mg+Fe)$), Fo оливинов и хромистость шпинели ($Cr\#=100 \cdot Cr/(Cr+Al)$) увеличиваются по мере увеличения величины частичного плавления. Одновременно Na , Ti , Al выносятся из пироксенов как элементы с высокими коэффициентами распределения расплав/порода. Mg и Cr , наоборот, накапливаются в остаточных фазах. Эти закономерности характерны для реститовых дунитов, гарцбургитов и лерцолитов, составляющих более 95% от всех поднятых перидотитов. Количественно оценить степень частичного плавления можно исходя из экспериментов по частичному плавлению перидотитов пиrolитового состава при 10 кбар и модельных построений [Jaques, Green, 1980].

Разлом Зеленого мыса

В настоящее время разлом Зеленого мыса – одна из наиболее детально изученных разломных структур Атлантического океана. Особенно это касается области восточного интерескта. Специфика этой разломной зоны в исключительно широком распростране-

нии ультрабазитов, причем не только в пределах поперечных хребтов, но и в бортах самой рифтовой долины.

Первые ультрабазиты разлома были исследованы в 3-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” [Пушаровский и др., 1988; Пейве, Щербаков, 1989]. Было показано, что реститовые ультрабазиты этого района очень сильно деплетированы по сравнению с другими сегментами САХ. Последующие работы (9-й и 15-й рейсы НИС “Академик Николай Страхов”, 16-й рейс НИС “Академик Борис Петров”, 9-й рейс НИС “Антарес”) подтвердили это наблюдение. Было детально опробовано внутреннее поднятие в области восточного сочленения рифтовой и разломных структур и показано подавляющее распространение здесь дунитов и гарцбургитов. Наряду с преобладающими реститовыми ультрабазитами было поднято несколько образцов кумулятивных перидотитов. Для них характерна повышенная железистость основных минеральных фаз и высокий TiO_2 шпинели – 0,4%. Кроме того, в ряде образцов есть сфен и ильменит. Составы шпинели идентичны таковым из габброидов, поднятых в пределах тех же структур.

В настоящее время мы располагаем материалом, позволяющим оценить пространственное распределение различных по составу перидотитов в пределах активной части разлома, а также в зонах его сочленения с западным и восточным сегментами рифта (рис. 3.19). На западном борту северного сегмента рифтовой долины (ст. А9–70, А9–71) подняты близкие по составу минералов гарцбургиты, шпинели которых образуют на диаграмме $Cr\#-Mg\#$ ($Cr\#=100*Cr/(Cr+Al)$, $Mg\#=100*Mg/(Mg+Al)$) компактное поле со значениями $Cr\#$ в интервале 48–56, что характеризует их как группу сильно деплетированных перидотитов. Это подтверждается составами оливина и ортопироксена [Пейве, Щербаков, 1989]. Степень частичного плавления, исходя из модельной оценки [Jaques, Green, 1980], превышает 20%. Породы аналогичного состава широко развиты в районе САХ между 34 и 45° с.ш. (разломы Океанограф, Курчатов, 43° с.ш., 45° с.ш.; скважины глубоководного бурения DSDP 556, 558, 560) [Bonatti, Michael, 1989; Michael, Bonatti, 1985].

К востоку от оси северного рифта, в северном борту разломной долины, в нескольких драгах встречены ультрабазиты, которые могут быть разделены на 3 группы. Первую представляет только один образец (S0363/28) с относительно высокой хромистостью шпинели и низким содержанием Al_2O_3 в ортопироксене. Вторая – промежуточная группа также со ст. S0363 характеризуется умеренной хромистостью шпинели (39–41), что соответствует степени частичного плавления 18–19%. Такие породы встречаются в ряде разломных зон: Вима, Долдрамс, Сан-Паулу, хотя и не являются там преобладающими. Третья, преобладающая группа – низкохромистая (ст. S0364), $Cr\#$ составляет 27–28. Наблюдается также хорошая корреляция с содержанием Al_2O_3 в ортопироксене и Fo в оливине. Аналогичные породы преобладают в разломах Гиббс, Атлантис, 26° с.ш., Кейн, Вима. Степень частичного плавления около 12%. Это единственное место в пределах рассматриваемой части разлома Зеленого мыса, где встречены относительно слабо деплетированные ультрабазиты.

На южном борту разломной долины напротив зоны сочленения с северным сегментом рифта подняты умеренно деплетированные перидотиты с хромистостью шпинели в интервале 31–34, что в целом соответствует составам второй группы из ранее описанной структуры. В одном образце (S0355/1d) повышение $Cr\#$ до 49–50, по-видимому, связано с последующим взаимодействием с основным расплавом, о чем свидетельствует высокое содержание $TiO_2 > 0,5\%$ в шпинели (в неизменных реститовых перидотитах оно не превышает 0,2%).

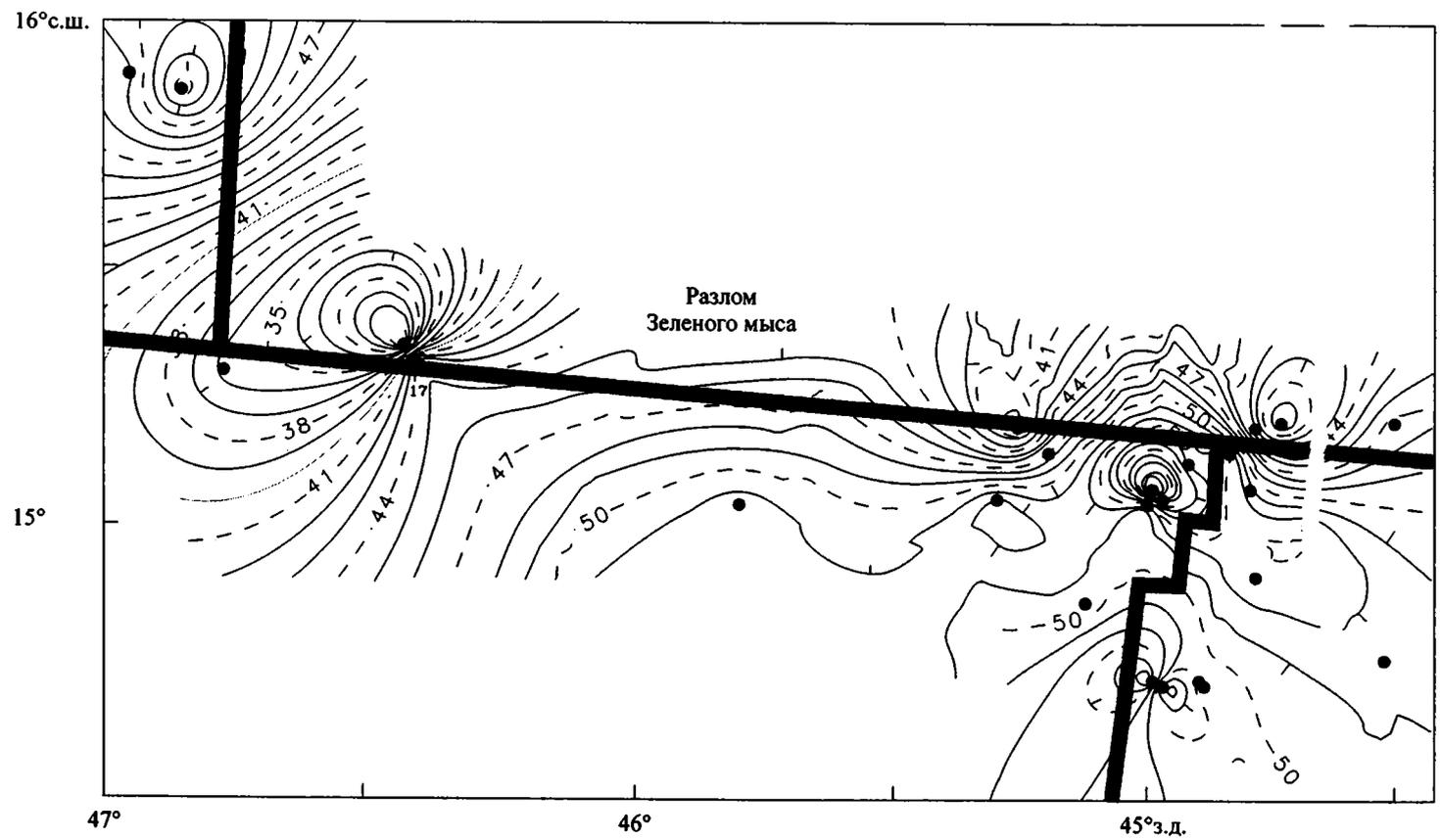


Рис. 3.19. Распределение хромистости ($100 \cdot Cr / (Cr + Al)$) хромшпинелидов мантийных перидотитов. Используются данные из: [Пейве, Щербаков 1989, Симонов и др., 1999]. Кружками показаны станции драгирования

На северном борту разлома напротив зоны сочленения с южным сегментом рифта в ряде драг (ст. S0340, A9–8, A9–48) подняты сравнительно однородные по составу минералов перидотиты. Для них характерны значения $\text{Cr}\#$ шпинели 37–49, хорошо кореллирующие с Al_2O_3 ортопироксена (3,1–3,5%). Такие составы наиболее характерны для восточной части разлома Романш [Bonatti et al., 1992]. Это умеренно-сильно деплетированные перидотиты со степенью частичного плавления около 17–22%.

В районе сочленения южного сегмента рифта с разломом, к западу от оси рифта сделано наибольшее количество успешных драгировок. В результате получен широкий спектр составов минералов. Породы характеризуются в целом умеренной, высокой и очень высокой степенью деплетированности. Так, для шпинели вариации $\text{Cr}\#$ составляют 30–65, Al_2O_3 в ортопироксене 1,5–2,8%, Fo оливина 91–92. Большинство составов минералов аналогичны таковым района 34–45° с.ш. Атлантики. Наибольший интерес представляют составы минералов перидотитов поднятых непосредственно в пределах “внутреннего” углового поднятия. Все они предельно деплетированы; степень частичного плавления существенно выше 25%. Такие составы с $\text{Cr}\#$ 60–65 и более и Al_2O_3 в ортопироксене 1,5–2% в настоящее время известны практически только в пределах современных островодужных структур (желоба Тонго и Марианский) [Bloomer, Hawkins, 1983; Bloomer, Fisher, 1987; Щербаков, Савельева, 1984]. Наряду с преобладающими реститовыми ультрабазитами было поднято несколько образцов кумулятивных перидотитов. Для них характерна повышенная железистость основных минеральных фаз (обр. A9–11–130) и высокое содержание TiO_2 шпинели – 0,4% (обр. S1534/14). Кроме того, в этом образце есть сфен и ильменит, а состав шпинели идентичен таковому из габброидов поднятых в пределах тех же структур. В ряде образцов (A9–11–2, 48, 6, 102; S1531/134) в шпинели повышенное содержание TiO_2 0,25–0,34%, что, по-видимому, связано с взаимодействием с основными расплавами.

Таким образом, в соответствии с составами минералов, реститовые ультрабазиты рай она разлома Зеленого Мыса могут быть разделены приблизительно на 3 крупных группы. В первую, умеренно деплетированную попадают только перидотиты северного борта разлома в районе западного интерсекта (см. рис. 3.19). Аналогичные породы встречаются в большинстве сегментов САХ совместно с базальтами *N*-MORB. Во вторую, умеренно – сильно деплетированную попадает около 70% перидотитов из всех остальных структур разлома Зеленого мыса. Они соответствуют перидотитам аномальных структур, где широко развиты обогащенные базальты. В Атлантическом океане – это в основном район Азорского поднятия. При более дробном делении видно, что перидотиты из отдельных драг (структур) образуют сравнительно компактные поля, что свидетельствует об их однородном строении в масштабе опробования (диаметр полей опробования не превышает 15 миль). Надо отметить, что практически в каждой группе есть 1–2 образца несколько отличного состава. В восточном интерсекте к западу от рифта в пределах одной драги подняты образцы с существенно отличными составами минералов. По-видимому, это связано с более мелкими по размеру, чем 12–30 км, неоднородностями. При статистическом осреднении анализов распределение перидотитов в пределах разлома выглядит более закономерным, а переходы между областями распространения разнотипных перидотитов – постепенными. Особенность этого района – распространение в пределах внутреннего углового поднятия исключительно сильно деплетированных перидотитов (третья группа), которые ранее были известны только в островодужных структурах. Центр этой аномальной зоны находится на угловом поднятии. В стороны от него происходит постепенное

изменение составов до среднефоновых для этого района значений. Поля распространения обогащенных базальтов в целом совпадают с полями распространения сильно деплетированных перидотитов. При этом наблюдается прямая зависимость степени обогащенности базальтов и степени деплетированности перидотитов.

Разломы Марафон и Меркурий

В разломе Марафон ультрабазиты подняты в пределах западного интерсекта на внутреннем и внешнем угловых поднятиях (9-й рейс НИС "Академик Николай Страхов") [Пушаровский и др., 1991]. В обеих структурах их состав одинаков (рис. 3.20). Это умеренно - сильно деплетированные перидотиты (Cr# 42–44), Al_2O_3 в ортопироксене 2,9–3,7%. Ультрабазиты внутреннего углового поднятия северного интерсекта разлома Меркурий, судя по хромистости шпинели (Cr# 32–40), менее деплетированы, хотя содержание Al_2O_3 в ортопироксене совпадают (2,7–3,4%). Fo оливина 90,6.

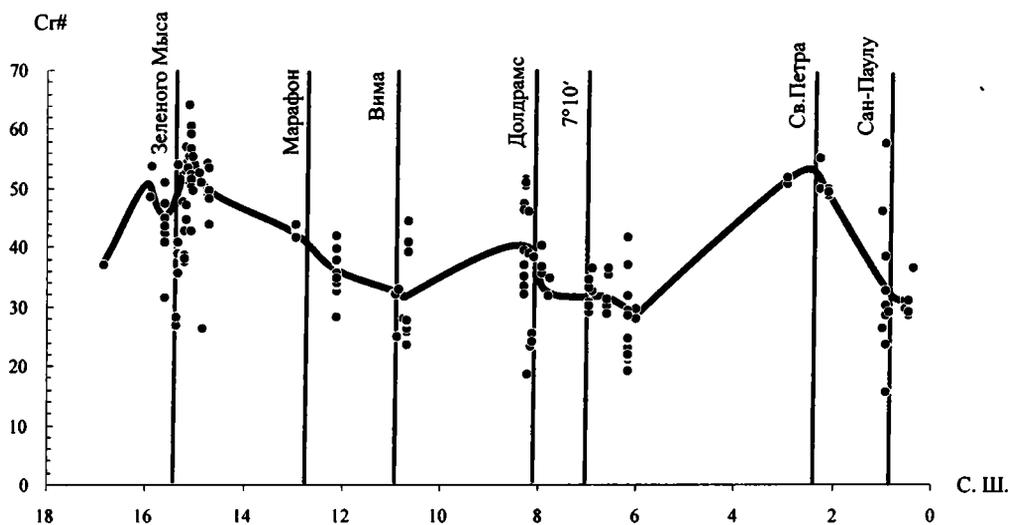


Рис. 3.20. Профиль распределения хромистости шпинели перидотитов по простираанию осевой части Срединно-Атлантического хребта

Толстой линией показаны средние значения. Для построения графиков использованы неопубликованные ранее данные автора, а также: [Пейве, Щербаков, 1989; Симонов и др., 1999; Bonatti et al., 1992]. Используются только анализы с содержанием TiO_2 в хромшпинелидах менее 0,2%

Разлом Вима

В разломе Вима ультрабазиты известны повсеместно в пределах активной части, в интерсектах и в западном отрезке пассивной части разлома [Van Andel et al., 1967; Bonatti, Nonnerez 1976; Cannat et al., 1995; Пейве и др., 20016]. В породах северного борта хромистость шпинели низкая или умеренная (Cr# 18–33). Содержания Al_2O_3 в ортопироксене находятся в пределах 4–5,5% [Bonatti et al., 1992]. Степень частичного плавления ультрабазитов изменяется от 8 до 15%. Не отмечается каких либо закономерных вариаций степени частичного

го плавления в зависимости от положения и удаленности от западного интерсекта. Отмечено всего несколько образцов с признаками контаминации базальтового расплава, что свидетельствует об очень незначительном проявлении этого процесса в разломе Вима.

В пределах южного борта практически непрерывные выходы ультрабазитов изучены на протяжении 280 км [Fabretti et al., 1998; Пейве и др., 20016]. Наблюдаются значительные пространственные вариации составов минералов. Так, наиболее показательная величина (хромистость шпинели) варьирует от 12 до 45, перекрывая весь спектр составов ультрабазитов Атлантики за исключением наиболее деплетированных, характерных для аномальных районов (таких как 14° с.ш., Азорское поднятие и др.) распространения обогащенных базальтов. Несмотря на значительные вариации отдельных составов, наблюдается общая корреляция содержаний Al_2O_3 в орто- и клинопироксенах с хромистостью шпинелидов. Составы не всех шпинелей также можно использовать для характеристики особенностей первичных мантийных источников. Наиболее хромистые разности ($Cr\# > 35$), как правило, встречены в ассоциации с плагноклазом, иногда в непосредственном контакте, что указывает на субсолидусную перекристаллизацию этих пород с изменением первичных соотношений Al_2O_3 и Cr_2O_3 , по которым мы можем судить о составе мантии. Данные породы мы исключим из рассмотрения при анализе вариаций степени деплетированности мантии разлома Вима. К сожалению не во всех образцах есть уверенные свидетельства изменения первичных соотношений составов минералов, что оставляет вероятность того, что часть используемых нами шпинелей с $Cr\# > 35$ может на самом деле являться "вторичными". В большинстве амфиболовых перидотитов с высокотемпературным амфиболом наблюдается существенное увеличение хромистости, по сравнению с порфирокластическими разностями. С востока на запад (по мере увеличения возраста коры) наблюдаются следующие вариации хромистости шпинели ультрабазитов (рис. 3.21). На 41°26' з.д. $Cr\#$ составляет около 33 (восточнее в нашем распоряжении имелись только $P1$ -содержащие разности) и понижается до 25 в районе 41°50' з.д., оставаясь без изменений до 42°25' з.д. В районе 42°28' з.д. отмечаются, с одной стороны, умеренно деплетированные перидотиты ($Cr\#$ около 35), с другой – очень слабо деплетированные породы с $Cr\#$ 18. Далее на запад степень деплетированности увеличивается, достигая в районе 42°55' з.д. максимума ($Cr\#32$) (там, где наиболее широко распространены амфиболитовые перидотиты). Западнее происходит разделение на две полярные группы без промежуточных разностей. Одна характеризуется тенденцией уменьшения $Cr\#$ до самых низких значений в районе 43°35' з.д. ($Cr\#$ 12), известных в Центральной Атлантике, другая (амфибол-содержащая), характеризуется, наоборот, увеличением хромистости до 38. Последняя тенденция, по-видимому, связана с повышенным выносом Al_2O_3 при перекристаллизации перидотитов с формированием амфибола. Отсутствие промежуточных разностей, вероятно, свидетельствует о локальном (хотя и широко развитом) процессе образования амфибола в этот период времени (15–18 млн лет) При этом исходные перидотиты были очень слабо деплетированы, являясь источником глинозема при формировании амфибола. Так как оба типа пород встречаются совместно, можно предположить, что образование амфибола имело локальный характер, не затрагивая всего объема мантийных ультрабазитов. Начиная с 15 млн лет, при общем нарастании степени частичного плавления, исчезли благоприятные условия для образования высокотемпературных амфиболов. Возможные причины этого были рассмотрены в главе I.

изменение составов до среднефоновых для этого района значений. Поля распространения обогащенных базальтов в целом совпадают с полями распространения сильно деплетированных перидотитов. При этом наблюдается прямая зависимость степени обогащенности базальтов и степени деплетированности перидотитов.

Разломы Марафон и Меркурий

В разломе Марафон ультрабазиты подняты в пределах западного интерсекта на внутреннем и внешнем угловых поднятиях (9-й рейс НИС "Академик Николай Страхов") [Пушаровский и др., 1991]. В обеих структурах их состав одинаков (рис. 3.20). Это умеренно - сильно деплетированные перидотиты (Cr# 42–44), Al_2O_3 в ортопироксене 2,9–3,7%. Ультрабазиты внутреннего углового поднятия северного интерсекта разлома Меркурий, судя по хромистости шпинели (Cr# 32–40), менее деплетированы, хотя содержание Al_2O_3 в ортопироксене совпадают (2,7–3,4%). Fo оливина 90,6.

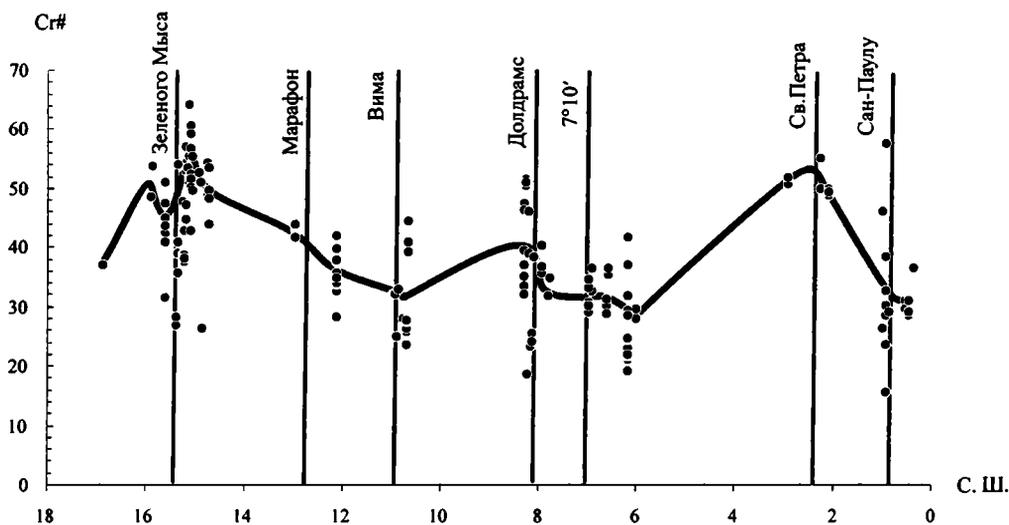


Рис. 3.20. Профиль распределения хромистости шпинели перидотитов по простираю осевой части Срединно-Атлантического хребта

Толстой линией показаны средние значения. Для построения графиков использованы неопубликованные ранее данные автора, а также: [Пейве, Щербаков, 1989; Симонов и др., 1999; Bonatti et al., 1992]. Используются только анализы с содержанием TiO_2 в хромшпинелидах менее 0,2%

Разлом Вима

В разломе Вима ультрабазиты известны повсеместно в пределах активной части, в интерсектах и в западном отрезке пассивной части разлома [Van Andel et al., 1967; Bonatti, Nonnerez 1976; Cannat et al., 1995; Пейве и др., 20016]. В породах северного борта хромистость шпинели низкая или умеренная (Cr# 18–33). Содержания Al_2O_3 в ортопироксене находятся в пределах 4–5,5% [Bonatti et al., 1992]. Степень частичного плавления ультрабазитов изменяется от 8 до 15%. Не отмечается каких либо закономерных вариаций степени частичного

го плавления в зависимости от положения и удаленности от западного интересекта. Отмечено всего несколько образцов с признаками контаминации базальтового расплава, что свидетельствует об очень незначительном проявлении этого процесса в разломе Вима.

В пределах южного борта практически непрерывные выходы ультрабазитов изучены на протяжении 280 км [Fabretti et al., 1998; Пейве и др., 2001б]. Наблюдаются значительные пространственные вариации составов минералов. Так, наиболее показательная величина (хромистость шпинели) варьирует от 12 до 45, перекрывая весь спектр составов ультрабазитов Атлантики за исключением наиболее деплетированных, характерных для аномальных районов (таких как 14° с.ш., Азорское поднятие и др.) распространения обогащенных базальтов. Несмотря на значительные вариации отдельных составов, наблюдается общая корреляция содержаний Al_2O_3 в орто- и клинопироксенах с хромистостью шпинелидов. Составы не всех шпинелей также можно использовать для характеристики особенностей первичных мантийных источников. Наиболее хромистые разности ($Cr\# > 35$), как правило, встречены в ассоциации с плагноклазом, иногда в непосредственном контакте, что указывает на субсолидусную перекристаллизацию этих пород с изменением первичных соотношений Al_2O_3 и Cr_2O_3 , по которым мы можем судить о составе мантии. Данные породы мы исключим из рассмотрения при анализе вариаций степени деплетированности мантии разлома Вима. К сожалению не во всех образцах есть уверенные свидетельства изменения первичных соотношений составов минералов, что оставляет вероятность того, что часть используемых нами шпинелей с $Cr\# > 35$ может на самом деле являться “вторичными”. В большинстве амфиболовых перидотитов с высокотемпературным амфиболом наблюдается существенное увеличение хромистости, по сравнению с порфирокластическими разностями. С востока на запад (по мере увеличения возраста коры) наблюдаются следующие вариации хромистости шпинели ультрабазитов (рис. 3.21). На 41°26' з.д. $Cr\#$ составляет около 33 (восточнее в нашем распоряжении имелись только $P1$ -содержащие разности) и понижается до 25 в районе 41°50' з.д., оставаясь без изменений до 42°25' з.д. В районе 42°28' з.д. отмечаются, с одной стороны, умеренно деплетированные перидотиты ($Cr\#$ около 35), с другой – очень слабо деплетированные породы с $Cr\#$ 18. Далее на запад степень деплетированности увеличивается, достигая в районе 42°55' з.д. максимума ($Cr\#32$) (там, где наиболее широко распространены амфиболитовые перидотиты). Западнее происходит разделение на две полярные группы без промежуточных разностей. Одна характеризуется тенденцией уменьшения $Cr\#$ до самых низких значений в районе 43°35' з.д. ($Cr\#$ 12), известных в Центральной Атлантике, другая (амфибол-содержащая), характеризуется, наоборот, увеличением хромистости до 38. Последняя тенденция, по-видимому, связана с повышенным выносом Al_2O_3 при перекристаллизации перидотитов с формированием амфибола. Отсутствие промежуточных разностей, вероятно, свидетельствует о локальном (хотя и широко развитом) процессе образования амфибола в этот период времени (15–18 млн лет) При этом исходные перидотиты были очень слабо деплетированы, являясь источником глинозема при формировании амфибола. Так как оба типа пород встречаются совместно, можно предположить, что образование амфибола имело локальный характер, не затрагивая всего объема мантийных ультрабазитов. Начиная с 15 млн лет, при общем нарастании степени частичного плавления, исчезли благоприятные условия для образования высокотемпературных амфиболов. Возможные причины этого были рассмотрены в главе I.

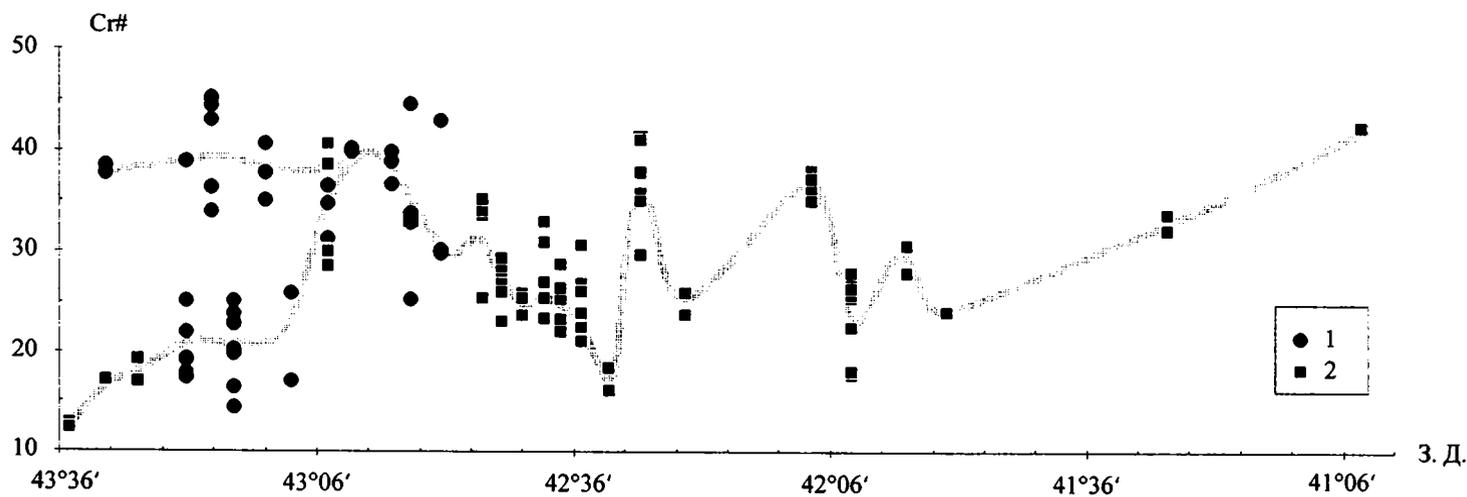


Рис. 3.21. Профиль распределения хромистости шпинели ультрабазитов вдоль южного борта разломной долины Вима Толстой линией показаны средние значения. Для построения графиков использованы неопубликованные ранее данные автора, а также: [Cannat, Seyler 1995; Пейве и др., 2001]
 1 – перidotиты содержащие средне – высокотемпературный амфибол; 2 – перidotиты без амфибола

3. Д.

Разломы Долдрам и Вернадского

В разломе Долдрам в 6-м и 9-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” детально опробован район восточного интересекта и прилегающая активная часть. Имеются также одиночные драгировки на восточном и западном флангах разлома [Пушаровский и др., 1989; 1992]. Активная часть сложно построена. Здесь имеются несколько кулисообразно расположенных медианных хребтов в пределах собственно разломной долины. Составы перидотитов поднятых в пределах этих структур приблизительно по сечению $38^{\circ}22'$ з.д. сильно варьируют. Здесь, на северном борту разлома (ст. S0973) подняты умеренно деплетированные перидотиты, в которых Cr# шпинели составляет 33–37. TiO_2 не поднимается выше 0,1%. С этими значениями хорошо коррелируют содержания Al_2O_3 ортопироксенов (3,5–4,1%). Абсолютно аналогичные по составу породы подняты на северном склоне медианного хребта (ст. S0970). На южном борту этой же структуры (ст. S0969) перидотиты деплетированы значительно сильнее (Cr# шпинели 42,4–46,4). Величины Al_2O_3 в Орх составляют 3,5–4,6%; Fo оливина 89,5–91. На северном склоне, расположенного южнее второго медианного хребта (ст. S0981) подняты преимущественно умеренно деплетированные перидотиты (Cr# шпинели 34–39). На южном склоне этого хребта (ст. S0976) поднято 2 типа перидотитов. Один с повышенной хромистостью шпинели (Cr# 46–47) и одновременно высоким TiO_2 (0,36–0,37), другой слабо деплетированный с Cr# 23,3–23,6. Кроме того, на северном борту разлома напротив восточного интересекта подняты умеренно- сильно деплетированные перидотиты (Cr# 40–47) с пониженным содержанием Al_2O_3 ортопироксена (3,0–3,8%). А на южном борту пассивной части разлома Долдрам вблизи углового поднятия (ст. S0959) ультрабазиты деплетированы ещё сильнее (Cr# 50,5–51,5).

В пределах внутреннего углового поднятия восточного интересекта разлома Долдрам (ст. S0966) ультрабазиты умеренно деплетированы (Cr# 38). Аналогичные породы подняты в пределах внутреннего углового поднятия западного интересекта разлома Вернадского (Cr# 36–40); Al_2O_3 в ортопироксене 3,4–3,8%, Fo оливина 90,4–90,9.

На горе Пейве в разломе Вернадского преобладают высоко хромистые ультрабазиты (Cr# 51–58) с высоким TiO_2 (0,2–1,1%). В то же время в одном образце имеется несколько генераций ортопироксенов существенно различного состава (Al_2O_3 от 1,7 до 3,7%); Fo оливина 89,2–90,6. Другая группа – умеренно хромистая (Cr# 32–44) с относительно низким TiO_2 , что коррелируется с умеренными значениями Al_2O_3 в ортопироксене (3,8–4,8%) и совершенно не соответствует очень низким значениям Fo 88,2–89,2. Это не позволяет достоверно оценить величину степени частичного плавления данного мантийного материала. Неравновесность составов, скорее всего, связана с интенсивным воздействием на реститовые ультрабазиты нескольких генераций основных расплавов, при формировании крупных магматических камер, в настоящее время тектонически выведенных из низов коры в виде горы Пейве.

На восточном фланге разлома Долдрам в 60 км от восточного интересекта в пределах медианного хребта подняты слабо деплетированные перидотиты (Cr# 19–31) с повышенным Al_2O_3 ортопироксенов (4,9–6,0%). На западном фланге в 100 км от западного интересекта подняты также слабо деплетированные перидотиты (Cr# 24–25,6); Al_2O_3 ортопироксенов (5,0–5,2%). Степень частичного плавления перидотитов не превышает 10–15%.

Таким образом, в разломе Долдрам вблизи современной рифтовой долины и на её бортах преобладают умеренно деплетированные перидотиты являющимися “фоновыми”

для структур Атлантики. На этом фоне выделяется аномальный блок с сильно деплетированными перидотитами вблизи внешнего углового поднятия восточного интерсекта. Чтобы судить о его форме и размере не хватает данных. На обоих флангах разлома (в пассивной части) встречены только слабо деплетированные перидотиты. Такое различие, возможно, свидетельствует либо о существенном изменении условий генерации основных расплавов, либо о последующем вовлечении в процессы образования океанической коры, мантии иного состава (более деплетированной).

САХ между 7°10' и 5°40' с.ш.

Данный район детально изучался в 22-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” [Reuve et al., 2000]. Его особенность – преобладание ультрабазитов среди других пород в пределах бортов рифтовой долины на всем ее протяжении от разлома 7°10' с.ш. до 5° с.ш. Ультрабазиты – это преимущественно гарцбургиты с порфирокластическими текстурами, но имеются также дуниты и лерцолиты. По составу минералов они подразделяются на две группы. Одна – слабо деплетированная, преобладает на станциях S2231 и S2232, другая – умеренно деплетированная слагает подавляющую часть структур (ст. S2231, S2229, S2236, S2240, S2244, S2245).

Для первой группы характерны низкая хромистость шпинелей (Cr# 19–25) и содержание Al_2O_3 в ортопироксене 2,7–4%, клинопироксене – от 3,6 до 5,5%. Кроме того, в клинопироксене имеется около 0,2% Na_2O . Данные составы отвечают низким степеням частичного плавления, около 12%. Для второй группы характерны большие вариации Cr# 28–42, хотя преобладают значения 28–35. Содержания Al_2O_3 в ортопироксене варьируют от 1,8 до 3,4%, а в клинопироксене – от 3,65 до 5%. Степень частичного плавления соответствует 14–16%. Кроме того, в ряде станций (особенно S2244 и S2250) встречены ультрабазиты с высокими содержаниями TiO_2 в шпинели (0,25–1%), которые наряду с высокой хромистостью имеют аномальные соотношения Cr_2O_3 и Al_2O_3 в пироксенах (снижение содержания Al_2O_3 при росте Cr_2O_3) и низкие Fo оливинов. Это свидетельствует о нарушении исходных соотношений составов минералов в результате каких-либо процессов, протекавших после отделения расплавов. Поэтому мы исключаем их составы из рассмотрения, с точки зрения степени деплетированности.

Таким образом, в данном районе преобладают умеренно деплетированные перидотиты, с небольшими вариациями степени частичного плавления. В этом смысле данный участок САХ можно рассматривать как относительно однородный. Единственная структура, где встречены ультрабазиты с меньшей степенью деплетированности – небольшое поднятие, расположенное на 6°09' с.ш. между перекрывающимися (проградирующими) сегментами рифтовых долин.

Разломы Страхова и Сан-Паулу

В районе между разломами Страхова и Сан-Паулу на восточном борту рифтовой долины САХ в 7-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” подняты перидотиты с высокими значениями Cr# (49–54), что соответствует высокой степени частичного плавления (>18%). Реликтов Орх в этих образцах обнаружено не было.

В активной части разлома Сан-Паулу (восточная часть) в 7-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” подняты слабо - умеренно деплетированные перидотиты (Cr# 29–39) при Al_2O_3 в Орх 3,8–4,2% [Bonatti et al., 1992]. Они испытали 12–18% частичное плавление. Исключение составляет острова Св. Петра (см. рис. 3.20). Слагающие их милонити-

зированные амфиболовые перидотиты [Melson et al., 1972] характеризуются очень низкими значениями Cr# шпинели (13–28) и, соответственно, низкой степенью частичного плавления (<10%).

Разлом Романш

В разломе Романш [Bonatti et al., 1992] были известны две группы перидотитов. В пределах 100 км к востоку от западного интерсекта описаны слабо деплетированные перидотиты с хромистостью шпинели <25, низкими значениями Fo оливина и высокими содержаниями Al_2O_3 в ортопироксене. Соответственно степень частичного плавления этого мантийного материала составляет менее 10%. В этом районе известен наименее деплетированный перидотит в пределах всей Атлантики с Cr# шпинели 10,1 и с Al_2O_3 Орх 5,99% [обр. АТ 196АЕ; Bonatti et al., 1992]. В то же время в восточной части разлома Романш на расстоянии 100–320 км от восточного интерсекта были известны только сильно деплетированные перидотиты с Cr# шпинели более 40. Кроме того, большинство перидотитов этого района были контаминированы базальтовым расплавом. Это в ряде случаев привело к увеличению Cr#, что затрудняет оценку степени частичного плавления материала.

В результате работ 13-го и 16-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” [Перфильев и др., 1994] в восточной части разлома Романш и в районе восточного интерсекта, где ранее ультрабазиты не поднимались, было существенно уточнено распределение разнотипных перидотитов в пределах восточной части разлома (рис. 3.22). В пределах сегмен-

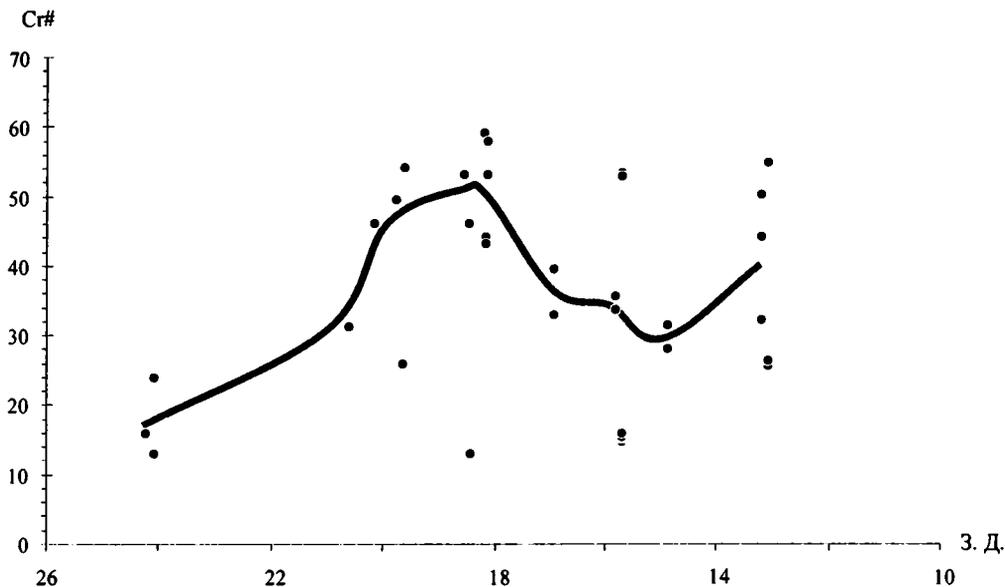


Рис. 3.22. Профиль распределения хромистости шпинели перидотитов по простираанию осевой части Срединно-Атлантического хребта

Толстой линией показаны средние значения. Для построения графиков использованы неопубликованные ранее данные автора, а также: [Bonatti et al., 1992; Пейве, Бонатти, 1993; Пушаровский и др., 1995]

Использованы только анализы с содержанием TiO_2 в хромшпинелидах менее 0,2%

для структур Атлантики. На этом фоне выделяется аномальный блок с сильно деплетированными перидотитами вблизи внешнего углового поднятия восточного интерсекта. Чтобы судить о его форме и размере не хватает данных. На обоих флангах разлома (в пассивной части) встречены только слабо деплетированные перидотиты. Такое различие, возможно, свидетельствует либо о существенном изменении условий генерации основных расплавов, либо о последующем вовлечении в процессы образования океанической коры, мантии иного состава (более деплетированной).

САХ между 7°10' и 5°40' с.ш.

Данный район детально изучался в 22-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” [Reuye et al., 2000]. Его особенность – преобладание ультрабазитов среди других пород в пределах бортов рифтовой долины на всем ее протяжении от разлома 7°10' с.ш. до 5° с.ш. Ультрабазиты – это преимущественно гарцбургиты с порфиорокластическими текстурами, но имеются также дуниты и лерцолиты. По составу минералов они подразделяются на две группы. Одна – слабо деплетированная, преобладает на станциях S2231 и S2232, другая – умеренно деплетированная слагает подавляющую часть структур (ст. S2231, S2229, S2236, S2240, S2244, S2245).

Для первой группы характерны низкая хромистость шпинелей (Cr# 19–25) и содержание Al_2O_3 в ортопироксене 2,7–4%, клинопироксене – от 3,6 до 5,5%. Кроме того, в клинопироксене имеется около 0,2% Na_2O . Данные составы отвечают низким степеням частичного плавления, около 12%. Для второй группы характерны большие вариации Cr# 28–42, хотя преобладают значения 28–35. Содержания Al_2O_3 в ортопироксене варьируют от 1,8 до 3,4%, а в клинопироксене – от 3,65 до 5%. Степень частичного плавления соответствует 14–16%. Кроме того, в ряде станций (особенно S2244 и S2250) встречены ультрабазиты с высокими содержаниями TiO_2 в шпинели (0,25–1%), которые наряду с высокой хромистостью имеют аномальные соотношения Cr_2O_3 и Al_2O_3 в пироксенах (снижение содержания Al_2O_3 при росте Cr_2O_3) и низкие Fo оливинов. Это свидетельствует о нарушении исходных соотношений составов минералов в результате каких-либо процессов, протекавших после отделения расплавов. Поэтому мы исключаем их составы из рассмотрения, с точки зрения степени деплетированности.

Таким образом, в данном районе преобладают умеренно деплетированные перидотиты, с небольшими вариациями степени частичного плавления. В этом смысле данный участок САХ можно рассматривать как относительно однородный. Единственная структура, где встречены ультрабазиты с меньшей степенью деплетированности – небольшое поднятие, расположенное на 6°09' с.ш. между перекрывающимися (проградирующими) сегментами рифтовых долин.

Разломы Страхова и Сан-Паулу

В районе между разломами Страхова и Сан-Паулу на восточном борту рифтовой долины САХ в 7-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” подняты перидотиты с высокими значениями Cr# (49–54), что соответствует высокой степени частичного плавления (>18%). Реликтов Орх в этих образцах обнаружено не было.

В активной части разлома Сан-Паулу (восточная часть) в 7-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” подняты слабо - умеренно деплетированные перидотиты (Cr# 29–39) при Al_2O_3 в Орх 3,8–4,2% [Bonatti et al., 1992]. Они испытали 12–18% частичное плавление. Исключение составляет острова Св. Петра (см. рис. 3.20). Слагающие их милониты

зированные амфиболовые перидотиты [Melson et al., 1972] характеризуются очень низкими значениями Cr# шпинели (13–28) и, соответственно, низкой степенью частичного плавления (<10%).

Разлом Романш

В разломе Романш [Bonatti et al., 1992] были известны две группы перидотитов. В пределах 100 км к востоку от западного интерсекта описаны слабо деплетированные перидотиты с хромистостью шпинели <25, низкими значениями Fo оливина и высокими содержаниями Al_2O_3 в ортопироксене. Соответственно степень частичного плавления этого мантийного материала составляет менее 10%. В этом районе известен наименее деплетированный перидотит в пределах всей Атлантики с Cr# шпинели 10,1 и с Al_2O_3 Орх 5,99% [обр. АТ 196АЕ; Bonatti et al., 1992]. В то же время в восточной части разлома Романш на расстоянии 100–320 км от восточного интерсекта были известны только сильно деплетированные перидотиты с Cr# шпинели более 40. Кроме того, большинство перидотитов этого района были контаминированы базальтовым расплавом. Это в ряде случаев привело к увеличению Cr#, что затрудняет оценку степени частичного плавления материала.

В результате работ 13-го и 16-го рейса НИС “Академик Николай Страх” [Перфильев и др., 1994] в восточной части разлома Романш и в районе восточного интерсекта, где ранее ультрабазиты не поднимались, было существенно уточнено распределение разнотипных перидотитов в пределах восточной части разлома (рис. 3.22). В пределах сегмен-

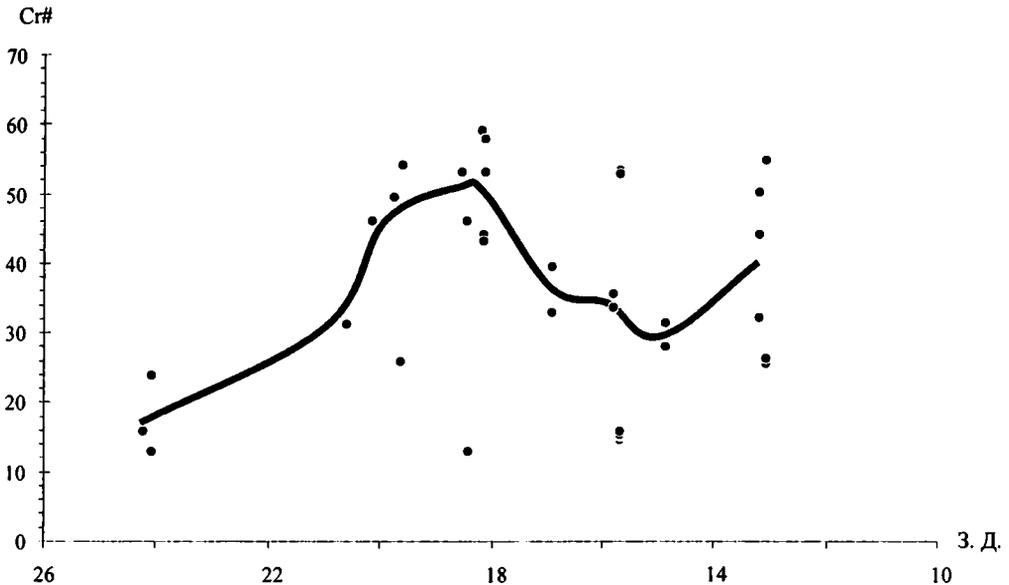


Рис. 3.22. Профиль распределения хромистости шпинели перидотитов по простираннию осевой части Срединно-Атлантического хребта

Толстой линией показаны средние значения. Для построения графиков использованы неопубликованные ранее данные автора, а также: [Bonatti et al., 1992; Пейве, Бонатти, 1993; Пушаровский и др., 1995]

Использованы только анализы с содержанием TiO_2 в хромшпинелидах менее 0,2%

та Романш между 17° и $20^\circ 40'$ з.д. Cr# находится в интервале 30–56. Причем высокая хромистость только в части образцов совпадает с повышенным содержанием TiO_2 . В остальных же содержание TiO_2 составляет 0,01–0,07%, что подтверждает ранее сделанный вывод о распространении в этой части разлома только умеренно-сильно деплетированных перидотитов. На это же указывает и низкое-умеренное содержание Al_2O_3 в Орх (1,7–3,7%) и высокий Fo оливина (91,1–91,8). Все перидотиты “брошенного” рифта и его западного борта характеризуются высокими значениями Cr# шпинели и TiO_2 и, по-видимому, контаминированы базальтовым расплавом.

Наибольший интерес представляют перидотиты, поднятые непосредственно из зоны восточного интересекта, в области проградации восточного рифта. Наряду с умеренно деплетированными перидотитами здесь имеются очень слабо деплетированные перидотиты с низкой Cr# шпинели (11,1–14,4), высоким содержанием Al_2O_3 в ортопироксене (3,3–5,3%) и в клинопироксене (6,7–7,5%); Na_2O в клинопироксене (0,8–1,3%) и низким Fo оливина (89,8). Они слагают блок размером около 15–20 км среди умеренно деплетированных перидотитов. Интересно, что не обнаружено пород промежуточного состава. Совместное нахождение существенно различных по составу перидотитов в районе восточного интересекта, по всей видимости, отражает существование вешественных мантийных неоднородностей размером в первые десятки метров. Слабо деплетированные перидотиты аналогичны породам западного интересекта разлома Романш, где пород иного состава не обнаружено. В пределах собственно активной части разлома Романш известна только одна находка пород такого состава на $18^\circ 26'$ з.д. [станция P6707B-13, Bonatti et al., 1970].

Разлом Чейн

В 13-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” перидотиты были подняты в 13 различных участках разлома Чейн и прилежащих отрезках рифтовых долин. Определены составы минералов перидотитов из рифтовой долины к югу и к северу от разлома Чейн, в восточной и западной зонах сочленения рифтовой долины с разломом и в активной части разлома Чейн [Bonatti et al., 1992; Пейве, Бонатти, 1993].

В рифтовом сегменте САХ южнее разлома Чейн выделяются 2 группы перидотитов. Для первой характерны умеренно хромистые шпинели (Cr# 26), содержание Al_2O_3 в ортопироксене 3,6–3,8%, в клинопироксене – 5,3%, Fo оливина 90,2–90,6. Наблюдается хорошая корреляция составов сосуществующих минералов, что позволяет оценить степень частичного плавления как 12–13%. Составы минералов перидотитов второй группы достаточно разнообразны. Их объединяет высокая хромистость шпинели (Cr# 55–58), низкое содержание Al_2O_3 в ортопироксене (2,0–2,4%) и клинопироксене (2,6–5,3%). Приходится относиться с осторожностью к высокой хромистости шпинели ряда образцов, с высоким содержанием TiO_2 0,3–0,4%, что, по-видимому, отражает метасоматическое взаимодействие и не позволяет оценить характер исходного мантийного материала и степень его деплетированности. В одном образце присутствуют 2 генерации ортопироксенов с существенно различными содержаниями Al_2O_3 , CaO и Cr_2O_3 . Одна генерация с низкими значениями Al_2O_3 – 2%, соответствующими высокой хромистости шпинели, другая – с высокими Al_2O_3 . Эти неравновесные составы также, по-видимому, результат отмеченных ранее процессов контаминации.

В пределах восточного внутреннего углового поднятия может быть выделено 2 группы перидотитов. Одна – с умеренной хромистостью шпинели (Cr# 32) и содержанием Al_2O_3 в ортопироксене, что соответствует степени частичного плавления около 15%. Другая

группа включает перидотиты с высокохромистыми шпинелидами (Cr# 44–52) и большим разбросом значений Al_2O_3 в ортопироксене (2,6–4%) и клинопироксене (2,8–5%) и высокими значениями Fo оливина (90,5–91,4). Разброс составов пироксенов частично объясняется исключительно широким развитием структур распада твердых растворов как в орто-, так и в клинопироксене. При этом часть ламелл имеет размеры меньше диаметра пучка электронов микроанализатора, что иногда может приводить к осреднению составов пироксенов по ряду элементов. Величина частичного плавления остальных перидотитов этой группы составляет 17–18%.

На северном борту активной части разлома была сделана только одна станция драгирования (обр. АТ 5К, [Bonatti et al., 1970]). Минералы перидотитов аналогичны по составу и величине частичного плавления умеренно деплетированным перидотитам восточного углового поднятия (Cr# шпинели 28,1–31,5; Al_2O_3 в ортопироксене – 4%; в клинопироксене – 5,3%).

Перидотиты внутреннего углового поднятия в пределах западного интересекта можно разделить на 2 группы. Наибольший интерес представляют милонитизированные перидотиты, поднятые с северного борта долины разлома на станциях S1343 и S1344. Для них характерна низкая хромистость шпинели 15–16, высокое содержание Al_2O_3 в ортопироксене (3,3–5,3%) и клинопироксене (5,6–6,6%), низкое Fo оливина (89,5–90,5). Такие составы характерны для очень слабо деплетированного мантийного материала. Степень частичного плавления этого мантийного материала < 10%. Другая группа, наоборот, характеризуется высокой хромистостью шпинели 53, низким содержанием Al_2O_3 ортопироксена 2,2%, высоким Fo оливина 91,1–91,4 и, соответственно, высокой степенью частичного плавления (>18%). Нахождение в одной драге, с одной стороны, слабо деплетированных, с другой – сильно истощенных перидотитов свидетельствует о существовании в этом районе мелкомасштабных мантийных неоднородностей. Первый тип перидотитов соответствует низким степеням частичного плавления (практически неистощенная мантия), второй – значительной степени плавления, характерной для участков с широким распространением обогащенных толеитовых базальтов.

В северном сегменте рифта САХ подняты перидотиты с умеренной хромистостью шпинели (Cr# 34–36), содержанием Al_2O_3 в ортопироксене 3,5–3,9%, в клинопироксене 4,5–7%. Степень частичного плавления около 15%.

Разломы Буве и Конрад (Южная Атлантика).

Разломы Буве и Конрад расположены в южной части Атлантического океана. Они представляют интерес прежде всего тем, что входят в группу структур зоны сочленения трех срединно-океанических хребтов: Срединно-Атлантического (САХ), Африкано-Антарктического (АфАХ) и Американо-Антарктического (АмАХ).

Выходы мантийных перидотитов на поверхность океанического дна известны в пределах северного борта разлома Буве в районе $0^{\circ}48'$ и $1^{\circ}37'$ з.д. [Dick et al., 1984; Dick, Bullen, 1984]; в пределах южного борта разлома (ст. S1809 в нижней части склона, ст. S1810 – в верхней); на северо-восточном склоне внутреннего углового поднятия восточного интересекта разлома Буве (ст. S1828 и S1835) и в разломе Конрад (на северном склоне внутреннего углового поднятия в восточной части разлома в интервале глубин 1370–1080 м) [Пейве, Бонатти, 1999].

Несмотря на то, что перидотиты практически полностью изменены (серпентинизация и подводное выветривание), сохраняются отдельные реликты первичных оливинов,

пироксенов и хромшпинелидов, анализ которых позволяет судить об особенностях состава верхней мантии, представителями которой являются рассматриваемые образцы. Хорошая корреляция составов минералов в пределах одного образца, отсутствие плагиоклаза и преобладающие низкие значения TiO_2 в шпинели ($<0,02\%$) позволяют использовать составы минералов для характеристики степени деплетированности данного мантийного материала. Перидотиты разлома Буве весьма неоднородны по составу. В пределах собственно активной части разлома они умеренно деплетированы (рис. 3.23). Хромистость

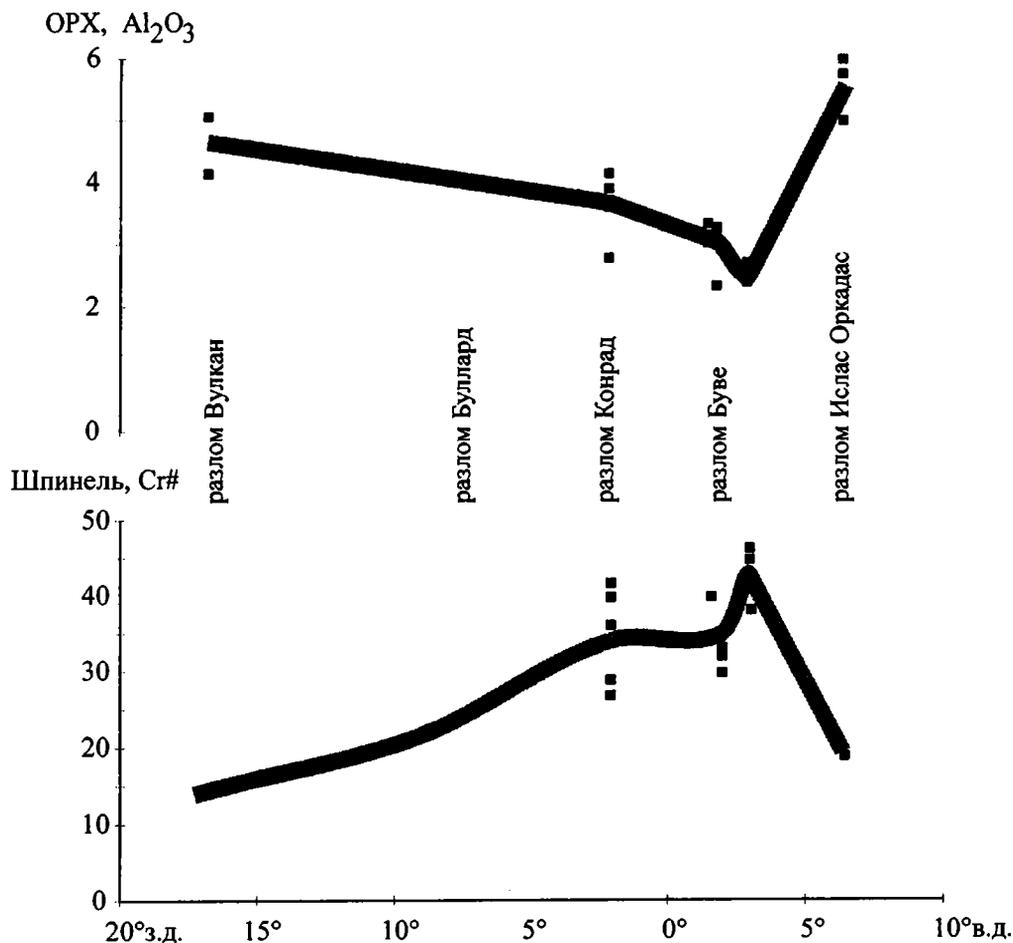


Рис. 3.23. Профиль распределения хромистости шпинели и содержаний Al_2O_3 в ортопироксенах перидотитов по простиранию АМАХ и АФАХ, по: [Пейве, Бонатти 1999]
Толстой линией показаны средние значения

шпинели Cr# 24–40; содержание Al_2O_3 в ортопироксене 1,8–3,5%, в клинопироксене – 3,1–4,6%. Причем различий между перидотитами северного и южного бортов практически не отмечается. Это наиболее распространенный тип перидотитов Атлантики, встреча-

емый в разломах Атлантис, Кейн, Вима и др. Степень частичного плавления может быть оценена примерно в 12–15% [Jaques, Green, 1980]. Иной состав имеют перидотиты восточного интерсекта разлома Буве. От перидотитов центральной части разлома они отличаются большей деплетированностью. Кроме того, в них иное соотношение магнезиальности-хромистости (шпинели более магнезиальны). В нижней части склона углового поднятия (ст. S1828) Cг# шпинели 37–40; содержания Al_2O_3 в ортопироксене 2,6–2,8%. Степень частичного плавления около 15%. В верхней части углового поднятия ближе к острову Буве (ст. S1835) встречены существенно более деплетированные перидотиты (Cг# шпинели 44–47; содержание Al_2O_3 в ортопироксене 2,2–2,5%). Кроме того, в образцах совершенно отсутствуют реликты клинопироксенов. Это реститы со степенью частичного плавления около 16–18%. Перидотиты такого состава характерны для разломов Зеленого Мыса, 43° с.ш., а также получены из скважин DSDP 556, 558, 560 в районе Азорского поднятия. Таким образом, мантия, выведенная в районе углового поднятия, весьма неоднородна.

Перидотиты восточного внутреннего углового поднятия разлома Конрад по составу минералов распадаются на две группы. Первая – с Cг# шпинели 26–30; содержание Al_2O_3 в ортопироксене 3,3–4,7%, вторая – соответственно 35–42 и 2,1–4,4%. Составы обеих групп соответствуют перидотитам активной части разлома Буве, занимая полярные позиции по степени деплетированности. Учитывая, что промежуточных по составу перидотитов здесь обнаружено не было, вполне вероятно, что последние представляют собой мантийные неоднородности, обусловленные различным геодинамическим режимом преобразования исходного мантийного вещества в небольших по размеру участках мантии. Об этом же говорит неоднородный состав клинопироксенов этих перидотитов в зоне тройного сочленения.

В целом перидотиты района тройного сочленения Буве, по сравнению с более восточными структурами АФАХ и западными АМАХ, отличаются большей деплетированностью. Как было показано Г.Джонсоном [Johnson et al., 1990], при приближении к районам с повышенным термальным режимом перидотиты становятся более деплетированными, что связано с большими объемами экстрагируемых базальтовых расплавов в ходе частичного плавления таких участков мантии. Полученные нами данные хорошо укладываются в эту схему. Наиболее деплетированные перидотиты встречены непосредственно в районе острова Буве (см. рис. 3.23). В западном направлении в области тройного сочленения Буве перидотиты хотя и менее, но все ещё достаточно сильно деплетированы, по сравнению с более удаленными структурами АМАХ. В восточном направлении влияние плюмового магматизма острова Буве практически не прослеживается. В ближайшей к востоку структуре, по которой имеются данные (разлом Ислас Оркадас), перидотиты очень слабо деплетированы.

Соотношения мантийных неоднородностей, выделяемых по составам базальтов и ультрабазитов

С севера на юг кривая средних значений хромистости шпинели, соответствующая изменению степени деплетированности ультрабазитов выглядит следующим образом (см. рис. 3.19–20). На северном борту разлома Зеленого Мыса средняя величина деплетированности 17%. На южном она максимальна – 21%. Далее к югу происходит уменьшение деплетированности до 18% в разломе Марафон и 15% в разломе Меркурий. Минимум (13%) соответствует перидотитам разлома Вима. В разломах Долдрамс и Вернадского средняя величина деплетированности перидотитов 15%. Следующий пик деплетирован-

пироксенов и хромшпинелидов, анализ которых позволяет судить об особенностях состава верхней мантии, представителями которой являются рассматриваемые образцы. Хорошая корреляция составов минералов в пределах одного образца, отсутствие плагиоклаза и преобладающие низкие значения TiO_2 в шпинели ($<0,02\%$) позволяют использовать составы минералов для характеристики степени деплетированности данного мантийного материала. Перидотиты разлома Буве весьма неоднородны по составу. В пределах собственно активной части разлома они умеренно деплетированы (рис. 3.23). Хромистость

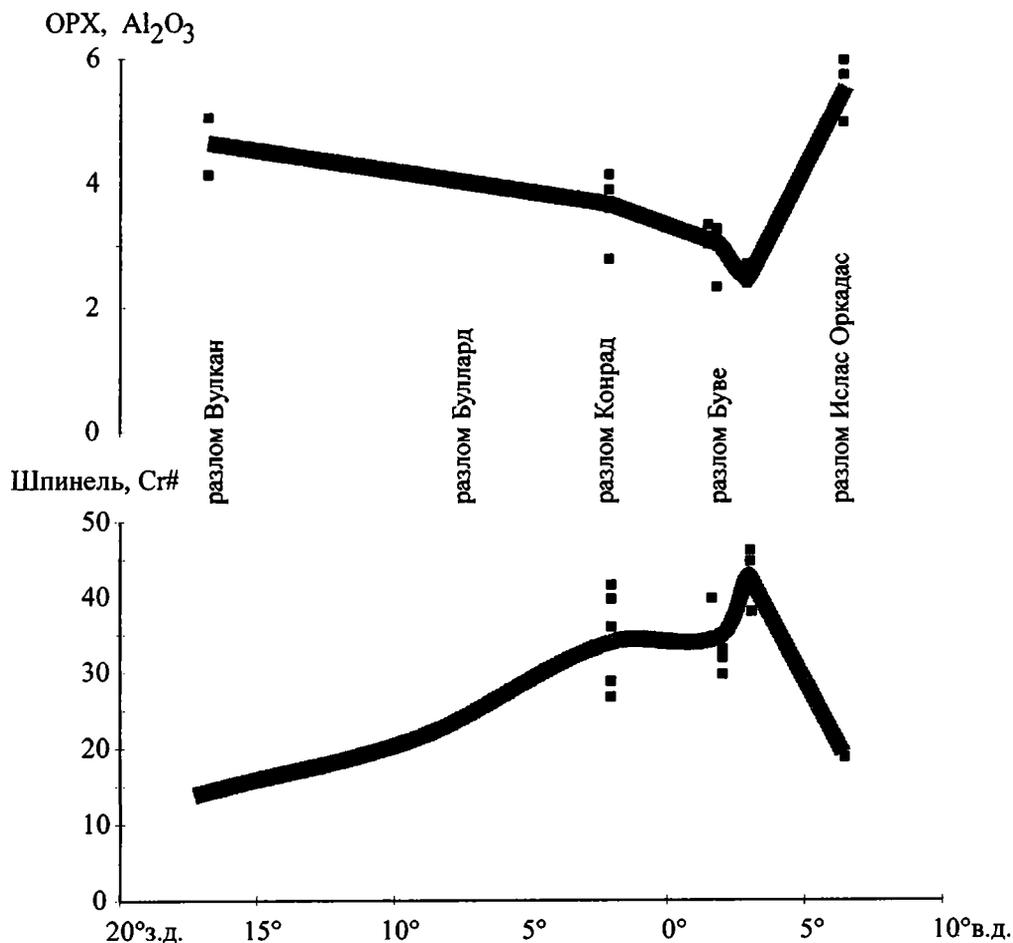


Рис. 3.23. Профиль распределения хромистости шпинели и содержаний Al_2O_3 в ортопироксенах перидотитов по простиранию АМАХ и АФАХ, по: [Пейве, Бонатти 1999] Толстой линией показаны средние значения

шпинели Cr# 24–40; содержание Al_2O_3 в ортопироксене 1,8–3,5%, в клинопироксене – 3,1–4,6%. Причем различий между перидотитами северного и южного бортов практически не отмечается. Это наиболее распространенный тип перидотитов Атлантики, встреча-

емый в разломах Атлантис, Кейн, Вима и др. Степень частичного плавления может быть оценена примерно в 12–15% [Jaques, Green, 1980]. Иной состав имеют перидотиты восточного интерсекта разлома Буве. От перидотитов центральной части разлома они отличаются большей деплетированностью. Кроме того, в них иное соотношение магнезиальности-хромистости (шпинели более магнезиальны). В нижней части склона углового поднятия (ст. S1828) $\text{Cr}\#$ шпинели 37–40; содержания Al_2O_3 в ортопироксене 2,6–2,8%. Степень частичного плавления около 15%. В верхней части углового поднятия ближе к острову Буве (ст. S1835) встречены существенно более деплетированные перидотиты ($\text{Cr}\#$ шпинели 44–47; содержание Al_2O_3 в ортопироксене 2,2–2,5%). Кроме того, в образцах совершенно отсутствуют реликты клинопироксенов. Это реститы со степенью частичного плавления около 16–18%. Перидотиты такого состава характерны для разломов Зеленого Мыса, 43° с.ш., а также получены из скважин DSDP 556, 558, 560 в районе Азорского поднятия. Таким образом, мантия, выведенная в районе углового поднятия, весьма неоднородна.

Перидотиты восточного внутреннего углового поднятия разлома Конрад по составу минералов распадаются на две группы. Первая – с $\text{Cr}\#$ шпинели 26–30; содержание Al_2O_3 в ортопироксене 3,3–4,7%, вторая – соответственно 35–42 и 2,1–4,4%. Составы обеих групп соответствуют перидотитам активной части разлома Буве, занимая полярные позиции по степени деплетированности. Учитывая, что промежуточных по составу перидотитов здесь обнаружено не было, вполне вероятно, что последние представляют собой мантийные неоднородности, обусловленные различным геодинамическим режимом преобразования исходного мантийного вещества в небольших по размеру участках мантии. Об этом же говорит неоднородный состав клинопироксенов этих перидотитов в зоне тройного сочленения.

В целом перидотиты района тройного сочленения Буве, по сравнению с более восточными структурами АФАХ и западными АМАХ, отличаются большей деплетированностью. Как было показано Г.Джонсоном [Johnson et al., 1990], при приближении к районам с повышенным термальным режимом перидотиты становятся более деплетированными, что связано с большими объемами экстрагируемых базальтовых расплавов в ходе частичного плавления таких участков мантии. Полученные нами данные хорошо укладываются в эту схему. Наиболее деплетированные перидотиты встречены непосредственно в районе острова Буве (см. рис. 3.23). В западном направлении в области тройного сочленения Буве перидотиты хотя и менее, но все ещё достаточно сильно деплетированы, по сравнению с более удаленными структурами АМАХ. В восточном направлении влияние плюмового магматизма острова Буве практически не прослеживается. В ближайшей к востоку структуре, по которой имеются данные (разлом Ислас Оркадас), перидотиты очень слабо деплетированы.

Соотношения мантийных неоднородностей, выделяемых по составам базальтов и ультрабазитов

С севера на юг кривая средних значений хромистости шпинели, соответствующая изменению степени деплетированности ультрабазитов выглядит следующим образом (см. рис. 3.19–20). На северном борту разлома Зеленого Мыса средняя величина деплетированности 17%. На южном она максимальна – 21%. Далее к югу происходит уменьшение деплетированности до 18% в разломе Марафон и 15% в разломе Меркурий. Минимум (13%) соответствует перидотитам разлома Вима. В разломах Долдрамс и Вернадского средняя величина деплетированности перидотитов 15%. Следующий пик деплетирован-

ности – 21% – соответствует району между разломами Страхов и Сан-Паулу. Затем резко падает до 15% в районе островов Св. Петра и до 12% в западном интересекте разлома Романш. Между разломами Романш и Чейн преобладают умеренно деплетированные ультрабазиты, хотя в пределах собственно этих разломных зон степень деплетированности значительно выше. Таким образом, по простиранию САХ от разлома Зеленого Мыса до разлома Чейн имеются несколько крупных мантийных неоднородностей размером около 100 км, сложенных в различной степени деплетированными ультрабазитами. Выделяется две области сильно деплетированных перидотитов: между разломами Зеленого Мыса и Марафон и между разломами Страхова и Сан-Паулу. Для первой области характерно то, что ее северная граница является резкой, проходя по долине разлома Зеленого Мыса, а южная не столь отчетлива. Здесь происходит постепенное уменьшение степени деплетированности перидотитов от разлома Зеленого Мыса, где эти значения максимальны, до разлома Вима, где преобладают слабо-умеренно деплетированные перидотиты. Причина существования крупных неоднородностей, по-видимому, кроется в особенностях исходного планетарного распределения вещества и термодинамических условий его преобразования. При этом трансформные разломы выступают только как структуры, позволяющие благодаря особенностям своей тектоники получать на поверхности дна океана породы, отвечающие тем или иным мантийным неоднородностям, но сами их не контролирующие. Такой же вывод был сделан на основании анализа изотопии базальтов.

Примерами неоднородностей меньшего размера (первые десятки километров) могут служить районы западного интересекта разлома Чейн, восточного интересекта разлома Романш. Они могли возникнуть также как и крупные неоднородности, но, возможно, имеют и другую природу и, как и мелкие неоднородности (в первые километры и мельче), выявляемые по составам базальтов, связаны с изменениями условий магмогенерации в мантии. Имеется ещё интересное наблюдение, которое, впрочем, требует дополнительных исследований. Оно заключается в том, что перидотиты, поднятые в пассивных частях разломов на значительном удалении от районов интересектов (> 50 км) являются очень слабо деплетированными (разлом Зеленого Мыса, Долдрамс). Вполне возможно, что в современном САХ повсеместно выводится на поверхность несколько иная мантия, чем это было первые десятки миллионов лет назад. А её реликты, наряду с “неспрединговыми” блоками другого состава, встречаются в виде разрозненных фрагментов в различных частях трансформных разломов специфически построенной Центральной Атлантики.

Наблюдается общая пространственная корреляция степени деплетированности перидотитов и степени обогащенности базальтов. В районе аномалии 14° с.ш. тенденция увеличения степени деплетированности ультрабазитов характерна для всего сегмента между разломами Зеленого Мыса и Марафон, хотя максимум этой аномалии соответствует собственно локальной Угловой аномалии, выделяемой также по составам базальтов. Это, по-видимому, не случайно. Образование Угловой аномалии может быть связано с проявлением специфических условий магмогенерации вблизи разломной зоны Зеленого Мыса при плавлении мантийной неоднородности, с центром в районе 14° с.ш. Для аномалии 14° с.ш. характерна прямая корреляция степени частичного плавления (степени деплетированности) по данным составов ультрабазитов и степени частичного плавления (Na_8) по составам базальтовых стекол. Следующая к югу мелкая локальная аномалия степени деплетированности ультрабазитов в районе разлома Долдрамс может быть идентифицирована и в составах базальтов (см. рис. 3.13). Крупная ультрабазитовая аномалия между разломами Страхова и Св. Петра в составах базальтов проявлена неоднозначно. По составам

базальтов она расположена несколько южнее (центр на $1^{\circ}24'$ с.ш.), между разломами Св. Петра и Сан-Паулу, где встречаются (но не преобладают) сильно деплетированные ультрабазиты. По-видимому, аномалия $1^{\circ}24'$ с.ш. является гораздо более гетерогенной, по сравнению с аномалией 14° с.ш., представляющей сочетание мелких обогащенных участков в деплетированной астеносферной мантии. Аномалия разлома Романш расположена в центральной части южного борта разломной долины (между 18 и 23° з.д.). Имеющиеся здесь базальты (см. рис. 3.16) характеризуются преимущественно обогащенными составами и пространственно коррелируют с сильно деплетированными ультрабазитами.

Существует общая пространственная корреляция между составами ультрабазитов и базальтов области тройного сочленения Буве, имеется в виду преимущественное распространение обогащенных базальтов и сильно деплетированных ультрабазитов вблизи острова Буве. К западу влияние аномально разогретой мантии, обусловившей формирование острова Буве, ослабевает, но, без всякого сомнения, протягивается в область собственно тройного сочленения Буве, дополнительно усложняя картину взаимодействия трех спрединговых хребтов. К востоку от острова Буве сколько-нибудь значительно деплетированных перидотитов не встречено. Вариации составов второго порядка в пределах одних и тех же структур обусловлены неоднородным характером процессов деплетирования мантийного вещества. Последние протекают с различной интенсивностью в небольших по размерам, не более, чем в первые километры, участках. Наибольшая неоднородность составов наблюдается в районе тройного сочленения Буве, отличающегося сложной геодинамикой.

Вещественные мантийные неоднородности, выявляемые по составам базальтам, в подавляющем большинстве связаны с различным распределением некогерентных элементов и изотопных отношений. Эти различия возникли в разных геодинамических условиях и на разных этапах преобразования мантийного материала и как правило непосредственно не связаны с процессами частичного плавления и фракционирования при образовании океанической коры в срединно-океанических хребтах. Вещественные неоднородности, выявляемые по мантийным ультрабазитам, основаны на сопоставлении вариаций составов слагающих их минералов, которые могут быть как первичными, так и возникшими в процессе частичного плавления с образованием базальтовых расплавов. К сожалению, в настоящее время нет надежных критериев, позволявших бы их разделить. Опубликованные редкие изотопные анализы валового состава ультрабазитов не вносят ясности в этот вопрос. Вероятность того, что после частичного плавления минералы ультрабазитов сохраняют исходные соотношения составов, крайне мала. Имевшиеся различия, скорее всего, будут сглажены в результате того, что при равных условиях из более примитивных перидотитов будет экстрагировано больше базальтовых (легкоплавких) компонентов. Разная степень деплетированности ультрабазитов обусловлена разной степенью экстракции базальтовых расплавов при частичном плавлении. Степень экстракции базальтовых расплавов находится в зависимости от температурного режима, содержания легкоплавких компонентов, насыщенности флюидными фазами и других параметров. Кроме того, как следует из анализа составов ультрабазитов района разлома Вима, могут иметь место изменения составов минералов ультрабазитов, связанные с рекристаллизацией в ходе твердопластичных деформаций с образованием необластов. Данные процессы перераспределения вещества с выносом легкоподвижных компонентов по характеру изменения составов порфирокластов схожи с процессами частичного плавления, хотя температурные условия не позволяют формироваться расплавам. При этом вынос Al_2O_3 , Cr_2O_3 , TiO_2 из

ности – 21% – соответствует району между разломами Страхов и Сан-Паулу. Затем резко падает до 15% в районе островов Св. Петра и до 12% в западном интерсекте разлома Романш. Между разломами Романш и Чейн преобладают умеренно деплетированные ультрабазиты, хотя в пределах собственно этих разломных зон степень деплетированности значительно выше. Таким образом, по простиранию САХ от разлома Зеленого Мыса до разлома Чейн имеются несколько крупных мантийных неоднородностей размером около 100 км, сложенных в различной степени деплетированными ультрабазитами. Выделяется две области сильно деплетированных перидотитов: между разломами Зеленого Мыса и Марафон и между разломами Страхова и Сан-Паулу. Для первой области характерно то, что ее северная граница является резкой, проходя по долине разлома Зеленого Мыса, а южная не столь отчетлива. Здесь происходит постепенное уменьшение степени деплетированности перидотитов от разлома Зеленого Мыса, где эти значения максимальны, до разлома Вима, где преобладают слабо-умеренно деплетированные перидотиты. Причина существования крупных неоднородностей, по-видимому, кроется в особенностях исходного планетарного распределения вещества и термодинамических условий его преобразования. При этом трансформные разломы выступают только как структуры, позволяющие благодаря особенностям своей тектоники получать на поверхности дна океана породы, отвечающие тем или иным мантийным неоднородностям, но сами их не контролирующие. Такой же вывод был сделан на основании анализа изотопии базальтов.

Примерами неоднородностей меньшего размера (первые десятки километров) могут служить районы западного интерсекта разлома Чейн, восточного интерсекта разлома Романш. Они могли возникнуть также как и крупные неоднородности, но, возможно, имеют и другую природу и, как и мелкие неоднородности (в первые километры и мельче), выявляемые по составам базальтов, связаны с изменениями условий магмогенерации в мантии. Имеется ещё интересное наблюдение, которое, впрочем, требует дополнительных исследований. Оно заключается в том, что перидотиты, поднятые в пассивных частях разломов на значительном удалении от районов интерсектов (> 50 км) являются очень слабо деплетированными (разлом Зеленого Мыса, Долдрамс). Вполне возможно, что в современном САХ повсеместно выводится на поверхность несколько иная мантия, чем это было первые десятки миллионов лет назад. А её реликты, наряду с “неспрединговыми” блоками другого состава, встречаются в виде разрозненных фрагментов в различных частях трансформных разломов специфически построенной Центральной Атлантики.

Наблюдается общая пространственная корреляция степени деплетированности перидотитов и степени обогащенности базальтов. В районе аномалии 14° с.ш. тенденция увеличения степени деплетированности ультрабазитов характерна для всего сегмента между разломами Зеленого Мыса и Марафон, хотя максимум этой аномалии соответствует собственно локальной Угловой аномалии, выделяемой также по составам базальтов. Это, по-видимому, не случайно. Образование Угловой аномалии может быть связано с проявлением специфических условий магмогенерации вблизи разломной зоны Зеленого Мыса при плавлении мантийной неоднородности, с центром в районе 14° с.ш. Для аномалии 14° с.ш. характерна прямая корреляция степени частичного плавления (степени деплетированности) по данным составов ультрабазитов и степени частичного плавления (Na_8) по составам базальтовых стекол. Следующая к югу мелкая локальная аномалия степени деплетированности ультрабазитов в районе разлома Долдрамс может быть идентифицирована и в составах базальтов (см. рис. 3.13). Крупная ультрабазитовая аномалия между разломами Страхова и Св. Петра в составах базальтов проявлена неоднозначно. По составам

базальтов она расположена несколько южнее (центр на $1^{\circ}24'$ с.ш.), между разломами Св. Петра и Сан-Паулу, где встречаются (но не преобладают) сильно деплетированные ультрабазиты. По-видимому, аномалия $1^{\circ}24'$ с.ш. является гораздо более гетерогенной, по сравнению с аномалией 14° с.ш., представляющей сочетание мелких обогащенных участков в деплетированной астеносферной мантии. Аномалия разлома Романш расположена в центральной части южного борта разломной долины (между 18 и 23° з.д.). Имеющиеся здесь базальты (см. рис. 3.16) характеризуются преимущественно обогащенными составами и пространственно коррелируют с сильно деплетированными ультрабазитами.

Существует общая пространственная корреляция между составами ультрабазитов и базальтов области тройного сочленения Буве, имеется в виду преимущественное распространение обогащенных базальтов и сильно деплетированных ультрабазитов вблизи острова Буве. К западу влияние аномально разогретой мантии, обусловившей формирование острова Буве, ослабевает, но, без всякого сомнения, протягивается в область собственно тройного сочленения Буве, дополнительно усложняя картину взаимодействия трех срединных хребтов. К востоку от острова Буве сколько-нибудь значительно деплетированных перидотитов не встречено. Вариации составов второго порядка в пределах одних и тех же структур обусловлены неоднородным характером процессов деплетирования мантийного вещества. Последние протекают с различной интенсивностью в небольших по размерам, не более, чем в первые километры, участках. Наибольшая неоднородность составов наблюдается в районе тройного сочленения Буве, отличающегося сложной геодинамикой.

Вещественные мантийные неоднородности, выявляемые по составам базальтам, в подавляющем большинстве связаны с различным распределением некогерентных элементов и изотопных отношений. Эти различия возникли в разных геодинамических условиях и на разных этапах преобразования мантийного материала и как правило непосредственно не связаны с процессами частичного плавления и фракционирования при образовании океанической коры в срединно-океанических хребтах. Вещественные неоднородности, выявляемые по мантийным ультрабазитам, основаны на сопоставлении вариаций составов слагающих их минералов, которые могут быть как первичными, так и возникшими в процессе частичного плавления с образованием базальтовых расплавов. К сожалению, в настоящее время нет надежных критериев, позволявших бы их разделить. Опубликованные редкие изотопные анализы валового состава ультрабазитов не вносят ясности в этот вопрос. Вероятность того, что после частичного плавления минералы ультрабазитов сохраняют исходные соотношения составов, крайне мала. Имевшиеся различия, скорее всего, будут сглажены в результате того, что при равных условиях из более примитивных перидотитов будет экстрагировано больше базальтовых (легкоплавких) компонентов. Разная степень деплетированности ультрабазитов обусловлена разной степенью экстракции базальтовых расплавов при частичном плавлении. Степень экстракции базальтовых расплавов находится в зависимости от температурного режима, содержания легкоплавких компонентов, насыщенности флюидными фазами и других параметров. Кроме того, как следует из анализа составов ультрабазитов района разлома Вима, могут иметь место изменения составов минералов ультрабазитов, связанные с рекристаллизацией в ходе твердопластичных деформаций с образованием необластов. Данные процессы перераспределения вещества с выносом легкоподвижных компонентов по характеру изменения составов порфирокластов схожи с процессами частичного плавления, хотя температурные условия не позволяют формироваться расплавам. При этом вынос Al_2O_3 , Cr_2O_3 , TiO_2 из

пироксенов происходит гораздо интенсивнее, чем при процессах частичного плавления, имевших место на более ранних стадиях эволюции исходного вещества. Поэтому вариации содержаний литофильных элементов и изотопов базальтов непосредственно не должны бы быть связаны с видимыми вариациями петрогенных элементов в минералах ультрабазитов. Как следует из приведенного сопоставления пространственного распределения вещественных аномалий базальтов и ультрабазитов это не совсем так. Крупным областям преимущественного распространения обогащенных базальтов соответствуют области сильно истощенных ультрабазитов. Последние, скорее всего, образовались при больших, чем в областях распространения базальтов *N*-MORB, степенях частичного плавления (большей экстракции базальтоидных компонентов). В то же время для этих областей не всегда характерны существенно увеличенные объемы базальтовых выплавов. Такое несоответствие, по-видимому, объясняется особенностями плавления и миграции вещества, обогащенного флюидами и легкоплавкими компонентами, низкие степени плавления которого сочетаются со степенью экстракции базальтоидных компонентов, большей, чем при плавлении вещества астеносферной мантии при образовании базальтов *N*-MORB.

Таким образом, как нам представляется, большинство вещественных неоднородностей, выявляемых по составам базальтов, являются, в соответствии с глубинами расположения, исходно средне-нижнемантийными, в то время как аномалии, выявляемые по составам минералов ультрабазитов, скорее, коровыми-верхнемантийными, возникшими в ходе образования структур Срединно-Атлантического хребта. Для выявления исходных, глубинных неоднородностей ультрабазитов необходимо использование иных методов, в первую очередь, сравнительной изотопии реликтов минералов, что является следующим этапом изучения вещества.

Особенности состава и условия формирования мантийных неоднородностей

Анализ пространственного распределения отличающихся по составу пород океанической литосферы показал, что в пределах Атлантики распространены самые разные по размерам и составу неоднородности, варьирующие от нескольких километров до нескольких тысяч километров. По их размеру аномалии можно подразделить, как уже говорилось, на глобальные, региональные и локальные. Последние два типа могут быть связаны непосредственно с формированием и эволюцией структур Атлантического океана. Региональные неоднородности, как нам представляется, являются отражением глубинных процессов перемещения вещества, исходно возникающих в пределах средней и нижней мантии или на границе с ядром и активно проявляющих себя в виде поступления вулканического материала вплоть до настоящего времени в виде областей распространения плюмового магматизма.

Если соотносить базальтовый вулканизм с мантийными конвективными потоками, то разномасштабность и сложность пространственного размещения последних представляются вполне очевидными. Несомненны и факты нерегулярности излияния и спорадичности генерации базальтовых магм, что отражает неравномерность тепломассопереноса из земных глубин. Ранее выполненный анализ размещения геофизических неоднородностей в земной коре и мантии с очевидностью показал их разномасштабность и разноуровненность расположения [Пушаровский и др., 1989, 1990].

Наиболее крупные из региональных неоднородностей, активно влияющих до настоящего времени на процессы, происходящие в пределах САХ, – это Исландская и Азорс-

кая. К более мелким неоднородностям сходной природы можно отнести аномалии Св. Елена, Гоф и Буве. Для региональных аномалий характерна корреляция как изотопных данных, так и содержаний иных элементов, указывающая на длительность и постоянство процессов, определяющих их формирование. Это не исключает того, что сами эти неоднородности могут включать неоднородности второго порядка. Образование последних обусловлено как не полным перемешиванием исходного материала, так и добавлением иного вещества или различных пропорций иных расплавов на уровне верхней мантии. Таким образом, практически невозможно однозначно очертить в пространстве и во времени границы региональных неоднородностей из-за чередования в поступлении материала различных источников в пограничных зонах и из-за процессов его смешения с деплетированным астеносферным материалом. Пример тому – относительно хорошо изученное Азорское поднятие, где была пробурена серия скважин. В результате получилась очень сложная картина распределения базальтов с различными изотопными и геохимическими параметрами в районе самого поднятия и к югу от него (скв. 556–564).

Локальные аномалии отличаются гораздо большим разнообразием. Это относится как к вариациям их составов и размеров, так и к условиям и времени образования. Для некоторых аномалий характерна прямая корреляция изотопных составов и соотношений некогерентных элементов, но для большинства наблюдаются расхождения. Отсутствие пространственной корреляции между изотопными данными и отношениями некогерентных элементов, возможно, обусловлено их разным временем формирования. Изотопные метки наиболее устойчивый параметр, практически не зависящий от процессов преобразования исходного вещества. Мантийные аномалии ($1^{\circ}40'$, 14, 43, 46° с.ш. и др.), выявляемые по изотопным данным являются наиболее древними, возникшими ещё до раскрытия Атлантики. Как правило, все они отвечают смещению нескольких мантийных компонентов. Их изотопные составы могут отвечать вовлечению древнего субконтинентального материала в мантийный источник. Косвенным подтверждением такой природы аномалии могут служить находки протерозойских и палеозойских цирконов в САХ [Pilot et al., 1998]. Для объяснения природы наблюдаемых мантийных локальных аномалий вполне подходит модель, в рамках которой реликты метасоматизированной субконтинентальной мантии, оставшиеся в верхней мантии во время раскрытия Атлантики, были перемешаны в ходе мантийной конвекции с деплетированным астеносферным и с глубинным обогащенным мантийным веществом. Соотношения рассеянных и некогерентных элементов гораздо более зависимы от различных процессов в мантии, они вторичны по времени образования и, в случае расхождения с изотопными данными, отвечают более поздним неоднородностям.

Большинство локальных неоднородностей не является гомогенными. То есть в пределах районов обогащенной мантии практически всегда встречаются породы, характерные для участков деплетированной мантии. Это касается структур южного борта разлома Зеленого Мыса, где наряду с широтным чередованием встречаются (иногда в пределах одной станции драгирования) в разной степени обогащенные базальты совместно с деплетированными разностями; восточного интерсекта разлома Романш, а также других районов. Исключением можно считать мантийную аномалию с центром на $1^{\circ}40'$ с.ш. Характерно то, что в пределах распространения данной вещественной аномалии совершенно не отмечается базальтов, полученных из деплетированного источника. Ещё одна ее особенность состоит в том, что границами данной аномалии и с севера, и с юга являются разломные зоны. По-видимому, это не случайно и свидетельствует об однородно-

сти данного крупного блока литосферы, границы которого подчеркивают разломные зоны Св. Петра и Сан-Паулу.

Вопрос о соотношении границ вещественных мантийных неоднородностей и разломных зон не имеет однозначного решения. Как правило, разломные зоны не являются резкими границами мантийных неоднородностей, а изотопно-геохимическое разнообразие составов мантии первично по отношению к разломной структуре. Это следует как из анализа составов базальтов, так и ультрабазитов и относится к разломам Океанограф, Зеленого Мыса, Вима и др. По всей по-видимому, положение разломных зон и мантийных неоднородностей не является взаимообусловленным и контролируется различными факторами. Так, вещественные неоднородности, по-видимому, имеют более глубинные и древние "корни", чем трансформные разломы, возникновение которых определялось, в первую очередь, особенностями реологии и распределения полей напряжений в начальные этапы раскрытия Атлантики. Как было видно из приведенных нами ранее структурных данных, в ходе формирования коры Атлантики могло иметь место изменение полей напряжений с изменением местоположения и простираций отдельных разломных зон. При этом разница в вещественном составе, а, следовательно, и в реологии, тех или иных мантийных провинций была недостаточна, чтобы полностью контролировать структурное положение тех или иных разломов, как правило, не проникающих ниже границы литосферы.

Анализ пространственных соотношений глубины и степени частичного плавления с особенностями состава мантии по простирацию САХ показал, что отсутствует значимая корреляция данных параметров в пределах большинства локальных неоднородностей. В пределах структур САХ расплавы различных типов (образовавшиеся на разной глубине и при разных степенях частичного плавления) могут быть как обогащенными, так и обедненными, что отражает отсутствие прямой зависимости между составом мантийного источника и условиями генерации магм (глубиной и степенью частичного плавления мантийного материала). В общем случае локальные неоднородности не являются фактором, определяющим условия генерации основных магм. В то же время термодинамическая специфика того или иного крупного сегмента Атлантики оказывают влияние на поверхностное проявления мантийных неоднородностей. Так, для района между разломами Романш и Чейн отмечается хорошая пространственная корреляция между аномалиями, соответствующими обогащенным базальтам и областями с самыми низкими степенями частичного плавления. Это связано с ранними этапами формирования Центральной Атлантики – преобладание тектонических, а не магматических процессов как на начальных, так и на последующих этапах формирования мощной и холодной литосферы, способствовало сохранению фрагментов обогащенной мантии. Процессы плавления в его пределах протекают локально с формированием небольших порций расплавов, которые, продвигаясь к поверхности, практически не перемешиваются, что приводит к сочетанию в пределах очень ограниченной площади (1–2 потока) как толеитовых *N*-MORB, так и щелочных базальтов. Некоторое количество промежуточных по составам разностей обусловлено локальными процессами смешения расплавов двух принципиально различных мантийных источников.

На поверхностное проявление мелких локальных мантийных неоднородностей в значительно большей степени влияют термодинамические особенности процессов образования расплавов. Резкое различие составов базальтов в пределах одной драги, в особенности более частое обнаружение обогащенных базальтов вблизи сочленения разломов с САХ и в пределах самих разломов, связано с преобладающим плавлением мелких, повсе-

местно встречающихся мантийных неоднородностей, обогащенных летучими, некогерентными элементами и радиогенными изотопами Sr и Pb при низких степенях частичного плавления. Размер этих неоднородностей меньше, чем интервал опробования (10–20 км). Условия холодной мантии способствуют тому, что отдельные небольшие порции расплавов из локально неоднородных участков мантии не будут разбавлены расплавами, образованными из деплетированного астеносферного материала. Наиболее ярко этот процесс проявлен в структурах разлома Романш.

Поля распространения обогащенных базальтов в целом совпадают с полями распространения сильно деплетированных перидотитов. При этом наблюдается прямая зависимость степени обогащенности базальтов и степени деплетированности перидотитов. Эта пространственная корреляция может быть обусловлена следующими факторами. Обогащенные базальты, как правило, выплавляются из обогащенной, более легкоплавкой, чем астеносферная, мантии. При этом происходит последовательное отделение больших объемов расплавов из одного и того же объема ультрабазитов, по сравнению с деплетированной астеносферой, что фиксируется в последних в виде повышенных степеней частичного плавления. При образовании обычных *N*-MORB расплавы экстрагируются из значительного большего объема пород, при этом степень частичного плавления может оставаться незначительной. Вариации второго порядка составов ультрабазитов в пределах одних и тех же структур подчеркивают неоднородный характер процессов деплетирования мантийного вещества. Последние протекают с различной интенсивностью в небольших по размерам, не более, чем в первые километры, участках.

сти данного крупного блока литосферы, границы которого подчеркивают разломные зоны Св. Петра и Сан-Паулу.

Вопрос о соотношении границ вещественных мантийных неоднородностей и разломных зон не имеет однозначного решения. Как правило, разломные зоны не являются резкими границами мантийных неоднородностей, а изотопно-геохимическое разнообразие составов мантии первично по отношению к разломной структуре. Это следует как из анализа составов базальтов, так и ультрабазитов и относится к разломам Океанограф, Зеленого Мыса, Вима и др. По всей по-видимому, положение разломных зон и мантийных неоднородностей не является взаимообусловленным и контролируется различными факторами. Так, вещественные неоднородности, по-видимому, имеют более глубинные и древние "корни", чем трансформные разломы, возникновение которых определялось, в первую очередь, особенностями реологии и распределения полей напряжений в начальные этапы раскрытия Атлантики. Как было видно из приведенных нами ранее структурных данных, в ходе формирования коры Атлантики могло иметь место изменение полей напряжений с изменением местоположения и простираний отдельных разломных зон. При этом разница в вещественном составе, а, следовательно, и в реологии, тех или иных мантийных провинций была недостаточна, чтобы полностью контролировать структурное положение тех или иных разломов, как правило, не проникающих ниже границы литосферы.

Анализ пространственных соотношений глубины и степени частичного плавления с особенностями состава мантии по простиранию САХ показал, что отсутствует значимая корреляция данных параметров в пределах большинства локальных неоднородностей. В пределах структур САХ расплавы различных типов (образовавшиеся на разной глубине и при разных степенях частичного плавления) могут быть как обогащенными, так и обедненными, что отражает отсутствие прямой зависимости между составом мантийного источника и условиями генерации магм (глубиной и степенью частичного плавления мантийного материала). В общем случае локальные неоднородности не являются фактором, определяющим условия генерации основных магм. В то же время термодинамическая специфика того или иного крупного сегмента Атлантики оказывают влияние на поверхностное проявления мантийных неоднородностей. Так, для района между разломами Романш и Чейн отмечается хорошая пространственная корреляция между аномалиями, соответствующими обогащенным базальтам и областями с самыми низкими степенями частичного плавления. Это связано с ранними этапами формирования Центральной Атлантики – преобладание тектонических, а не магматических процессов как на начальных, так и на последующих этапах формирования мощной и холодной литосферы, способствовало сохранению фрагментов обогащенной мантии. Процессы плавления в его пределах протекают локально с формированием небольших порций расплавов, которые, продвигаясь к поверхности, практически не перемешиваются, что приводит к сочетанию в пределах очень ограниченной площади (1–2 потока) как толеитовых *N*-MORB, так и щелочных базальтов. Некоторое количество промежуточных по составам разностей обусловлено локальными процессами смешения расплавов двух принципиально различных мантийных источников.

На поверхностное проявление мелких локальных мантийных неоднородностей в значительно большей степени влияют термодинамические особенности процессов образования расплавов. Резкое различие составов базальтов в пределах одной драги, в особенности более частое обнаружение обогащенных базальтов вблизи сочленения разломов с САХ и в пределах самих разломов, связано с преобладающим плавлением мелких, повсе-

местно встречающихся мантийных неоднородностей, обогащенных летучими, некогерентными элементами и радиогенными изотопами Sr и Pb при низких степенях частичного плавления. Размер этих неоднородностей меньше, чем интервал опробования (10–20 км). Условия холодной мантии способствуют тому, что отдельные небольшие порции расплавов из локально неоднородных участков мантии не будут разбавлены расплавами, образованными из деплетированного астеносферного материала. Наиболее ярко этот процесс проявлен в структурах разлома Романш.

Поля распространения обогащенных базальтов в целом совпадают с полями распространения сильно деплетированных перидотитов. При этом наблюдается прямая зависимость степени обогащенности базальтов и степени деплетированности перидотитов. Эта пространственная корреляция может быть обусловлена следующими факторами. Обогащенные базальты, как правило, выплавляются из обогащенной, более легкоплавкой, чем астеносферная, мантии. При этом происходит последовательное отделение больших объемов расплавов из одного и того же объема ультрабазитов, по сравнению с деплетированной астеносферой, что фиксируется в последних в виде повышенных степеней частичного плавления. При образовании обычных *N*-MORB расплавы экстрагируются из значительного большего объема пород, при этом степень частичного плавления может оставаться незначительной. Вариации второго порядка составов ультрабазитов в пределах одних и тех же структур подчеркивают неоднородный характер процессов деплетирования мантийного вещества. Последние протекают с различной интенсивностью в небольших по размерам, не более, чем в первые километры, участках.

Глава 4. ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ВЕЩЕСТВЕННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Вопрос о происхождении мантийных вещественных неоднородностей может быть разделен на несколько частей. Первая – это источники и механизмы формирования собственно мантийного вещества с так называемыми исходными гео- и изотопными параметрами (DMM, HIMU, EM-1, EM-2 и др.). Вторая – это механизмы смешения и обособления данных исходных компонентов в определенных соотношениях и участках мантии. Третий – условия и механизмы дренирования и последующей миграции и смешения порций различных расплавов. Последний процесс, хоть и имеет косвенное отношение к существованию мантийных неоднородностей, но представляет не меньший интерес, так как о составе неоднородностей мы можем судить, практически только анализируя вулканическую породу – совокупный результат всех процессов, принимавших участие в ее формировании.

Источники формирования, так называемых, исходных мантийных компонент и их возможный состав рассматривались нами в главе III. Неоднородности, обусловленные их присутствием, могут быть как исходными протопланетными (первичными), так и образованными в результате смешения и перераспределения самого различного корового и мантийного материала в результате различных геодинамических процессов, протекающих в Земле, т.е. быть вторичными. О первичных протопланетных неоднородностях известно ещё очень не много. Вероятно, одним из проявлений таких неоднородностей является аномалия DUPAL в южном полушарии, о которой речь шла ранее. Комплекс проблем, связанных с образованием вторичных вещественных неоднородностей мы и рассмотрим в настоящей главе.

Генетические типы вещественных мантийных неоднородностей и модели их формирования

Мантийные неоднородности по механизму формирования могут быть разделены на 2 группы. Первая – это активные неоднородности, обусловленные подъемом и перераспределением разогретого плюмового материала вплоть до настоящего времени. Поверхностное выражение таких неоднородностей – это горячие точки (поля, ареалы) и связанные с ними вулканические структуры.

Вторая – это разнородные пассивные неоднородности – результат различных процессов, протекавших в мантии. Их принципиальное отличие от первых – в том, что они не обладают достаточным запасом тепловой энергии, чтобы инициировать процессы преобразования вещества. Проявляются такие неоднородности эпизодически и только в результате воздействия на них каких-либо внешних факторов (прогрев и плавление в результате взаимодействия с разогретым плюмовым веществом, декомпрессионное плавление в результате растяжения в рифтовых зонах САХ и др.).

Сейсмическая томография, плюмы и мантийные неоднородности

До сравнительно недавнего времени о форме и глубине формирования плюмов имелись лишь умозрительные или чисто теоретические представления, так как прямые методы определения особенностей состава мантии по составу пород, обнажающихся на океаническом дне, дают представление о весьма небольших участках, не выходящих за пределы структур центральных частей САХ, либо океанических островов. С активным развитием в 90-х гг. метода сейсмической томографии появилась возможность реально получить эти параметры. Этот метод представляет наибольший интерес, по сравнению с другими глобальными геофизическими методами исследования внутреннего строения Земли в плане изучения ее неоднородностей.

В сейсмической томографии используется несколько моделей расчета сейсмических скоростей. Модели дают возможность оценить относительное увеличение или уменьшение сейсмических скоростей. В то же время технически сложнее определить низкоскоростные аномалии, чем высокоскоростные. Использование первых вступлений сейсмических волн вызывает естественное смещение в сторону высокоскоростных аномалий, т.к. подавление фронтов волн создает тенденцию недооценки амплитуд низкоскоростных аномалий [Grand et al., 1997]. Как правило, считается, что скоростные аномалии имеют исключительно температурную природу (понижение скоростей при повышении температуры). Более разогретая мантия начинает плавиться на больших глубинах, давая более мощную вертикальную колонку из частично расплавленного материала, более высокое среднее давление и большую величину частичного плавления. Существуют представления, что частичное плавление мантийного материала не может приводить к уменьшению сейсмических скоростей, так как базальтовый расплав не смачивает межзерновое пространство в перидотитах [Karato, Jung, 1998]. Исключительно важную роль может играть поведение и концентрация воды. При частичном плавлении расплав экстрагирует воду из исходного плавящегося материала (растворимость воды в расплаве гораздо выше, чем в твердом веществе), тем самым резко увеличивается количество межзерновой воды, что приводит к уменьшению сейсмических скоростей в зонах частичного плавления. Такой механизм может объяснить присутствие высокоскоростных аномалий в ряде мест вблизи оси САХ (эффект экстракции воды в расплав). Возможно, что высокоскоростные аномалии в ряде мест, например под осью рифта, связаны с появлением директивных ориентировок в анизотропных минералах (таких как оливин) в поднимающейся мантии из-за ориентированного напряжения (стресса), что может существенно увеличить сейсмические скорости [Blackman et al., 1993].

В то же время на скорости сейсмических волн могут влиять и другие факторы. Например, понижение плотности на 0,6% или увеличение на 10% FeO/(FeO+MgO) в мантийных перидотитах равносильно повышению температуры на 200°C [Van Decar et al., 1995]. Это

Глава 4. ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ВЕЩЕСТВЕННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Вопрос о происхождении мантийных вещественных неоднородностей может быть разделен на несколько частей. Первая – это источники и механизмы формирования собственно мантийного вещества с так называемыми исходными гео- и изотопными параметрами (DMM, HIMU, EM-1, EM-2 и др.). Вторая – это механизмы смешения и обособления данных исходных компонентов в определенных соотношениях и участках мантии. Третий – условия и механизмы дренирования и последующей миграции и смешения порций различных расплавов. Последний процесс, хоть и имеет косвенное отношение к существованию мантийных неоднородностей, но представляет не меньший интерес, так как о составе неоднородностей мы можем судить, практически только анализируя вулканическую породу – совокупный результат всех процессов, принимавших участие в ее формировании.

Источники формирования, так называемых, исходных мантийных компонент и их возможный состав рассматривались нами в главе III. Неоднородности, обусловленные их присутствием, могут быть как исходными протопланетными (первичными), так и образованными в результате смешения и перераспределения самого различного корового и мантийного материала в результате различных геодинамических процессов, протекающих в Земле, т.е. быть вторичными. О первичных протопланетных неоднородностях известно ещё очень не много. Вероятно, одним из проявлений таких неоднородностей является аномалия DUPAL в южном полушарии, о которой речь шла ранее. Комплекс проблем, связанных с образованием вторичных вещественных неоднородностей мы и рассмотрим в настоящей главе.

Генетические типы вещественных мантийных неоднородностей и модели их формирования

Мантийные неоднородности по механизму формирования могут быть разделены на 2 группы. Первая – это активные неоднородности, обусловленные подъемом и перераспределением разогретого плюмового материала вплоть до настоящего времени. Поверхностное выражение таких неоднородностей – это горячие точки (поля, ареалы) и связанные с ними вулканические структуры.

Вторая – это разнородные пассивные неоднородности – результат различных процессов, протекавших в мантии. Их принципиальное отличие от первых – в том, что они не обладают достаточным запасом тепловой энергии, чтобы инициировать процессы преобразования вещества. Проявляются такие неоднородности эпизодически и только в результате воздействия на них каких-либо внешних факторов (прогрев и плавление в результате взаимодействия с разогретым плюмовым веществом, декомпрессионное плавление в результате растяжения в рифтовых зонах САХ и др.).

Сейсмическая томография, плюмы и мантийные неоднородности

До сравнительно недавнего времени о форме и глубине формирования плюмов имелись лишь умозрительные или чисто теоретические представления, так как прямые методы определения особенностей состава мантии по составу пород, обнажающихся на океаническом дне, дают представление о весьма небольших участках, не выходящих за пределы структур центральных частей САХ, либо океанических островов. С активным развитием в 90-х гг. метода сейсмической томографии появилась возможность реально получить эти параметры. Этот метод представляет наибольший интерес, по сравнению с другими глобальными геофизическими методами исследования внутреннего строения Земли в плане изучения ее неоднородностей.

В сейсмической томографии используется несколько моделей расчета сейсмических скоростей. Модели дают возможность оценить относительное увеличение или уменьшение сейсмических скоростей. В то же время технически сложнее определить низкоскоростные аномалии, чем высокоскоростные. Использование первых вступлений сейсмических волн вызывает естественное смещение в сторону высокоскоростных аномалий, т.к. подавление фронтов волн создает тенденцию недооценки амплитуд низкоскоростных аномалий [Grand et al., 1997]. Как правило, считается, что скоростные аномалии имеют исключительно температурную природу (понижение скоростей при повышении температуры). Более разогретая мантия начинает плавиться на больших глубинах, давая более мощную вертикальную колонку из частично расплавленного материала, более высокое среднее давление и большую величину частичного плавления. Существуют представления, что частичное плавление мантийного материала не может приводить к уменьшению сейсмических скоростей, так как базальтовый расплав не смачивает межзерновое пространство в перидотитах [Karato, Jung, 1998]. Исключительно важную роль может играть поведение и концентрация воды. При частичном плавлении расплав экстрагирует воду из исходного плавящегося материала (растворимость воды в расплаве гораздо выше, чем в твердом веществе), тем самым резко увеличивается количество межзерновой воды, что приводит к уменьшению сейсмических скоростей в зонах частичного плавления. Такой механизм может объяснить присутствие высокоскоростных аномалий в ряде мест вблизи оси САХ (эффект экстракции воды в расплав). Возможно, что высокоскоростные аномалии в ряде мест, например под осью рифта, связаны с появлением директивных ориентировок в анизотропных минералах (таких как оливин) в поднимающейся мантии из-за ориентированного напряжения (стресса), что может существенно увеличить сейсмические скорости [Blackman et al., 1993].

В то же время на скорости сейсмических волн могут влиять и другие факторы. Например, понижение плотности на 0,6% или увеличение на 10% FeO/(FeO+MgO) в мантийных перидотитах равносильно повышению температуры на 200°C [Van Decar et al., 1995]. Это

Глава 4. ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ВЕЩЕСТВЕННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Вопрос о происхождении мантийных вещественных неоднородностей может быть разделен на несколько частей. Первая – это источники и механизмы формирования собственно мантийного вещества с так называемыми исходными гео- и изотопными параметрами (DMM, HIMU, EM-1, EM-2 и др.). Вторая – это механизмы смешения и обособления данных исходных компонентов в определенных соотношениях и участках мантии. Третий – условия и механизмы дренирования и последующей миграции и смешения порций различных расплавов. Последний процесс, хоть и имеет косвенное отношение к существованию мантийных неоднородностей, но представляет не меньший интерес, так как о составе неоднородностей мы можем судить, практически только анализируя вулканическую породу – совокупный результат всех процессов, принимавших участие в ее формировании.

Источники формирования, так называемых, исходных мантийных компонент и их возможный состав рассматривались нами в главе III. Неоднородности, обусловленные их присутствием, могут быть как исходными протопланетными (первичными), так и образованными в результате смешения и перераспределения самого различного корового и мантийного материала в результате различных геодинамических процессов, протекающих в Земле, т.е. быть вторичными. О первичных протопланетных неоднородностях известно ещё очень не много. Вероятно, одним из проявлений таких неоднородностей является аномалия DUPAL в южном полушарии, о которой речь шла ранее. Комплекс проблем, связанных с образованием вторичных вещественных неоднородностей мы и рассмотрим в настоящей главе.

Генетические типы вещественных мантийных неоднородностей и модели их формирования

Мантийные неоднородности по механизму формирования могут быть разделены на 2 группы. Первая – это активные неоднородности, обусловленные подъемом и перераспределением разогретого плюмового материала вплоть до настоящего времени. Поверхностное выражение таких неоднородностей – это горячие точки (поля, ареалы) и связанные с ними вулканические структуры.

Вторая – это разнородные пассивные неоднородности – результат различных процессов, протекавших в мантии. Их принципиальное отличие от первых – в том, что они не обладают достаточным запасом тепловой энергии, чтобы инициировать процессы преобразования вещества. Проявляются такие неоднородности эпизодически и только в результате воздействия на них каких-либо внешних факторов (прогрев и плавление в результате взаимодействия с разогретым плюмовым веществом, декомпрессионное плавление в результате растяжения в рифтовых зонах САХ и др.).

Сейсмическая томография, плюмы и мантийные неоднородности

До сравнительно недавнего времени о форме и глубине формирования плюмов имелись лишь умозрительные или чисто теоретические представления, так как прямые методы определения особенностей состава мантии по составу пород, обнажающихся на океаническом дне, дают представление о весьма небольших участках, не выходящих за пределы структур центральных частей САХ, либо океанических островов. С активным развитием в 90-х гг. метода сейсмической томографии появилась возможность реально получить эти параметры. Этот метод представляет наибольший интерес, по сравнению с другими глобальными геофизическими методами исследования внутреннего строения Земли в плане изучения ее неоднородностей.

В сейсмической томографии используется несколько моделей расчета сейсмических скоростей. Модели дают возможность оценить относительное увеличение или уменьшение сейсмических скоростей. В то же время технически сложнее определить низкоскоростные аномалии, чем высокоскоростные. Использование первых вступлений сейсмических волн вызывает естественное смещение в сторону высокоскоростных аномалий, т.к. подавление фронтов волн создает тенденцию недооценки амплитуд низкоскоростных аномалий [Grand et al., 1997]. Как правило, считается, что скоростные аномалии имеют исключительно температурную природу (понижение скоростей при повышении температуры). Более разогретая мантия начинает плавиться на больших глубинах, давая более мощную вертикальную колонку из частично расплавленного материала, более высокое среднее давление и большую величину частичного плавления. Существуют представления, что частичное плавление мантийного материала не может приводить к уменьшению сейсмических скоростей, так как базальтовый расплав не смачивает межзерновое пространство в перидотитах [Karato, Jung, 1998]. Исключительно важную роль может играть поведение и концентрация воды. При частичном плавлении расплав экстрагирует воду из исходного плавящегося материала (растворимость воды в расплаве гораздо выше, чем в твердом веществе), тем самым резко увеличивается количество межзерновой воды, что приводит к уменьшению сейсмических скоростей в зонах частичного плавления. Такой механизм может объяснить присутствие высокоскоростных аномалий в ряде мест вблизи оси САХ (эффект экстракции воды в расплав). Возможно, что высокоскоростные аномалии в ряде мест, например под осью рифта, связаны с появлением директивных ориентировок в анизотропных минералах (таких как оливин) в поднимающейся мантии из-за ориентированного напряжения (стресса), что может существенно увеличить сейсмические скорости [Blackman et al., 1993].

В то же время на скорости сейсмических волн могут влиять и другие факторы. Например, понижение плотности на 0,6% или увеличение на 10% FeO/(FeO+MgO) в мантийных перидотитах равносильно повышению температуры на 200°C [Van Decar et al., 1995]. Это

составляет всего 20% от наблюдаемых вариаций составов мантийных лерцолитов и 50% от вариаций между пиrolитом и мантийным лерцолитом. Такое увеличение железистости соответствует уменьшению скорости P и S волн соответственно на 0,15% и 0,3% [Van Decar et al., 1995].

Хорошо видно, что низкоскоростные аномалии под САХ (вне плюмовых областей) не прослеживаются ниже 110 км. Нет видимых причин, которые могли бы препятствовать продолжению аномалий и ниже, если последние имеют температурную природу. Мантия, насыщенная летучими компонентами может начать плавиться на глубинах в 150 км или более. И на глубинах 110 км в этом случае будет значительно больше расплава, чем в сухих районах, где плавление не началось, что приведет к существенному уменьшению сейсмических скоростей в мантии [Langmuir, 1993]. Таким образом, концентрации летучих также могут определять картину распределения низкоскоростных областей.

Как видно из краткого упоминания имеющихся моделей, аномальные скорости в мантии с той или иной долей вероятности могут определяться самыми различными факторами. В основе различий сейсмических скоростей лежат различия в плотности пород. Уменьшение плотности, как нам представляется, в наиболее общем случае происходит при увеличении температуры пород и при появлении расплавов или флюидов (в основном воды). Именно изменение этих факторов и определяет те аномалии, которые следуют из моделей сейсмической томографии. Таким образом, данные сейсмической томографии наиболее информативны в плане изучения пространственного распространения и формы сравнительно крупных областей мантии с пониженными скоростями, к каковым относятся мантийные плюмы.

Слабая сторона моделей сейсмической томографии – небольшое разрешение не позволяющее выявлять мелкие неоднородности в мантии. При обсуждении сейсмической томографии в районе Атлантического океана наиболее широко используется модель RC5.5 с горизонтальным разрешением 1000 км и вертикальным разрешением 50–100 км [Zhang, Tanimoto, 1992; Zhang et al., 1994; Grand et al., 1997]. Как видно из этой модели (рис. 4.1, 4.2) в Атлантике низкоскоростная зона (НСЗ) на глубинах около 40 км хорошо коррелирует с положением САХ. Из горячих точек на этих глубинах видны практически только Исландия, Азоры и Тристан да Кунья.

На глубинах 100–200 км в Центральной Атлантике (между 20° с.ш. и экватором) в районе САХ низкоскоростные аномалии не проявлены, в то же время отчетливо видны низкоскоростные зоны (НСЗ), пространственно совпадающие с Азорскими и Зеленомыскими островами. В Южной Атлантике НСЗ также смещена к востоку и приурочена преимущественно к островам Святой Елены и Гоф, т.е. на этих глубинах видны практически только аномалии связанные с плюмовыми структурами.

Плюмы без сомнения являются одним из основных факторов определяющих формирование неоднородностей в верхней мантии. Лабораторные эксперименты по моделированию образования плюмов говорят о том, что важную роль в процессе их формирования играет нелинейное изменение вязкости с температурой [Seidler et al., 1999]. При повышении температуры происходит резкое уменьшение вязкости и плотности и, соответственно, увеличение плавучести плюмов. В то же время вязкость очень сильно зависит от наличия флюидов в мантийном материале. По экспериментальным данным дегидратация мантии при очень низких степенях начального плавления (значительно ниже 1%) может увеличить вязкость на 2–3 порядка [Hirth, Kohlstedt, 1996], приводя к замедлению подъема плюма и началу латерального растекания материала.

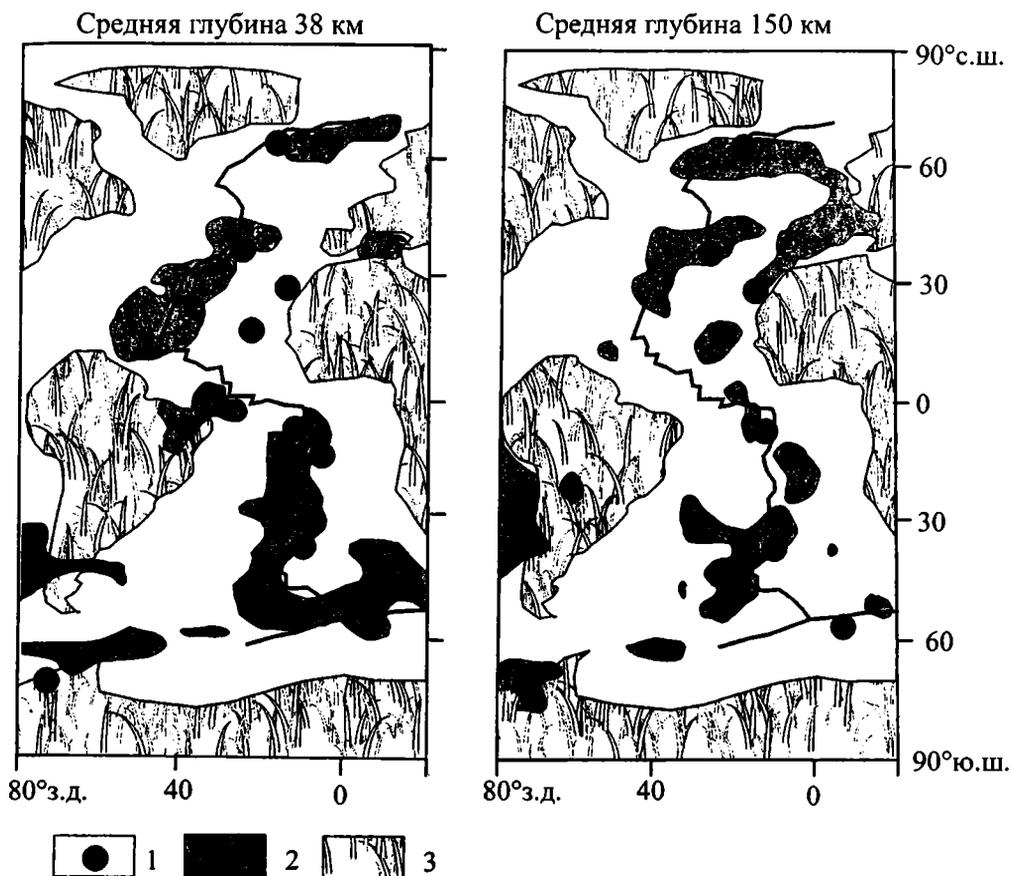


Рис. 4.1. Вариации S-скоростей, по: [Zhang, et al., 1994]

1 – горячие точки; 2 – области пониженных сейсмических скоростей; 3 – континенты

Глубина источника плюмового материала в разных моделях отличается. Это может быть зона средней мантии, но большинство исследователей полагают, что плюмы поднимаются от термически (и механически) разуплотненного пограничного слоя, которым принимается «D» при исходной разности температур около 500°K [Seidler et al., 1999].

Если избыточная температура термического слоя составляет несколько сотен градусов, это должно находить отражение в плюмах. Их плотность будет существенно ниже окружающей мантии, что и даст достаточную плавучесть. По всей видимости, нагреваться и подниматься в виде плюма может переплавленный и гомогенизированный в некотором объеме материал, ранее погруженный до границы ядро–мантия. В то же время в разных районах этот материал может иметь отличающийся состав, что определяет последующие отличия составов вулканитов горячих точек. Как видно из сейсмической томографии, все крупные горячие точки подстилаются зонами низких скоростей на больших глубинах (до 400–500 км) [Zhang, Tanimoto, 1992].

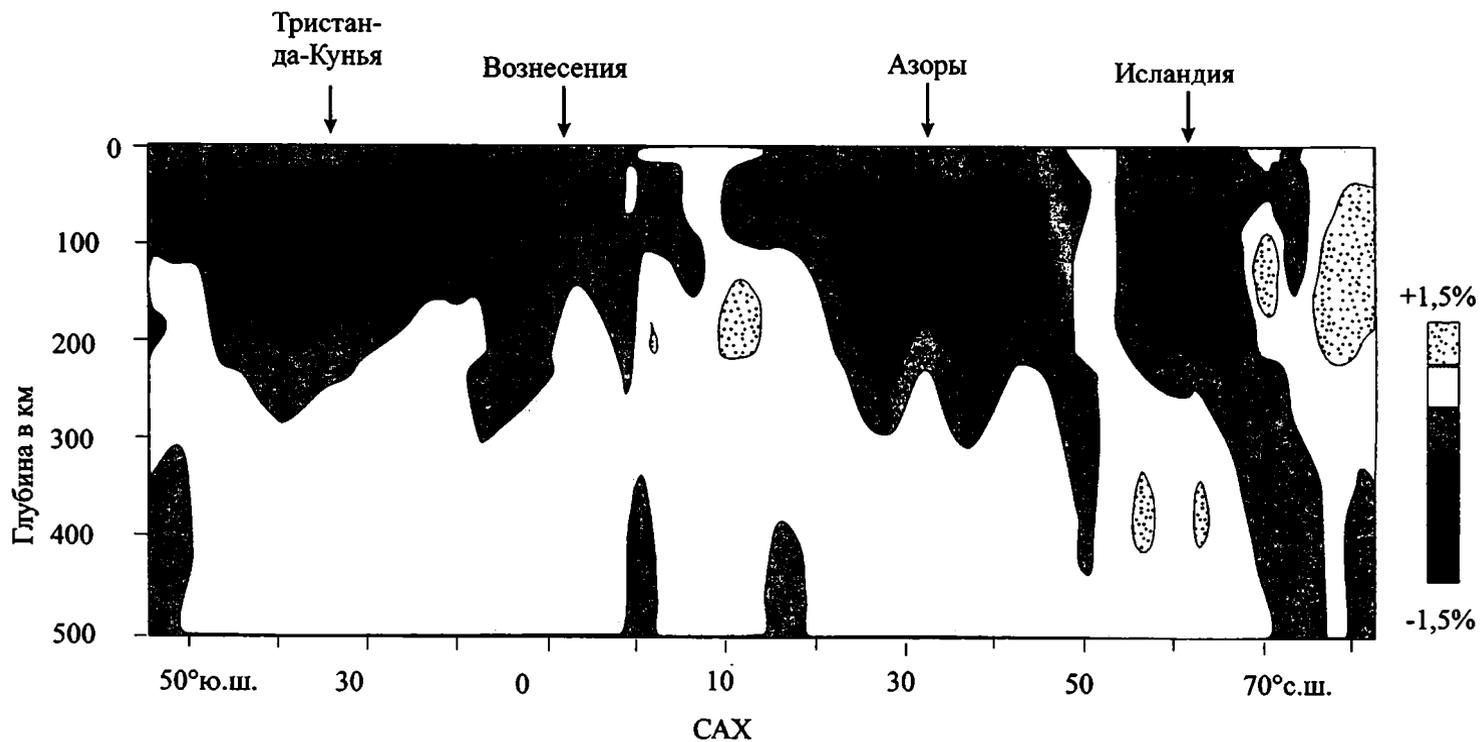


Рис. 4.2. Вариации S-скоростей по простиранию САХ, по: [Zhang, et al., 1994]

Подавляющее количество плюмов имеют субвертикальную или слабо наклонную форму и проходят без существенных изменений через все слои, начиная от границы ядра и мантии. В верхней мантии часть разогретого плюмового материала растекается по латерали по астеносферным каналам. Происходит обмен теплом и материалом между нижней литосферой и астеносферой при конвекции. Поэтому как нам представляется, некоторые проявления внерифтового вулканизма не связаны непосредственно с веществом плюмов, хотя инициируются процессами растекания разогретого плюмового материала. По-видимому, именно такую природу имеют, например, вулканические постройки центрального типа, обнаруженные в котловине Зеленого Мыса в 22-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 2000 г.

Теоретически плюмовый материал может вообще, не достигая поверхности, попадать в нисходящую ветвь конвекции в верхней мантии и растекаться по границе нижней и верхней мантии и только потом протыкать верхнюю мантию [Yamaji, 1992]. Данный механизм может объяснить проявления активного плюмового магматизма, там, где по данным сейсмической томографии не видно низкоскоростных зон в средней и нижней мантии. С точки зрения особенностей состава образующихся при этом вулкаников, последние должны быть аналогичны продуктам обычного плюмового магматизма, в отличие от внерифтовых вулкаников, имеющих вторичную природу образования.

Согласно последним представлениям о строении и геодинамике мантии [Пушаровский, 1996; Пушаровский, Пушаровский, 1999] подъем плюмов от границы ядро – нижняя мантия может сопровождаться их латеральным растеканием на уровне средней и верхней мантии, приводя к скупиванию вещества и концентрации энергии на разных глубинных уровнях. Последующее высвобождение данной энергии приводит к появлению конвективных потоков, формирующих новые локальные неоднородности. Таким образом, положение неоднородностей не является закономерным и зависит от случайного сочетания множества независимых факторов.

Классический пример плюма – Исландия. Здесь по данным S и P волн под центральной Исландией прослеживается вертикальная цилиндрическая зона пониженных скоростей с глубины 100 км, по крайней мере, до глубины 400 км [Wolfe et al., 1997; Shen et al., 1998] (рис. 4.3). Радиус аномалии около 150 км, а магнитуда около 2% по P и 4% по S волнам, что говорит о том, что под Исландией находится горячий узкий плюм поднимающейся мантии. Низкоскоростная аномалия (отвечающая области подъема плюма) на самом деле – это наклонная структура, слегка более вытянутая в меридиональном направлении, чем в широтном [Bijwaard, Spakman, 1999]. Ширина центральной части аномалии постоянная (400–700 км в меридиональном направлении) от “D” до переходной зоны, но выше переходной зоны она увеличивается до 1500 км, почти до ширины Северной Атлантики. Центр аномалии расположен под Исландией в верхней мантии и сдвинут к Фарерским островам на глубине 1000 км, а на глубине 1900 км опять расположен под южной Исландией. Плюм имеет несколько ответвлений. Все это говорит о том, что горячая точка Исландии, скорее всего, не стационарна [Bijwaard, Spakman, 1999]. При подъеме плюм растекается в латеральном направлении по границе литосферы таким образом, что контаминация плюмового материала в MORB наблюдается на удалении в 1000 км от оси самого плюма [Breddan, Kurtz, 2000]. Размер формируемой вещественной аномалии непосредственно зависит от размера плюма и расстояния от оси рифта.

Поверхностные выражения выходов плюмов на поверхность – горячие точки – как правило, считаются неподвижными и на этом основании рисуются траектории движения

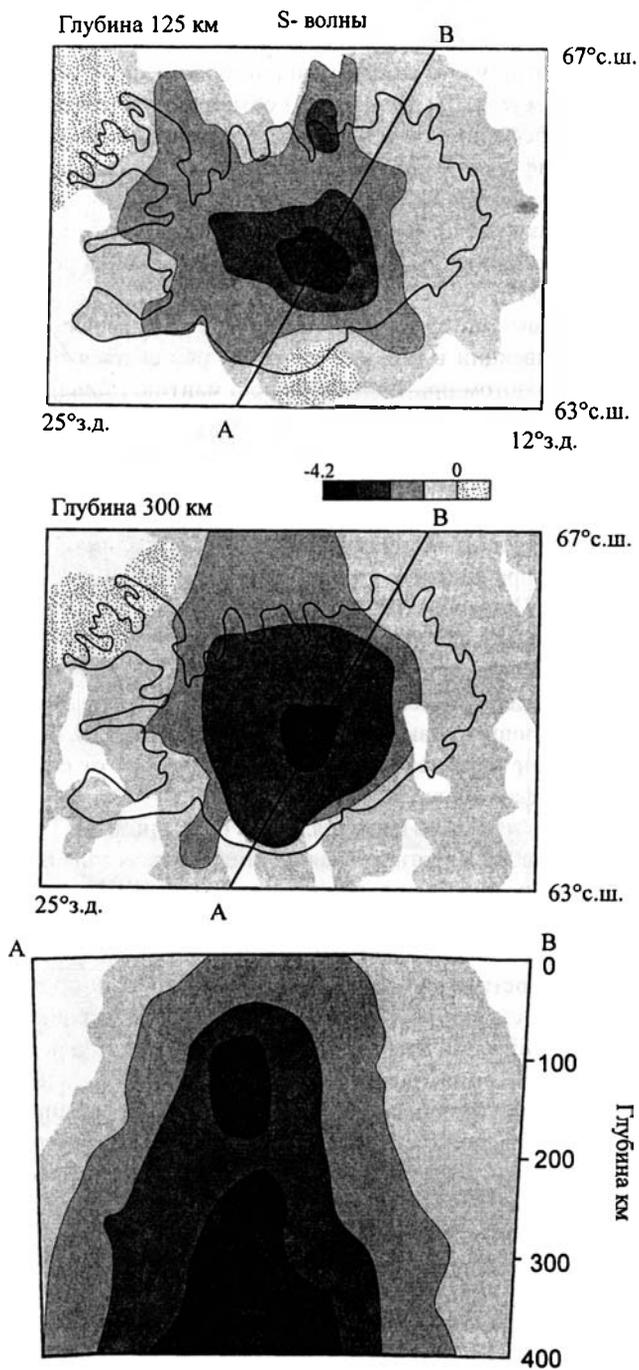


Рис. 4.3. Распределение сейсмических волн в районе Исландии по данным сейсмической томографии, по: [Wolfe, Vjarnason et al., 1997]

океанических плит [Morgan, 1983]. Как нам представляется, такое заключение не всегда отвечает реально наблюдаемым фактам и некоторые, так называемые, следы горячих точек (например, Камерунская линия) могут отражать хаотическое, либо, на определенных этапах, закономерное смещение самого поднимающегося плюмового материала. Скорость латерального перемещения плюмов может составлять первые мм/год [Steinberger, O'Connell, 1998]. Далеко не всегда горячие точки пространственно точно совпадают с низкоскоростными зонами в интервале глубин 200–300 км, а плюмовый материал, поднимается строго вертикально (о-ва Вознесения, Св. Елены, Тристан-да-Кунья). Некоторые горячие точки (Фернандо ди Наронья, Триндаде) и, возможно, Буве не имеют видимых связей с плюмами. Это относится в первую очередь к небольшим плюмам и, по-видимому, связано с периодическим поступлением плюмового материала в виде крупных капель, не обнаруживаемых методами сейсмической томографии.

При динамическом плавлении поднимающегося плюма в районе рифта в первую очередь происходит отделение щелочных обогащенных расплавов при низких степенях частичного плавления. В дальнейшем эти расплавы разбавляются более поздними расплавами из последовательно все более и более обедненного исходного мантийного материала. Наибольшее количество обогащенного материала достигает поверхности в периферических, удаленных от оси рифта областях, где раньше прекращаются процессы плавления из-за более мощной коры (изотерма проходит глубже).

По данным [Zhang et al., 1994] видно, что возможно перемещение плюмового материала не только в вертикальном направлении, но и с существенной горизонтальной компонентой. По всей видимости, такое явление имеет место в районе о-ва Св. Елена, где наряду с низкоскоростной зоной непосредственно под Св. Еленой имеется наклонная низкоскоростная область, поднимающаяся от основного канала в сторону рифтовой зоны САХ (рис. 4.4). Согласно распространенной точке зрения [Schilling et al., 1985] там, где единожды рифт пересекает вертикальную ось плюма в основании литосферы, формируется наклонный канал, по которому материал плюма продолжает поступать в зону рифтинга. Там, где этого не случилось, даже если в настоящее время выход плюма находится вблизи рифта, заметного примешивания плюмового материала к рифтовому не наблюдается (как, например, в районе Фернандо-ди-Наронья).

Аналогичная картина, правда, гораздо большего масштаба, наблюдается в районе северо-западной Африки и западной Европы, где имеется низкоскоростная зона (НСЗ), уходящая западнее Канарских островов на глубину, по крайней мере, 500 км [Hoernle et al., 1995]. Размер НСЗ приблизительно 2500 км на 4000 км на уровне нижней границы литосферы (рис. 4.5). По всей видимости, эта аномалия обуславливает образование нескольких вулканических областей: Восточно-Атлантической, Центрально-Европейской и Западно-Средиземноморской [Hoernle et al., 1995].

Восточно-Атлантическая вулканическая область представляет собой пояс из островов и подводных гор, расположенных параллельно побережью северо-западной Африки и Иберейскому полуострову. Эта область протягивается приблизительно на расстояние 2500 км в север-северо-восточном направлении от Сахарских подводных гор и Канарских островов на юге, к островам Мадейра в центре Бискайской абиссальной равнины на севере. Западные Канары и острова Мадейра расположены на океанской литосфере, в то время как литосфера под восточными Канарами является переходной между океанской и континентальной.

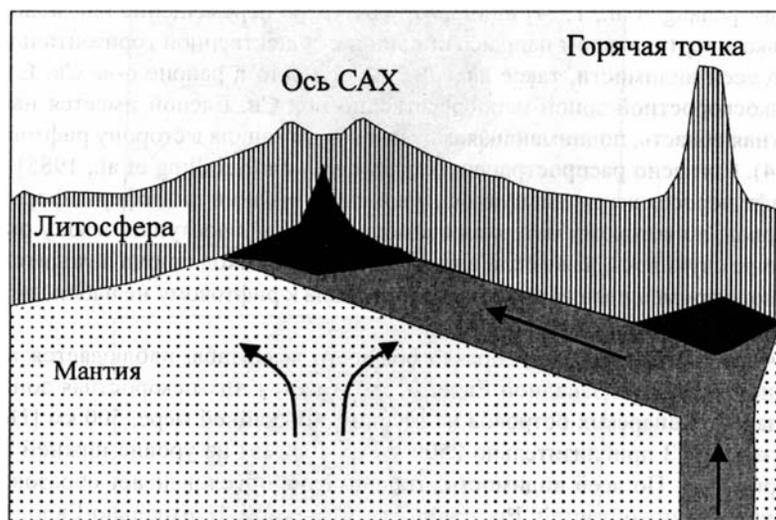
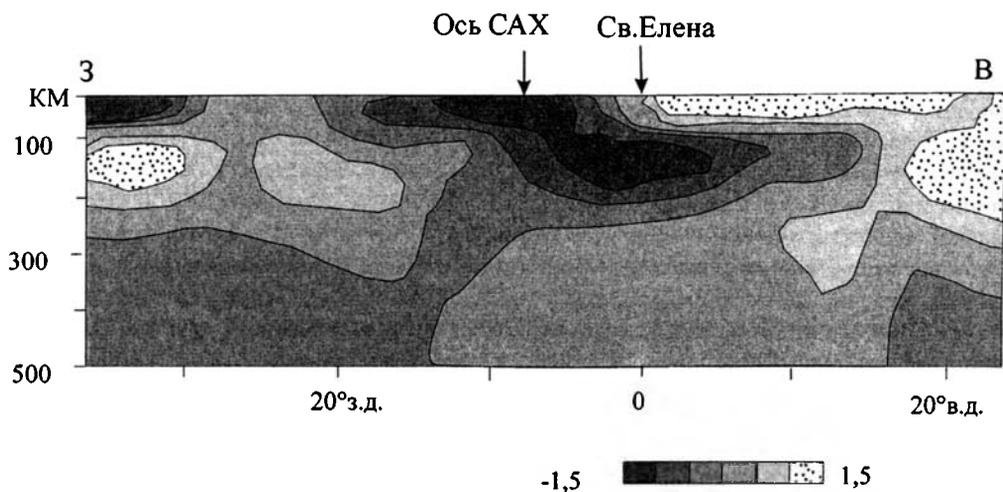


Рис. 4.4. Профиль по данным сейсмической томографии через район о.Св.Елены и его интерпретация, по: [Zhang et al., 1994]

Центрально-европейская вулканическая область протягивается от Франции до юго-западной Польши и Венгрии и включает Центральный массив во Франции, Рейнский массив и ряд других структур.

Вулканическая область Западного Средиземноморья включает Римскую область Италии, Эоловые острова, восточную Сицилию и ряд других структур. Каждая из этих вулка-

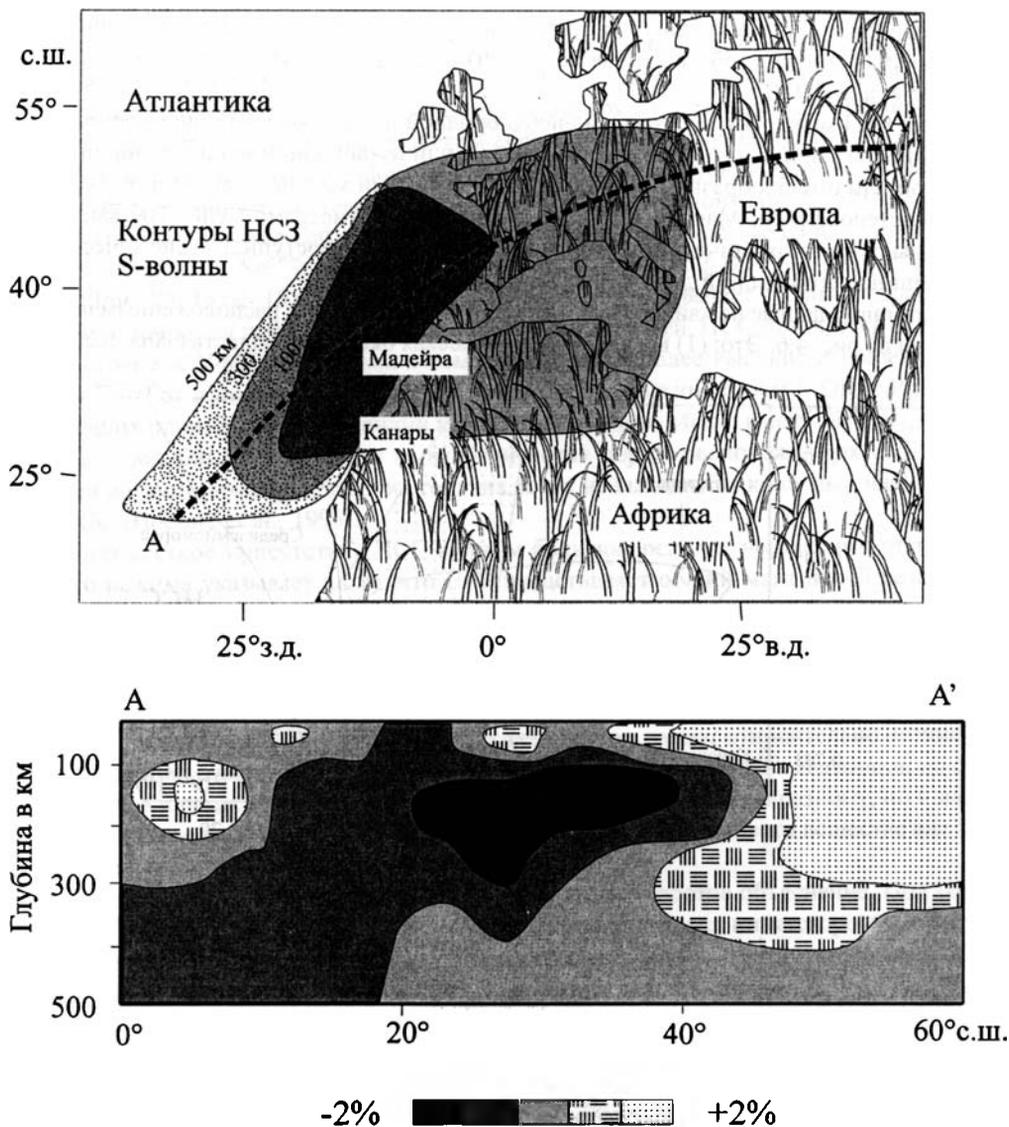


Рис. 4.5. Вариации S-скоростей, по: [Hoernle et al., 1995]

нических областей подстилается континентальной корой, которая находится в условиях растяжения, что следует из существования здесь интенсивных блоковых разломов и рифтинга. В течение Третичного периода под большей частью западного Средиземноморья имела место субдукция Африканской плиты, продолжающаяся в настоящее время под Эоловыми островами [Hoernle et al., 1995].

Как видно из данных сейсмической томографии, имеется крупный, низкоскоростной регион в верхней мантии, подстилающий восточную Атлантику, северную Африку, Запад-

ное Средиземноморье и западную и центральную Европу. Это, по-видимому, относительно горячая (возможно, обогащенная летучими) область подъема мантийного материала [Hoernle et al., 1995].

Сама НСЗ может быть латерально неоднородной из-за локальных нисходящих потоков в районе границы литосферы–астеносферы, или из-за поднимающихся порций (каплевидной или столбообразной формы) богатой летучими мантии, окруженной более холодной астеносферой. Мантийные неоднородности с диаметрами менее 100 км, хотя и выявлены петро-геохимическими методами, находятся вне доступного сейсмической томографии на сегодняшний день разрешения.

Изотопные данные по кайнозойским вулканическим породам, расположенным над НСЗ показаны на рис. 4.6. Это: (1) восточно-атлантическая океанская область (западные Кана-

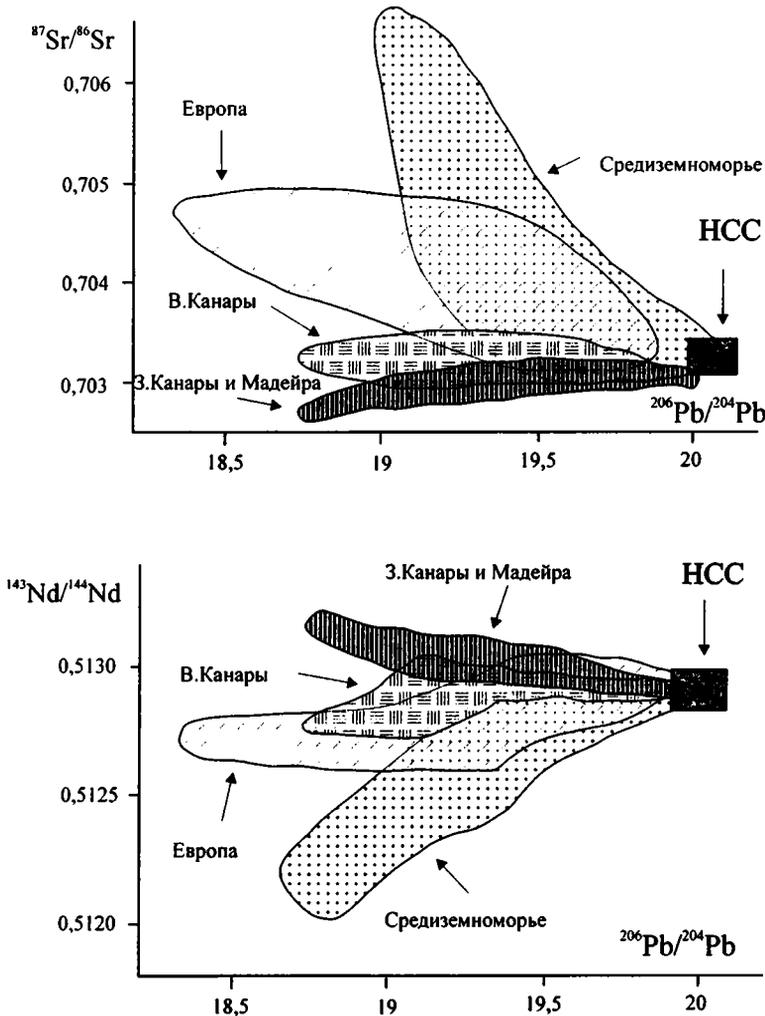


Рис. 4.6. Соотношения изотопов в кайнозойских вулканических породах, расположенных над низкоскоростной зоной, по: [Hoernle et al., 1995]. НСЗ – низкоскоростной состав

ры и Мадейра), сформированные в пределах океанской литосферы; (2) восточно-атлантическая континентальная окраина (восточные Канары), находящаяся в пределах переходной между океанским и континентальным типом литосферы; (3) центрально-европейская область, представляющая континентальную литосферу и (4) западно-средиземноморская область, где широко проявлены процессы современной субдукции. Данные для каждой группы образуют тренды в первом приближении соответствующие двухкомпонентному смешению. Изотопия этих областей, сходится к узкому диапазону составов [Hoernle et al., 1995]. Этот, так называемый, низкоскоростной состав (НСС) со следующими изотопными отношениями: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7030–0,7034, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0,51282–0,51294, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 19,9–20,1, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15,62–15,68, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ~ 39,60–39,90. Он отвечает сублитосферным мантийным источникам под каждой из географических областей. НСС отличается от мантийного источника *N-MORB*, так как в нем относительно более высокие отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, по сравнению с большинством *MORB*. Вулканизм ближайших плюмов: Азор, Исландии и островов Зеленого Мыса, имеет составы, которые являются подобными некоторым из вулканических пород, расположенных над НСЗ, но ни один из изотопных трендов этих горячих точек не выходит на конечный член с составом НСС [Hoernle et al., 1995].

Повсеместное присутствие НСС в таком большом регионе независимо от тектонического режима указывает на то, что НСЗ представляет общий мантийный резервуар с достаточно однородным изотопным составом. Вулканизм в каждой из вулканических областей может быть прослежен от позднего мела либо раннего палеоцена, свидетельствуя о том, что зона наклонного подъема мантийного материала может иметь относительно древний возраст [Hoernle et al., 1995].

Вулканические породы Этны и Канарских островов, имеют относительно низкие $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношения, с диапазоном 5,8–7,5, отличающие их от плюма типа Исландии, но сближающие с Азорами. Причина этого различия интерпретируется по-разному, но в любом случае связана с особенностями состава поднимающегося плюмового вещества вне зависимости от его исходной природы образования.

Не всегда низкоскоростные зоны в мантии находят простое объяснение. Под Паранским бассейном (Бразилия) была обнаружена цилиндрическая низкоскоростная область 300 км в диаметре, прослеживающаяся практически вертикально в интервале глубин 200–600 км [Van Decar et al., 1995]. По всем данным современное положение плюма соответствует тому, которое он занимал 137–125 млн лет назад, когда имели место обширные излияния базальтов непосредственно перед раскрытием Атлантики в этом районе (120 млн лет). Повторная вспышка вулканизма была здесь 80–90 млн лет. С тех пор в Паранском бассейне вулканизма практически не отмечалось. Возможно, верхняя часть плюма (включая почти всю верхнюю мантию) двигалась совместно с вышележащей континентальной литосферной плитой с момента разрушения Гондваны и раскрытия Атлантики [Van Decar et al., 1995]. Однако такая гипотеза входит в противоречие с некоторыми постулатами тектоники плит и, кроме того, приходится допустить, что потеря тепла за 125 млн лет была не достаточной, чтобы сгладить низкоскоростную аномалию, другие гипотезы выглядят ещё более гипотетическими. Возможно, это тот самый случай, когда низкоскоростная аномалия имеет вещественную, а не температурную природу. То есть в результате массовых излияний базальтов был изменен (деплетирован) состав мантийных пород в значительных объемах (гораздо больших, чем это происходит в районах современных горячих точек), что привело к изменению плотности всей поднимавшейся колонны и,

соответственно, к падению сейсмических скоростей. С началом раскрытия Атлантики поступление материала прекратилось, а сама деплетированная колонна осталась “замороженной” в субконтинентальной мантии. Продолжение подъема материала самой нижней части плюма вероятно проявилось в виде вулканизма Тристан-да-Кунья. К 40 млн лет, возможно, при участии этого плюма, был сформирован значительный сегмент поднятия Рио-Гранде и Китового хребта.

Пассивные неоднородности

Под пассивной неоднородностью мы понимаем некий конечный объем консолидированного мантийного материала определенного состава, который попал в область генерации расплавов в результате мантийной конвекции, либо был захвачен поднимающимся плюмом. Рассмотрим существующие модели образования таких неоднородностей.

Горизонтально слоистая неоднородность. В данной группе моделей исходная посылка состоит в том, что неоднородности в Земле представляют собой горизонтальные слои (стратифицированные модели) [Anderson, 1981; Hofmann et al., 1982]. Слои могли существовать либо с момента возникновения Земли, либо формироваться в ходе ее эволюции. В этой модели поднимающиеся плюмовые магмы дренируют как недеплетированную исходную мантию, так и обогащенные летучими зонами, связанные с субдуцированной океанической корой. Как нам представляется, данная модель не учитывает процессы перемешивания вещества мантии. Вряд ли стоит недооценивать влияние разнородных и разнонаправленных конвективных движений, приводящих к хаотичному распределению мантийных неоднородностей [Пушаровский и др., 1990]. Сложность этой модели состоит в том, что для расслоения на слои необходимо очень большое различие плотностей в материале неоднородности и окружающей мантии.

Жильная неоднородность. Предполагается, что в океанической мантии наряду с областями деплетированного состава имеются жилы обогащенного вещества. Жилы обогащенного материала в мантийном источнике имеют более низкую точку плавления и дают первые выплавки, которые обогащены по сравнению с последующими. Последующее плавление остатка, потерявшего жильные компоненты, даст менее примитивные составы, чем таковые базальтов, полученных одновременно из ранних и поздних расплавов [Snow et al., 1994]. С учетом этой модели можно объяснить пространственное сочетание сильно деплетированных ультрабазитов и обогащенных базальтов разломов Зеленого Мыса, Буве и др. При больших объемах плавления жильные неоднородности не выявляются. Такую же природу могут иметь локальные неоднородности, установленные в районе разлома Хейса по данным изучения базальтов ряда скважин (562–564, 559, 557 и др.) [Bougault et al., 1985; Drake et al., 1985]. Собственно вещественные неоднородности определяются составами и содержаниями, как правило, только части минералов (аксессуарных), входящих в состав пород. Так, например, клинопироксены и гранаты, как и аксессуарные минералы, могут содержать весьма обширный набор литофильных элементов. С этой точки зрения изменение общего состава пород в пределах литосферы является малозначительным, по сравнению с возможными вариациями содержаний аксессуарных минералов (слюды, апатита, шпинели) [Yoder, 1988].

Жильные неоднородности могли быть либо неотъемлемой частью исходной мантии с момента ее формирования, либо могли сформироваться позже и быть вовлечены в процессы преобразования вещества, в том числе, на ранних стадиях развития мантии Атлантики. При образовании коры в САХ часть расплавов, образованных при низких степенях

частичного плавления, может задерживаться в мантии, не попадая в литосферу. При этом они вносят существенные изменения в ее состав, образуя, таким образом, неоднородности. Затем последние перемещаются вместе с литосферой. Образование таких неоднородностей не является повсеместным, так как обогащенные расплавы могут быть разбавлены нормальными расплавами, образующимися под САХ.

Обоснование возможности такого механизма рассматривается в работе [Halliday et al., 1995]. Были проанализированы обогащенные базальты моложе 10 млн лет ряда вулканических построек Атлантики (Св. Елена, Вознесение, Фернандо ди Наронья, Мадейра, Триндаде, Зеленый Мыс, Камерунская Линия). Для них характерны высокие отношения Ce/Pb и U/Pb и низкие K/U . Предполагается, что источники этих магм образовались в результате внедрения порций расплавов с небольшими степенями частичного плавления в низы океанской литосферы в районах САХ. При этом происходил метасоматоз верхней мантии (у основания литосферы) сразу после ее образования с формированием амфибола (<2%), сульфидов (<0,2%) и флогопита (<0,2%). Затем этот источник мигрировал вместе с литосферой. Таким образом, в ходе спрединга может формироваться близповерхностный фракционированный источник (БФИ) с низкими K/U и высокими U/Pb , $\Delta^{206}Pb/^{204}Pb$ и Ce/Pb . При этом отношения Ce/U , Nb/U , Va/Ce и Va/Nb остаются близкими островным базальтам [Halliday et al., 1995]. Этот источник может дренироваться затем как в пределах той же плиты (например, при подъеме плюма), либо, пройдя этап преобразования после субдукции, превратится в устойчивую долгоживущую неоднородность. Несмотря на возможное разбавление иным материалом, некоторые островные базальты, например Св. Елены могли унаследовать значительно пониженные содержания K и высокие отношения U/Pb из такого типа неоднородностей. Особенность БФИ – обогащение ЛРЗЭ, повышенные U/Pb и Ce/Pb и пониженные K/U при нормальных Va/Ce и Ce/U [Halliday et al., 1995]. Это существенное отличие от составов, которые можно ожидать при переработке либо континентальной, либо океанической коры, поступающей в среднюю и нижнюю мантию в ходе субдукции. Как нам представляется данный механизм вполне применим для объяснения жильных неоднородностей. В то же время, не подвергая сомнению рассуждения авторов об особенностях поведения и отношений тех или иных некогерентных элементов, вряд ли можно согласиться, что такого типа неоднородности (до этапа рециклирования в нижней мантии) могут играть существенную роль в районах активных плюмов, где объемы поступающего материала во много раз превосходят объемы БФИ неоднородностей в основании литосферы. Кроме того, данный механизм, претендуя на универсальный и всеобъемлющий характер, никак не учитывает изотопное разнообразие базальтов различных океанических островов.

Капельная (пудинговая) неоднородность. Ряд моделей исходит из того, что неоднородности имеют небольшие размеры и повсеместно распределены во всем объеме верхней мантии, куда попали из средней и нижней (глубинной) мантии. Конвекция в глубинной и верхней мантии может протекать независимо, но материал из глубинной мантии может в виде капель поступать в верхнюю мантию и сохраняться в ней в виде мелких пассивных неоднородностей. Последние могли находиться в верхней мантии длительное время до того как попали в область генерации магмы (как в САХ, так и районе океанических вулканических островов) [Davies, 1981; Zindler et al., 1982; Sleep, 1984]. В рамках этой модели очень сложно объяснить региональные вещественные неоднородности.

Другой из возможных механизмов формирования данного типа неоднородностей в астеносфере связан с активностью плюмов под толстой континентальной литосферой.

соответственно, к падению сейсмических скоростей. С началом раскрытия Атлантики поступление материала прекратилось, а сама деплетированная колонна осталась “замороженной” в субконтинентальной мантии. Продолжение подъема материала самой нижней части плюма вероятно проявилось в виде вулканизма Тристан-да-Кунья. К 40 млн лет, возможно, при участии этого плюма, был сформирован значительный сегмент поднятия Рио-Гранде и Китового хребта.

Пассивные неоднородности

Под пассивной неоднородностью мы понимаем некий конечный объем консолидированного мантийного материала определенного состава, который попал в область генерации расплавов в результате мантийной конвекции, либо был захвачен поднимающимся плюмом. Рассмотрим существующие модели образования таких неоднородностей.

Горизонтально слоистая неоднородность. В данной группе моделей исходная посылка состоит в том, что неоднородности в Земле представляют собой горизонтальные слои (стратифицированные модели) [Anderson, 1981; Hofmann et al., 1982]. Слои могли существовать либо с момента возникновения Земли, либо формироваться в ходе ее эволюции. В этой модели поднимающиеся плюмовые магмы дренируют как недеплетированную исходную мантию, так и обогащенные летучими зоны, связанные с субдуцированной океанической корой. Как нам представляется, данная модель не учитывает процессы перемешивания вещества мантии. Вряд ли стоит недооценивать влияние разнородных и разнонаправленных конвективных движений, приводящих к хаотичному распределению мантийных неоднородностей [Пушаровский и др., 1990]. Сложность этой модели состоит в том, что для расслоения на слои необходимо очень большое различие плотностей в материале неоднородности и окружающей мантии.

Жильная неоднородность. Предполагается, что в океанической мантии наряду с областями деплетированного состава имеются жилы обогащенного вещества. Жилы обогащенного материала в мантийном источнике имеют более низкую точку плавления и дают первые выплавки, которые обогащены по сравнению с последующими. Последующее плавление остатка, потерявшего жильные компоненты, даст менее примитивные составы, чем таковые базальтов, полученных одновременно из ранних и поздних расплавов [Snow et al., 1994]. С учетом этой модели можно объяснить пространственное сочетание сильно деплетированных ультрабазитов и обогащенных базальтов разломов Зеленого Мыса, Буве и др. При больших объемах плавления жильные неоднородности не выявляются. Такую же природу могут иметь локальные неоднородности, установленные в районе разлома Хейса по данным изучения базальтов ряда скважин (562–564, 559, 557 и др.) [Bougault et al., 1985; Drake et al., 1985]. Собственно вещественные неоднородности определяются составами и содержаниями, как правило, только части минералов (аксессуарных), входящих в состав пород. Так, например, клинопироксены и гранаты, как и аксессуарные минералы, могут содержать весьма обширный набор литофильных элементов. С этой точки зрения изменение общего состава пород в пределах литосферы является мало значительным, по сравнению с возможными вариациями содержаний аксессуарных минералов (слюды, апатита, шпинели) [Yoder, 1988].

Жильные неоднородности могли быть либо неотъемлемой частью исходной мантии с момента ее формирования, либо могли сформироваться позже и быть вовлечены в процессы преобразования вещества, в том числе, на ранних стадиях развития мантии Атлантики. При образовании коры в САХ часть расплавов, образованных при низких степенях

частичного плавления, может задерживаться в мантии, не попадая в литосферу. При этом они вносят существенные изменения в ее состав, образуя, таким образом, неоднородности. Затем последние перемещаются вместе с литосферой. Образование таких неоднородностей не является повсеместным, так как обогащенные расплавы могут быть разбавлены нормальными расплавами, образующимися под САХ.

Обоснование возможности такого механизма рассматривается в работе [Halliday et al., 1995]. Были проанализированы обогащенные базальты моложе 10 млн лет ряда вулканических построек Атлантики (Св. Елена, Вознесение, Фернандо ди Наронья, Мадейра, Триндаде, Зеленый Мыс, Камерунская Линия). Для них характерны высокие отношения Ce/Pb и U/Pb и низкие K/U . Предполагается, что источники этих магм образовались в результате внедрения порций расплавов с небольшими степенями частичного плавления в низы океанской литосферы в районах САХ. При этом происходил метасоматоз верхней мантии (у основания литосферы) сразу после ее образования с формированием амфибола (<2%), сульфидов (<0,2%) и флогопита (<0,2%). Затем этот источник мигрировал вместе с литосферой. Таким образом, в ходе спрединга может формироваться близповерхностный фракционированный источник (БФИ) с низкими K/U и высокими U/Pb , $\Delta^{206}Pb/^{204}Pb$ и Ce/Pb . При этом отношения Ce/U , Nb/U , Ba/Ce и Ba/Nb остаются близкими островным базальтам [Halliday et al., 1995]. Этот источник может дренироваться затем как в пределах той же плиты (например, при подъеме плюма), либо, пройдя этап преобразования после субдукции, превратится в устойчивую долгоживущую неоднородность. Несмотря на возможное разбавление иным материалом, некоторые островные базальты, например Св. Елены могли унаследовать значительно пониженные содержания K и высокие отношения U/Pb из такого типа неоднородностей. Особенность БФИ – обогащение ЛРЗЭ, повышенные U/Pb и Ce/Pb и пониженные K/U при нормальных Ba/Ce и Ce/U [Halliday et al., 1995]. Это существенное отличие от составов, которые можно ожидать при переработке либо континентальной, либо океанической коры, поступающей в среднюю и нижнюю мантию в ходе субдукции. Как нам представляется данный механизм вполне применим для объяснения жильных неоднородностей. В то же время, не подвергая сомнению рассуждения авторов об особенностях поведения и отношений тех или иных некогерентных элементов, вряд ли можно согласиться, что такого типа неоднородности (до этапа рециклирования в нижней мантии) могут играть существенную роль в районах активных плюмов, где объемы поступающего материала во много раз превосходят объемы БФИ неоднородностей в основании литосферы. Кроме того, данный механизм, претендуя на универсальный и всеобъемлющий характер, никак не учитывает изотопное разнообразие базальтов различных океанических островов.

Капельная (пудинговая) неоднородность. Ряд моделей исходит из того, что неоднородности имеют небольшие размеры и повсеместно распределены во всем объеме верхней мантии, куда попали из средней и нижней (глубинной) мантии. Конвекция в глубинной и верхней мантии может протекать независимо, но материал из глубинной мантии может в виде капель поступать в верхнюю мантию и сохраняться в ней в виде мелких пассивных неоднородностей. Последние могли находиться в верхней мантии длительное время до того как попали в область генерации магмы (как в САХ, так и районе океанических вулканических островов) [Davies, 1981; Zindler et al., 1982; Sleep, 1984]. В рамках этой модели очень сложно объяснить региональные вещественные неоднородности.

Другой из возможных механизмов формирования данного типа неоднородностей в астеносфере связан с активностью плюмов под толстой континентальной литосферой.

Поднимающееся до раскола Африки и Южной Америки плюмовое вещество рассеивалось в мантии в виде капель в результате конвекции [Schilling et al., 1994]. В процессе раскрытия Атлантики (вплоть до настоящего времени) данное вещество участвует в формировании вулканитов САХ в районе между разломами Романш и Вознесения. То, что вещество обогащено легкими РЗЭ и радиогенными изотопами (в отличие от базальтов сегмента к северу от разлома Романш, обедненного легкими РЗЭ) говорит о том, что данные капли практически не претерпевали частичное плавление в ходе рассеивания плюмового материала в районе южного сегмента [Schilling et al., 1994]. Некоторое изотопное сходство с вулканитами Св. Елены или Вознесения (один из граничных источников смешения имеет характеристики НМУ), а также их наибольшая пространственная близость к району разломов Вознесение–Романш, позволяет предположить, что под континентальной литосферой в период 150–100 млн лет имело место рассеивание материала именно этих плюмов [Schilling et al., 1994]. Данные модели применимы для объяснения некоторых локальных вещественных неоднородностей.

Блоковая неоднородность. В отличие от капельной представляет собой отдельные крупные фрагменты мантийного материала, дающие относительно гомогенные выплавки, отличные по составу от выплавок из окружающих этот блок мантийных пород. Данные неоднородности могут представлять собой как фрагменты субконтинентальной литосферы, сохранившиеся в океанической мантии с момента раскрытия Атлантики, так и фрагменты недеплетированной глубинной мантии, попавшие в верхнюю мантию в результате конвекции. Каждому из этих типов присущи характерные особенности изотопного состава. Как нам представляется такого типа неоднородности наиболее многочисленны в Центральной Атлантике. Приведем несколько примеров.

В районе 26° ю.ш. были опробованы три подводные горы, расположенные на некотором удалении от рифтовой зоны САХ на коре 2,5 млн лет [Graham et al., 1996]. Изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах составляют соответственно 11 и 0,7035 [Graham et al., 1996]. Первые существенно ниже, а вторые – соответственно выше, чем в базальтах современного рифта на той же широте (соответственно 7,8 и 0,70258). Горы, по всей видимости, (структурные соотношения) были сформированы в осевой части САХ. Так, как в этом районе неизвестно каких-либо активных горячих точек, образование подводных гор, возможно, связано с поступлением в зону декомпрессионного плавления под САХ пассивной мантийной неоднородности в ходе проградации рифта и тектонической эволюции разлома Мур [Graham et al., 1996]. О том, что данная неоднородность не связана с ранней плюмовой активностью в рамках механизма, рассмотренного для капельной неоднородности, свидетельствует специфический изотопный (Sr–Nd–Pb) состав базальтовых стекол рассматриваемых подводных гор. Их источник наиболее близок плюму Реюньон (Индийский океан). Кроме того, в них гораздо выше $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношения, чем в ближайших плюмах Южной Атлантики, что более соответствует южному плюму Буве. Основной источник высоких $^3\text{He}/^4\text{He}$ скорее всего средняя–нижняя мантия или переходная зона между 410 и 660 км. Если это действительно так, то в ходе образования данного гибридного мантийного источника с высокими $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношениями, но с He/Sr и He/Nd отношениями как в деплетированной мантии, могли иметь место несколько стадий смешения [Graham et al., 1996].

Другой пример локальной вещественной неоднородности. В районе разлома Океанограф один из трех исходных источников смешения мантийного материала судя по низким изотопным отношений Pb и Nd, образовался при добавлении 8–12% субконтинен-

тального мантийного материала к деплетированной астеносферной мантии [Shirey et al., 1987]. Возраст аномалии около 250 млн лет, что позволяет ее связывать с раскалыванием Пангеи и образованием Атлантики [Dosso et al., 1999]. Возраст коры, в которой обнаружена эта изотопная метка, составляет всего 1–5 млн лет.

Косвенным подтверждением такой природы аномалии могут служить находки несколько южнее, в скважине 153 (восточный интересект разлома Кейн) цирконов в габбро [Pilot et al., 1998], возраст которых, судя по их положению, не может быть древнее 1 млн лет. По данным свинцовой изотопии получены возраста 330 и 1600 млн лет [Pilot et al., 1998]. Известно, что цирконы могут сохранять свою возрастную память при температуре не более 900°C около 150 млн лет. Следовательно, их нахождение в габбро в районе рифта требует иного объяснения. Возможно, рифтинг в ходе раскрытия Атлантики приводил к расщеплению литосферы, образованию отдельных фрагментов, которые могли погружаться, разогреваться, частично разрушаться и перемещаться в район рифта САХ в результате функционирования ячеек конвекции. Здесь они могли быть захвачены формирующимися габбро.

Условия и механизмы дренирования неоднородностей, миграции и смешения порций различных расплавов

Как было отмечено ранее, о характере, составе и размерах вещественных мантийных неоднородностей за пределами океанических островов, мы можем судить только по составу магматических пород, обнажающихся на океаническом дне. Наиболее информативными в этом плане являются базальты. В то же время на их состав и пространственное распределение могут влиять и иные факторы кроме непосредственных особенностей мантийных источников. Использование изотопных отношений и отношений ряда некогерентных элементов в значительной степени снимает эффекты, связанные с варьирующей степенью частичного плавления и фракционной кристаллизации. В то же время существуют и иные, в основном структурные, факторы, определяющие распределение базальтов того или иного состава, но непосредственно не зависящие от распределения мантийных неоднородностей.

В мантии под САХ происходит подъем астеносферы за счет утонения литосферы. При этом только в центральной части создаются наиболее благоприятные условия для плавления и наиболее полного отделения базальтовых расплавов из деплетированной мантии, приводя к формированию вулканитов рифтовой долины. На флангах астеносферного клина температура и давление недостаточны для плавления деплетированного материала. В то же время при наличии мелких локальных неоднородностей (обогащенных летучими и некогерентными элементами) в астеносфере они будут плавиться и проникать в литосферу, формируя подводные горы вблизи рифта. Такой механизм хорошо объясняет то, что на флангах рифтовых долин, в частности, в районе разлома Марафона обогащенные базальты встречаются существенно чаще, по сравнению с осевой частью рифтовой долины. При этом промежуточные магматические камеры становятся эфемерными или вообще не формируются. Поэтому отдельные расплавы могут поступать прямо из зоны плавления, например, на краю рифтовой зоны. Для них будут наблюдаться пониженные степени частичного плавления и большие глубины образования. Значительный разброс изотопных составов в пределах близко расположенных друг относительно друга вулканитов объясняется практически отсутствием промежуточных магматических камер под САХ, где может происходить гомогенизация различных порций расплавов. В пределах рифтовой долины

продукты плавления мелких мантийных неоднородностей могут смешиваться с более многочисленными выплавками из деплетированной мантии. В этом случае практически невозможно обнаружить неоднородности, если они даже там имеются и мантия представляется нам гомогенной, хотя это может быть и не так. Таким образом, действительное количество мелких неоднородностей может быть существенно выше, чем нам представляется.

Другой важный фактор, влияющий на определение количества и формы неоднородностей, это влияние холодной литосферы на процессы частичного плавления. В районе сочленения рифта и разлома, где преобладают низкие степени частичного плавления (более холодная и мощная литосфера, непосредственно контактирующая с рифтовым сегментом), преимущественно будет плавиться легкоплавкий материал, обогащенный летучими, легкими РЗЭ и радиогенными Pb и Sr изотопами, который распространен в виде мелких неоднородностей в окружающей астеносфере. Поэтому в районах интересектов разломных зон и рифтов в относительно большем количестве встречаются обогащенные базальты. Этот эффект в той или иной степени проявлен во всех интересектах. Причем, чем неоднородности более контрастные, тем этот эффект проявлен более отчетливо (например, в районе восточного интересекта разлома Зеленого Мыса, район которого входит в область крупной неоднородности 14° с.ш.).

Особый интерес представляет зависимость между аномалиями блоковой природы, обусловленными наличием компонента LOMU и мантийными плюмами. Возможно, компонент LOMU представляет собой пассивные мантийные неоднородности, генетически не связанные с плюмами и проявляющиеся при спрединге только в ассоциации с плюмами [Douglass et al., 1999]. Предположительно субконтинентальный литосферный материал, несущий компонент LOMU, был сохранен в виде крупных, холодных, высоко плотностных пластин в мантии после распада Гондваны. В ходе растягивания и утонения этих пластин в мантии более мелкие фрагменты могли послужить источником материала LOMU в спрединговых хребтах. Древний субконтинентальный литосферный материал, скорее всего, менее истощен и менее плавуч и не вовлекается в процесс декомпрессионного плавления при рифтинге. Блоки очень плотного материала могут оставаться неизменными длительное время в мантии, которая претерпевает конвекцию, и могут таким образом представлять участки мантии, не претерпевающие плавление в ходе обычных процессов образования коры в САХ. Дополнительное тепло, поставляемое мантийными плюмами (если последние расположены вблизи оси рифтовых зон), может понизить вязкость сублитосферного материала, тем самым создавая возможность для включения его в конвекцию, связанную со спредингом. Добавка тепла из плюмов увеличивает степень плавления этого материала (LOMU). Если это так, то в чистом виде он нигде в океанах опробован быть не может [Douglass et al., 1999]. Этот вывод не вполне согласуется с находкой базальта, по составу соответствующего “эталону” LOMU [Kamenetsky et al., 2001], в пределах сегмента САХ без признаков влияния плюмового магматизма, хотя и находящегося недалеко от структур хребта Шписс, рассматриваемого как результат проявления начальных этапов плюмового магматизма [Пейве, Сколотнев, 2001]. По всей видимости, компонент LOMU в отдельных случаях может подниматься непосредственно в область, подверженную декомпрессионному плавлению в рифтовых структурах.

Распределение вещественных неоднородностей в мантии может изменяться в ходе миграции (перемещения) вещества по подошве литосферы. Там, где крупные плюмы (Исландия, Азоры, Тристан-да-Кунья и др.) расположены вблизи САХ, наблюдаются градиенты состава базальтов, которые закономерно коррелируют с региональным изменени-

ем мощности коры, плавучестью верхней мантии под хребтом и другими геофизическими параметрами [Cannat et al., 1999]. Это свидетельствует о том, что плюмы аномально разогретого мантийного вещества, которое является основным источником вулканизма этих островов, также отклоняются в сторону близлежащих хребтов и распространяются в широтном направлении вдоль САХ на расстояние от нескольких сотен до 2 тысяч км. Данное явление достаточно хорошо изучено в глобальном масштабе, сравнимом с областью распространения плюмового материала, достигающего первых тысяч км.

Мы рассмотрим возможные проявления миграции более плавучего материала в пределах мелких структур, размер которых составляет десятки или первые сотни км. Между 30 и 50° с.ш. наблюдается очень сложная картина распределения разнотипных базальтов. Согласно представлениям [Dongmei et al., 1997] в районах 46 и 43° с.ш. на восточном фланге САХ плюмовый материал поднимался под мощной литосферой. Здесь он претерпевал частичное плавление и далее частично перетекал по подошве литосферы в латеральном в направлении в сторону оси САХ. Материал, достигавший оси САХ на этих широтах, представлял собой уже рестит от более раннего отделения небольших порций расплавов, непосредственно в точках подъема плюма [Dongmei et al., 1997].

При подъеме более плавучего материала в районе рифтов (вне зависимости от его происхождения) происходит его взаимодействие с астеносферным материалом с образованием градиентов изотопных составов Pb, Sr и Nd в MORB вдоль оси хребта, плавно меняющегося в сторону от области подъема данного вещества. Если растекание материала вдоль САХ существует, то на этот процесс должны оказывать влияние разломные зоны. В районе 48° с.ш. имеется аномалия (Дискавери), при частичном плавлении которой происходит отделение более плавучих расплавов, чем расплавы, образованные из деплетированной мантии, которые могут мигрировать в горизонтальном направлении. В базальтах САХ севернее Агульяс-Фолклендского разлома действительно наблюдается резкий рост изотопных отношений Pb и Sr и падение Nd. Но рассчитанные вариации [Douglass, Schilling, 1999] оказались значительно слабее, чем реально наблюдаемые. По всей видимости, при рассмотрении процессов миграции плавучего материала по границе литосферы и астеносферы необходимо учитывать и другие факторы, в том числе рельеф и наклон подошвы литосферы [Kincaid et al., 1996; Sleep, 1996]. Плавучий материал может перетекать в областях с круто расположенной реологической поверхностью (например, в районе центров спрединга САХ или в районах разломных зон), где холодная, мощная, глубоко погруженная литосфера примыкает к более разогретой, тонкой и более мелкой литосфере. По данным [Kincaid et al., 1996] движение материала в сторону спредингового хребта будет происходить только при угле наклона поверхности $\geq 9^\circ$ (чтобы преодолеть вязкое трение на границе литосферы и астеносферы). Таким образом, распространение плюмового материала будет радиальным до тех пор, пока он не дойдет до уклонов в 9° . Один из таких объектов это Агульяс-Фолклендский разлом протяженностью активной части 220 км. Крутой наклон подошвы литосферы вкрест разлома может вызвать перетекание материала с северо-востока через Агульяс-Фолклендский разлом. А растекание материала севернее Агульяс-Фолклендского разлома от области подъема плавучего материала в сторону САХ в радиальном направлении было ограничено [Douglass, Schilling, 1999]. Наклон подошвы литосферы способствует перетеканию плавучего плюмового материала по направлению к САХ. При наличии динамического давления от плюма избыточная плавучесть может привести к перетеканию материала даже при отсутствии необходимого угла наклона поверхности литосферы [Small, 1995].

Геодинамика формирования мантийных неоднородностей в ходе образования Центральной Атлантики

Центральная Атлантика представляет особый интерес с точки зрения познания геодинамики различных процессов в коре и мантии в ходе образования и эволюции Атлантического океана. Эта область является пограничной между разновозрастными структурами северной и южной Атлантики. Специфика ее строения обусловлена как особенностями раскола Африки и Южной Америки, так и особенностями последующих этапов эволюции.

Раскол Гондваны с образованием Южной Атлантики начался около 150–130 млн лет. При этом рифт продвигался в северном направлении. Севернее (15–33° с.ш.) к тому времени (170–150 млн лет назад) существовал бассейн с океанической корой [Emery, Uchupi, 1984]. В районе Центральной Атлантики рифтинг начался 110–85 млн лет. Но здесь изначально континентальная литосфера была гораздо мощнее и холоднее. Нормальное продвижение рифта было невозможно. Это способствовало, с одной стороны, формированию близко расположенных разломных зон, с другой – реализовалось в виде диффузного (рассеянного) спрединга. Характер заложения того или иного сегмента рифта определялся термальными, плотностными и вещественными неоднородностями континентальной литосферы. При раскрытии Южной и Северной Атлантики движение мантийных астеносферных потоков было направлено навстречу друг другу, в сторону экватора, что неизбежно привело к формированию в экваториальной области нисходящих потоков с формированием более мощной и холодной литосферы [Bonatti et al., 1993a; Bonatti, 1996] (рис. 4.7). Это подтверждается не только особенностями составов базальтов, указывающих на низкие степени частичного плавления, но и исключительно широким (по сравнению с любыми другими областями Северной и Южной Атлантики) распространением сухого спрединга. Сухой спрединг был выявлен не только в рифтовых зонах непосредственно в контакте с разломными структурами (разлом Зеленого Мыса, Романш), но и на существенном удалении от них, как, например, в рифте между районами 7 и 5° с.ш., а также в ряде сегментов между 0°30'–2° с.ш. Процесс утонения литосферы играл не главную роль, как в других районах Атлантики.

Как видно из соотношения изотопов и $(La/Sm)_n$ отношений (рис. 4.8), базальты севернее разлома Чейн (Центральная Атлантика) характеризуются изотопными составами близкими NIMU, но с систематически более высокими отношениями $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ и низкими $^{143}Nd/^{144}Nd$, по сравнению с районом между разломами Чейн и Вознесения (северная область Южной Атлантики) [Schilling et al., 1994]. В том числе имеется явное сходство изотопного состава мантийных аномалий 14° и 1°40' с.ш. (последняя имеет тенденцию к более радиогенному Pb и Sr) и отличие их от аномалий северной Атлантики (Азоры, Исландия, Ян Майен).

Базальты обоих районов (Центральная Атлантика и северная область Южной Атлантики) образовались при бинарном смешении различных исходных мантийных компонентов, что наиболее хорошо видно по соотношению $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$. Исходные члены смешения трендов этих областей отличаются только $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$. Обогащенные исходные члены обоих трендов смешения (обогащенная РЗЭ и радиогенным Pb мантия) близки источнику типа NIMU (о-в Св. Елены), хотя в базальтах южной области в незначительном количестве, как нам кажется, присутствует компонент EM-2. Что касается обедненных исходных компонентов линий смешения, то для северной области Южной

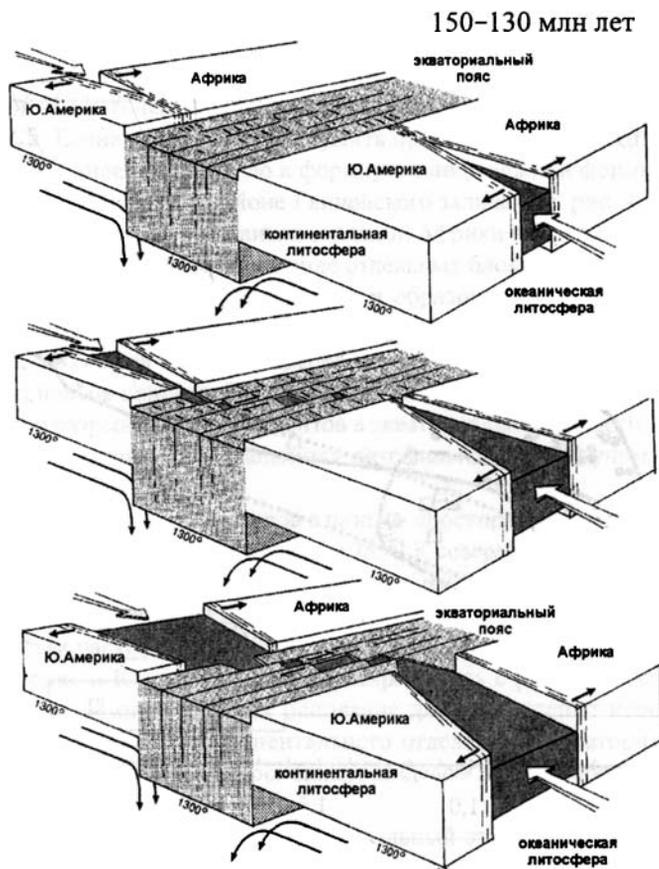


Рис. 4.7. Схема раскрытия Экваториальной Атлантики, по: [Bonatti, 1996]

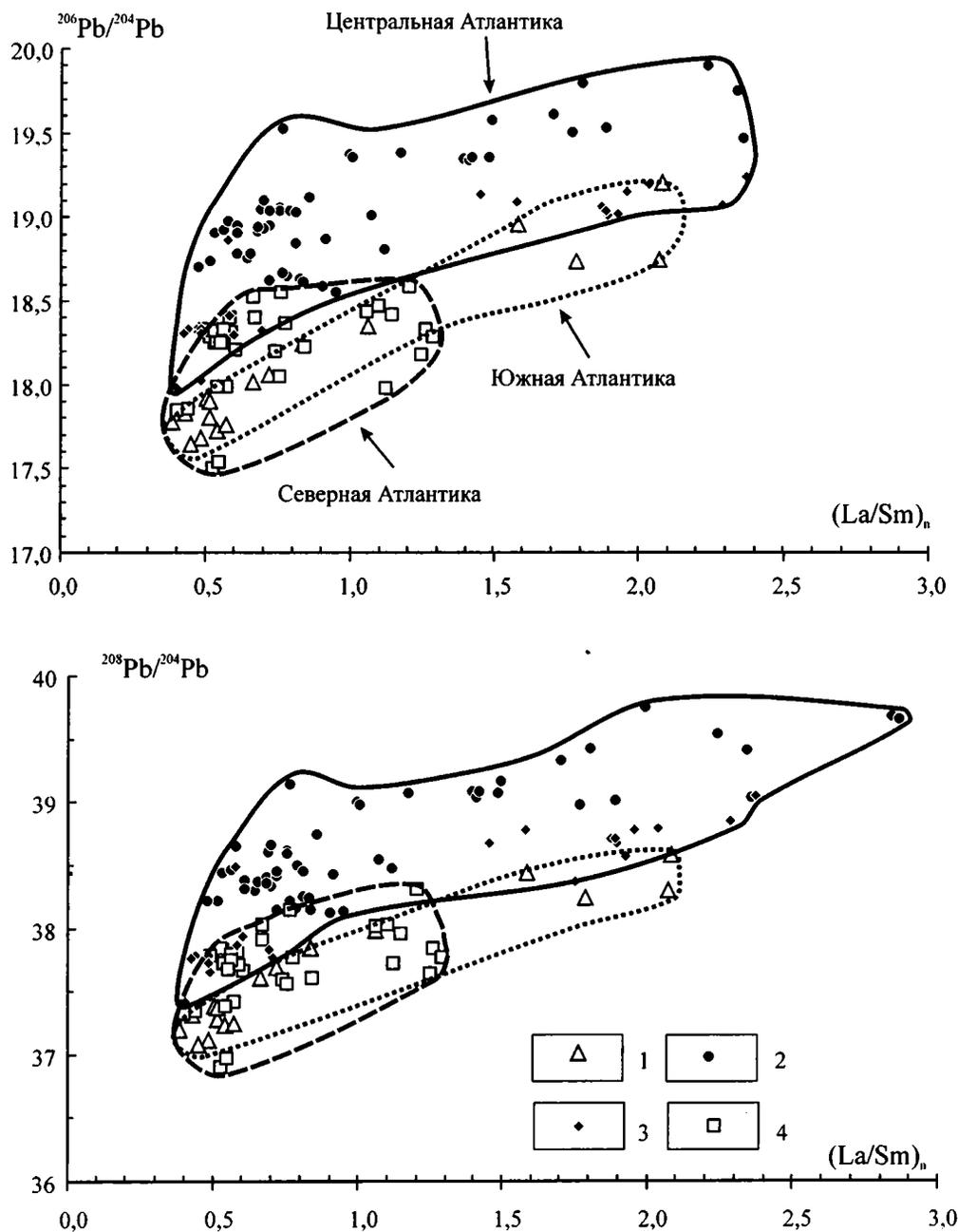


Рис. 4.8. Диаграммы соотношений изотопов Pb и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ отношений в базальтах Атлантики, по: [Shilling et al., 1994; Dosso et al., 1993]

Составы базальтов Атлантики: 1 – Южной ($6^\circ 30'$ ю.ш. – разлом Чейн); 2, 3 – Центральной (2 – между разломом Чейн и 5° с.ш., 3 – между $10^\circ 40'$ и $15^\circ 10'$ с.ш.); 4 – Северной ($15^\circ 10'$ – $25^\circ 10'$ с.ш.)

Атлантики – это вне сомнения ДММ, ближе всех к которому подходят базальты сегмента к югу от разлома Шарко. Для Экваториальной Атлантики исходный компонент был более радиогенным, чем ДММ, особенно по $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и в меньшей степени по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Возможно, это компонент типа FOZO. Деление на Экваториальную Атлантику и северную область Южной Атлантики отражает особенности раскрытия этого региона. Район разлома Чейн–Романш являлся разграничительной зоной Южной и Центральной Атлантикой. Состав астеносферных потоков этих двух областей при общей схожести имел геохимические различия. В северной части Южной Атлантики астеносферная мантия состоит из преобладающего деплетированного материала и небольшого количества обогащенного материала (возможно, исходно плюмового), попавшего туда, вероятно, на ранних стадиях раскрытия этой части Атлантики. В Центральной Атлантике картина более сложная. Обогащенный компонент здесь встречается гораздо шире, чем на юге, и обедненный компонент на самом деле не является столь уж и обедненным. Кроме того, важно то, что здесь практически отсутствует деплетированный астеносферный материал. То есть в Центральной Атлантике состав мантии отличается как от мантии Южной, так и Северной Атлантики.

Рассмотрим возможный механизм формирования мантийных изотопных неоднородностей Центральной Атлантики. Согласно плейттектоническим реконструкциям в зоне начального разрыва континентальной коры Центральной Атлантики существовала плюмовая область (Св. Елена). Она могла послужить причиной раскола континента именно в этом месте, а не западнее, что привело к формированию сложной формы границы раскола Африки – Южной Америки в районе Гвинейского залива (см. рис. 4.8). Мы полагаем, что подлитосферная обогащенная мантия западной Африки и Восточной Америки в этом районе (шириной около 500 км) могла в виде отдельных блоков захватываться веществом поднимающегося плюма, принимая участие в образовании обогащенных расплавов [Anderson, 1994]. Данная мантия либо имела такой обогащенный исходный состав задолго до раскрытия, либо была частично преобразована незадолго до раскрытия Атлантики под влиянием расплавов плюмовой природы (например, Св. Елена). В результате, в районе последующего разрыва двух континентов в экваториальной области, имелась/образовалась метасоматизированная, обогащенная литофильными и летучими компонентами мантия [Сущевская и др., 2002].

Две группы поперечных линейментов с разным простирием разделены Гвинейским разломом в районе 10° . Простирием разлома 285° . К северу мощность осадков составляет >2 км [Jones, 1987]. Простириения структур к югу имеют другой азимут. Линейменты к северу связаны с формированием Центральной Атлантики в поздней юре и раннем мелу, а к югу – с меловым раскрытием Южной Атлантики.

Так как Северная и Южная Атлантики раскрывались с разными полюсами раскрытия, простирием разломных зон дает основание для уменьшения неопределенностей, связанных с ранней историей континентального отделения в экваториальном регионе. Именно Гвинейский разлом являлся основным разделом плит во время ранней фрагментации западной Пангеи.

Исходя из кинематики движения плит начальный этап раскрытия экваториальной области, проходил не в широтном, а в меридиональном направлении и реализовался в виде правосторонних сдвиговых деформаций с растяжением. При этом произошел раскол и последующее раздвигание в меридиональном (!) направлении не только собственно континентальной литосферы, но, возможно, и некоторых участков обогащенной подлитос-

В любом случае, формирующаяся Центральная Атлантика, как в северной части, так и в южной (с более мощной и холодной литосферой), характеризуется развитием базальтов, обогащенный компонент которых чрезвычайно близок по многим геохимическим параметрам, в том числе и по изотопным отношениям Sr, Nd и Pb. Данный компонент сопоставим с составом континентальных базальтов Камерунской линии, а также некоторых Африканских карбонатитов, происхождение которых напрямую связывается с плавлением обогащенной континентальной мантии [Сушевская и др., 2002].

Предлагаемая модель не является единственно возможной. Согласно построениям Ж. Шиллинга [Schilling et al., 1995] положение вещественной мантийной аномалии $1^{\circ}40'$ с.ш. относительно поднятий Сьерра-Леоне и хребта Сеара говорит о том, что она обязана своим происхождением плюму Сьерра-Леоне, материал которого попадает в расположенный западнее САХ по литосферному каналу в течение последних 11 млн лет. Точное положение плюма Сьерра-Леоне и время его функционирования, размер верхней части и подводного канала точно не установлены, так же как и взаимодействие с САХ. По реконструкции Ж. Шиллинга современное местоположение центра плюма $1^{\circ}40'$ с.ш. и $29,7^{\circ}$ з.д., в 100 км к востоку от $1^{\circ}40'$ с.ш.

Как нам представляется, нет достаточных оснований не только говорить о влиянии плюма Сьерра-Леоне на магматизм $1^{\circ}40'$ с.ш., но и о существовании в настоящее время самого плюма Сьерра-Леоне. В районе $1^{\circ}40'$ с.ш. отсутствует какие-либо морфологические признаки, характерные для рельефа областей с активными плюмами. Нет также косвенных признаков, свидетельствовавших бы о связи структур поднятия Сьерра-Леоне и САХ на $1^{\circ}40'$ с.ш. (след горячей точки). Имеются проявления молодой вулканической активности центрального типа в пределах широкой области между поднятием Сьерра-Леоне и островами Зеленого Мыса, но, как нам представляется, они имеют совершенно иную природу. В модель Ж. Шиллинга не укладывается происхождение гор Батиметрисов. Не находят объяснения подводные горы, расположенные к северо-востоку от основного поднятия Сьерра-Леоне.

Горячие линии

Большинство работ, рассматривающих кинематику раскрытия Атлантики исходят из постулата, в котором практически все внутриплитные вулканические цепи рассматриваются как следы перемещения океанической литосферы над горячими точками [Morgan, 1983]. На основании простираций этих вулканических цепей определяются траектории движения плит, которые в целом дают удовлетворительную картину перемещения материков. В то же время, при детальном изучении возрастов вулканитов в пределах цепей подводных гор или островов (за исключением единичных примеров таких как Гавайи) не дает однозначного подтверждения постулата о движении плит над фиксированными источниками тепловой энергии и вулканизма. Как правило, вся вулканическая цепь возникает в единый период внутриплитной активности ограниченной протяженности 10–15 млн лет и имеет линейную в плане ориентировку [Мазарович и др., 1990].

В пределах Атлантики наряду с многочисленными изометричными скоплениями вулканических построек и островов, таких как острова Зеленого Мыса, Канарские, Сьерра-Леоне и др., имеется 3 протяженные линейные подводные вулканические гряды: Новая Англия, Камерунская линия и Китовый хребет. Для первой группы горячих точек установить возрастную последовательность смены вулканизма в соответствии с моделируемой

траекторией раскрытия Атлантики затруднительно, так как отсутствует линейная ориентировка в расположении вулканов. Что касается линейных вулканических хребтов, то вопрос об однонаправленной пространственной смене вулканизма может обсуждаться. Ориентировка этих хребтов не противоречит траектории движения океанических плит Атлантики. В то же время возрастные датировки далеко не всегда укладываются в простую схему движения плиты над фиксированными горячими точками. Так, все изученные подводные горы Новой Англии по K/Ar и Ar/Ar датировкам с учетом погрешности определения имеют возраст 89–81 млн лет [Duncan, 1984]. Более древней является только самая западная подводная гора (Медведь) (103–100 млн лет).

Ещё более сложная картина распределения очагов вулканизма во времени наблюдается в пределах Камерунской линии, протягивающейся от протерозойского Панафриканского основания в центральном Камеруне и южной Нигерии в юго-западном направлении (азимут 30°) в Ангольскую котловину, возможно, до о-ва Св. Елена. Все вулканические острова Западной Африки, входящие в Камерунскую линию, являются проявлением внутриплитного вулканизма, начальный этап которого имел место в олигоцене с пиком в миоцене. Они выстраиваются в цепочки, пересекающие разломные зоны субширотного простиранья под косыми углами (рис. 4.10). Для всех них характерны повышенные значения теплового потока. Западным окончанием Камерунской линии можно считать остров Св. Елены – миоценовый вулкан, находящийся на эоценовой вулканической коре.

Данные изучения Камерунской линии многоканальной сейсмикой свидетельствуют о том, что вулканические центры вдоль этой линии расположены на дугообразно приподнятой океанической коре аптского или позднемелового возраста > 4 км мощности и осадках и сложены неогеновыми вулканитами [Meysers et al., 1998]. При этом граница М тоже приподнята. Сходное строение имеют вулканические цепи Канар, Зеленого мыса, Сьерра-Леоне и Китового хребта. Все они претерпели подъем коры и внутриплитный вулканизм в миоцене или позже. Ни на одной из этих вулканических цепей не отмечено четко возрастного смещения вулканизма постулируемого моделью горячей точки.

Возможно, все эти структуры, а также другие вулканические цепи северо-восточного простиранья Западной Африки и линейные пояса неогенового вулканизма Африканского континента – это результат возникновения линейных зон подъема мантийного материала или горячих линий [Meysers et al., 1998]. Последние, как предполагают авторы, были сформированы над поднимающимися потоками между цилиндрическими конвекционными ячейками Релея-Бернарда в верхней мантии. Расстояние по латерали между горячими линиями около 1700 км. Таким образом, диаметр конвективной ячейки около 650–700 км [Meysers et al., 1998].

Модель их образования, по мнению [Meysers et al., 1998], выглядит следующим образом. Начальная верхнемантийная конвекция началась в эоцене, возможно, из-за каких-то изменений в глобальной конвекции Земли. Эта верхнемантийная конвекция приобрела форму цилиндров северо-восточного простиранья. Мантия, обогащенная, в том числе и материалом NIMU, начала подниматься от раздела на глубине 670 км с образованием расплавов, которые затем вступали во взаимодействие (обогащали) более высокие горизонты мантии в ходе подъема. Такие зоны подъема материала располагались неравномерно по простиранью этих горячих линий. Напряжение от расходящихся цилиндрических конвекционных потоков привело к раскрытию ранее существовавших ослабленных зон в литосфере, по которым преимущественно поступали расплавы (основные вулканические поднятия расположены на пересечении зоны восходящих потоков и древних разломных

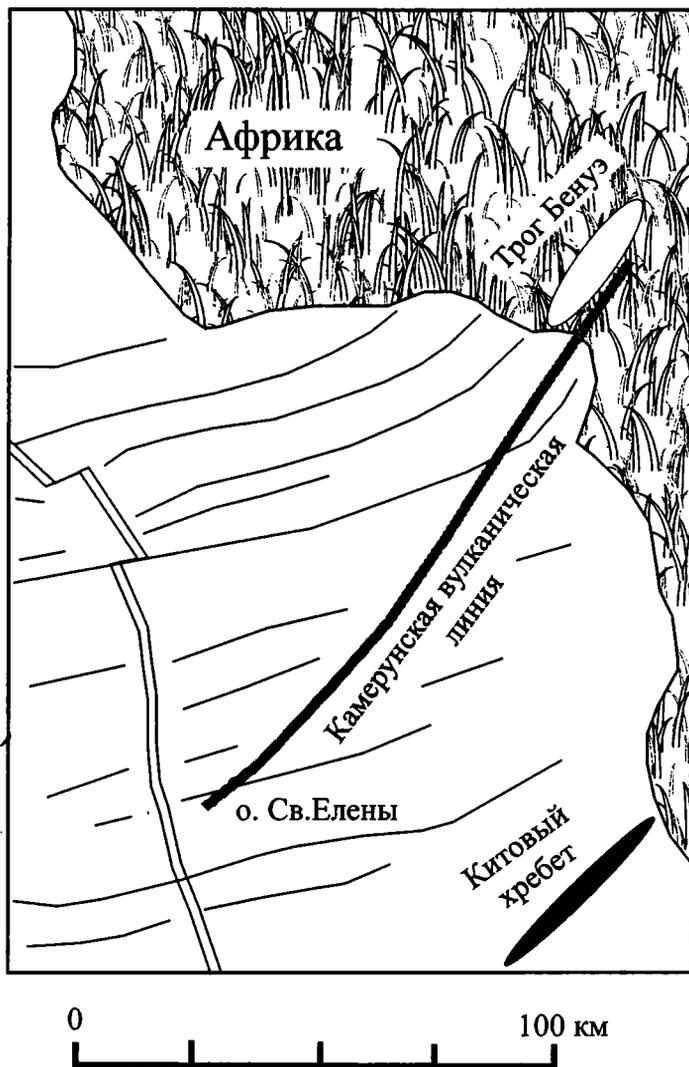


Рис. 4.10. Схема простирающихся главных структур Гвинейского залива, по: [Meyers et al., 1998]

зон в океанической коре). К среднему миоцену в литосфере вдоль Камерунской линии сформировалась система наиболее активных вулканических центров [Meyers et al., 1998]. Литосфера между этими центрами в меньшей степени была вовлечена в процессы подъема и вулканизма.

Как нам представляется, к слабым сторонам этой модели относится то, что трудно объяснить образование на глубине 670 км конвективных ячеек именно такого, северо-восточного, простирающегося. Кроме того, должна бы наблюдаться миграция вулканизма по мере раздвижения литосферы (т.к. конвекционные цилиндры в модели привязаны к мантии).

Возможно, что образование линейных зон внутриплитного вулканизма связано не столько с мантийной конвекцией, сколько с подъемом мантийного материала по линейным ослабленным зонам (мантийные диапиры, вытянутые в линию). При этом, вне всякого сомнения, это единый глобальный этап изменения кинематики движения вещества в мантии в олигоцене, который практически одновременно проявился во всей восточной Атлантике в виде внутриплитного вулканизма. По всей видимости, диапиры, питающие рассматриваемый вулканизм не настолько мощные, чтобы пробить Африканскую литосферу. Имеет место не движение плиты над горячей точкой, а подъем из глубинной мантии и растекание разогретого материала в юго-западном направлении в сторону от Африки. Так как ширина этих зон мала, они не видны в сейсмической томографии.

Подъем материала из мантии имел импульсный характер. После олигоцена–миоцена связь с глубинным источником материала прервалась, и в последующее время дренируется тот материал, который ранее поступил на уровень астеносферы. Запас тепловой энергии в настоящее время ещё не иссяк, что приводит к затухающей, но все ещё эпизодически продолжающейся вулканической активности. Материал частично мигрирует по мере движения литосферы.

Таким образом, линейные вулканические цепи в восточной Атлантике представляют собой скорее не горячие точки, а горячие линии. Расположение последних не противоречит модели движения литосферных плит. Кроме того, при данном подходе предполагается, что источник плюмового материала может перемещаться относительно более глубоких горизонтов (нижней мантии). Как нам представляется, исходя из общих положений термодинамики, в пределах Земли как единого тела с термическими градиентами, конвекцией должны быть охвачены все оболочки Земли. Следовательно, весьма вероятно, что источники плюмового материала перемещаются друг относительно друга и относительно оболочек Земли.

Следовательно, имеет место не только вертикальный подъем разогретого глубинного (плюмового) материала, но и его латеральное перемещение в виде линейно ориентированных потоков, протяженность которых существенно превышает их ширину, а линейная ориентировка плюмов определяется полем напряжений в пределах мантии в целом и совпадает с направлением движения литосферных плит.

Основной объем верхней мантии составляет деплетированный материал, главный источник рифтовых базальтов, образуемых при пассивном подъеме и частичном плавлении мантии. Деплетированная мантия неоднородна по составу в глобальном, региональном и локальном масштабах. Верхняя мантия представляет собой некий пудинг, где основной объем составляет деплетированный материал, в котором расположены отдельные блоки иного состава (пассивные неоднородности, фиксируемые главным образом по изотопии и отношениям некогерентных элементов). Кроме того, поступления плюмового материала формируют региональные (500–1000 км) неоднородности.

Образование в тектоносфере Земли различного типа неоднородностей (структурных, вещественных, геофизических и др.) обусловлено нелинейными процессами [Пушаровский и др., 1990]. Конвективные движения не приводят к гомогенизации мантии, так как постоянно протекают обратные процессы возникновения новых неоднородностей. Это, с одной стороны, процессы в литосфере (в основном океанической), где в результате подъема

и перераспределения обогащенного материала, а также в результате процессов магмогенерации в рифтовых зонах, формируются региональные и локальные неоднородности. Другая группа процессов связана с погружением в зонах субдукции материала с геохимическими и изотопными параметрами, не характерными для мантийных пород. Переработка (рециклинг) данного материала, погруженного в нижнюю–среднюю мантию приводит к резкому изменению состава исходных мантийных пород, создавая разнородные по составу мантийные области.

Вдоль нормальных сегментов САХ, где плавление и сегрегация расплавов происходят в большом объеме, имеет место достаточно однородное перемешивание материала – изливаются относительно гомогенные MORB. Там, где этот режим нарушается (как, например, в разломных зонах и вне оси рифта), там гораздо четче проявляются существующие мантийные неоднородности.

Отсутствие симметрии в изменении составов базальтов по мере удаления от оси горячих точек обусловлено особенностями в направлении растекания плюмового материала (например, плюмовый материал Исландии растекается преимущественно в южном направлении).

Имеется принципиальное различие мантийных плюмов северной и южной Атлантики, в значительной степени обуславливающих расположение мантийных вещественных неоднородностей по отношению к современному положению оси САХ. Первые расположены вблизи оси и оказывают исключительно сильное влияние на все процессы формирования коры. Во втором случае рельеф САХ слабее выражен и аномалии геоида не такие четкие. Термальное и динамическое влияние горячих мантийных плюмов здесь сильно ослаблено, хотя захват вещества плюмов при западной миграции оси САХ, по-видимому, имеет место. Это видно по наличию в осевой части САХ резко выраженных пиков геохимических аномалий, расположенных на широте плюмов. Эти аномалии имеют сходный изотопный состав с веществом плюмов. Связь плюмов и САХ видна также по данным сейсмической томографии, где проявлены подлитосферные низкоскоростные каналы, соединяющие плюмы с осевыми частями САХ.

В ходе раскрытия и последующего формирования океанической коры Атлантики, наряду с плавлением ранее деплетированного мантийного материала, с одной стороны, имело место добавление и эпизодическое вовлечение в процессы плавления материала подлитосферной континентальной мантии или фрагментов континентальной литосферы, оставшейся после распада Пангеи, с другой – поступление глубинного плюмового материала, возможно, с границы ядро–мантия. Миграция, перемешивание и частичное плавление материала этих трех основных источников и обусловило то многообразие исходных расплавов, продукты эволюции которых мы наблюдаем в вулканических структурах Атлантики.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В пределах коры и мантии Атлантики выделяются глобальные, региональные и локальные структурно-вещественные неоднородности. К глобальной неоднородности относится аномалия DUPAL южного полушария сформированная 2–3 млрд лет назад. Последние два типа непосредственно связаны с формированием и эволюцией структур Атлантического океана. Региональные неоднородности являются отражением процессов перемещения вещества, возникающих в пределах глубинной мантии или на границе с ядром и активно проявляющих себя в настоящее время в виде областей распространения плюмового магматизма. Наиболее крупные из них – это Исландский и Азорский плюмы. К более мелким региональным неоднородностям сходной природы можно отнести Св. Елену, Гоф и Буве. Для региональных аномалий характерна корреляция изотопных отношений и содержаний литофильных элементов, указывающая на длительность и постоянство процессов, определяющих их формирование. Это не исключает того, что сами эти неоднородности могут включать неоднородности второго порядка. Образование последних обусловлено как неполным перемешиванием исходного материала, так и добавлением иного вещества или расплавов на уровне верхней мантии. Это приводит к тому, что практически невозможно однозначно очертить в пространстве и во времени границы региональных неоднородностей из-за чередования в поступлении материала различных источников в пограничных зонах и из-за процессов его смешения с деплетированным астеносферным материалом.

Для локальных неоднородностей характерно гораздо большее разнообразие проявлений. Это относится как к вариациям составов и размеров, так и к условиям, и времени образования. Для некоторых неоднородностей характерна прямая корреляция изотопных составов и соотношений некогерентных элементов, но для большинства наблюдаются расхождения. Отсутствие пространственной корреляции между изотопными данными и отношениями некогерентных элементов, возможно, обусловлено их разным временем формирования. Изотопные метки наиболее устойчивый параметр, практически не зависящий от процессов преобразования исходного вещества. Мантийные аномалии ($1^{\circ}40'$, 14 , 43 , 46° с.ш. и др.), выявляемые по изотопным данным являются наиболее древними, возникшими ещё до раскрытия Атлантики. Как правило, все они соответствуют смешению нескольких исходных мантийных компонентов. Их изотопные составы могут отве-

чать вовлечению древнего субконтинентального материала в мантийный источник. Для объяснения природы наблюдаемых локальных мантийных аномалий подходит модель, в рамках которой реликты метасоматизированной субконтинентальной мантии, оставшиеся в верхней мантии во время раскрытия Атлантики были перемешаны в ходе мантийной конвекции с деплетированным мантийным веществом. Соотношения рассеянных и некогерентных элементов гораздо более зависимы от различных процессов в мантии, они вторичны по времени образования и в случае расхождения с изотопными данными отвечают более поздним неоднородностям.

Большинство локальных неоднородностей не является гомогенными. То есть в пределах районов обогащенной мантии практически всегда встречаются породы, характерные для участков деплетированной мантии. Это показано для структур южного борта разлома Зеленого Мыса, восточного интерсекта разлома Романш, а также других районов. Исключением является сравнительно гомогенная мантийная аномалия с центром на $1^{\circ}40'$ с.ш.

Как правило разломные зоны не являются резкими границами мантийных неоднородностей, а изотопно-геохимическое разнообразие составов мантии первично по отношению к разломной структуре. Это следует как из анализа составов базальтов, так и ультрабазитов и относится к разломам Океанограф, Зеленого Мыса, Вима и др. По всей видимости, положение разломных зон и мантийных неоднородностей не является взаимообусловленным и контролируется различными факторами. Так, вещественные неоднородности, по-видимому, имеют более глубинные и древние "корни", чем трансформные разломы, возникновение которых определялось в первую очередь особенностями реологии и распределения полей напряжений в начальные этапы раскрытия Атлантики. Как видно из структурных данных в ходе формирования коры Атлантики могло иметь место изменение полей напряжений с изменением местоположения и простираций отдельных разломных зон. При этом разница в вещественном составе, а, следовательно, и в реологии, тех или иных мантийных провинций была недостаточна, чтобы полностью контролировать структурное положение тех или иных разломов, как правило, не проникающих ниже границы литосферы.

Анализ пространственных соотношений глубины и степени частичного плавления с особенностями состава мантии по простирацию САХ показал, что отсутствует значимая корреляция данных параметров в пределах большинства локальных неоднородностей. В пределах структур САХ расплавы различных типов (образовавшихся на разной глубине и при разных степенях частичного плавления) могут быть как обогащенными, так и обедненными, что отражает, отсутствие прямой зависимости между составом мантийного источника и условиями генерации магм (глубиной и степенью частичного плавления мантийного материала). В общем случае локальные неоднородности не являются фактором, определяющим условия генерации основных магм. В то же время термодинамическая специфика того или иного крупного сегмента Атлантики оказывает влияние на поверхностное проявления мантийных неоднородностей. Так, для района между разломами Романш и Чейн отмечается хорошая пространственная корреляция между аномалиями, соответствующими обогащенным базальтам и областями с самыми низкими степенями частичного плавления. Это связано с ранними этапами формирования Центральной Атлантики – преобладание тектонических, а не магматических процессов как на начальных, так и на последующих этапах формирования мощной и холодной литосферы, способствовало сохранению фрагментов обогащенной мантии. Процессы плавления в его пределах проте-

кают локально с формированием небольших порций расплавов, которые, продвигаясь к поверхности, практически не перемешиваются, что приводит к сочетанию в пределах очень ограниченной площади (1–2 потока) как толеитовых *N*-MORB, так и щелочных базальтов. Некоторое количество промежуточных по составам разностей обусловлено локальными процессами смешения расплавов двух принципиально различных мантийных источников.

На поверхностное проявление мелких локальных мантийных неоднородностей в значительной степени влияют термодинамические особенности процессов образования расплавов. Резкое различие составов базальтов в пределах одной драги в особенности более частое обнаружение обогащенных базальтов вблизи сочленения разломов с САХ и в пределах самих разломов, связано с преобладающим плавлением мелких повсеместно встречающихся мантийных неоднородностей, обогащенных летучими, некогерентным элементами и радиогенными изотопами Sr и Pb при низких степенях частичного плавления. Размер этих неоднородностей меньше, чем интервал опробования (10–20 км). Условия холодной мантии способствуют тому, что отдельные небольшие порции расплавов из локально неоднородных участков мантии не будут разбавлены расплавами, образованными из деплетированного астеносферного материала. Наиболее ярко этот процесс проявлен в структурах разлома Романш.

2. Для Атлантического океана района характерна сложная геодинамика, реализующаяся в сочетании как нормального спрединга с формированием хорошо известного классического разреза океанической коры, так и проявлением процессов, ведущих к формированию хаотического разреза коры. При образовании классического разреза океанической коры (расслоенный комплекс, габбро, дайковый комплекс, базальты) поступление расплавов достаточно, чтобы заполнить пространство, образующееся при раздвиге океанических плит в пределах САХ. Этот разрез океанической коры встречается, как правило, за пределами разломных зон, особенно там, где последние расположены на значительном расстоянии друг от друга. Примерами проявлений хаотического разреза океанической коры являются зоны сочленения разлом–рифт и прилежащих рифтовых долин разломов Зеленого Мыса, Романш, Сьерра-Леоне и др. В бортах этих разломных долин наряду с базальтами наблюдается широкое распространение ультрабазитов и габброидов, тектонически выведенных на поверхность дна. Наиболее разнородно построены структуры разломов в районах сочленения с сегментами рифтовых долин. Здесь устанавливаются структурные и вещественные признаки тектонической расслоенности, дезинтеграции и перемешивания пород океанической коры и верхов мантии.

Причины формирования изначально хаотических разрезов океанической коры, составляющих значительную часть Атлантики, обусловлены редуцированностью магматизма в сочетании с интенсивным проявлением тектонических процессов. Количество образующихся расплавов гораздо меньше, чем необходимо для реализации классической модели. Как видно из анализа имеющихся данных, именно мантийные гипербазиты являются субстратом, в котором формировались отдельные промежуточные магматические камеры. Растяжение ранее сформированной литосферы сопровождается формированием многочисленных сбросовых деформаций (листрических сбросов), по которым отдельные блоки литосферы смещаются, разворачиваются и деформируются. Одновременный подъем мантийных пород приводит к сложному сочетанию разновременных и разнонаправленных полей напряжений, сопровождаемых образованием многочисленных зон деформаций. При этом образуется кора, состоящая из тектонически разобщенных, деформирован-

ных и перемешанных блоков различных пород. Степень этого хаоса максимальна в районе разломных зон. В рифтовых зонах молодые лавы частично перекрывают сложные структурные соотношения между породами.

По простиранию разломных зон обособляются протяженные участки (десятки километров) характеризующиеся разными количественными и структурными соотношениями ультрамафитов и габброидов и различной степенью их последующих метаморфических преобразований. Вероятно, эти различия обусловлены сменяющимися во времени условиями формирования океанической литосферы в области спрединга. Мы предполагаем, что имело место пульсационное наращивание океанической литосферы. Периоды повышенной магматической активности с выплавлением базальтов и формирование комплексов из мелких габбровых плутонов в теле рести́та чередовались с пониженной магматической активностью, способствовавшей образованию хаотичных разрезов океанической коры.

3. Современная конфигурация тройного сочленения Буве не соответствует ни одному из ранее описанных. Данная структура в течение последних 10 млн лет представляет собой зону сложных деформаций, возникшую в результате неоднократных изменений положения в пространстве и времени положения границ трех литосферных плит. Здесь имеются сложно построенные переходные зоны с особой геодинамикой и вулканизмом. Гетерогенность мантийных источников, плюмовая активность, сложная геодинамика района тройного сочленения, вызывающая напряженные состояния в прилегающих участках плит являются основными факторами, определяющими разнообразие составов вулканитов и их значительные пространственные вариации

4. В Атлантике имеет место неустойчивость геодинамических систем в области корамантия во времени и пространстве, проявляющаяся в резкой перестройке тектонических границ по рифтам и разломам; процессах метаморфизма, пространственной миграции структур (джампинг, проградация). Процессы океанского структурообразования протекают в условиях латеральных вещественных и термодинамических неоднородностей мантии. Проявлением структурно-вещественных неоднородностей являются и процессы преобразования вещества в ходе твердопластичных деформаций и метаморфизма. Как показало исследование, высокотемпературные деформации и метаморфизм мантийных и плутонических пород сопровождают формирование океанической коры в САХ Центральной Атлантики. Они широко развиты не только в разломных зонах, где дополнительно присутствуют сдвиговые компоненты, но и в пределах осевых структур САХ. В мантийных рести́тах наблюдается весь ряд структур, образованных в ходе субсолидусных деформаций: протогранулярные, порфирокластические, бластомилонитовые, ультрамилонитовые, сланцеватые. Эти процессы протекают, как правило, с потерей наиболее легкоплавких компонентов и хорошо изучены в структурах разломных зон Зеленого Мыса, Романш, Вима. Данные структуры (кроме сланцеватых) формируются в безводных условиях в ультрамафитах и габброидах. При появлении флюида (воды) в ходе деформации происходит рекристаллизация пород с формированием амфибол-содержащих метаморфических парагенезисов. Снижение вязкости деформированного материала проявляется в образовании разномасштабных складок течения и в усилении сланцеватости. Присутствие зон с широким развитием низкотемпературных метаморфитов, разнообразных сланцев, часто плейчатых, с многочисленными зеркалами скольжения показывает, что интенсивные хрупко-пластические деформации океанической коры могут иметь место при движениях по разлому вдали от области спрединга.

Признаки полистадийных тектонических и метаморфических преобразований в габброидах свидетельствуют о том, что вовлечение промежуточных магматических камер в процесс тектонического выведения их в верхние горизонты коры началось ещё на субсолидусной стадии кристаллизации основных расплавов. Имели место пластические деформаций с формированием флазерных структур, которые сменились хрупкими деформациями, и образованием милонитов и катаклазитов.

5. Мантийные неоднородности по механизму формирования могут быть разделены на активные и пассивные. Активные неоднородности обусловлены подъемом и перераспределением плюмового материала вплоть до настоящего времени. Поверхностное выражение таких неоднородностей – это горячие точки (линии, ареалы) и связанные с ними вулканические структуры. Плюмы без сомнения являются одним из основных факторов определяющих формирование неоднородностей в верхней мантии. Подавляющее количество плюмов имеют субвертикальную или слабо наклонную форму и поднимаются из глубинной мантии. В верхней мантии часть разогретого плюмового материала растекается по подошве литосферы. Происходит обмен теплом и материалом между нижней литосферой и астеносферой при конвекции. При этом некоторые проявления внерифтового вулканизма инициируются процессами растекания разогретого плюмового материала. Повидимому, именно такую природу имеют, например, вулканические постройки центральной типа, обнаруженные в котловине Зеленого Мыса в 22-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 2000 г. В районе тройного сочленения Буве происходит распрстранение области аномально разогретой мантии, характерной для плюмовых районов, от острова Буве в северо-восточном направлении до хребта Шписс. Эта область прослеживается под ранее сформированной корой САХ и АфАХ и проявляется в спорадическом появлении более обогащенных лав типа Шписс и поднятия Буве, которые формируют самостоятельные структуры, на фоне *N*-MORB, характерных для ранее сформированных участков коры САХ и АфАХ. Анализ изотопии района ТСБ показал, что большинство базальтов этого района образовалось при смещении плюмового материала Буве и деплетированной мантии. Источник Буве, в свою очередь, представляет собой смесь компонентов НМУ и ЕМ-1. Граница между областью распространения материала плюма Буве условно проходит по 49° ю.ш. Севернее расположена аномалия Дискавери, имеющая иные исходные источники (ЛОМУ), чем аномалия Буве. Кроме того, отдельные образцы представляют собой результат плавления мелких неоднородностей в мантии, представляющие фрагменты субконтинентальной литосферы, оставшиеся в мантии после распада Гондваны и непосредственно не связанных с плюмовым магматизмом.

6. Образование ряда линейных зон внутриплитного вулканизма связано с подъемом мантийного материала вдоль линейных зон, либо отражает хаотическое (на определенных этапах закономерное) смещение самого поднимающегося плюмового материала. Образование линейных вулканических цепей – это единый глобальный этап, который практически одновременно проявился во всей восточной Атлантике в виде внутриплитного вулканизма начиная с 20 млн лет. Имел место не только вертикальный подъем разогретого глубинного (плюмового) материала, но и его латеральное перемещение в виде линейно ориентированных потоков, протяженность которых существенно превышает их ширину.

7. Кора Атлантики образована при плавлении ранее деплетированного мантийного материала с эпизодическим вовлечением в процессы плавления материала подлитосферной континентальной мантии или фрагментов континентальной литосферы, оставшейся

после распада Гондваны и Пангеи, а также глубинного плюмового материала. Миграция, перемешивание и частичное плавление материала этих трех основных источников обусловило многообразие исходных расплавов, продукты эволюции которых наблюдаются в структурах Атлантики. Неустойчивость геодинамических систем области кора–мантия во времени и в пространстве обусловила перестройку границ по рифтам и разломам.

В целом, особенности строения и состава океанической коры и мантии Атлантики обусловлены избирательным распространением, разномасштабностью и разнотемпературностью проявления процессов трансформации (плавление, смешение, кристаллизация, метаморфизм и др.) и перемещения гетерогенного вещества. Все они определяются закономерностями проявления нелинейных геодинамических процессов свойственных планете Земля.

8. Проведенное исследование молодого океана, каковым является Атлантика, проливает свет на океаногенез более древних океанов. Полученные результаты представляют интерес для изучения офиолитовых комплексов и связанных с ними полезных ископаемых, имея ввиду выявленную более сложную геодинамику образования и трансформации океанической коры. Из работы следует, что необходимо в большей степени учитывать весь комплекс процессов, протекающих на стадии формирования молодой океанической коры, включая проградацию, джампинг рифтовых и разломных структур, образование серпентинитовых меланжей и разноуровневых твердопластичных и хрупких деформаций, метаморфизм. Смешение расплавов, образованных с участием вещества различных вещественных мантийных неоднородностей и их последующая эволюция (особенно в районах срединно-океанических хребтов со сложной геодинамикой) приводит к образованию исключительно широкого спектра составов магматических пород.

Настоящее обобщение подводит итог изучения автором структурно-вещественных неоднородностей Атлантики за последние два десятилетия. Оно также ставит новые задачи в области изучения глобальных неоднородностей Земли, решение которых – предмет дальнейших фундаментальных геологических исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант № 00-05-64235) и Федеральной целевой программы “Мировой океан”, проект “Тектонические структуры, магматизм и глубинное строение ключевых районов океанского и морского дна” Министерства промышленности, науки и технологий Российской Федерации.

ЛИТЕРАТУРА

- Аплонов С.В., Трунин А.А. Миграция локальной неустойчивости спрединга вдоль оси дивергентной границы: Срединно-Атлантический хребет между трансформными разломами Марафон и Кейн // Известия РАН. Сер. Физика Земли. 1995. №.9. С.24-34.
- Базылев Б.А. Аллохимический метаморфизм мантийных перидотитов из зоны разлома Хейс, Северная Атлантика // Петрология. 1997. Т.5. №.4. С.362-379.
- Базылев Б.А., Силантьев С.А. Геодинамическая интерпретация субсолидусной перекристаллизации мантийных шпинелевых перидотитов: I. срединно-океанические хребты // Петрология. 2000. Т.8. №.3. С.227-240.
- Булычев А.А., Гилод Д.А., Куликов Е.Ю., Шрейдер А.А., Шрейдер Ал.А. Хронология дна района тройственного сочленения литосферных плит Буве // Океанология. 2000. Т.40. №.2. С.257-266.
- Геологические исследования в Центральной Атлантике. Новосибирск, 1991. 192 с.
- Данюшевский Л.В., Соболев А.В., Дмитриев Л.В. Ортопироксен-содержащие низкотитанистые толеиты – новый тип толеитов океанических рифтов // ДАН СССР. 1987. Т.292. №.6. С.1449-1453.
- Диденко А.Н., Тихонов Л.В. Петромагнитные исследования базальтов в районе разлома Долдрамс // Строение зоны разлома Долдрамс. М.: Наука, 1991. С.183-194. (Труды ГИН; Вып. 459).
- Диденко А.Н., Пейве А.А., Тихонов Л.В. Петромагнитные и петрологические вариации вдоль Срединно-Атлантического и Юго-Западного Индийского хребтов в районе тройного сочленения Буве // Физика Земли. 1999. №.2. С.47-66.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Колобов В.Ю. Формирование океанической литосферы в медленно-спрединговых хребтах Центральной Атлантики // Петрология. 1994. Т.2. №.4. С.363-378.
- Дубинин Е.П., Сушевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т.1. №.4. С. 25-33.
- Закруткин В.В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме // Зап. ВМО. 1968. Ч.97. Вып. 1. С.15-23.
- Золотарев Б.П., Пейве А.А., Пушаровский Ю.М. Вещественная и структурная неоднородности во втором слое океанической коры // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм. М.: Наука, 1989. С.16-25.

- Курнос В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. 253 с.
- 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).
- Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Тектоническое положение гидротермальных полей на Срединно-Атлантическом хребте // Литология и полезные ископаемые. 1998. №.4. С.436-439.
- Мазарович А.О., Ахметьев М.А., Золотарев Б.П., Когарко Л.Н., Копорулин В.И., Рихтер А.В., Фрих-Хар Д.И. Тектоника и магматизм Островов Зеленого Мыса. М.: Наука, 1990. 246 с. (Труды ГИН; Вып. 451).
- Мазарович А.О., Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С., Разницин Ю.Н., Турко Н.Н., Симонов В.А., Аверьянов С.Б., Бортолуци А., Булычев А.А., Гасперини Л., Гиллод Д.А., Гладун В.А., Евграфов Л.М., Ефимов В.Н., Колобов В.Ю., Лиджи М., Лодоло Э., Перцев А.Н., Соколов С.Ю., Шуто Ф. Морфоструктура района острова Буве // Докл. РАН. 1995. Т.342. №.3. С.354-357.
- Мазарович А.О., Симонов В.А., Пейве А.А., Ковязин С.В., Третьяков Г.А., Разницин Ю.Н., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Соколов С.Ю., Турко Н.Н. Гидротермальная минерализация разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 5. С.1-8.
- Миясиро А., Сидо Ф., Юинг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30°с.ш. // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С.140-153.
- Пейве А.А. Разлом Романш – геодинамически неустойчивая система // Природа. 1994. №.1. С.125-126.
- Пейве А.А. Российско-итальянские геологические исследования тройного сочленения Буве в Южной Атлантике // Природа. 1995. №.5. С.63-65.
- Пейве А.А. Разломы дна Центральной Атлантики // Природа. 2001. №.3. С.44-47.
- Пейве А.А., Бонатти Э. Перидотиты разлома Чейн (Экваториальная Атлантика) // Докл. РАН. 1993. Т.329. №.5. С.625-627.
- Пейве А.А., Бонатти Э. Перидотиты разломных зон Буве и Конрад (Южная Атлантика) // Докл. РАН. 1999. Т.367. №.6. С.788-791.
- Пейве А.А., Сколотнев С.Г. Особенности вулканизма и геодинамика области тройного сочленения Буве (по составам базальтов) // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т.3. №.1. С. 11-20.
- Пейве А.А., Щербаков С.А. Ультрабазиты // Строение зоны разлома Зеленого мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. С.61-81. (Труды ГИН; Вып. 439).
- Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Ляпунов С.М., Сколотнев С.Г. Неоднородность мантии в районе разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике по данным изучения базальтов // ДАН СССР. 1988а. Т.301. №.1. С.165-168.
- Пейве А.А., Сушевская Н.М., Ляпунов С.М., Кононкова Н.Н. Особенности толеитового магматизма зоны разлома Зеленого мыса, Атлантика (13–15°с.ш.) // ДАН СССР. 1988б. Т.302. №.5. С.1173-1178.
- Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Ляпунов С.М. Породы 2-го слоя океанической коры // Строение зоны разлома Зеленого мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. С.61-81. (Труды ГИН; Вып. 439).

- Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С. Мазарович А.О., Разницин Ю.Н., Турко Н.Н., Симонов В.А., Аверьянов С.Б., Бортолуци Д., Булычев А.А., Гасперини Л., Гилод Д.А., Гладун В.А., Евграфов Л.М., Ефимов В.Н., и др. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // Докл. РАН. 1994. Т.338. №.5. С.645-648.
- Пейве А.А., Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М., Симонов В.А., Турко Н.Н., Разницин Ю.Н. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. №.1. С.51-68.
- Пейве А.А., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г., Сушевская Н.М., Лиджи М., Фабретти П., Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Гилод Д.А. Тройное сочленение Буве, особенности строения и эволюции // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С.91-109. (Труды ГИН РАН; Вып. 511).
- Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Строение и деформации пограничной области кора-мантия в разломе Вима, Центральная Атлантика // Геотектоника. 2001б. №.1. С.16-35.
- Пейве А.А., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Киприани А., Лиджи М., Мазарович А.О., Перфильев А.С., Разницин Ю.Н., Савельева Г.Н., Симонов В.А., Сколотнев С.Г., Соколов С.Ю., Турко Н.Н. Особенности строения района разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 2001а. Т.377. №.6. С.803-806.
- Перфильев А.С., Пейве А.А., Пушаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Турко Н.Н. Разломная зона Романш: строение, особенности развития, геодинамика // Геотектоника. 1994. №.4. С.3-14.
- Перфильев А.С., Разницин Ю.Н., Пейве А.А., Перцев А.Н., Колобов В.Ю. Зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта: магматизм и структура // Петрология. 1996. Т.4. N.2. С.183-199.
- Печерский Д.М., Золотарев Б.П., Тихонов Л.В. Магнетизм базальтов Атлантики // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. №.12. С.67-84.
- Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука. 1983. 159с.
- Пушаровский Ю.М. Крупнейшие неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. №.5. С. 3-16.
- Пушаровский Ю.М. Тектоника и магматизм океанов // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М. Наука, 1983. С.13-17.
- Пушаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 83 с.
- Пушаровский Ю.М. Сейсмомография и структура мантии: тектонический ракурс // Докл. РАН. 1996. Т.351. №.6. С.805-809.
- Пушаровский Ю.М. Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов / // Геотектоника. 1998. №.1. С.3-14.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А. Базальты океанов и проблема гетерогенности мантии // М: ГИН, 1984. 31с. (препринт).
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А. Базальты океанов и проблема гетерогенности мантии (общий обзор) // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С.5-19.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А. Вещественные неоднородности океанической литосферы и геодинамические следствия // Геотектоника. 1992. №.4. С.15-26.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А. Тройные сочленения Буве (Атлантический океан) и Родригес (Индийский океан), сравнительные аспекты // Докл. РАН. 1996. Т.346. №.1. С.82-86.
- Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. №.1. С. 3-14.

- Пушаровский Ю.М., Соколов С.Д. Нелинейная тектоника // Фундаментальные проблемы общей тектоники М.: Научный мир, 2001. С.476-508.
- Пушаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Пейве А.А., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г., Ляпунов С.М., Цуканов Н.В., Щербаков С.А. Новые данные о строении и вещественном составе разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике // АН СССР. 1987. Т.293. №6. С.1459-1463.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Сколотнев С.Г., Ляпунов С.М., Турко Н.Н. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. №.6. С.18-31.
- Пушаровский Ю.М., Новиков В.Д., Савельев А.А., Фадеев Б.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989а. №.5. С.3-13.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Турко Н.Н. Строение разлома Зеленого Мыса, Центральная Атлантика // Геология морей и океанов. М. Наука, 1989б. С.149-161.
- Пушаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Геотектоника. 1990. №.5. С.3-8.
- Пушаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Кепежинскас П.К., Дмитриев Д.А., Павлов С.Н., Попов А.Г., Лыков А.В., Трофимов В.В., Кольцова А.В., Морозов Ю.И. Геология разломов Марафон и Меркурий (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 1991. Т.319. №.2. С.438-441.
- Пушаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г., Кепежинскас П.К., Турко Н.Н., Пейве А.А., Дмитриев Д.А. Разломы Архангельского. Долдрамс и Вернадского в Центральной Атлантике: структура и вещественный состав пород // Геотектоника. 1992. N 6. С.63-79.
- Пушаровский Ю.М., Бонатти Э., Разницын Ю.Н., Пейве А.А., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г., Турко Н.Н. Новые данные о строении и вещественном составе пород районов пересечения разломов Романш и Чейн с рифтовой долиной (Экваториальная Атлантика) // Докл. РАН. 1993. Т.329. №.1. С.75-79.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Перфильев А.С., Бонатти Э., Разницын Ю.Н., Турко Н.Н. Тектоника разломной зоны Романш (Экваториальная Атлантика) // Докл. РАН. 1994. Т.334. №.1. С.77-79.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 164с.
- Пушаровский Ю.М., Симонов В.А., Пейве А.А., Колобов В.Ю., Тикунов Ю.В., Мельгунов М.С. Взаимосвязь геохимических особенностей базальтов с геодинамическими обстановками в районе тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Докл. РАН. 1998. Т.361. №.2. С.1-4.
- Разницын Ю.Н., Пилипенко А.И. Анголо-Бразильский геотраверс: структура и деформации океанической литосферы // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С.104-128.
- Разницын Ю.Н., Сколотнев С.Г., Турко Н.Н., Мазарович А.О., Пейве А.А., Штеренберг Л.Е. Зона сочленения разлома Марафон с рифтовой долиной: структура, состав пород, сульфидная минерализация (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 1991. Т.320. №.4. С.952-956.
- Савельева Г.Н., Перцев А.Н. Мантийные ультрамафиты в офиолитах Южного Урала (Кемпирсайский массив) // Петрология. 1995. №.2. С.115-132.

- Савельева Г.Н., Степанов С.С. Эволюция энстатитов при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива: Полярный Урал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. №2. С.47-55.
- Силантьев С.А. Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология. 1995. Т.3. №.1. С.24-36.
- Силантьев С.А. Условия формирования plutонического комплекса Срединно-Атлантического хребта, 13–17°с.ш. // Петрология. 1998. Т.6. №.4. С.381-421.
- Силантьев С.А., Беляцкий Б.В. Концентрация и изотопный состав стронция, свинца и неодима в мантийных реститах Срединно-Атлантического хребта и их связь с эндогенными и экзогенными факторами аккреции океанской литосферы // Тез. Докл. XV Симпозиума по геохимии изотопов им. А.П.Виноградова. М.: ГЕОХИ, 1998. С.260-261.
- Силантьев С.А., Пейве А.А. Метаморфизм пород 3-го слоя // Строение зоны разлома Зеленого мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. С.117-142. (Труды ГИН; Вып. 439).
- Силантьев С.А., Пейве А.А., Колесов Г.М., Кононкова Н.Н. Геохимическая аномалия в 3-м слое океанической коры: возможный состав пород донетаморфического субстрата из разломной зоны 15°20' с.ш., Атлантика // Геохимия. 1989. №.5 С.702-713.
- Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике // Новосибирск; 1999. 224 с. (Труды ОИГГМ СО РАН; Вып. 839).
- Симонов В.А., Пейве А.А., Колобов В.Ю., Тикунов Ю.В. Геохимия и геодинамика базитов в районе тройного сочленения Буве, Южная Атлантика // Петрология. 2000. Т.8. №.1. С.38-52.
- Сколотнев С.Г. Структурные факторы в истории геологического развития тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Геотектоника. 2000. №.4. С.52-66.
- Сколотнев С.Г., Ляпунов С.М. Базальты и долериты // Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика М.: Наука, 1991. С.67-121. (Труды ГИН; Вып. 459).
- Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Щербаков С.А. Общая характеристика // Строение зоны разлома Зеленого мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. С.40-60. (Труды ГИН; Вып. 439).
- Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Ляпунов С.М. Тектоно-вулканическая активность гребневой части Срединно-Атлантического хребта между разломами Зеленого Мыса и Меркурий (Центральная Атлантика) // Петрология. 1999. Т.7. №.6. С.591-610.
- Сорохтин О.Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости движения литосферных плит // Докл. РАН. 1973. Т.208. № 6. С 675-680.
- Суцевская Н.М., Волокитина Л.П. Тектоника и магматизм приэкваториальной зоны Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1995. Т.35. №.2. С.252-265.
- Суцевская Н.М., Геворкян В.Х., Кононкова Н.Н., Колесов Г. М., Ломакин И.Е. Петрогенезис толеитовых магм района 8–10°с.ш. Срединно-Атлантического хребта // Геохимия. 1985. №.7. С. 953-962.
- Суцевская Н.М., Удинцев Г.Б., Кононкова Н.Н., Колесов Г.М. Новые данные о составе базальтов 2-го сейсмического слоя Приэкваториальной Атлантики (по данным 7-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”) // ДАН СССР. 1990. Т.313. №.3. С.671-676.
- Суцевская Н.М., Удинцев Г.Б., Кононкова Н.Н., Колесов Г.М. Новые данные о составе базальтов 2-го сейсмического слоя приэкваториальной Атлантики (по данным 7-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”) // ДАН СССР. 1990. Т.313. №.3. С.671-676.

- Сушевская Н.М., Дмитриев Д.А., Колесов Г.М., Лохов К.И. Генезис толеитовых расплавов Срединно-Атлантического хребта района 8–9° с.ш. по данным изучения закалочных стекол // Геохимия. 1992а. №.1. С.36–46.
- Сушевская Н.М., Удинцев Г.Б., Цехоня Т.И., Кононкова Н.Н. Генезис и геохимические особенности толеитового магматизма Срединно-Атлантического хребта (3–5° с.ш.) // Докл. РАН. 1992б. Т.322. №.1. С.147–154.
- Сушевская Н.М., Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Кононкова Н.Н., Колесов Г.М. Природа рифтового вулканизма района разломов Романш–Чейн (Экваториальная Атлантика) // Геохимия. 1994. №.2. С. 223–238.
- Сушевская Н.М., Пейве А.А., Цехоня Т.И., Сколотнев С.Г., Кононкова Н.Н. Петрология и геохимия магматизма активных частей разломов Романш, Сан-Паулу и сопряженных с ними частей Срединно-Атлантического хребта // Геохимия. 1995. №.5. С.697–719.
- Сушевская Н.М., Цехоня Т.И., Дубинин Е.П. и др. Формирование океанской коры в системе срединно-океанических хребтов Индийского океана // Геохимия. 1996. №.10. С.1–13.
- Сушевская Н.М., Цехоня Т.И., Пейве А.А. Специфика магматизма Срединно-Атлантического, Западно-Индийского и Американско-Антарктического хребтов в районе их сочленения // Геохимия. 1998. №.3. С.250–263.
- Сушевская Н.М., Коптев-Дворников Е.В., Мигдисова Н.А., Хворов Д.М., Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Беляцкий Б.В., Каменецкий В.С. Особенности процесса кристаллизации и геохимии толеитовых магм западного окончания Африкано-Антарктического хребта (хребет Шписс) в районе тройного сочленения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. №.3. С. 221–251.
- Сушевская Н.М., Бонатти Э., Пейве А.А., Каменецкий В.С., Беляцкий Б.В., Цехоня Т.И., Кононкова Н.Н. Гетерогенность рифтового магматизма приэкваториальной провинции Срединно-Атлантического хребта (15° с.ш. – 3° ю.ш.) // Геохимия. 2002 (в печати).
- Травин А.В., Симонов В.А., Пономарчук В.А., Пейве А.А., Перфильев А.С., Тикунов Ю.В., Юдин Д.С. ⁴⁰Ar/³⁹Ar исследования магматических и метаморфических пород из зоны трансформного разлома Вима (Центральная Атлантика) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. 2000. С.370–372.
- Трифонов В.Г. Проблемы спрединга Исландии (механизм растяжения) // Геотектоника. 1976. №.2. С.73–86.
- Уайджер Л.Р., Браун Г. Расслоенные изверженные породы М.: Мир, 1970. 432 с.
- Удинцев Г.Б., Куренцова Н.А., Кольцова А.В., Князев А.Б., Холл Д.К., Удинцев В.Г. Рельеф и строение экваториального сегмента Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1996. Т.36. №.6. С.897–909.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гущин А.В., Фролов В.Т., Сывороткин В.Л. Происхождение вулканических серий островных дуг // М.: Недра, 1985. 275с.
- Цехоня Т.П., Сушевская Н.М. Условия фракционирования толеитовых расплавов в различных тектонических сегментах южной провинции Срединно-Атлантического хребта // Геохимия. 1995. №.1. С.14–28.
- Щербаков С. А., Савельева Г. Н. Структуры ультрабазитов Марианского желоба и разлома Оуэн // Геотектоника. 1984. №.2. С.86–96.
- Agrinier P., Mevel C., Girardeau J. Hydrothermal alteration of the peridotites cored at the ocean/continent boundary of the Iberian margin: petrologic and stable isotope evidence // Initial Reports. ODP. Washington: US Govt. Printing Office, 1988. V.103. P.225–233.

- Agrinier P., Mevel C., Bosch D., Javoy M. Metasomatic hydrous fluids in amphibole peridotites from Zabargad Island (Red Sea) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V.120. P.187-205.
- Anderson D.L. Hotspots, basalts, and the evolution of the mantle // *Science*. 1981. V.213. P.82-89.
- Anderson D. L. The sublithospheric mantle as the source of continental flood basalts: the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V.123. P.269-280.
- Apotria T.G., Gray N.H. Absolute motion and evolution of the Bouvet triple junction // *Nature*. 1985. V.316. N.6029. P.623-625
- Apotria T.G., Gray N.H. The evolution of the Bouvet triple junction: implications of its absolute motion // *Tectonophysics*. 1988. V.148. N.3/4. P.177-193.
- Auzende J.M., Bideau D., Bonatti E., Cannat M., Honnorez J., Lagabbielles Y., Malavieille J., Mamaloukas-Frangoulis V., Mevel C. Direct observation of a section through slow-spreading oceanic crust // *Nature*. 1989. V.337. P.726-729.
- Belderson R.H., Jons F.J.W., Gorini M.A., Kenyon N.H. A long range side-scan sonar (Gloria) survey of the Romanche active transform in the Equatorial Atlantic // *Marine Geology*. 1984. V.56. P.65-78.
- Bence A.F., Taylor S.R., Petrogenesis of Mid-Atlantic ridge basalts at Leg 37, holes 332A and 332B from major and trace element geochemistry // *Initial reports DSDP*. 1977. V.37. P.705-708.
- Bijwaard H, Spakman W. Tomographic evidence for a narrow whole mantle plume below Iceland // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V.166. P.121-126.
- Blackman D.K., Orcutt J.A., Forsyth D.W., Kendall J. Seismic anisotropy in the mantle beneath an oceanic spreading center // *Nature*. 1993. V.366. P.675-677.
- Blanchard D.P., Phodes J.M., Dungan M.A., Podgers K.V., Donaldson C.M., Beannon J.C., Jacobs J.W., Gibson E.K. The chemistry and petrology of basalts from Leg 37 of DSDP // *J. Geophys. Res.* 1976. V.81. N. 23. P.4231-4246.
- Bloomer S.H., Fisher R.L. Petrology and geochemistry of igneous rocks of the Mariana trench, a non-accreting plate boundary // *J. Geology*. 1987. V.95. P.469-495.
- Bonatti E. Subcontinental mantle exposed in the Atlantic ocean on St. Peter-Paul islets // *Nature*. 1990. V.345. N.6278. P.800-802.
- Bonatti E. Anomalous opening of the Equatorial Atlantic due to an equatorial mantle thermal minimum // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V.143. P.147-160.
- Bonatti E., Honnorez J. Sections of the Earth's crust in the Equatorial Atlantic // *J. Geophys. Res.* 1976. V.81. N.23. P.4104-4116.
- Bonatti E., Honnorez J. Ferrara G. Equatorial Mid-Atlantic Ridge: petrologic and Sr-isotope evidence for an Alpine-type rock assemblage // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1970. V.9. P.346-356
- Bonatti E., Chermak A., Honnorez J. Tectonic and igneous emplacement of crust in the oceanic transform zones // *Deep drilling results in the Atlantic ocean: ocean crust*. Maurice Ewing Ser. Amer. Geophys. Union. 1979a. Ser. 2. P.239-248.
- Bonatti E., Sarnthein M., Boersma A., Gorini M., Honnorez J. Neogen crustal emersion and subsidence at the Romanche fracture zone, Equatorial Atlantic // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979b. V.35. P.369-383.
- Bonatti E., Sarnthein M., Boersma A., Gorini M., Honnorez J. Neogen crustal emersion and subsidence at the Romanche fracture zone, Equatorial Atlantic // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V.35. P.369-383.
- Bonatti E., Daniele D., Peyve A. Peridotites from the Chain fracture zone in the Equatorial Atlantic: a preliminary report // *Acta Vulcanologica, Marinelli volume*. 1992. V.2. P.65-71.

- Bonatti E., Peyve A.A., Kepezhinskas P., Kurentsova N., Seyler M., Skolotnev S., Udintsev G. Upper mantle heterogeneity below the Mid-Atlantic Ridge, 0–15°N // *J. Geophys. Res.* 1992. V.97. N.4. P.4461-4476.
- Bonatti E., Raznitsin Y., Bortoluzzi G., Boudillon F., Argenio G., De Alteris G., Gasperini L., Gasperini M., Giaquinto G., Ligi M., Lodolo E., Mazarovich A., Peyve A., Succhi M., Skolotnev S., Trofimov V., Turko N., Zacharov M., Auzende J.M., Mamaloukas-Frangoulis., Searle R.C. Geological studies of the Romanche transform (Equatorial Atlantic): a first report // *Giornale di geologia.* 1993. Ser.3a. V.53. P.31-48.
- Bonatti E., Seyler M., Suschevskaya N. M. Cold suboceanic mantle belt at the Earth's Equator / *Science.* 1993. V.261. P.315-320.
- Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., Peyve A., Raznitsin Y. and Chen Y.J. Transform migration and vertical tectonics at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic // *J. Geophys. Res.* 1994. V.99. N. B.11. P.21779-21802.
- Bonte Ph., Labeyrie L.D., Dudley W.C., Blanc P.L., Berthos L., Hekinian R., Duplessy J.C. Morphology and tectonics of the Romanche transform fault: high-resolution mapping and precision sampling of the northern slope // *Oceanological Acta.* 1988. V.5. N2. P.235-240.
- Bougault H., Combon P., Corre O. et al. Evidence for variability of magmatic processes and upper mantle heterogeneity in the axial region of the Mid-Atlantic ridge near 22 and 36°N / *Tectonophysics.* 1979. V.55. N.1/2. P.11-34.
- Bougault Í., Joron J. L., Treuil Í., Maury R. Local versus regional mantle heterogeneities: evidence for higromagmaphile elements // *Init. Rep. DSDP. Wash. (D.C.).* 1985. V.82. P.459-477.
- Bougault H., Dmitriev L. V., Shilling J.-G., Sobolev A., Joron J. L., Needham H. D. Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14° N // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V.88. P.27-36.
- Breddan K., Kurtz M.D., Storey M. Mapping out the conduit of the Iceland mantle plume with helium isotopes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000, V.176. P.45-55.
- Brozena J.M., White R.S. Ridge jumps and propagations in the South Atlantic ocean // *Nature* 1990. V.348. N.8. P.149-152.
- Bryan W.B., Thompson G., Ludden J.N. Compositional variation in normal MORB from 22–25°N: Mid-Atlantic Ridge and Kane Fracture Zone // *J. Geophys. Res.* 1981. V.86. N.B11. P.11815-11836.
- Cande S.C., Labreque J.L., Haxby W.F., Plate kinematics of the South Atlantic: chron C34 to the present // *J. Geophys. Res.* 1988. V.93 P. 13479-13492
- Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1995. V.100. N.B4. P.6093-6095.
- Cannat M. How thick is the magmatic crust at slow spreading oceanic ridges? // *J. Geophys. Res.* 1996. V.101. N.B2. P.2847-2857.
- Cannat M., Seyler M. Transform tectonics, metamorphic plagioclase and amphibolisation in ultramafic rocks of the Vema transform fault (Atlantic Ocean) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V.33. P.283-298.
- Cannat M., Bideau D., Bougault H. Serpentinized peridotites and gabbros in the Mid Atlantic ridge axial valley at 15°37' and 16°52' // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V.109. P.87-106.
- Cannat M., Maia M., Deplus C., Durand C., Gente P., Agrinier P., Belarouchi A., Dubuisson G., Humler E., Reynolds J. Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic ridge (22–24°N) // *Geology.* 1995. V.23. N.1. P.49-52.

- Cannat M., Lagabrielle Y, Bougault H., Casey J., Coutures N., Dmitriev L., Fouquet Y. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic ridge: geological mapping in the 15°N region // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V.279. P.193–213.
- Cannat M., Briais A., Deplus C., Escarti J., Georgen J., Lin J., Mercouriev S., Meyzen C., Muller M., Pouliquen G., Rabain A., Silva P. Mid-Atlantic Ridge – Azores hotspot interactions: along-axis migration of a hotspot-derived event of enhanced magmatism 10 to 4 Ma ago // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V.173. P.257-269.
- Carlson R.W. Mechanisms of Earth differentiation: consequences for the chemical structure of the mantle // *Reviews of Geophysics.* 1994. V.32. N.4. P.337-361.
- Carrara G., Bortoluzzi G., Zitellini N., Bonatti E., Brunelli D., Cipriani A., Fabretti P., Gasperini L., Ligi M., Penitenti D., Sciute F., Mazarovich A., Peyve A., Turko N., Skolotnev S., Gilod D. The Bouvet triple junction region (south Atlantic): a report on two geological expeditions // *Giornale di Geologia.* 1997. Ser 3a. V.59. N.1-2. P.19-33.
- Casey F., Cannat M., Bougault H. MAR survey opens window to offset drilling // *JOI/USSAC Newsletter.* 1992. V.5. N.3. P.1-3.
- Chen Y, Morgan W.J. A nonlinear rheology model for mid-ocean ridge axis topography // *J. Geophys. Res.* 1990. V.95. P.17583-17604.
- Chermak K.A. A structural study of the Romanche fracture zone based on geophysical data m.s. Thesis University of Miami. Miami, Florida, 1979. 222 p.
- Collette B. L., Ewing J.I., Lagaay R. A., Truchan M. Sediment distribution in the oceans, the Atlantic between 10 and 19° N // *Mar. Geol.* 1969. V.7. N.4. P.279-345.
- Collette B. L., Scrouten H., Rutten K., Slootweg A. P. Structure of the Mid-Atlantic ridge province between 12 and 18° N // *Mar. Geophys. Res.* 1974. V.2. N.2. P. 143-179.
- Collette B. L., Slootweg A. P., Verhoef J., Roest W. R. Geophysical investigations on the floor of the Atlantic ocean between 10 and 38° N (Kroonviag project) // *Proc. Kon. ned. akad. wetensch. B.* 1984. V.87. N.1. P. 1-76.
- Davies G.F. Earth's neodymium budget and structure and evolution of the mantle // *Nature.* 1981. V.290. P.208-213.
- Dick H.J., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contrib. Miner. Petrol.* 1984. V.86. N.1. P.54-76.
- Dick H.J., Fisher R.L., Bryan W.B. Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V.69. N.1. P. 88-106.
- Dickey J.S., Frey F.A., Hart S.R., Watson E.B. Geochemistry and petrology of dredged basalts from the Bouvet triple junction, South Atlantic // *Geochim. Cosmoch. Acta.* 1977. V.41. P.1105-1118.
- Dongmei Y., Fontignie D., Schilling J.-G. Mantle plume-ridge interaction in the Central North Atlantic: a Nd isotope study of Mid-Atlantic ridge basalts from 30 to 50°N // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V.146. P.259-272.
- Dosso L., Hanan B.B., Bougault H., Schilling J.G., Joron J. Sr-Nd-Pb geochemical morphology between 10 and 17 N on the Mid-Atlantic Ridge: new MORB isotope signature // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V.106. N.1/4. P.29-43.
- Dosso L., Bougault H., Joron J.-L. Geochemical morphology of the North Mid-Atlantic Ridge, 10–24° N: trace element-isotope complementarity // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V.120. P.443-462.
- Dosso L., Bougault H., Langmuir C., Bollinger C., Bonnier O., Etoubleau J. The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31–41° N) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V.170. P.269–286.

- Douglass J., Schilling J.-G., Kingsley R. H., Small C. Influence of the Discovery and Shona mantle plumes on the southern Mid-Atlantic Ridge: Rare earth evidence // *Geophys. Res. Lett.* 1995. V.22. N.21. P.2893-2896.
- Douglass J., Schilling J.-G. Plume-ridge interactions of the Discovery and Shona mantle plumes with the southern Mid-Atlantic ridge (40°-55°S) // *J. Geophys. Res.* 1999. V.104. N.B2. P.2941-2962.
- Douglass J., Schilling J.-G. Systematics of three-component, pseudo-binary mixing lines in 2-Isotope ratio space representations and implications for mantle plume-ridge interaction // *Chem. Geol.* 2000. V.163. P.1-23.
- Drake N. E., Rhodes f. M., Autio L. K. Geochemistry of basalts from Deep Sea Drilling Project Holes 556-564 // *Initial Reports. DSDP. Wash. (D. C.),* 1985. V.82. P.421-432.
- Duncan R.A. Age progressive volcanism in the New England seamounts and the opening of the central Atlantic ocean // *J. Geophys. Res.* 1984. V.89. N.B12. P.9980-9990.
- Dupuy C., Mevel C., Bodinier J., Savoyant L. Zabargad peridotite: evidence for multistage metasomatism during Red sea rifting // *Geology.* 1991. V.19. N.7. P.722-725.
- Emery K. O., Uchupi P. *The Geology of Atlantic Ocean.* 1984. 988 p.
- Escartin J., Cannat M. Ultramafic exposures and gravity signature of the lithosphere near the Fifteen-Twenty fracture zone (Mid-Atlantic ridge, 14-16,5°N) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V.17. P.1411-424.
- Fabretti P., Bonatti E., Peyve A., Brunelli D., Cipriani A., Dobrolubova X., Efimov V., Erofeev S., Gasperini L., Hanley J.E., Ligi M., Perfiliev A., Rastorguyev V., Raznitsin Y., et. al. First results of cruise S19 (PRIMAR Project): petrological and structural investigations of the Vema Transverse Ridge (equatorial Atlantic) // *Giornale di Geologia.* 1998. Ser.3". V.60. P.3-16.
- Fontignie D., Schilling J.-G. Mantle heterogeneities beneath the South Atlantic: a Nd-Sr-Pb isotope study along the Mid-Atlantic Ridge (3-46°S) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V.142. P.109-221.
- Fraser K.J., Hawkesworth C.J., Erlank A.J., Mitchell R.H., Scott-Smith B.H. Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V.76. P.57-70.
- Gasperini L., Bonatti E., Brunelli D., Carrara G., Cipriani A., Fabretti P., Gilod D., Ligi M., Peyve A., Skolotnev S., Susini S., Tartarotti P., Turko N. New data on the geology of the Romanche F.Z., equatorial Atlantic: PRIMAR-96 cruise report // *Giornale di Geologia.* 1997. V.59. N.1-2. P.3-18.
- Gerlach D.C., Slurmer L. C., Mueller A. Isotopic geochemistry of Fernando de Noronha // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V.85. N.1-3. P.129-144.
- Gerlach D.C., Cliff R.A., Davies G.R., Norry M., Hodgson N. Magma sources of the Cape Verde archipelago: isotopic and trace element constraints // *Gochim. Cosmochim. Acta.* 1988. V.52. N.12. P.2979-2992.
- Gorini M.A. The tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: gulf of Guinea to northeastern Brazil. PhD. thesis, Columbia Univ. NY, 1977. 211 p.
- Graham D.W., Castillo P.R., Lupton J.E., Batiza R. Correlation He and Sr isotopes ratios in South Atlantic near-ridge seamounts and implications for mantle dynamics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V.144. P.491-503.
- Grand S.P., VanDerHilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic tomography: a snapshot of convection in the Earth // *GSA Today.* 1997. V.7. N.4. P.1-7.

- Green D.H., Hibberson W.D., Jaques A.L. The Earth: its origin, structure and evolution // Acad. Press. 1979. P. 265-290.
- Hamelin B.B., Allegre C.J. Large-scale regional units in the depleted upper mantle revealed by an isotope study of the South-West Indian ridge // *Nature*. 1985. V.315. P.196-199.
- Hannan B.B., Kingsley R.H., Schilling J.-G. Pb isotope evidence in the South Atlantic for migrating ridge-hotspot interactions // *Nature*. 1986. V. 322. P. 137-144.
- Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V.90. N.3. P.273-296.
- Heezen D.C., Bunce E.T., Hersey J.B., Tharp M. Chain and Romanche fracture zones // *Deep Sea Res.* 1964. P.11-32.
- Hemond C., Arndt N.T., Lichtenstein U., Hofmann A.W. The heterogeneous Iceland plume: Nd-Sr-O isotopes and trace element constraints // *J. Geophys. Res.* 1993. V.98. N.B9. P.15833-15850.
- Hilton D.R., Gronvald K., Macpherson C.G., Castillo P.R. Extreme $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in northwest Iceland: constraining the common component in mantle plums // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V.173. P.53-60.
- Hirth G., Kohlstedt D.L. Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extraction, and the evolution of the lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V.144. P.93-108.
- Hoernle K., Zhang Y., Graham D. Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe // *Nature*. 1995. V.374. P.34-39.
- Hofman A.W. Mantle geochemistry: message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V.385. N.6613. P.219-229.
- Hofmann A.W., White W.M. Mantle plumes from ancient oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V.57. P.421-436.
- Honnorez J., Mascle J., Tricart P., Villeneuve M., Bertrand H. Mapping of a segment of the Romanche fracture zone: a morphostructural analysis of a major transform fault of the Equatorial Atlantic // *Geology*. 1991. V.19. P.795-798.
- Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. V.73. N.3. P.287-310.
- Johnson G.L., Hey R., Lowrie A. Marine geology in the environs of Bouvet island and the South Atlantic triple junction // *Marine Geophys. Res.* 1973. V.2. P.23-36.
- Johnson K.M., Dick H.J., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // *J. Geophys. Res.* 1990. V.95. N.B3. P.2661-2678.
- Jones E.J. Fracture zones in the equatorial Atlantic and the breakup of Pangea // *Geology*. 1987. V.15. N.6. P.533-536.
- Kamenetsky V.S., Mass R., Sushchevskaya N.M., Norman M.D., Peyve A.A. Isotopically extreme, high-Mg andesitic glass from South Atlantic Ridge: a message from Gondwanaland continental lithosphere // *Geology*. 2001. V.29. N.3. P.243-246.
- Karato S., Jung H. Water, partial melting and the origin of the seismic low velocity and high attenuation zone in the upper mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V.157. P.193–207.
- Kastens K.A., Macdonald K.C., Miller S.P., Fox P.J. Deep tow studies of the Vema fracture zone, 2, Evidence for tectonism and bottom currents in the sediments of the transform valley floor // *J. Geophys. Res.* 1986. V.91. P.3355-3367.
- Kent D.V., Honnorez B.M., Opdyke N.D., Fox P.J. Magnetic properties of dredged oceanic gabbros and the source of marine magnetic anomalies // *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1976. V.55. P.513-537.

- Kimball K.L., Spear F.S., Dick H.J.B. High temperature alteration of abyssal ultramafics from the Islas Orcadas fracture zone, South Atlantic // *Contrib. Miner. Petrol.* 1985. V.91. N.4. P.307-320.
- Kincaid C., Schilling J.G., Cable C. Dynamics of off-axis plume–ridge interaction in the uppermost mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V.137. P.29-43.
- Klein E.M., Langmuir C.H. Global correlation of ocean ridge basalts chemistry with axial depth and crustal chemistry // *J. Geophys. Res.* 1987. V.92. N.8. P.8089-8115.
- Kleinrock M.C., Morgan J.P. Triple junction reconstruction // *J. Geophys. Res.* 1988. V.93. N.B4. P. 2981-2996.
- Kurz M.D., Jenkins W.J., Schilling J.G., Hart S.R. Helium isotopic variations in the mantle beneath the central North Atlantic ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V.58. N.1. P.1-14.
- Kurz M.D., LeRoex A.P., Dick H. Isotope geochemistry of oceanic mantle near the Bouvet triple junction // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1998. V.62. N.5. P.841-852.
- LaBrecque J. L., Hayes D. E. Seafloor spreading history of the Agulhas basin // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979. V.45. P. 411-428.
- Langmuir C.H. Deep thoughts on the mantle // *Nature.* 1993. V.364. N.6434. P.191-192.
- Lawver L. A., Sclater J. G., Meinke L. Mesozoic and Cenozoic reconstruction of the South Atlantic. *Tectonophys.* 1985. V.114. P.233-254.
- LeRoex A.P. Crust–mantle evolution in the vicinity of the Bouvet triple junction – a synthesis // *S. Afr. J. Antarct. Res.* 1987. V.17. N.2. P.90-104.
- LeRoex A.P., Dick H.J. Petrography and geochemistry of basaltic rocks from the Conrad fracture zone on the America–Antarctica ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V.54. P.117-138.
- LeRoex A.P., Erlank A.J. Quantitative evaluation of fractional crystallization in Bouvet island lavas // *J. Volcan Geotherm. Res.* 1982. V.13. P.309-338.
- LeRoex A.P., Dick H.J.B., Reid A.M., Erlank A.J. Ferrobasalts from the Spiess Ridge segment of the Southwest Indian Ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V.60. P 437-451.
- LeRoex A.P., Dick H., Erlank A.J., Reid A.M., Frey F.A., Hart S.R. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11 Degrees East // *J. Petrology.* 1983. V.24. Part 3. P. 267-318.
- LeRoex A.P., Dick H., Reid A.M., Frey F.A. and A.J. Erlank. Petrology and geochemistry of basalts from the American–Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume // *Contrib. Miner. Petrol.* 1985. V.90. P.367-380.
- LeRoex A.P., Dick H., Gulen L., Reid A.M. and A.J. Erlank. Local and regional heterogeneity in MORB from the Mid-Atlantic Ridge between 54,5 and 51° S: evidence for geochemical enrichment // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. V.51. P. 541-555.
- LeRoex A.P., Dick H.J.B., Watkins R.T. Petrogenesis of anomalous K-enriched MORB from the Southwest Indian ridge: 11°53r to 14°38rE. // *Contrib. Miner. Petrol.* 1992. V.110. P.253-268.
- Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G., Carrara G., Fabretti P., Penitenti D., Gilod D., Peyve A., Skolotnev S., Turko N. Death and transfiguration of a triple junction in the South Atlantic // *Science.* 1997. V.276. P.243-245.
- Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G., Carrara G., Fabretti P., Zitellini N., Gilod D., Peyve A., Skolotnev S., Turko N. Bouvet triple junction in the South Atlantic: geology and evolution // *J. Geophys. Res.* 1999. V.104. N.B12. P.29365-29385.
- Loubet M., Sassi R., Donato G. Mantle heterogeneities: a combined isotope and trace element approach and evidence for recycled continental crust materials in some OIB sources // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V.89. N.3-4. P.299-315.

- Martin A. K., Hartnady C. J. H. Plate tectonic development of the south west Indian ocean: a revised reconstruction of East Antarctica and Africa // *J. Geophys. Res.* 1986. V.91. N.B5. P.4767-4786.
- McCulloch M.T., Gamble J.A. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V.102. P.358-374.
- Melson W.G., Thompson G. Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* 1971. V.268. P.423-441.
- Melson W.G., Hart S.R., Thompson G. St. Paul's rocks equatorial Atlantic: Petrogenesis, radiometric ages and implications on seafloor spreading // *Mem. Geol. Soc. Am.* 1972. V.132. P.241-272.
- Melson W.G., Byerly G.R., Helen J.A., O'Hearn T., Write T.L., Vallier T. A catalog of the major element chemistry of abyssal volcanic glasses // *Smithsonian Contributions to the Earth Science.* 1977. 175 P.
- Mével C., Cannat M. Lithospheric stretching and hydrothermal processes in oceanic gabbros from slow-spreading ridges // *Ophiolitic genesis and evolution of the oceanic lithosphere.* (Tj Peters et al. – eds) Kluwer Academic Publishers, 1991. P.293-311.
- Mével C., Cannat M., Gente P., Marion E., Auzende J.-M., Karson J.A. Emplacement of deep rocks on the west median valley walls of the MARK area // *Tectonophysics.* 1991. V.190. P.31-51.
- Meyers J.B., Rosendahl B.R., Harrison C.G., Ding Z. Deep-imaging seismic and gravity results from the offshore Cameroon volcanic line, and speculations of African hotlines // *Tectonophysics.* 1998. V.284. P.31-63.
- Michael P.J., Bonatti E. Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 73. P. 91-104.
- Mitchell N.C., Livermore R.A. Spiess ridge: an axial high on the slow spreading Southwest Indian ridge // *J. Geophys. Res.* 1998. V.103. N.B7. P.15457-15471.
- Monti S., Mercier H. Carte bathymétrique de la zone de fracture de la Romanche (1/1 000 000, Seabeam EM12). IFREMER DRO/GM, Cartographie, Brest, 1991.
- Moreira M., Staudacher T., Sarda P., Schilling J-G., Allegre C.J. A primitive plume neon component in MORB: the Shona ridge-anomaly, South Atlantic (51–52°S) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995 V.133. P.367-377.
- Moreira M., Doucelance R., Kurz M.D., Dupre B., Allegre C.J. Helium and lead isotope geochemistry of the Azores Archipelago // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V.169. P.189-205.
- Morgan W.J. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic // *Tectonophysics.* 1983. V.94. N.1/4. P.123-139.
- Nicolas A., Boudier F., Bouchez J. L. Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments // *Amer. J. Sci.* 1980. V.280. N.1. P.192-210.
- Niu Y., Batiza R. An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid ocean ridges: application for axis and offaxis (seamounts) melting // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. N.B13. P. 21753-21777.
- Nurberg D., Muller R.D. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present // *Tectonophysics.* 1991. V.191. P.27-55.
- O'Nions R.K., Pankhurst R.L. Petrogenetic significance of isotope and trace element variations in volcanic rocks from the Mid-Atlantic // *J. Petrol.* 1974. V.15. P.603-634.
- Oyarzun R., Doblas M., Lopez-Ruiz J., Cebria J.M. Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: implications for long-lived magmatism in western North Africa and Europe // *Geology.* 1997. V.8. P.727-730.

- Penrose conference participants // *Geotimes*. 1972. V.17. P.24-25.
- Peyve A.A. Small scale mantle heterogeneities in Central Atlantic // *Ofioliti*. 1992. V.17. N.1. P.7-17.
- Peyve A., Bonatti E., Brunelli D., Chilikov A., Cipriani A., Dobrolubova K., Efimov V., Erofeev S., Ferrante V., Gasperini L., Hekinian R., Ligi M., Maurizio G., Mazarovich A., Perfiliev A., Raznitsin Yu., Savelieva G., Sichler B., Simonov V., Skolotnev S., Sokolov S., Turko N. New data on some major MAR structures: initial results of R/V Akademik Nikolaj Strakhov 16 cruise // *InterRidge News*. 2000. V.9. N.2. P.28.
- Pilot J., Werner C., Haubrich F., Baumann N. Paleozoic and proterozoic zircons from the Mid-Atlantic ridge // *Nature*. 1998. V.393. P.676-678.
- Poreda R., Schilling J.G., Craig H. Helium and hydrogen isotopes in ocean-ridge basalts north and south of Iceland // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V.78. P.1-17.
- Prestvik T, Goldberg S., Goles G.G. Petrogenesis of the volcanic suite of Bouvetoya (Bouvet island), South Atlantic // *Norsk. Geologisk Tidsskrift*. 1999. V.79. P.205-218.
- Prinz M., Keil K., Green J.A., Reid A.M., Bonatti E., Honnorez J. Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic ridge and fracture zones // *J. Geophys. Res.* 1976. V.81. N.23. P.4087-4103.
- Rabinovitz P.D., Lagabreque J. The Mesozoic South Atlantic and the evolution of its continental margins // *J. Geophys. Res.* 1979. V.84. P.5973-6002.
- Raleigh C. B. Mechanism of plastic deformation of olivine // *J. Geophys. Res.* 1968. V.73. N.14. P.5391-5406.
- Richardson S.H., Erlank A.J., Duncan A.R., Reid D.L. Correlated Nd, Sr, and Pb isotope variation in Walvis ridge basalts and implications for the evolution of their mantle source // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V.59. P.327-342.
- Ringwood A.E. Slab-mantle interactions: 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle // *Chem. Geol.* 1990. V.82. P.187-207.
- Roden M.K., Hart S.R., Frey F.A., Melson W.G. Sr, Nd and Pb isotopic and REE geochemistry of St. Paul's Rocks: the metamorphic and metasomatic development of an alkali basalt mantle source // *Contrib. Miner. Petrol.* 1984. V.83. N.4. P.376-390.
- Roest W. R., Collette B. J. The fifteen twenty fracture zone and the North American – South American plate boundary // *J. Geol. Soc. London*. 1986. V.143. N.5. P.833-843.
- Sandwell D.T., Smith W.H. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry // *J. Geophys. Res.* 1997. V.102. P.10039-10054.
- Sarda P., Moreira M., Staudacher T., Schilling J., Allegre C.J. Rare gas systematic on the southernmost Mid-Atlantic ridge: constraints on the lower mantle and the Dupal source // *J. Geophys. Res.* 2000. V.105. N.B3. P.5973-5996.
- Schilling J.G. Geochemical and isotopic variation along the Mid-Atlantic Ridge axis from 79 to 0°N // *The geology of North America. V. M. The Western North Atlantic region*. Geol. Soc. of America, 1986. P.137-152.
- Schilling J.G., Thompson G., Kingsley R., Humphris S. Hotspot migration ridge interaction in the South Atlantic // *Nature*. 1985. V.313. N.5999. P.187-191.
- Schilling J.G., Zajac M., Evans R., Johnston T., White W., Devine J.D., Kingsley R. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29 to 73°N // *Amer. J. of Science*. 1983. V.283. N.6. P.510-586.
- Schilling J.G., Hanan B.B., McCully B., Kingsley R.H. Influence of the Sierra Leone mantle plume on the equatorial Mid-Atlantic Ridge: A Nd–Sr–Pb isotopic study // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. N B6. P.12005-12028.

- Schilling J.G., Ruppel C., Davis A. N., McCully B., Tighe S. A., Kingsley R. H., Lin J. Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: inferences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // *J. Geophys. Res.* 1995. V.100. N.B7. P.10057-10076.
- Sclater J.G., Bowin C., Hey R., Haskins H., Peirce J., Phillips J., Tapscott C. The Bouvet triple junction // *J. Geophys. Res.* 1976. V.81. P.1857-1869.
- Searle R.C., Thomas M.V., Jones E.J.W. Morphology and tectonics of the Romanche transform and its environs // *Mar. Geophys. Res.* 1994. V.83. P.3401-3421.
- Seidler E., Jacoby W.R., Cavsak H. Hotspot distribution, gravity, mantle tomography: evidence for plumes // *J. Geodynamics.* 1999. V.27. P.585-608.
- Seyler M., Bonatti E. Petrology of a gneiss-amphibolite low crust unit from Zabargad Island, red sea // *Tectonophysics.* 1988. V.150. P.177-207.
- Seyler M., Bonatti E. Regional-scale interaction in Iherzolitic mantle in the Romanche Fracture zone, Atlantic ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V.146. P.273-281.
- Shen Y., Solomon S.C., Bjarnason I.Th., Wolfe C.J. Seismic evidence for a low-mantle origin of the Island plume // *Nature.* 1998. V.395. N. 6697. P.62-65.
- Shirey S.B., Bender J.F., Langmuir C.H. Three-component isotopic heterogeneity near the Oceanographer transform, Mid-Atlantic Ridge // *Nature.* 1987. V.325. N.6783. P.217-223.
- Simonov V.A., Peyve A.A., Kolobov V.Yu., Milosnov A.A. and Kovyazin S.V. Magmatic and hydrothermal processes in the Bouvet triple junction region (South Atlantic) // *Terra Nova.* 1996. V.8. P.45-424.
- Sleep N.H. Tapping of magmas from ubiquitous mantle heterogeneities: an alternative to mantle plumes? // *J. Geophys. Res.* 1984. V.89. N.B12. P.10029-10041.
- Sleep N.H. Lateral flow of hot plume material ponded at sublithospheric depths // *J. Geophys. Res.* 1996. V.101. P.28065-28083.
- Small C. Observations of the ridge-hotspot interactions in the Southern ocean // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 17931-17946.
- Snow J.E., Hart S.R., Dick H.J. Orphan strontium-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in abyssal peridotites: daddy was a granite // *Science.* 1993. V.262. N.5141. P.1861-1863.
- Snow J.E., Hart S.R., Dick H.J. Nd and Sr isotope evidence linking mid-ocean-ridge basalts and abyssal peridotites // *Nature.* 1994. V.371. N.6492. P.57-60.
- Steinberger B., O'Connell R.J. Advection of plumes in mantle flow: implications for hotspot motion, mantle viscosity and plume distribution // *Geophys. J. Int.* 1998. V.132. P.412-434.
- Sykes L. R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges // *Ibid.* 1967. V. 72. N.15. P. 2131-2153.
- Thirlwall M.F. Pb isotopic and elemental evidence of OIB derivation from young HIMU mantle // *Chem. Geol.* 1997. V.139. P.51-74.
- Tronnes R., Planke S., Sundvoll B., Imsland P. Recent volcanic rocks from Jan Mayen: low-degree melt fractions of enriched northeast Atlantic mantle // *J. Geophys. Res.* 1999. V.104. N.B4. P.7153-7168.
- Van Decar J.C., James D.E., Assumpcao M. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces // *Nature.* 1995. V.378. N.6552. P.25-31.
- Weaver B.L., Wood D.A., Tarney J., Joron J.L. Role of subducted sediments in the genesis of ocean-island basalts: geochemical evidence from South Atlantic ocean islands // *Geology.* 1986. V.14. N.4. P.275-278.

- Weis D. Pb isotopes in Ascension Island rocks: oceanic origin for the gabbroic to granitic plutonic xenoliths // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V.62. N.2. P.273-282.
- White W. M. Sources of ocean basalts: radiogenic isotopic evidence // *Geology.* 1985. V.13. N.2. P.115-118.
- Wolfe C.J., Bjarnason I.Th., VanDecar J.C., Solomon S.C. Seismic structure of the Iceland mantle // *Nature.* 1997. V.385. N.6613. P.245-247.
- Wood D.A., Tarney J., Weaver B.L. Trace element variations in Atlantic ocean basalts and proterozoic dykes from northwestern Scotland: their bearing upon the nature and geochemical evolution of the upper mantle // *Tectonophysics.* 1981. V.75. P.91-112.
- Yamaji A. Periodic hotspot distribution and small-scale convection in the upper mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V.109. P.107-116.
- Yoder H. S. The great basaltic "floods" // *South African J. Geology.* 1988. V.91. N.2. P. 139-156.
- Zhang Yu., Tanimoto T. Ridges, hotspots and their interaction as observed in seismic velocity maps // *Nature.* 1992. V.355. N.6355. P.45-49.
- Zhang Yu., Tanimoto T., Stolper E.M. S-wave velocity, basalt chemistry and bathymetry along the Mid-Atlantic ridge // *Physics of the Earth Planet. Interiors.* 1994. V.84. P.79-93.
- Zindler A., Jagoutz E., Goldstein S. Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective // *Nature.* 1982. V.298. P.519-523.
-

Александр Александрович Пейве

**СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ,
МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА**

«Научный мир»

Тел./факс (007) (095) 291-28-47.

E-mail: naumir@ben.irex.ru. Internet: http://195.178.196.201/N_M/n_m.htm

ЛР № 03221 от 10.11.2000.

Подписано к печати 16.10.2002.

Формат 70x100/16

Гарнитура Таймс. Печать офсетная.

Усл. печ. л. 22,58.

Тираж 400 экз. Заказ 211

Отпечатано в типографии

ООО «Галлея-Принт»

Москва, 5-я Кабельная, 26

