

Сколотнев Сергей Геннадьевич

**Регулярные и региональные вариации состава и строения
океанической коры и структуры океанического дна
Центральной, Экваториальной и Южной Атлантики**

**диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-
минералогических наук**

Специальность: 25.00.03 – геотектоника и геодинамика

Москва – 2015

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЛАВА 1 Методические аспекты работы, объем выполненных работ, географическая характеристика объекта исследования и история его геологического развития.....	10
1.1 Методические подходы исследования и методы морских экспедиционных работ.....	10
1.2 Аналитические методы исследования и способы их интерпретации.....	13
1.3 Объем выполненных работ.....	15
1.4 Географическая характеристика области исследования.....	15
1.5 История геологического развития Южной, Экваториальной и Центральной Атлантики.....	16
ГЛАВА 2 Современные представления о составе, строении, происхождении и эволюции океанической коры. Постановка проблемы.....	19
2.1 Строение, состав и развитие медленноспрединговых СОХ.....	19
2.1.1 Осевые зоны.....	20
2.1.2 Гребневая зона.....	25
2.1.3 Трансформные разломы.....	25
2.1.4 Нетрансформные нарушения.....	27
2.2 Плюмы глубинной мантии.....	27
2.2.1 Общая характеристика плюмов.....	27
2.2.2 Состав плюмов глубинной мантии.....	29
2.2.3 О влиянии плюмов на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга.....	31
2.3 Представления альтернативные концепции плюмов глубинной мантии и химические мантийные неоднородности.....	32
2.3.1 Общая постановка вопроса.....	32
2.3.2 Пассивные химические мантийные неоднородности.....	33
2.3.3 Влияние пассивных химических мантийных неоднородностей на состав осевых базальтов.....	34
2.4 Глобальные и региональные вариации состава осевых базальтов.....	35
2.4.1 Закономерности глобальных вариаций.....	35
2.4.2 Региональные вариации состава осевых базальтов в Центральной части Атлантики.....	37
2.5 Постановка проблемы, задачи исследования.....	38
ГЛАВА 3 Тектоническое строение океанического дна Атлантического океана между разломами Монтевидео и Зеленого Мыса.....	40
3.1 Полигон Кокс.....	41
3.2 Полигон Мур.....	45
3.3 Полигон Мартин Вас.....	49
3.4 Полигон Габон.....	53
3.5 Участок САХ между разломами Мартин Вас и Бодде Верде.....	58
3.6 Участок САХ между разломами 20°ю.ш. и Мартин Вас.....	59
3.7 Участок САХ между разломами Вознесения и Чейн.....	59
3.8 Полигон Романш.....	60
3.9 Участок САХ между разломами Романш и Сан Паулу.....	64
3.10 Полигон Св. Петра.....	67
3.11 Полигон Сьерра Леоне.....	72
3.12 Полигон Долдрамс.....	77
3.13 Полигон Вима.....	83
3.14 Полигон Зеленого Мыса.....	86
3.15 Участок САХ между разломами Зеленого Мыса и Кейн.....	91
3.16 Обсуждение вариаций тектонического строения океанического дна в Центральной части Атлантики.....	92
3.16.1 Строение типичных спрединговых ячеек и их распределение вдоль оси САХ.....	92
3.16.2 Изменения в строении спрединговых ячеек в связи с пульсационным режимом подосевого апвеллинга.....	94
3.16.3 Строение аномальных спрединговых ячеек и их распространение вдоль САХ.....	96
3.16.4 Строение плюмовых спрединговых ячеек и их распространение вдоль САХ.....	98
3.16.5 Сегменты, не относящиеся к спрединговым ячейкам.....	102
3.16.6 Тектоно-магматические провинции.....	107

3.16.7 О влиянии плюмов глубинной мантии на тектоническое строение и развитие океанического дна	111
3.16.8. Тектонические надпровинции	116
3.16.9 О возможных причинах различных направлений спрединга в разных тектонических надпровинциях	121
3.16.10 Суперсегменты.....	121
Глава 4. Состав, геохимия и изотопия базальтов из осевой и гребневой зон САХ в Центральной части Атлантики.	123
4.1 Введение	123
4.1.1 Вводные установки.....	123
4.1.2 Процессы дифференциации толеитовых расплавов.....	124
4.1.3 Сопоставление составов базальтов и их закалочных стекол.....	124
4.2 Описание состава, геохимии и изотопии базальтов и их вариаций в пределах осевой и гребневой зон САХ в Центральной части Атлантики.....	126
4.2.1 Полигон Мур.....	126
4.2.2 Полигон Кокс	142
4.2.3 Полигон Габон	149
4.2.4 Полигон Мартин Вас	175
4.2.5 Полигон Романш.....	184
4.2.6 Полигон Св. Петра.....	226
4.2.7 Полигон Сьерра Леоне	244
4.2.8 Полигон Долдрамс.....	259
4.2.9 Полигон Вима	270
4.2.10 Полигон Зеленого Мыса	278
4.3 Процессы и явления, приводящие к разнообразию состава, геохимии и изотопии базальтов осевой и гребневой зон САХ в Центральной части Атлантики, и факторы, определяющие закономерности их пространственных вариаций.	319
4.3.1 Отражение режима и пространственной структуры подосевого апвеллинга в составе базальтов.....	319
4.3.2 О закономерностях пространственного распределения и вариаций состава обогащенных базальтов.....	324
4.3.3 О влиянии плюмов глубинной мантии на состав базальтов.....	331
4.3.4 Отражение в составе базальтов региональных особенностей тектоно-геодинамического развития океанического дна Центральной части Атлантики	337
4.3.5 О суперпозиции факторов и процессов, обуславливающих многообразие состава вулканитов.....	342
Глава 5. Типы plutонических комплексов осевой и гребневой зон Срединно-Атлантического хребта в Центральной части Атлантики.....	344
5.1 Введение	344
5.1.1 Представления о 3-м слое океанической коры.	344
5.1.2 Магматические камеры	345
5.1.3 Состав 3-го слоя океанической коры.....	346
5.2 Plутонические комплексы Центральной части Атлантики	347
5.2.1 Вводные замечания.....	347
5.2.2 Полигон Сьерра Леоне	348
5.2.3 Рифтовый сегмент между разломами Долдрамс и Вернадского.....	367
5.2.4 Зона трансформного разлома Вима	368
5.2.5 Подводная гора Пейве.....	378
5.2.6 Габброиды скважин 1275 ODP.....	382
5.2.7 Зона трансформного разлома Зеленого Мыса	387
5.2.8 Рудное поле Логачева.....	389
5.2.9 Рудное поле Ашадзе.....	389
5.2.10 Зона трансформного разлома Чейн.....	390
5.2.11 Зона трансформного разлома Романш.....	391
5.2.12 Зона трансформного разлома Сан Паулу	393
5.3 Обсуждение	393
5.3.1 Процессы формирования plutонических комплексов 3-го слоя океанической коры.	393

5.3.2 Факторы, влияющие на формирование, состав и пространственное распределение тектоно-магматических типов плутонических породных комплексов	409
5.3.3 О природе 3-го слоя океанической коры в свете представлений об условиях формирования различных плутонических комплексов	411
5.3.4 О связи между рудообразованием и формированием 3-го слоя океанической коры	413
5.4 Выводы.....	414
Глава 6. Состав, строение, происхождение и эволюция внеосевых линейных вулканических структур Центральной части Атлантики.....	417
6.1 Введение	417
6.1.1 Горячие точки	417
6.1.2 Состав продуктов внутриплитного вулканизма	417
6.2 Вариации состава и строения линейных вулканических структур Центральной части Атлантики	418
6.2.1 Тектоно-магматическая провинция Св. Елены.....	419
6.2.2 Тектоно-магматическая провинция Сьерра Леоне	475
6.2.3 Тектоно-магматическая провинция Ресечер	488
6.3 Обсуждение	488
6.4 Выводы.....	504
ГЛАВА 7. Многообразие состава и строения океанической коры и тектонического строения океанического дна в Центральной части Атлантики и закономерности их пространственных вариаций	506
7.1 Спрединговые ячейки и подосевые диапиры астеносферной мантии	507
7.2 Аномальные спрединговые ячейки и микроплюмы обогащенной мантии	508
7.3 Плюмовые спрединговые ячейки и роль внеосевых плюмов глубинной мантии в осевой аккреции коры	511
7.4 Региональные особенности раскрытия Атлантики, влияющие на процессы осевой аккреции коры.....	520
7.5 О суперпозиции явлений, связанных с осевой аккрецией коры.....	525
7.6 Плюмы глубинной мантии и вертикальная аккреция океанической коры.....	526
7.7 Процессы вертикальной аккреции коры, не связанные с плюмами.....	527
7.8 О глубинности плавления внутриплитных вулканитов	528
7.9. Мантийные источники океанической коры в Центральной части Атлантики	528
7.10 Схема тектонического районирования Центральной части Атлантики	532
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	536
Литература	541

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Изучение состава, структуры, происхождения и эволюции океанической коры, а также структурных форм, образуемых ею на океаническом дне, является одним из основных фундаментальных направлений в науках о Земле. Важным феноменом океанической коры является ее пространственная изменчивость, выраженная в разномасштабных вариациях ее состава и строения, что приводит и к изменчивости тектонической структуры океанического дна, проявленной в его разноранговой сегментации. Выявлены регулярные мелкомасштабные вариации вдоль оси срединно-океанических хребтов (СОХ), крупномасштабные вариации, связанные с региональными особенностями тектоно-геодинамических условий формирования коры, и мелкомасштабные случайные изменения, носящие локальный характер, возникающие в связи с плавлением мелких вещественных неоднородностей, хаотично распределенных в мантии. Между тем, отсутствует систематический анализ взаимодействия процессов, приводящих к этим трем типам вариаций, хотя реальное многообразие состава и строения коры и структуры океанического дна определяется их наложением, при этом при их суперпозиции возникают новые процессы и явления. В настоящей работе характер этого взаимодействия рассматривается на примере Срединно-Атлантического хребта (САХ), что и определяет актуальность выполненных исследований.

При анализе вариаций состава коры помимо традиционно используемых для этих целей базальтов проведено направленное изучение ассоциаций плутонических пород, образующих 3-й слой океанической коры, и их пространственных вариаций.

Важным региональным фактором, определяющим состав и строение коры и структуру океанического дна, является влияние, оказываемое плюмами глубинной мантии на процессы осевой аккреции коры. Между тем, плюмы глубинной мантии это основной источник материала океанической коры, возникающей во внутриплитных условиях. В настоящей работе проведено совместное исследование процессов и осевой, и внеосевой внутриплитной аккреции коры, что раскрывает новые грани и аспекты тех и других.

Актуальность проделанной работы подчеркивается ее соответствием тематикам приоритетных направлений научных исследований Мирового океана. Это нашло отражение в том, что полученные материалы и результаты исследований использовались при решении задач ряда проектов в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Фундаментальные проблемы океанологии: геология, физика, биология, экология» и подпрограммы «Исследование природы Мирового океана» ФЦП «Мировой океан», а также грантов РФФИ: 00-05-64235-а , 03-05-64159-а , 06-05-64152-а, 09-05-00150-а, 12-05-00113-а,

направленных на изучение тектоники, магматизма, геодинамики и металлогении Атлантического океана.

Цель и задачи исследования. Настоящая работа направлена на определение того, каким образом на регулярных вариациях состава и строения коры и тектонической структуры дна, обусловленных закономерными вдольосевыми изменениями подосевого апвеллинга астеносферной мантии, отражается действие региональных и локальных факторов, с целью выработки принципов и подходов к созданию тектоно-геодинамических моделей происхождения и эволюции океанической коры естественно обособляемых разномасштабных участков океанического дна. Эта цель достигается путем актуализации разнотипных вариаций в строении конкретных районов через изучение состава пород и их ассоциаций, морфоструктур дна и их парагенезов, а также структурных рисунков дна.

Объект исследований - протяженный участок дна Атлантического океана между разломами Монтевидео и Зеленый Мыс (в дальнейшем Центральная часть Атлантики) (рис. 1.1), где сконцентрировано наибольшее количество полигонов, на которых были проведены комплексные геолого-геофизические исследования среднего масштаба. В выбранной области Атлантики наиболее полно проявляется разнообразие тектонических обстановок, характерных для медленносрединговых хребтов, развита многопорядковая сегментация хребта, дополнительно частично или полностью входящие в нее Центральная, Экваториальная и Южная Атлантики имеют независимую историю раннего раскрытия. Все вместе это дает возможность для сравнительного анализа вещественных и структурных параметров коры, сформировавшейся в различных тектонических обстановках.

Научная новизна. В результате проведенных исследований показано, что пространственные вариации состава и строения океанической коры и дна в Центральной части Атлантики определяются разномасштабными и разноглубинными регулярными процессами, связанными с подъемами: чередующихся вдоль оси САХ подосевых диапиров астеносферной мантии средним размером 40-60 км, подосевых микроплюмов обогащенной мантии соразмерных диапирам, повторяющимися вдоль оси в среднем через 350 км, и внеосевых плюмов глубинной мантии, максимально влияющих на осевые процессы в сегментах САХ, следующих в среднем через 2000 км.

В местах подъема микроплюмов обогащенной мантии установлено трехуровневое плавление расплавов: глубинное - с образованием щелочных вулканитов, промежуточное - обогащенных толеитовых базальтов и малоглубинное - деплетированных и слабо обогащенных базальтов.

Установлены и охарактеризованы 6 способов влияния внеосевых плюмов глубинной мантии на процессы осевой аккреции коры. Выделен плюм Ресечер, локализованный на

западном фланге САХ к северу от разлома Зеленого Мыса.

Выделены две области САХ, наследующих пограничные зоны Центральной и Южной Атлантики с более поздно расколовшимся Экваториальным блоком Гондваны. Эти области раскрываются в условиях чередующихся обстановок сжатия и растяжения, поперечных к направлению спрединга, и характеризуются распространением базальтов, изотопия, геохимия и состав которых указывают на то, что их плавление происходило в холодной мантии, засоренной блоками континентальной литосферы.

Показано различие в ассоциациях и составах плутонических пород, образующих 3-й слой океанической коры, в центральной и дистальных частях спрединговых ячеек. Установлено, что плутонические комплексы пестрого состава дистальных частей образуются в крупных, долгоживущих и изолированных магматических камерах, расплавы которых взаимодействуют в зонах тектонизации камер с серпентинизированным субстратом ультраосновного состава.

Расширено многообразие линейных вулканических структур океанского дна, которое помимо трекв горячих точек включает активные и пассивные горячие линии, появление которых отражает разнообразное влияние разломной тектоники на более глубокие верхнемантийные процессы.

Построена разноранговая иерархически соподчиненная схема тектонического районирования дна Центральной части Атлантики, основанная на регулярных вариациях строения коры и океанического дна трех различных масштабов и региональных особенностях тектоно-геодинамического развития дна.

Практическая значимость проведенных исследований состоит в следующем. 1) Предложенная схема тектонического районирования дна Центральной части Атлантики может служить основой для металлогенических прогнозов, поскольку на данной площади имеются рудные залежи с четкой тектонической позицией и с очевидной генетической интерпретацией. Это, во-первых, три крупные залежи полиметаллических руд между разломами Зеленого Мыса и Марафон: поля Логачева, Ашадзе и Семенова, возникшие в областях разгрузки гидротермальных растворов. Эти рудные поля находятся на участке, выделенном Россией Международным органом по морскому дну для проведения разведки полиметаллических сульфидов в Атлантическом океане. Во-вторых, в ходе наших работ во впадине Маркова (Приэкваториальная Атлантика) обнаружены метасоматические сульфидные полиметаллические руды, сформировавшиеся в корневых частях гидротермальных систем (Сколотнев и др., 2003а). В-третьих, на подводных горах Байя в Бразильской котловине были обнаружены железо-марганцевые корки с высокой концентрацией Со (Базилевская, Сколотнев, 2011). В-четвертых, при изучении гор

Гримальди и Витория-Триндади были обнаружены необычные вулканы, аномально обогащенные торием (Сколотнев и др., 2012г), а также фосфором и стронцием (Сколотнев и др., 2010г), соответственно, которые в будущем могут представлять практический интерес, как источники этих полезных компонентов.

2) Установлен критерий поиска сульфидных полиметаллических руд на океанском дне, которые, как показало изучение процессов образования плутонических пород, закономерно связаны с формированием и эволюцией магматических камер в зонах с низкой магматической продуктивностью вблизи мест подъема микроплюмов обогащенной мантии.

Апробация работы. Результаты диссертационной работы докладывались автором на 16-м Всесоюзном семинаре "Геохимия магматических пород"; на 7, 32, 38, 40, 41, 43, 45-м Всероссийских Тектонических совещаниях, на 11, 17, 18, 19, 20-й Международных научных конференциях (Школах) по морской геологии; на 7, 8 и 9-м Рабочих совещаниях Российского отделения международного проекта InteRRidge. Промежуточные итоги данного исследования докладывались на Тектонических коллоквиумах Геологического института РАН в 2011 г. и в 2012 г.

Автор диссертации является соавтором 4 монографий, автором и соавтором 40 основных статей в рецензируемых журналах из перечня ВАК, опубликованных по теме диссертации.

Структура и объем работы. Работа состоит из введения, 7 глав и заключения. В 1-й главе рассматриваются методические аспекты и объем проделанной работы, дается географическое описание объекта исследований и история его геологического развития. Во 2-й главе на базе литературных данных анализируется состояние проблемы, в рамках которой проведено настоящее исследование, дается развернутое обоснование необходимости этого исследования. Следующие 4 главы посвящены описанию фактического материала: 3-я глава – тектоническому строению океанического дна, 4-я глава – составу (валовой состав, геохимия и изотопия) базальтов, 5-я глава – составу плутонических пород, 6-я глава – строению и составу линейных вулканических структур. В 7-й главе дается концентрированное описание представлений автора о составе и строении коры в рассмотренном регионе, характере их пространственных вариаций и о причинах, процессах, механизмах и факторах, обуславливающих эти вариации, приводится оригинальная схема тектонического районирования рассматриваемой области Атлантики. В заключении подведены итоги проделанной работы и приведены защищаемые положения.

Работа состоит из 568 страниц, включая 146 рисунков, 11 таблиц и список литературы из 491 ссылки.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность академику Ю.М.

Пушаровскому - научному руководителю океанских геологических исследований в Геологическом институте РАН за постоянное внимание и руководство работой, инициирование и поддержку как экспедиционных работ в целом, так и непосредственную творческую и моральную поддержку автора этой диссертации.

Начиная от непосредственного получения экспедиционного материала, продолжая его аналитической обработкой и заканчивая обсуждением полученных результатов, автор наиболее тесно сотрудничал с А.А. Пейве, Ю.Н. Разницыным, Н.Н. Турко, С.Ю. Соколовым, Г.Н. Савельевой, Э. Бонатти, Н.В. Цукановым, В.Н. Ефимовым, С.М. Ляпуновым, А.О. Мазаровичем; многие геохимические аспекты работы неоднократно обсуждались с Н.М. Суцевской, рудогенетические - с Е.С. Базилевской; большую помощь в экспедиционных работах в плане овладения компьютерными технологиями, необходимыми для сопровождения этих работ, оказал В.В. Велинский; отзывчивость в определении микрофоссилий проявили М.Е. Былинская, Л.А. Головина, Е.В. Иванова. Автор глубоко признателен всем этим коллегам и друзьям, благодаря сотрудничеству с которыми был получен, обработан и осмыслен фактический материал.

В рейсах НИС "Академик Николай Страхов", "Геленджик", «Академик Иоффе», «Академик Вавилов», «Профессор Логачев» автор работал в разное время в период с 1986 г. по 2013 г. совместно с С.С. Абрамовым, Г.В. Агаповой, А.В. Акимцевым, И.А. Андреевой, Ю.Е. Барамыковым, В.Е. Бельтеневым, Е.В. Блиновой, Д.Г. Борисовым, Дж. Бортолуцци, Н.С. Бортниковым, Д. Брунелли, И.В. Викентьевым, И.А. Волож, Л. Гасперини, М. Гасперини, Д.А. Гилод, Р.Х. Греку, Н. Гриндли, В.В. Губенковым, М.П. Давыдовым, Т.А. Демидовой, А.Н. Диденко, Д.А. Дмитриевым, К.О. Добролюбовой, С.А. Дремучевым, А.Е. Ескиным, М.В. Захаровым, Т.Ф. Зингер, Н. Зиттелини, Л.В. Зотовым, В.Н. Ивановым, С.М. Исаченко, Г. Каррарой, П.К. Кепежинским, Л.И. Коганом, В.Ю. Колобовым, С.Ю. Колодяжным, А.В. Кольцовой, В.А. Кравцовым, К.В. Кривошеей, Д.И. Криновым, В.Н. Кузнецовым, В.Ю. Лаврушиным, О.В. Левченко, Е.А. Летягиной, М. Лиджи, Э. Лодоло, Ю. Г. Мариновой, Е.Г. Морозовым, А.Г. Мочаловым, И.О. Мурдмаа, А.Д. Мутовкиным, А.В. Носовым, Е.А. Овсепян, О.И. Окиной, И.С. Патиной, А.С. Перфильевым, А.Н. Перцевым, В.Г. Петренко, В.В. Петровой, В.М. Побержинным, А.С. Пономаревым, А.Г. Поповым, В.А. Путанс, Н.В. Раздолиной, В.А. Равенковым, В.П. Расторгуевым, И.И. Рождественской, Э.А. Сейткалиевой, В.В. Сивковым, В.А. Симоновым, Д. Склэйтером, Т.В. Степановой, М.И. Столяровым, С. Сусини, В.В. Трофимовым, П. Тартаротти, А.Г. Третьяковым, М.О. Ульяновой, П. Фабретти, Д.Т. Фидаевым, Н.П. Чамовым, Н.Л. Чаплыгиной, А. Чиприани, В.Н. Шараповым, Е.В. Шарковым, Е.П. Шевченко, В.В. Шиловым, Ф. Шуто, С.А. Щербаковым, Р. Экиниан, Н.В. Ярцевой. Обсуждения со всеми вышеперечисленными

специалистами различных вопросов геологического строения Атлантики способствовало повышению научной квалификации автора и помогло в написании настоящей работы. Выполнению работы также способствовала помощь и сотрудничество экипажей вышеперечисленных научных судов во главе с капитанами В.Г. Беляевым, Л.В. Сазоновым, Г.А. Посконным, В.В. Белугой, а также Заместителя директора Института океанологии РАН А.В. Сокова и Начальника Отдела флота этого института В.П. Терещенкова.

Автор также выражает большую благодарность заведующему лабораторией тектоники океанов и приокеанических зон С.Д. Соколову и сотрудникам этой лаборатории М.В. Лучицкой и Е.Н. Меланхолиной, сотрудникам Геологического института других лабораторий института: химико-аналитической: А.В. Горбунову, М.В. Рудченко, Н.Л. Калашниковой, М.И. Степанец, И.В. Кисловой, минералогического анализа: И.С. Ипатьевой и Н.А. Яковлевой, шлифовальщикам Н.А. Ключевой и Н.Н. Тимофеевой. Автор также весьма признателен сотрудникам других учреждений, оказавших содействие в проведении изотопных и геохимических исследований: Д.З. Журавлеву (ИМГРЭ МПР, Москва), Б.В. Беляцкому (ИГГД РАН, Санкт-Петербург), Е.Н. Лепехиной (ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), А.В. Травину (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

ГЛАВА 1 Методические аспекты работы, объем выполненных работ, географическая характеристика объекта исследования и история его геологического развития.

1.1 Методические подходы исследования и методы морских экспедиционных работ.

Основой методического подхода при решении поставленных задач служил сравнительный анализ результатов комплексных геолого-геофизических исследований, проведенных на базе среднемасштабной (около 1 : 200000) батиметрической съемки ключевых полигонов океанического дна, с элементами историко-тектонического и регионально-тектонического методов. Данное направление исследований представляется исключительно важным для выявления естественных тектонических комплексов, определяющих состав и строение океанического дна (Пушаровский, Сколотнев, 2005).

Комплексные геолого-геофизические работы в гребневой и осевой зонах СОХ, проведенные зарубежными исследователями на полигонах FAMOUS (Langmuir et al., 1977), TAG (Detrick et al., 1995, Hoofst et al., 2000), MARK (Karson et al., 1987), в районе разломов Кокс (Fox et al., 1991), Мур (Grindlay et al., 1992), Боде Верде и Вознесения (Brozena, 1986), позволили сформулировать основные представления о процессах апвеллинга и аккреции коры, ставшие уже классическими. В отечественной практике первоначально такие полигонные работы были направлены на изучение трансформных разломов (Пушаровский и

др., 1989, 1991, 1995), но затем охватили гребневую и осевую зоны САХ. Первоначально они были проведены на НИС «Академик Петров» между разломами Марафон и Зеленого Мыса сотрудниками ГЕОХИ РАН (Bougault et al., 1988, Dmitriev et al., 1991). Под руководством Г.Б. Удинцева (Удинцев и др., 1996) они были проведены на полигоне между разломами Сан Паулу и Страхова, под руководством Ю.М. Пушаровского - между разломами Чейн и Романш, Марафон и Зеленого Мыса, Архангельского и Вернадского, к югу от разлома Богданова, в районе тройного сочленения Буве. Работы проводились на судне «Академик Николай Страхов» (3, 6, 7, 9, 11, 12, 13, 15, 16, 18, 19, 22-й рейсы). Автор настоящей работы принимал участие в большинстве отечественных экспедиций, проводивших вышеуказанные работы, под его руководством были проведены полигонные работы на САХ в районе 20°ю.ш. на НИС «Академик Иоффе» (10-й рейс) и в районах развития линейных структур: в Бразильской котловине (32, 33 рейсы НИС «Академик Иоффе», 24, 28-й рейсы НИС «Академик Вавилов») и на востоке Центральной Атлантики (23-й рейс НИС «Академик Николай Страхов»). Большинство из этих полигонов являются объектом исследования настоящей работы, их названия и географическое положение показаны на рис. 1.1. На этом же рисунке отображены полигоны, которые анализируются по литературным данным.

В отечественных экспедициях батиметрическая съемка полигонов производилась с помощью многолучевых эхолотов Echos 625 и Echos XD фирмы Hollming (Финляндия), Simrad EM12S фирмы Kongsberg Maritime (Норвегия) и SeaBat 8150 фирмы Reson (Дания). На полигонах Бразильской котловины проводилось только батиметрическое профилирование с помощью однолучевого эхолота Elac (Германия). Для представлений о площадном строении дна в пределах этих полигонов использовались карты предсказанной топографии, построенные по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997). Батиметрическая съемка и профилирование в большинстве случаев сопровождалось одноканальным непрерывным сейсмическим профилированием (НСП), акустическим профилированием с помощью акустических профилографов Edgetech 3300 (США), Parasound и SES-2000 deep фирмы INNOMAR (Германия) и магнитным профилированием. С помощью драгирования в пределах полигонов осуществлялось опробование представительных морфоструктур океанического дна. Помимо результатов полигонных работ в настоящей работе проводился анализ структурных рисунков дна на базе крупномасштабных карт.

С этой целью использовалась батиметрическая карта ГЕБКО (GEBCO, 1982, 2004), а также карты, построенные по данным спутниковой альтиметрии с точностью $1 \times 1'$ (около $1,9 \text{ км} \times 1,9 \text{ км}$), полученным с помощью спутников системы GEOSAT (Sandwell, Smith, 1997). Картографические построения на базе этих данных производились с использованием программы Surfer 9.

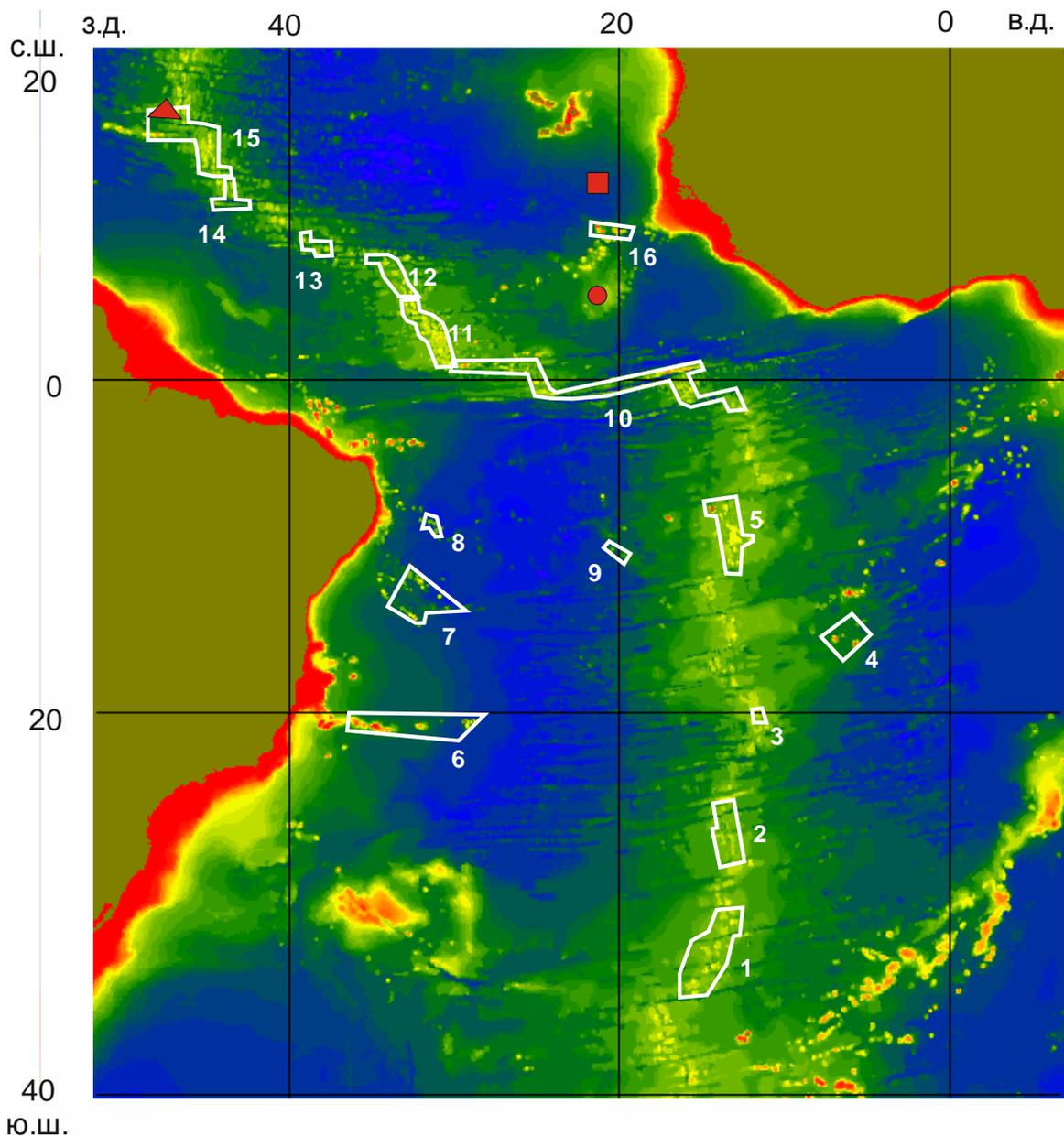


Рис. 1.1 Расположение полигонов детальных работ и скважин глубоководного бурения

Данная схема и подобные ей в дальнейшем выполнены на основе карты ГЕБКО (GEBCO, 2004). Белой линией обведены контуры полигонов: 1 - Кокс (по Weiland et al., 1996), 2 - Мур (по Weiland et al., 1996), 3 - Мартин Вас (по Сколотнев и др., 2003), 4 - гор Св. Елены (по O'Connor et al., 1999), 5 - Габон (по Brozena, 1986), 6 - хребет Витория-Триндади (по Almeida 1961, Сколотнев и др., 2010г), 7 - горы Байя (по Cherkis, 1992, Сколотнев и др., 2010в), 8 - горы Пернамбуку (по Сколотнев и др., 2012а), 9 - цепь 10-11 (по Сколотнев и др., 2012б), 10 – Романи (по Пуцаровский и др., 1993, Schilling et al., 1994), 11 - Св. Петра (по Schilling et al., 1994, Удинцев и др., 1996), 12 - Сьерра Леоне (по Пейве и др., 2001), 13 - Долдрамс (по Пуцаровский и др., 1991), 14 - Вима (по Peyve et al., 2000, Бельтнев и др., 2014), 15 - Зеленого Мыса (по Пуцаровский и др., 1989), 16 – горы Гримальди (по Jones et al., 1991, Сколотнев и др., 2007).

Скважины глубоководного бурения: круг - 366 DSDP и квадрат - 367 DSDP (по Lancelot et al., 1978), треугольник - 1275 ODP (по Shippboard, 2003).

Автор во время рейсов и после них занимался тектонической интерпретацией результатов батиметрической съемки и профилирования, в том числе, с целью выбора

участков дна для проведения драгирования; драгированием; петрографическим описанием драгированных пород: базальтов, габброидов, ультрабазитов, метаморфических пород, известняков, обломочных пород; обработкой аналитических данных по валовому и изотопному составу вулканитов и габброидов, по концентрациям в них элементов-примесей, по составу породообразующих минералов габброидов, по определению абсолютного возраста пород методами изотопной геохронологии и относительного возраста пород.

1.2 Аналитические методы исследования и способы их интерпретации

Силикатные анализы проводились традиционными методами мокрой химии в химико-аналитической лаборатории Геологического института РАН (Москва) (ГИН РАН), а также рентгеноспектральным методом по стандартным методикам на спектрометрах СРМ и VR-20 в Институте геологии и геофизики СО РАН (Новосибирск).

Элементы-примеси определялись различными методами. Анализ Sr, Ba, Rb, Y, Zr, Nb проводился в Институте минералогии и геохимии редких элементов Министерства природных ресурсов (ИМГРЭ МПР, Москва) по методике рентгено-флюоресцентного анализа на спектрометре АРФ-6, а также на сканирующем рентгеновском спектрометре Magix-Pro (фирмы Philips, Голландия) в Аналитическом отделе Всероссийского института минерального сырья (ВИМС МПР, Москва). Sc, Co, Cr, Ni, V и редкоземельные элементы (РЗЭ) измерялись в ИМГРЭ МПР нейтронно-активационным анализом, при этом для РЗЭ использовалась методика радиохимического отделения мешающих элементов, а остальные из этих элементов определялись инструментально. Анализ проводился на реакторе ИРТ Московского инженерно-физического института. В качестве эталонов применялись стандартные образцы ВМ, СГД-1А, СГ-1А. Для измерения активности использовался детектор из сверхчистого германия марки GEM-HPGe (ORTEC, США).

Все перечисленные элементы, включая полный набор РЗЭ, а также Th, Ta, U, Pb, определялись также методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP MS) с использованием квадрупольного спектрометра «PerkinElmer ELAN 6000» (США) (в ИМГРЭ МПР) и спектрометра высокого разрешения с двойной фокусировкой «Element 2» (Германия) (в ГИН РАН).

Составы минералов определялись на сканирующем электронном микроскопе CamScan 4DV с приставкой для энергодисперсионного анализа фирмы Link, модель AM10000 в Лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова и на микроанализаторе JXA-8100 фирмы JEOL, оснащенный энергодисперсионной приставкой INCA, в ВИМС МПР.

При определении изотопного состава Sr – Nd – Pb в породах химическая сепарация

элементов осуществлялась хроматографическим методом на ионнообменных колонках по стандартной методике. Бланки во время проведения анализов не превышали 0.01 и 0.2 нг для Rb и Sr, и 0.05 нг для Sm и Nd. Содержания элементов определялись методом изотопного разбавления с добавлением калиброванного изотопного трассера. Измерения изотопного состава элементов проводились на многоколлекторных твердофазных масс-спектрометрах TRITON в Центре изотопных исследований Всероссийского Геологического института, г. Санкт-Петербург (ЦИИ ВСЕГЕИ МПР) и Finigan MAT 261 в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург).

Плагиоклазы для определения Ar-Ar абсолютного возраста и цирконы для определения U-Pb абсолютного возраста были выделены из пород в лаборатории минералогического анализа ГИН РАН с использованием традиционных методик.

Ar-Ar возраст плагиоклазов определялся в Институт геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск). Методика $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований описана в (Травин и др., 2009). Стандартный образец биотита МСА-11 был аттестован в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Vern 4m и биотита LP-6. Кварцевые ампулы с пробами облучались в кадмированном канале реактора ВВР-К типа при Томском политехническом институте. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Micromass (Англия).

Для определения возраста цирконов применялся локальный метод изотопного датирования зерен. U-Pb изотопные отношения в цирконах измерялись на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ МПР в соответствии с методикой, описанной в работе (Williams, 1998). В качестве концентрационного уранового стандарта использовался циркониевый стандарт "91500", в качестве стандарта U/Pb отношений - циркониевый стандарт "Темора".

Относительный возраст пород определялся в лаборатории стратиграфии четвертичного периода ГИН РАН и лаборатории геодинамики и палеоокеанологии Института океанологии РАН (Москва) на основании определения возраста планктонных фораминифер и нанопланктона, выделенных из известняков, перекрывающих базальтовый слой океанической коры.

Для интерпретации геохимических и изотопных данных строились двойные вариационные диаграммы, при этом использовались и широко принятые в литературе дискриминантные диаграммы. Для интерпретации геохимических данных применялись широко используемые среди геохимиков графики распределения РЗЭ, нормированных относительно их содержаний в хондрите (Evensen et al., 1978), и спайдерграммы элементов,

нормированные относительно их содержаний в примитивной мантии (Hoffman, 1991). Для базальтов САХ для каждого полигона построены графики вдольосевых (вдоль оси САХ) вариаций различных петро-геохимических и изотопных параметров.

Для генетической интерпретации результатов о составе и строении океанической коры и структуре океанического дна привлекались наиболее общепринятые модели о структурообразовании и плавлении мантии, по изотопной геодинамике, в основе которых лежат представления о расхождении литосферных плит от осевой зоны СОХ, подосевом мантийном апвеллинге и о плюмах горячей глубинной мантии, с учетом последних публикаций по соответствующим тематикам.

1.3 Объем выполненных работ.

Общая площадь полигонов детальных исследований составила около 140 000 км² (вместе с литературными данными около 360 000 км²), общая протяженность батиметрических профилей - около 2 250 км.

Всего было произведено около 600 успешных драгировок, описано и задокументировано около 9000 образцов различных пород, просмотрено около 2500 шлифов. Обработаны оригинальные данные, включающие около 900 силикатных анализов (вместе с литературными данными 1400), 370 определений элементов-примесей (вместе с литературными данными 600), 30 определений изотопного состава Sr – Nd – Pb (вместе с литературными данными 330), 250 микрозондовых составов минералов из габброидов, 2 определения Ar-Ar возраста вулканитов и 17 определений U-Pb возраста вулканитов и габброидов, 50 микропалеонтологических датировок известняков.

1.4 Географическая характеристика области исследования

Атлантический океан в рассматриваемой области ограничен на востоке континентом Африка, а на западе – преимущественно континентом Южная Америка, лишь в самой северной части - Антильскими островами. Изученная область (Центральная часть Атлантики) охватывает часть Южной Атлантики (между экватором и разломом Монтевидео (34°ю.ш.)), Экваториальную Атлантику (между экватором и разломом Богданова (7°с.ш.)) и часть Центральной Атлантики (до разлома Зеленого Мыса (15°с.ш.)).

В осевой части океанской чаши проходит САХ, изрезанный многочисленными трансформными разломами, их названия приведены на рис. 1.2, он ограничен абиссальными котловинами и впадинами: на западе Бразильской, Сеара, Пара и Демерара, на востоке – Ангольской, Гвинейской, Сьерра Леоне и Гамбийской (рис. 1.3).

На юге Бразильская котловина ограничена поднятием Риу Гранди, а Ангольская котловина – Китовым хребтом.

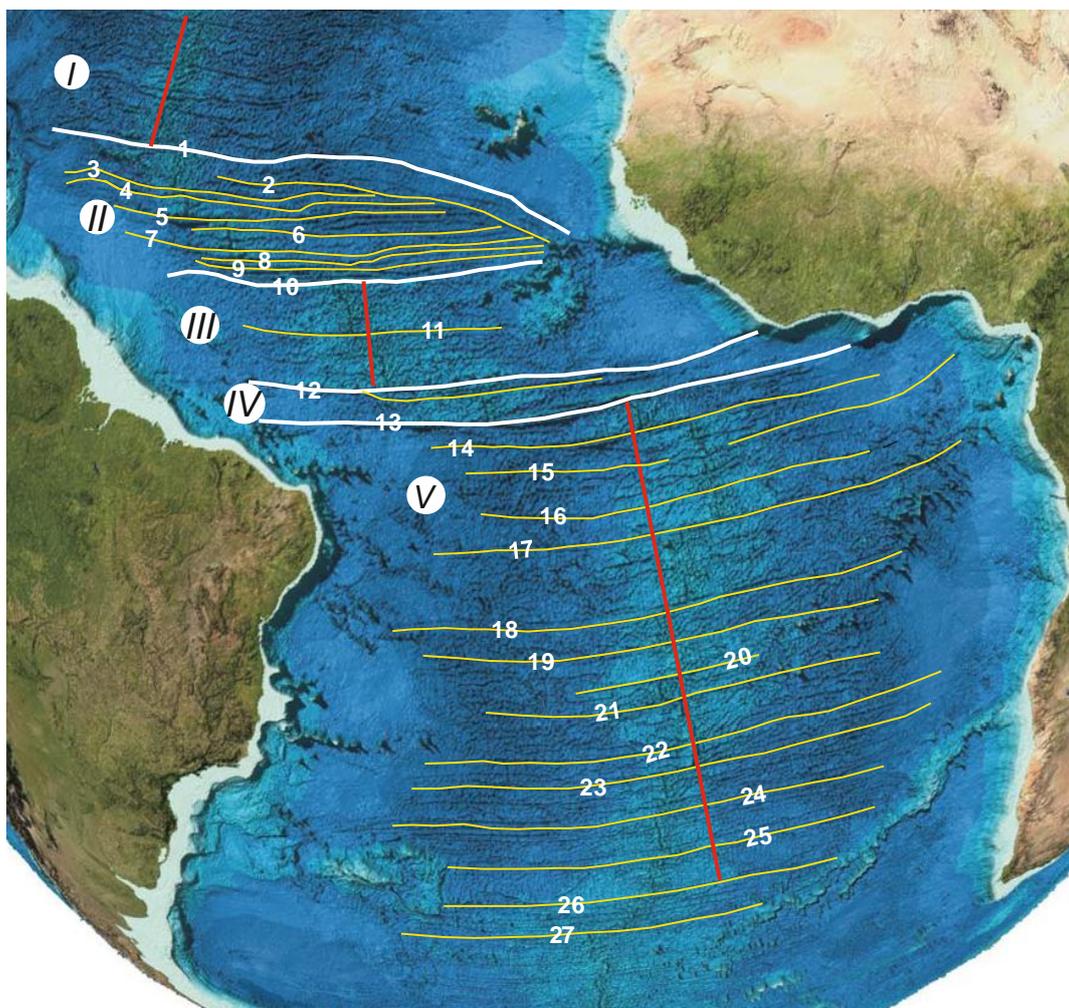


Рис. 1.2 Трансформные разломы Срединно-Атлантического хребта.

Желтые линии - трансформные разломы: 1 - Зеленого Мыса, 2 - древний Гвинейский разлом, 3 - Марафон, 4 - Меркурий, 5 - Вима, 6 - Лема, 7 - Архангельского, 8 - Долдрамс, 9 - Вернадского, 10 - Богданова, 11 - Страхова, 12 - Сан Паулу, 13 - Романи, 14 - Чейн, 15 - Шарко, 16 - Фернандо, 17 - Вознесение, 18 – Боде Верде, 19 - Кардно, 20 - Св. Елены, 21 - Мартин Вас, 22 - 20-го градуса ю.ш., 23 - Рио де Жанейро, 24 – Риу Гранди (по Grindlay et al., 1992), 25 - Мур, 26 - Кокс, 27 - Монтевидео.

Белыми линиями разделены тектонические надпровинции: I - Центрально-Атлантическая, II - Вима, III - Сьерра Леоне, IV- Романи, V - Южно-Атлантическая.

Красные линии - линии проекций осей спрединга в тектонических надпровинциях с квазистабильным направлением спрединга.

Здесь и далее для наименования подводных форм рельефа применялись географические названия, утвержденные Межправительственной океанографической комиссией ЮНЕСКО - МОК (Агапова и др., 1993, Газеттир, 1988).

1.5 История геологического развития Южной, Экваториальной и Центральной Атлантики

Южная, Экваториальная и Центральная Атлантики начали раскрываться в различное

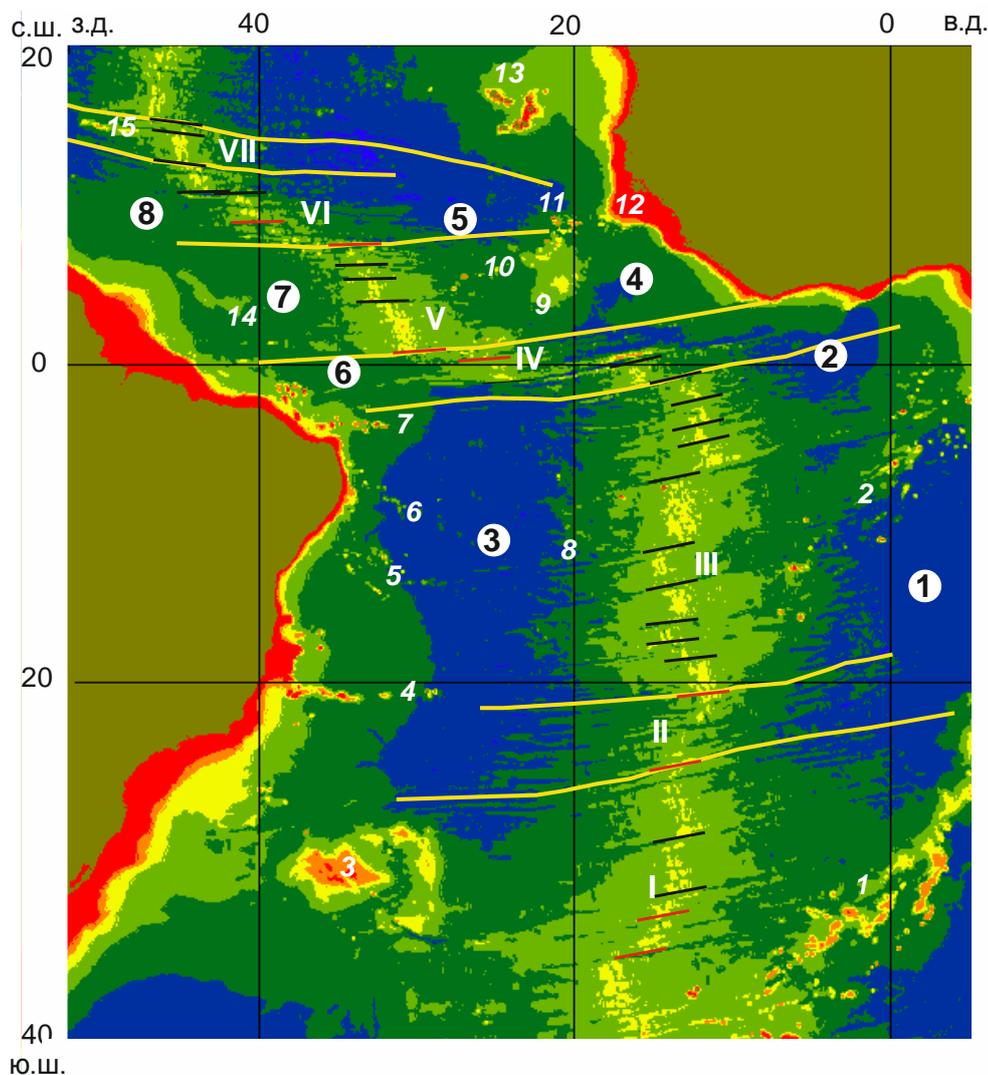


Рис. 1.3 Основные структуры Центральной части Атлантики

Цифрами в кружках обозначены абиссальные котловины и впадины: 1 - Ангольская, 2 - Гвинейская, 3 - Бразильская, 4 - Сьерра Леоне, 5 - Гамбийская, 6 - Сеара, 7 - Пара, 8 - Демерара. Цифрами обозначены тектоно-магматические поднятия и линейные структуры: 1 - Китовый хребет, 2 - горы Св. Елены, 3 - поднятие Риу Гранде, 4 - хребет Витория-Триндади, 5 - горы Байя, 6 - горы Пернамбуку, 7 - хребет Фернанду ди Норонья, 8 - цепь 10-11, 9 - поднятие Сьерра Леоне, 10 - горы Батиметристов, 11 - горы Гримальди, 12 - Гвинейское поднятие, 13 - поднятие островов Зеленого Мыса, 14 - поднятие Сеара, 15 - хребет Ресечер.

Желтые линии - границы тектоно-магматических провинций: I - Тристан, II - Центральная Южно-Атлантическая, III - Св. Елены, IV - Экваториальная, V - Сьерра Леоне, VI - Долдрамс, VII - Зеленого Мыса. Короткие прямые линии – границы суперсегментов: черного цвета 1-го типа, красного цвета – 2-го типа.

время. В районе Центральной Атлантики полный разрыв континентальной коры произошел в конце средней юры 185-178 млн. лет назад (Bedard, 1985, Klitgaard, Shouten, 1986). В апте (115 млн. лет назад) спрединг из центральной части проградировал в северном направлении между Ньюфаундлендом и Иберией (Bedard, 1985).

На юге рифтинг стартовал в оксфорде (159-154 млн. лет назад) в районе плато Агульяс и Фолкледского (Nurnberg, Muller, 1991) и скачкообразно продвигался к северу, сопровождаясь щелочным магматизмом. Вслед за начальными стадиями рифтогенеза начался обширный базитовый вулканизм в южной и центральной частях региона, приведший к образованию провинции Парана. Проградирующий рифт вызывал на своем фронте образование мощных зон сдвиговых деформаций, поперечных к направлению проградации рифта. Наиболее северная из этих зон, до которой рифт дошел около 118,7 млн. лет назад, представлена только на Африканской стороне рифтом Бенуэ, продолжающимся к востоку Центрально-Африканской зоной сдвигов. Есть точка зрения о том, что эта система структур в позднеюрское – раннемеловое время являлась плитной границей, разделяющей Южно-Африканскую и Северо-Западно-Африканскую плиты (Burke, Dewey, 1974).

Первый раскол континента на месте Южной Атлантики произошел в ее южной части 130-128 млн. лет назад и зона спрединга вслед за рифтингом также скачкообразно продвигалась на север, достигнув на момент 118,7 млн. лет назад широты Парана-Чагос (Nurnberg, Muller, 1991). В Экваториальной Атлантике, служившей последним барьером между Южной и Центральной Атлантикой, рифтинг начался после 118,7 млн. лет назад, а спрединг возник в верхнем альбе (около 100 млн. лет назад).

Экваториальный сегмент в соответствии с (Nurnberg, Muller, 1991) на предраскольной стадии состоял из двух районов. Южный район, в настоящее время ограниченный разломами Романш и Сан Паулу, представлял собой сдвиговую зону, являясь западным плечом трога Бенуэ. Северный район, простиравшийся до окончания плато Демерара, представлял собой континентальный рифт, косой по отношению к южной сдвиговой зоне.

В работе (Cande et al., 1988) дается история раскрытия Южной Атлантики с 84 млн. лет назад. В период 84-80 млн. лет назад скорость раскрытия была максимальной и составляла около 8 см/год. В течение позднего мела она уменьшилась примерно до 3,5 см/год, ее резкое увеличение до 6 - 6,5 см/год произошло 48 - 45 млн. лет назад. Новое резкое уменьшение скорости наступило после 36 млн. лет назад. В настоящее время скорость спрединга составляет около 3,5 см/год. Простиранья трансформных разломов показывают, что в раннем палеоцене и в конце эоцена имели место и изменения в направлении спрединга.

Период низкой скорости спрединга в целом охватывающий интервал от 67 до 48 млн. лет назад (ранний палеоцен – средний эоцен) по времени совпадает с конвергенцией плит Наска и Южно-Американской. В это время возрастает количество трансформных разломов.

При раскрытии Экваториальной Атлантики спрединг был более быстрым в восточном направлении, при этом рифт проградировал в древнюю океаническую кору восточной части Центральной Атлантики вдоль древнего Гвинейского разлома с юга (Mascle et al., 1986).

После соединения Южной и Центральной Атлантики наиболее значительные события произошли на границе мелового и палеогенового периодов (68 – 55 млн. лет назад). Они начались с продвижения САХ в Лабрадорское море с отделением Гренландии от Северной Америки, несколько позднее начался спрединг в Норвежско-Гренландском бассейне (например, Шипилов, 2004). В это же время начинаются проявления мощного Исландского мантийного плюма (Heller, Marquart, 2002). Важные события также связаны с заложением Антильской зоны субдукции около 36 млн. лет назад (например, Хаин, 2001).

Подводя итог рассмотрению истории геологического развития исследуемой области океана, следует отметить, что она определялась двумя независимыми, но взаимовлияющими друг на друга глобальными процессами: спрединг океанического дна и подъем плюмов глубинной мантии. Спрединг начинался в разное время в Центральной, Приэкваториальной и Южной Атлантике. Плюмовая активность также неравномерна во времени. Плюмы, поднявшиеся на предраскольной стадии континента Гондвана, прогревая и тем самым ослабляя континентальную литосферу, определяли место раскола и в дальнейшем положение осевой зоны спрединга.

ГЛАВА 2 Современные представления о составе, строении, происхождении и эволюции океанической коры. Постановка проблемы.

В настоящей работе под составом коры понимается состав пород, образующих кору, и состав породных ассоциаций (комплексов), характеризующих различные слои или другие тела, слагающие кору; под строением коры понимаются мощности и взаимоотношения образующих ее слоев и других тел. Морфоструктуры дна, возникшие в ходе формирования и деформаций коры, их морфология, размеры, простирания, взаимоотношения друг с другом, а также их площадные парагенезы определяют тектоническое строение океанического дна.

Главные корообразующие процессы в океане связаны с магматизмом, который происходит в осевых зонах СОХ, производя горизонтальную аккрецию коры, и во внутриплитных условиях, осуществляя вертикальную аккрецию коры.

2.1 Строение, состав и развитие медленноспрединговых СОХ

В соответствии с наиболее общепринятыми представлениями (например, Машенков, Погребницкий, 1998) осевая зона СОХ имеет наиболее высокий рельеф и является зоной современного вулканизма, которая в медленноспрединговых СОХ в большинстве случаев выражена рифтовой долиной, ограниченной на флангах сбросами со значительными амплитудами смещения; далее следуют гребневые зоны шириной первые сотни км, возраст дна в пределах которых не древнее позднего миоцена (около 10 млн. лет), характеризующиеся сильно расчлененным рельефом; и еще далее - фланговые зоны (до

тысячи км шириной, возраст дна до 40 млн. лет) с менее контрастным рельефом, постепенно понижающимся в сторону абиссальных котловин примерно до глубины 5000 м.

2.1.1 Осевые зоны

2.1.1.1 Спрединг. Осевые зоны СОХ являются осевыми зонами спрединга океанического дна. Спрединг происходит в результате расхождения литосферных плит (например, Ле Пишон, 1974) и, таким образом, осевые зоны СОХ являются дивергентными границами плит. Литосфера включает кору и самые верхи мантии, она подстигается более пластичным, менее вязким, частично расплавленным слоем – астеносферой, которая способна к вязкому или пластичному течению под действием сравнительно малых напряжений (например, Хаин, Ломизе, 1995). По мере остывания литосфера становится мощнее и плотнее и опускается. К силам, которые вызывают движение плит, относят волочение (drag) под действием мантийной конвекции при сцеплении плит с текущим астеносферным веществом; гравитационное давление СОХ (ridge push); затягивание плит в мантию в зонах субдукции (pull) (например, Хаин, Ломизе, 1995). Некоторые авторы в общей геодинамике Земли придают большое значение силам космического происхождения, в том числе, связанным с вращением Земли (например, Долицкий, 1985, Авсюк, 1996, Кочемасов, 1994). В любом случае движение плиты происходит в результате суперпозиции всех глобальных, региональных и локальных сил, действующих на нее. Эта результирующая сила приложена к центру масс плиты и выступает по отношению к дивергентным границам плит как удаленный тектонический стресс.

2.1.1.2 Мантийный апвеллинг. В условиях растяжения литосферы, господствующих в осевой зоне спрединга, под ней происходит частичное плавление верхней мантии, обусловленное декомпрессией (например, Ph. Morgan, Morgan, 1991). При этом определенные объемы астеносферной мантии приобретают плавучесть в силу того, что они насыщены расплавами и сложены минералами более легкими (более магнезиальными) по сравнению с таковыми (более железистыми) в мантии, не претерпевшей плавления. Это приводит к подосевому апвеллингу (подъему) астеносферной мантии. В многочисленных работах (Crane, 1985, Phips. Morgan et al., 1987, Lin et al., 1990, Detrick et al., 1995, Fox et al., 1991, Grindlay et al., 1991, 1992, Neumann, Forsyth, 1993, Дубинин и др., 2010, Машенков, 1994, Mutter, Karson, 1992, Whitehead et al., 1984, Hosford et al., 2001, Carbotte et al., 1991, Karson et al., 1987) показано, что в медленносрединговых хребтах, к каковым относится САХ, апвеллинг имеет фокусированный характер, что означает, что вдоль оси хребта в топографии поверхности астеносферной мантии чередуются выступы и понижения. В районе выступов происходят подъемы обособленных объемов вещества верхней мантии (рис. 2.1),

которые в настоящей работе называются диапирами астеносферной мантии.

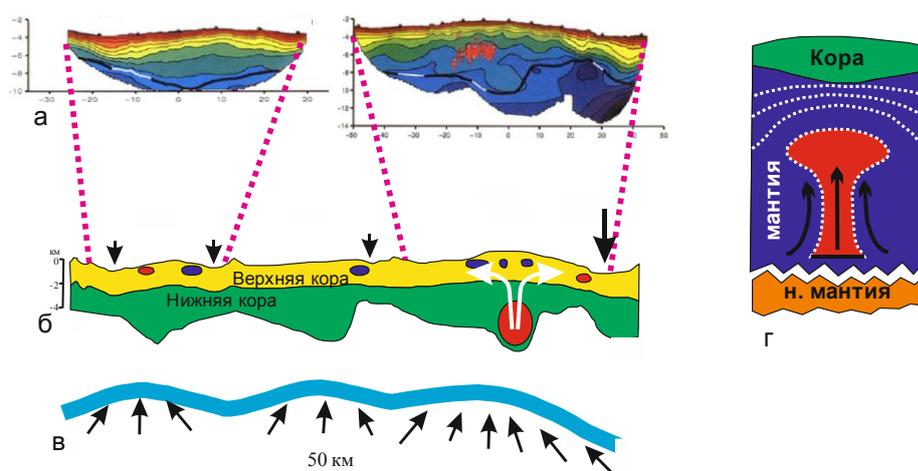


Рис. 2.1 Представления о фокусированном характере подосевого апвеллинга астеносферной мантии.

Левые рисунки из работы (Hoof et al., 2000). а - скоростная структура коры и верхней мантии в районе разлома Океанографер на основе измерения скорости преломленных волн. Разный цвет - разные скорости. б - модель строения коры, плотностные неоднородности показаны синим (более тяжелые) и красным (более легкие) цветом. Тонкими стрелками показано положение нетрансформных смещений, жирной - разлома Океанографер. Белые стрелки - направление внутрикоровой миграции расплава. в - вдольосевой рельеф верхней поверхности зоны апвеллинга. Стрелки под ней показывают характер фокусировки расплава.

г - модель диапира астеносферной мантии (красный цвет), поднимающегося в центре подосевого апвеллинга по (Lin et al., 1990).

Мантийный апвеллинг имеет пульсационный характер. Это было установлено при изучении вариаций состава минералов из перидотитов реститовой природы, обнажающихся вдоль южного борта долины разлома Вимы (Bonatti et al., 2003), при этом было показано, что максимумы интенсивности апвеллинга повторяются с периодичностью 3-5 млн. лет.

Над каждым диапиром астеносферной мантии в осевой зоне спрединга возникает спрединговая ячейка протяженностью вдоль оси COX в среднем 30-50 км, ограниченная трансформными и нетрансформными смещениями. Апикальная часть диапира локализуется примерно под центральной частью такой ячейки, в ее дистальных частях находятся нисходящие ветви диапира. В силу этого дистальные части ячеек по сравнению с их центральной частью характеризуются более холодным тепловым режимом и редуцированной магматической поставкой, что приводит к сокращению мощности коры, углублению и расширению рифтовой долины. Таким образом, очевидно, что дистальные части спрединговых ячеек являются участками с пониженным магматическим бюджетом, это участки часто амагматического или сухого спрединга (например, Пейве и др., 2003).

2.1.1.3 Куполовидные структуры. Характер разломообразования в ходе тектонического растяжения в осевой зоне спрединга также зависит от термальной и механической структуры литосферы, меняющейся вдоль спрединговой ячейки. Для центральных участков ячеек характерны сбросы, в большинстве случаев происходящие на глубине 8-10 км, тогда как в дистальных частях ячеек при тектоническом растяжении в условиях ограниченной магматической продуктивности в литосфере закладываются пологие тектонические срывы - детачменты (detachments), вдоль плоскостей которых и происходит расхождение литосферных плит (Purdy et al., 1990, Escartín et al., 2008, Smith et al., 2008) Tucholke et al., 1998, MacLeod et al., 2009), при этом край висячего крыла, задираясь вверх, образует островершинный хребет, обрамляющий куполовидную структуру с тыловой стороны (рис. 2.2).

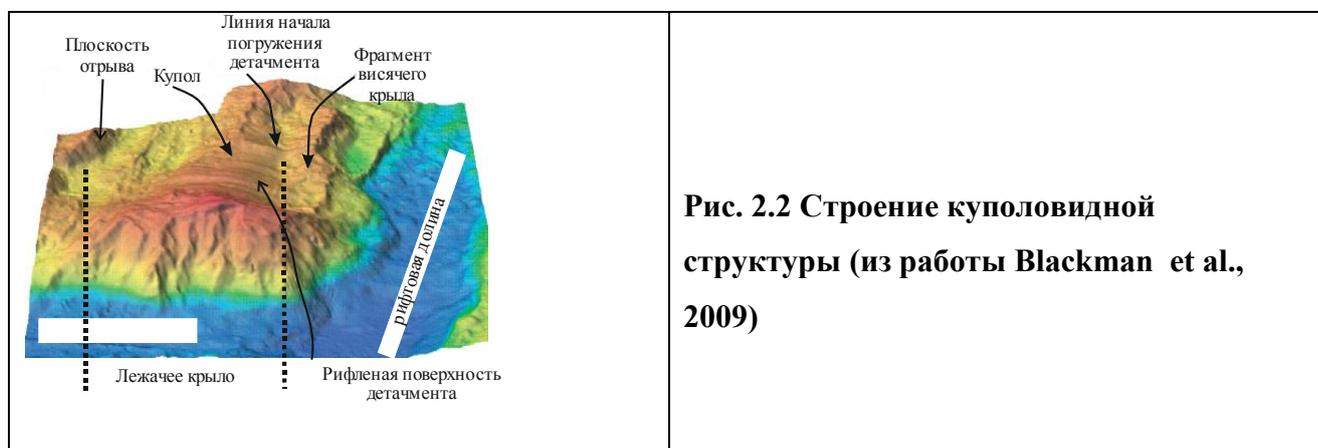


Рис. 2.2 Строение куполовидной структуры (из работы Blackman et al., 2009)

2.1.1.4 Вертикальное строение океанической коры. Дистальные и центральные части спрединговых ячеек имеют различную структуру коры. В центральных частях, судя и по сейсмическим данным (Tolstoy et al., 1991, 1993, Hoofst et al., 2000), и по петрологическим построениям (Niu, Batiza, 1994, Klein, Langmuir, 1987), и по геологическим наблюдениям (Hess, 1955, Cannat, 1993, 1995, 1996, 1997, Силантьев и др., 2011, Сколотнев и др., 1999, 2003, 2006, Пейве и др., 2001), кора имеет стратифицированное строение: внизу габброиды, выше дайковый комплекс, который надстраивается базальтами, а в дистальных частях – хаотичное, образованное в основном серпентинизированными перидотитами, содержащими блоки и жилы габброидов и гранофиров, (рис. 2.3). ODP габброиды составляют 20-40%, базальты и долериты менее 1%, а основной объем кернов образован серпентинизированными перидотитами (Shipboard, 1988, 2003). Ассоциации пород такого типа, образуя так называемые внутренние океанические комплексы (oceanic core complexes), слагают куполовидные структуры (например, Силантьев и др., 2011).



Рис. 2.3 Концептуальный разрез океанической коры вдоль оси медленнораспространяющегося хребта
(к югу от разлома Кейн из работы Cannat et al., 1995)

2.1.1.5 Условия плавления под медленнораспространяющимися СОХ. Появление расплавов под океаническими рифтами в ослабленной зоне дивергенции плит происходит при декомпрессионном плавлении адиабатически поднимающегося более горячего мантийного материала, участвующего в конвекции, когда он пересекает область мантийного солидуса, (например, Ph. Morgan, 1999). Эксперименты по плавлению перидотитов и теоретические расчеты (например, Presnall, Gudfinnsson, 2008, Niu Batiza, 1991, Niu, 1997, 2004, Klein, Langmuir, 1987, 1989, Kinzler Grove, 1992, Рябчиков, 1995) показывают, что в качестве мантийного субстрата для плавления толеитовых расплавов, из которых кристаллизуются базальты осевых зон СОХ, служит океанический лерцолит. При этом его плавление происходит в сухих условиях в области шпинель-плагиоклазового фазового перехода лерцолита, а состав расплавов зависит от глубины, на которой мантия в результате апвеллинга достигает точки плавления, что в свою очередь определяется температурой поднимающейся мантии; ширины диапазона давления, при котором происходило плавление; и средней степени частичного плавления. Имеющиеся модели плавления мантии отличаются друг от друга в зависимости от принятой точки зрения на характер плавления, характер сегрегации расплава и геометрию зоны плавления. Наибольшим распространением пользуются модели полибарического непрерывного плавления по ходу подъема диапира с неполным отделением расплава от субстрата. В соответствии с этим первичные магмы базальтов типа MORB (эта аббревиатура означает Базальты Срединно-Океанических Хребтов) это смесь первичных расплавов, генерированных при низких степенях частичного плавления (0,1-5%) и собранных с разных глубинных уровней.

Основные результаты экспериментов по плавлению следующие (например, Jaques, Green, 1980, Mysen, Kushiro, 1977, Jonson et al., 1990). По мере увеличения средней степени частичного плавления (которая в общем прямо зависит от диапазона полибарического плавления) в расплаве понижаются концентрации Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O и возрастают содержания SiO_2 и MgO . Значения CaO также увеличиваются, но до момента, пока клинопироксен не остается в рестите, затем уменьшаются. Концентрации FeO слабо зависят от степени частичного плавления. С увеличением среднего давления (средней глубины отделения расплава), которое в общем прямо зависит от температуры мантийного диапира, понижаются концентрации Al_2O_3 , SiO_2 и Na_2O и повышаются значения MgO и FeO .

В соответствии с модельными построениями процесс плавления происходит в интервале от 16 до 5 кбар, (в среднем 8-10 кбар), при этом в этих условиях возникает океаническая кора средней мощностью 6-7 км (например, Klein, Langmuir, 1987, 1989).

В соответствии с сейсмическими исследованиями (Phipps, Morgan et al., 1987, Лобковский, 1988) зона частичного плавления мантии располагается в интервале от 200 км до 30 км, при этом наиболее значительный объем расплава располагается на уровне около 30 км, который, по-видимому, и является основным уровнем отделения расплава.

В работе (Niu, Batiza, 1994) проанализированы вариации условий плавления вдоль спрединговой ячейки, при этом установлено, что в центре спрединговой ячейки плавление происходит на меньших глубинах при больших степенях частичного плавления и распространенные здесь базальты соответственно характеризуются повышенными концентрациями CaO и SiO_2 и пониженными – Na_2O , TiO_2 , Al_2O_3 и FeO , тогда как в дистальных частях ячейки существуют противоположные условия плавления.

2.1.1.6 Сегментация медленноспрединговых СОХ. В работах (Whitehead et al., 1984, Crane, 1985, Macdonald et al., 1988, Дубинин и др., 2010, Мащенко, 1994) показано, что сегментация СОХ является фундаментальной чертой их строения. Как следует из раздела 2.1.1.2 сегментация медленноспрединговых хребтов обусловлена фокусированным характером подосевого апвеллинга: над каждым поднимающимся диапиром образуется спрединговая ячейка. В соответствии с этим, отмеченные выше закономерные вариации строения и состава коры вдоль спрединговой ячейки будут регулярно проявляться вдоль оси СОХ на всей его протяженности. В то же время в ходе наших исследований и из литературы получены многочисленные свидетельства того, что на отдельных участках САХ отдельные структурные элементы спрединговых ячеек либо усилены, либо редуцированы, либо видоизменены, либо отсутствуют вовсе. Все эти факты будут подробно описаны в главе 3. Эти исключения не нарушают сегментации САХ, исключительные сегменты в целом соразмерны спрединговым ячейкам, однако, очевидно, что они нарушают регулярный

характер вариаций состава и строения коры и тектоники дна, связанный с чередованием спрединговых ячеек.

2.1.2 Гребневая зона

Гребневая зона медленноспрединговых СОХ преимущественно образована рифтовыми горами, представляющими собой систему хребтов и гряд, как правило, субпараллельных друг другу и оси спрединга. Рифтовые горы наиболее характерны для тех участков, которые находятся напротив центральных частей спрединговых ячеек. Существуют две точки зрения на происхождение рифтовых гор. Одна из них, обоснованная в работе (Kappel, Ryan, 1986), базируется на соразмерности и схожести формы вулканических построек в осевой зоне спрединга и таковых на флангах хребта. Предполагается, что хребты рифтовых гор образуются в результате многочисленных излияний лавы на вулканической стадии спрединга. На тектонической стадии спрединга образовавшийся вулканический хребет делится на две части и каждая из них транспортируется за пределы осевой зоны. Вторая точка зрения (Carbotte, Macdonald, 1990) опирается на те особенности рельефа хребтов рифтовых гор, которые указывают на то, что они образовались в результате сбросов, ограничивающих рифтовую долину.

Иное строение гребневой зоны напротив сегментов, отличающихся по строению от спрединговых ячеек, что подробно будет рассмотрено в главе 3.

2.1.3 Трансформные разломы

2.1.3.1 Структурная характеристика трансформных разломов. Одной из структур, соединяющей сегменты осевой зоны, смещенные друг относительно друга в поперечном направлении, являются трансформные разломы, которые, таким образом, выступают в качестве границ литосферных плит. В соответствии с (Macdonald et al., 1988) это жесткий тип смещения сегментов, при котором сдвиговые напряжения фокусируются в узкой зоне (менее 5 км) разрывных нарушений (сдвигов) (Fox, Gallo, 1984). Сдвиги группируются в ансамбли, прослеживаемые через всю область смещения от одного интерсекта к другому (активная часть трансформного разлома), указывая на направление спрединга. Длина смещений (оффсетов) вдоль трансформных разломов, как правило, более 30 км, а возрастной контраст литосферы по разные стороны разлома более 1 млн. лет. Пассивные части разломов представлены протяженными, как правило, прямолинейными депрессиями, по их простираниям можно судить о направлениях спрединга в прошлом (Ле Пишон, 1974).

Главным структурным элементом зоны трансформного разлома является разломная долина (или трог). Она осложняется нодальными впадинами, наиболее глубокими участками дна, возникающими в двух зонах пересечения трансформы и рифта (зоны интерсекта), и

внутренними медианными хребтами. В зонах интерсектов нередко развиты угловые поднятия, часть из которых по данным современных исследований являются куполовидными структурами (рис. 2.2), сложенными породами внутреннего океанического комплекса. На бортах долины иногда формируются протяженные поперечные хребты.

Происхождение трансформных разломов рассматривается в работах (Дубинин, 1987, Macdonald et al., 1988, Abelson, Agnon, 1997, Пушаровский и др., 1995). Многие разломы в Атлантике являются трансокеаническими и простираются от континента к континенту, свидетельствуя о том, что они зародились на самых ранних этапах раскрытия океана и разделяли в это время либо области будущего океана, начинавшие раскрываться в разное время, либо области пракоинтента, сильно различавшиеся прочностью континентальной литосферы. Трансформные разломы возникали и в ходе раскрытия океана при резких изменениях скорости и направления спрединга (Cande et al., 1988) или при высокоамплитудных перескоках оси спрединга.

Трансформные разломы, например, при большом сокращении активной части в случае асимметричного спрединга могут отмирать или переходить в нетрансформные смещения.

2.1.3.2 Влияние трансформных разломов на условия плавления и тектонического развития осевой зоны. Тектонические следствия эффекта охлаждения подосевой астеносферной мантии у зоны пересечения рифт – трансформ под действием более холодной литосферы противоположного крыла разлома проанализированы в ряде работ (например, Fox, Gallo, 1984). Они выражаются в углублении дна рифтовой долины, сокращении мощности коры, искривлении рифтовой долины в районе интерсекта рифта и разлома. В работе (Langmuir, Bender, 1984) показано, что вблизи трансформного разлома увеличивается разнообразие составов базальтов. Но в целом здесь в базальтах более высокие концентрации несовместимых элементов (Na, Ti, Zr, Sr, PЗЭ) и FeO. Это связано с тем, что охлаждение мантии около трансформного разлома приводит к сокращению интервала давления плавления, которое будет начинаться на меньшей глубине, а заканчиваться на большей глубине, по сравнению с участками удаленными от трансформного разлома, что в свою очередь уменьшает среднюю величину степени частичного плавления и увеличивает среднюю глубину плавления. Авторы это явление называют эффектом трансформного разлома. В число характеристик этого эффекта также входит, как правило, большая дифференцированность базальтов.

Эффект трансформного разлома может быть замаскирован многими процессами. Так в эпохи активизации мантийного апвеллинга расплав может мигрировать от центра ячейки к трансформе и смешиваться с местными расплавами. Участки вблизи трансформного разлома

– это районы предпочтительные для дифференциации расплавов, в том числе, и в высокобарических условиях.

Важным фактором является частота встречаемости трансформных разломов. Если они расположены часто с интервалом меньшим чем 50 км, при этом имеют большие оффсеты (в среднем более 100 км), то это может привести к понижению теплового режима в мантии на большой протяженности и к общему уменьшению степени частичного плавления во всей этой области, при этом без каких либо заметных изменений в составе базальтов вблизи собственно этих разломов.

2.1.4 Нетрансформные нарушения

Детальные батиметрические исследования океанского дна с помощью многолучевых эхолотов выявили широкое распространение в гребневой и осевой зонах СОХ структурных нарушений в виде смещений осевых зон хребта, которые получили название нетрансформных смещений (или нарушений). Нетрансформные нарушения представляют собой реологически слабую межплитную границу, где сдвиговые напряжения реализуются в широкой зоне (не менее 10 км), в которой разрывные нарушения могут быть представлены сбросами параллельными простиранию хребта, сдвигами, параллельными направлению спрединга, и нарушениями, косыми по отношению к ним (Macdonald et al., 1984, 1988). Как правило, у нетрансформных нарушений длина оффсета менее 30 км, возрастной контраст участков разделяемых плит менее 2 млн. лет. Внеосевые структурные проявления таких смещений называются дискордантными зонами. Поскольку соседствуют участки плит с тонкой и слабой литосферой, то дискордантная зона легко приспосабливается к небольшим изменениям в стрессовом режиме, в силу этого геометрия этих структурных образований неустойчива в пространстве и нестабильна во времени. Нетрансформные нарушения представляют нежесткий тип границ литосферных плит.

2.2 Плюмы глубинной мантии

Одна из широко распространенных точек зрения на природу внеосевого внутриплитного вулканизма связывает его с плюмами глубинной горячей мантии.

2.2.1 Общая характеристика плюмов.

Впервые представления о плюмах глубинной мантии были сформулированы Дж. Морганом (Morgan, 1971) для объяснения природы линейных вулканических структур океанического дна, сформировавшихся за пределами осевой зоны спрединга. По его мнению, линейные цепи подводных гор это треки горячих точек, последние представляют собой относительно стабильные зоны плавления, располагающиеся в подлитосферной верхней

мантии. Горячая точка подпитывается горячим материалом, который он назвал мантийным плюмом, поднимающимся из нижней мантии через узкий подводящий канал.

Дальнейшее развитие этой идеи привело к ее значительному усовершенствованию (например, White, Hofmann, 1982, Kellog et al., 1999, Van-der-Hilst, Karason, 1999). Среди отечественных исследований следует отметить работы (Лобковский, Котелкин, 2000, Грачев, 2000, Добрецов, Кирдяшкин, 2000, Когарко и др., 2002, 2006, 2007, Sobolev et al., 2007, Богатиков и др., 2010, Mironov et al., 2000, Миронов и др., 2003). Считается, что плюмы отличаются от вмещающей мантии меньшими вязкостью и плотностью, а также составом. В то же время многие вопросы остаются остро дискуссионными. Большое количество авторов (например, Wood, 1989, Phipps Morgan, Shearer, 1993) считают, что помимо границы ядро-мантия (сейсмический слой D") плюмы могут зарождаться на уровне подошвы верхней мантии (670 км), где складировается материал специфического состава, попавший туда из зон субдукции. В то же время в работе (Kellog et al., 1999) предполагается, что плюмы могут подниматься только из нижней мантии (глубже 1500 – 1700 км), при этом они могут взаимодействовать с веществом, складированным на подошве верхней мантии, частично смешиваясь с ним.

Согласно (Добрецов, Кирдяшкин, 2000), термохимический плюм формируется на границе ядро-мантия при наличии теплового потока из внешнего ядра и некоторой добавки водорода и углерода, пришедших оттуда же.

Японскими учеными (Kumazawa, Maquyama, 1994) предложена геодинамическая модель развития Земли, согласно которой в тектоносфере, охватывающей литосферу и верхнюю мантию реализуется тектоника плит, а в нижней мантии тектонические процессы определяются подъемом плюмов. Цикл геодинамических процессов запускается погружением пластин океанской литосферы в зонах субдукции. Эти пластины (слэбы) задерживаются на границе с нижней мантией (670 км) (Van-der-Hilst, Karason, 1999), пока их не накопится столько, что они начнут опускаться ниже, достигая ядра через 300-400 млн. лет. Это нарушает баланс масс и температур, что в итоге приводит к образованию суперплюмов, идущих вверх от поверхности ядра. В настоящее время существуют два антиподальных суперплюма: Африканский и Тихоокеанский. Под подошвой верхней мантии суперплюмы растекаются и выше в тектоносфере распадаются на более мелкие плюмы, с которыми связан внутриплитный вулканизм. Суперплюмы также стимулируют конвекцию в астеносфере.

В соответствии с сейсмотомографическими данными (Romanowicz, Gung, 2002) Африканский суперплюм с основанием в несколько тысяч км, локализованным на границе ядро-мантия под Южной Африкой, расширяясь, поднимается вверх. Ниже границы верхней

и нижней мантии он отклоняется к северо-востоку, достигая района Афара (Ritsema et al., 1998). На уровне 220 км вещество этого суперплюма распадается на две субгоризонтальные ветви, направленные к осевым частям САХ и спрединговых хребтов Индийского океана.

Экспериментальные, геологические и сейсмотомографические данные позволили сформулировать представления о форме плюмов и их динамике. В самом простом виде плюмы представляются в виде относительно тонкого цилиндрического подводющего вертикального канала, венчающегося широкой грибообразной головой, где происходит растекание плюмового материала на уровне потери им плавучести (Griffiths, Campbell, 1990, Montagner, Ritsema, 2001). Это возможно, если плавучесть плюма обусловлена разницей в температуре с окружающей средой в несколько сотен градусов.

У мощных плюмов голова является источником вулканитов, формирующих огромные трапповые провинции. При меньшей мощности плюма (плюмы Триндади и Св. Елены) над головой плюма возникает ряд разрозненных магматических провинций близкого возраста, а с затуханием активности плюма источником глубинного материала становится цилиндрический хвост плюма, и магматическая деятельность становится более фокусированной, начинает функционировать горячая точка (например, Gibson et al., 1995). Сейсмотомографические данные показывают, что подводящие каналы плюмов могут состоять из нескольких ветвей и иметь различные линейные формы (Ritsema, Allen, 2003).

2.2.2 Состав плюмов глубинной мантии

Информацию о составе плавящейся мантии поставляют данные об отношениях концентраций в вулканитах несовместимых (некогерентных, гигромагмофильных) элементов (несовместимых с кристаллами, остающимися после плавления, или выпадающими из расплава), к которым относятся крупноионные литофильные элементы (K, La, Ba, Rb) и высокозарядные элементы-примеси (Nb, Ta, U и Th), а также данные об отношениях радиогенных изотопов к радиоактивным изотомам. Соответственно представления о составе мантии, плавящейся в плюмах, складывались при изучении геохимии и изотопии базальтов океанических островов (ОИВ базальты).

Впервые В. Вайт и А. Хоффман (White, Hofmann, 1982) высказали идею о том, что мантийным источником ОИВ может быть океаническая кора, поступившая в зонах субдукции в мантию, достигшая границы ядро-мантия и в виде плюма поднявшаяся вверх - рециклинговая океаническая кора. Это так называемый мантийный компонент НИМУ, который в соответствии с (Zindler et al., 1982) в далеком прошлом отличался высокими значениями U/Pb, низкими Rb/Sr и промежуточными Sm/Nd. Типичными представителями этого мантийного источника в Атлантическом океане являются вулканиты о. Св. Елены,

характеризующиеся очень высокими отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, слегка повышенными $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ и умеренно низкими $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$. В последнее время дополнительная аргументация в пользу этой точки зрения приведена в работах (Sobolev et al., 2007, White, 2010).

Однако далеко не для всех базальтов ОИВ-типа геохимические и изотопные характеристики могут быть объяснены плавлением мантийного компонента типа НИМУ. Так базальты о. Тристан да Кунья в Южной Атлантике связаны с источником с высоким Rb/Sr и низкими U/Pb и Sm/Nd. Это по (Zindler et al., 1982, Hart, 1988) обогащенный мантийный компонент EM-1. Имеется еще компонент EM-2, отличающийся от предыдущего более высокими значениями Sm/Nd, Rb/Sr, U/Pb и Th/U. Существует несколько точек зрения о происхождении мантийных компонентов типа EM. В одной из наиболее ранних точек зрения предполагается, что в этом случае океаническая кора, поступившая в зонах субдукции в мантию, содержала пелагические осадки в случае EM-1 или терригенные осадки - в случае EM-2 (например, Hoffman, 1991). Ряд авторов (например, Hoffman, 1997, Jackson et al., 2007) придают большое значение в формировании состава обогащенных источников ОИВ субдукции континентальной коры. По мнению же (Niu, O'Hara, 2009) появление вещества континентальной коры в зоне магмогенерации ОИВ связано не с рециклингом, а с блоками континентальной коры, отрывающимися в зоне субдукции и поступающими непосредственно к зоне магмогенерации как ОИВ, так и MORB базальтов.

Многие авторы подчеркивают важную роль в формировании мантийных источников ОИВ базальтов процессов метасоматоза континентальной мантии (например, Humphreys, Niu, 2009, Halliday et al., 1995, Когарко, 2006), происходящих под воздействием щелочно-силикатных и карбонатитовых расплавов - флюидов. Реальность этих метасоматических процессов подтверждается присутствием водных минералов (амфиболы, слюды) и жил пироксенитов и горнблендитов в некоторых ультраосновных ксенолитах из щелочных вулканических пород (например, Menzies, 1987). При этом было установлено, что ультраосновные ксенолиты из континентальной литосферной мантии имеют изотопные характеристики обогащенной мантии (EM-1 и EM-2) (Hawkesworth et al., 1990). Детальные изотопные и геохимические исследования вулканитов, а также изучение ксенолитов привело исследователей вулканизма островов Зеленого Мыса и Канарских островов к выводу о том, что в вулканических продуктах этих островов присутствует некоторая доля метасоматизированной континентальной мантии, участвовавшей в формировании первичных расплавов (Doucelance et al., 2003, Hoernle et al., 1991). Субконтинентальная мантия может оказаться в пределах океанической литосферы в результате ее деламации при расколе континента (например, Lorinczi, Houseman, 2009).

Изучение изотопии гелия в базальтах OIB показывает, что их мантийные источники могут иметь либо большее, либо меньшее отношение He^3/He^4 по сравнению с таковым у источника базальтов N-MORB типа. В соответствии с (например, Мамырин, Толстихин, 1981) наибольшие значения He^3/He^4 у примитивной мантии, которая, как предполагается, сформировалась на очень ранней истории развития Земли при ее разделении на мантию и ядро и является наименее дегазированным резервуаром. Основываясь на данных гелиевой изотопии, часть исследователей в качестве самостоятельного мантийного компонента, который может участвовать в процессе формирования обогащенных базальтов и OIB, выделяет вещество примитивной мантии, обладающее наиболее высокими значениями отношений He^3/He^4 и промежуточными значениями других изотопных отношений. В разных работах этот компонент характеризуется несколько по-иному и называется по-разному: FOZO (Hart et al., 1992), PREMA (Zindler, Hart, 1986) и др.

Источник базальтов MORB более дегазированный по сравнению с примитивной мантией (более низкие значения He^3/He^4). Еще более дегазированный резервуар HIMU. Следовательно, присутствие среди мантийного источника OIB разностей с более высокими значениями He^3/He^4 в сравнении с источниками MORB и HIMU может означать участие в его составе вещества примитивной мантии, которое может быть ассимилировано поднимающимся вверх плюмом.

2.2.3 О влиянии плюмов на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга

Проведенный обзор показывает, что в ходе образования океанической коры действуют две независимые геодинамические системы: спрединговая и плюмовая. Накопилось много данных о том, что плюмы горячей глубинной мантии могут оказывать большое влияние на тектонику и магматизм осевой зоны спрединга, которое может проявляться даже на расстоянии между ними до 1000 км (Le Roex et al., 1983, 1985, Schilling et al., 1985, 1991, Humphris et al., 1985, Hanan et al., 1986, Fontignie, Schilling, 1996, Montagner, Ritsema, 2001, Ito et al., 1996, 2003). На участках COX, близких к плюмам, гребень хребта воздымается, кора утолщается, рифтовая долина редуцируется, в осевой зоне широко изливаются обогащенные базальты, увеличивается средняя степень частичного плавления подосевой мантии. Геохимические и изотопные характеристики этих базальтов близки к таковым у вулканитов, связанных своим происхождением с близко расположенным плюмом. Механизмы и примеры этого взаимодействия рассматриваются многими авторами (Douglass et al., 1995, Small, 1995).

Влияние горячих точек, центрированных в осевой зоне спрединга, на процессы, происходящие здесь, в деталях рассматривались многими исследователями, особенно на примере о. Исландия (например, Schilling et al., 1983, Ito et al., 1996). Многие факты

указывают на существование вдольосевых астеносферных потоков в обе стороны от горячей точки, при этом плюмовый материал смешивается с деплетированной мантией, приводя к вдольосевому геохимическому градиенту.

В. Morgan (1983) предположил возможность возникновения потока плюмового материала между осевой зоной ближайшего СОХ и внеосевой горячей точкой. Позже этот процесс детально рассматривался в работах (Schilling et al, 1985, 1991, Ito et al., 2003, Sleep 1992, Douglass et al., 1995), основанных на компиляции геохимических и геофизических данных для нескольких систем горячая точка – хребет.

В работах (Le Roex et al., 1983, 1985, 1987) предлагается другой механизм воздействия плюма на состав базальтов, плавящихся под осевой зоной спрединга. Этими авторами считается, что обогащенные расплавы малой степени частичного плавления, выплавившиеся в области горячей точки, производят над ней жильный метасоматоз. В результате конвекции жильная мантия попадает в область подосевого плавления, при этом в районах с высоким значением отношения жилы/мантия образуются расплавы Р-типа MORB.

В работах Л.В. Дмитриева с соавторами (1999, 2006) Р-тип MORB осевых базальтов классифицируется как особый тип исходных толеитовых расплавов - К-ТОР, плавившихся на существенно большей глубине, чем наиболее распространенные базальты типа ТОР-2, при высоких скоростях подосевого апвеллинга. Таким образом, с точки зрения этих исследователей плюм влияет на условия плавления осевых базальтов и с этим связано как изменение их состава, так и возрастание мощности коры.

2.3 Представления альтернативные концепции плюмов глубинной мантии и химические мантийные неоднородности

2.3.1 Общая постановка вопроса. Некоторые данные о строении и составе линейных вулканических структур океанического дна не находят однозначного объяснения с позиций концепции плюмов глубинной мантии и связанных с ними горячих точек. Среди важнейших из них следующие: 1) при сейсмотомографических построениях у некоторых горячих точек отсутствует вертикальный канал, уходящий глубоко в мантию, при этом они не дают аномалий в тепловом потоке (Fouglер, Natland, 2003); 2) горячие точки не обнаруживают стабильности в пространственном положении относительно друг друга (Koppers et al., 2001); 3) во многих линейных структурах отсутствует линейная прогрессия возраста вдоль их простирания, а отдельные вулканические сооружения могут формироваться в течение 30 млн. лет (Courillot, 2003). В связи с этим ряд исследователей привлекает другие механизмы образования линейных вулканических структур океанического дна. Главная их суть состоит в том, что эти структуры имеют малоглубинное происхождение и связаны с тектоническими процессами, происходящими в литосфере (Anderson, 2000, Fouglер, Natland, 2003, Артамонов,

Золотарев, 2008). В работах (Malamud, Turcotte, 1999, Anderson, 2000, Fairhead, Marjorie, 2005, Уткин, 2006) происхождение линейных вулканических структур объясняется малоглубинными стрессами, возникающими при изменении реологических свойств литосферы, или при релаксации напряжений в плите, которые могут приводить к образованию тектонически ослабленных зон в литосфере, стимулирующих процессы декомпрессионного плавления мантии. Ряд авторов (например, Пейве, 2007) считает, что различные линейные вулканические структуры в океане могут иметь разный генезис: и глубинный и малоглубинный.

Представляется, что многие факты, свидетельствующие против механизма горячих точек, не являются критическими и могут найти объяснение в рамках плюмовой концепции. Но несомненно, что эти альтернативные представления способствуют дальнейшему развитию и углублению понимания механизма горячих точек, связанных с плюмами глубинной мантии, существование которых находит поддержку в данных сейсмотомографии. Идеи о влиянии внутриплитных напряжений на формирование вулканических цепей должны быть критически осмыслены и стать важнейшим дополнением к механизму горячих точек.

2.3.2 Пассивные химические мантийные неоднородности. Описанный механизм малоглубинного формирования линейных вулканических цепей предполагает наличие малоглубинных источников обогащенной мантии, при плавлении которой могут возникать вулканические продукты, слагающие вулканические горы. В этой связи сторонники этой точки зрения допускают, что в верхних слоях конвектируемой верхней мантии широко и хаотично распространены пассивные блоки (неоднородности) материала, обогащенного несовместимыми элементами и радиогенными изотопами (например, Sleep, 1984, Michael et al., 1994, Batiza, 1996, Fougler, Natland, 2003, Пейве, 2002, 2007). Природа пассивных неоднородностей может быть различная. Одна из наиболее распространенных точек зрения (например, Shirey et al., 1987, Peate et al., 1990, Gibson et al., 2005, Niu, O'Hara, 2009) связывает эти неоднородности с фрагментами субдуцируемой океанической литосферы и блоками, оторванными от континентальной литосферы при тектонической эрозии, которые поступают в конвертируемую мантию из зон субдукции. В соответствии с (Sleep, 1984, Allegre et al., 1995) плюм это часть конвекции в нижней мантии. От плюма в верхнюю мантию поступают оторвавшиеся от него блобы (порции), которые могут длительное время находиться в мантии, пока не войдут в зону плавления. Блобы могут быть изначально гетерогенны и содержать как рециклинговый материал, так и вещество нижней и верхней мантии. Некоторые исследователи (например, Bonatti, 1990, Суцевская и др., 2002, Regelous et al., 2009) считают, что источником ОИВ базальтов может быть субконтинентальная

литосферная мантия, претерпевшая метасоматоз под действием щелочно-силикатных и карбонатитовых расплавов. Фрагменты этой мантии попадают в океаническую мантию в ходе тектонической деляминации континентальной литосферы в процессе рифтинга и последующего раскола этой литосферы. Еще один механизм образования мантийных неоднородностей рассматривается в работах (Nanan et al., 1986; Fontignie et al., 1999), в соответствии с которыми вещество растекающейся головы плюма глубинной мантии плавится, а возникающие расплавы кристаллизуются в окружающей конвектируемой мантии в виде жил и шпиров, приводя к ее заражению (загрязнению) плюмовым материалом.

2.3.3 Влияние пассивных химических мантийных неоднородностей на состав осевых базальтов. Состав первичных толеитовых расплавов осевых базальтов зависит не только от условий плавления, которые были рассмотрены в разделе 2.1.1.5, но и от состава мантийного источника, что находит отражение в геохимических типах осевых базальтов. Толеитовые базальты COX подразделяются на деплетированные (обедненные) базальты N-MORB типа и обогащенные (литофильными элементами и радиогенными изотопами) базальты P-MORB типа (например, Sun et al., 1979). Между ними промежуточный T-MORB тип базальтов, который рассматривается, как результат смешения либо источников, либо расплавов, о которых говорится выше (например, Le Roex et al., 1983, 1985, 1987).

Верхняя мантия под литосферой деплетирована вследствие выплавления из нее на ранних этапах эволюции Земли базальтовых расплавов, ниже уровня 670 км она сменяется неистощенной мантией (например, McDonough, Sun, 1995). Есть две основные точки зрения, объясняющие появление в зоне спрединга обогащенных базальтов. Одна из них связывает этот феномен с влиянием плюмов глубинной мантии на процессы плавления, происходящие в осевой зоне COX (Le Roex et al., 1983, 1985, Schilling et al., 1985, 1991). Концепция плюмов хорошо объясняет крупномасштабные вариации состава осевых базальтов. Но эта концепция наталкивается на большие трудности при объяснении локальных высокоамплитудных геохимических и изотопных вариаций состава базальтов, встречающихся вдали от плюмовых регионов и имеющих поперечные размеры в среднем до 50 км. В этом случае, как считает большинство исследователей (например, Sleep, 1984, Michael et al., 1994, Batiza, 1996, Bonatti, 1990, Сущевская и др., 2002, Пейве, 2002, 2007, Minshull et al., 2003, Regelous et al., 2009), происходит плавление пассивных хаотично распространенных в конвектируемой мантии неоднородностей, обогащенных несовместимыми элементами и радиогенными изотопами, природа которых рассматривалась в предыдущем разделе.

Некоторые авторы (например, Bonatti, 1990, Minshull et al., 2003, Regelous et al., 2009) считают плавление пассивных неоднородностей единственной причиной появления

обогащенных базальтов в осевой зоне спрединга. Однако в этом случае трудно объяснить появление крупномасштабных региональных вариаций составов осевых базальтов.

2.4 Глобальные и региональные вариации состава осевых базальтов.

Условия осевой аккреции коры и их вдольосевые вариации в наиболее полном виде отражаются в составе осевых базальтов. В разделе 2.1.1.5 показано, как условия плавления базальтов изменяются вдоль спрединговой ячейки. В разделах 2.2.3 и 2.3.3 описано влияние на состав базальтов соответственно плюмов глубинной мантии и плавления пассивных химических мантийных неоднородностей. Существуют и другие типы вариаций состава осевых базальтов, поэтому представляется необходимым рассмотреть существующие представления о характере и причинах вариаций состава осевых базальтов в целом и в частности для Центральной части Атлантики.

2.4.1 Закономерности глобальных вариаций. Е. Клейн и Ч. Лангмюр (Klein, Langmuire, 1987) установили глобальную (для всей спрединговой системы Мирового океана) корреляцию между химическим составом базальтов, с одной стороны, и мощностью коры и глубиной дна нулевого возраста, с другой стороны: чем меньше степень частичного плавления, тем меньше мощность коры и больше глубина рифтовой долины. В этом отношении важными показателями состава базальтов являются отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и такой показатель как Na_8 , который получается при пересчете концентраций Na_2O в закалочном стекле на те концентрации этого оксида, которые были бы в расплаве при условии, что содержание MgO в расплаве составляет 8% (Klein, Langmuire, 1987). Этот пересчет в определенной степени снимает эффект малоглубинной дифференциации расплава. В соответствии с экспериментальными данными более низкие Na_8 и более высокие $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ являются следствием более высоких степеней частичного плавления и наоборот. Определенные таким образом степени частичного плавления варьируют от 8 до 25%. Важное значение также имеют показатели Fe_8 и Si_8 , более низкие Fe_8 и более высокие значения Si_8 отражают более низкобарические условия плавления и наоборот.

Тренд глобальной корреляции Е. Клейна и Ч. Лангмюра выглядит как тренд обратной корреляции между показателями Na_8 и Fe_8 , что означает, что выплавки при меньших степенях частичного плавления происходят на меньших глубинах и наоборот. Таким образом, глобальная корреляция между составами базальтов, мощностью коры и глубиной осевой части СОХ есть следствие вариаций мантийных температур в области, где происходит генерация расплавов. По (Klein, Langmuire, 1987) разница в температурах плавления толеитовых расплавов под осевой зоной СОХ может достигать 250-300°C. Геологическая позиция базальтов с наиболее низкими Na_8 и высокими Fe_8 это те районы

СОХ, вблизи осевой зоны которых располагаются плюмы глубинной горячей мантии, как, например, Исландский и Азорский плюмы в Атлантике. Базальты с наиболее высокими Na_8 и низкими Fe_8 располагаются в районах пониженных температур в мантии: Экваториальный сегмент САХ, Австрало-Антарктический дискорданс, с ультрамедленный хребет Книповича и др. По (Klein, Langmuire, 1987) тренд глобальной корреляции отражает крупномасштабную геодинамическую сегментацию СОХ.

В работах Л.В. Дмитриева, Н.М. Суцевской и А.В. Соболева с соавторами (Дмитриев и др., 1979, 1990, 1999, 2006. Суцевская и др., 1992, 1994, 2007) совокупность закалочных стекол океанических толеитов первоначально была разделена на два типа: TOP-1 и TOP-2 (эта аббревиатура означает Толеит Океанических Рифтов). Выявленная бимодальность составов стекол показала, что важную роль в формировании расплавов базальтов играют геодинамические условия, поскольку с петрологической точки зрения это разделение объяснить трудно. Позднее было обосновано выделение еще 4 типов стекол толеитовых базальтов: Na-TOP, K-TOP, Fe-TOP и Fe-Ti-TOP. Все эти типы стекол отвечают первичным расплавам различного состава, генерированным при различных условиях. Первичный расплав TOP-1 характеризуется высокими концентрациями MgO и низкими TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O , TOP-2 – напротив, более низкими концентрациями MgO и более высокими TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O (Суцевская и др., 1994), Na-TOP более близок к TOP-2, но отличается от него существенно более высокими концентрациями Na_2O , повышенными значениями K_2O , SiO_2 и пониженными FeO и CaO (Суцевская и др., 1994). Наиболее распространенным типом базальтов на океаническом дне является TOP-2, областями наиболее широкого распространения базальтов типа TOP-1 являются Северная и Центральная Атлантики, соответственно, это области влияния Исландского и Азорского плюмов на процессы магмогенерации в осевой зоне спрединга. Базальты типа Na-TOP представляют области, где по многим геофизическим и тектоническим признакам верхняя мантия имеет низкие температуры (Суцевская, 2007), перечисленные выше.

В работе Л.В. Дмитриева с соавторами (1999, 2006) выделяются плюмовые: TOP-1, TOP-K, TOP-Fe и спрединговые: TOP-2 и Na-TOP ассоциации типов базальтов. Базальты плюмовой ассоциации генерируются в более горячей и менее вязкой мантии при большем диапазоне давлений, большей температуре и соответственно при более быстром и объемном режиме апвеллинга, в сравнении со спрединговой ассоциацией. Поскольку плюмовая и спрединговая ассоциации в медленносрединговых СОХ пространственно разобщены и образуют протяженные провинции то это, по мнению авторов, свидетельствует о региональной неоднородности мантийного апвеллинга, которая таким образом является одной из причин геодинамической сегментации СОХ.

2.4.2 Региональные вариации состава осевых базальтов в Центральной части

Атлантики. Наиболее полный и глубокий анализ этих вариаций дан в работах (Дмитриев и др., 1999, 2006, Сущевская и др., 2002, 2007, Schilling et al., 1985, 1994, 1995, Пейве, 2002, Dosso et al., 1991, 1993, Hanan et al., 1986, Fontignie, Schilling, 1996). Между разломами Зеленого Мыса и Монтевидео выделяются три крупных района, где широким распространением пользуются обогащенные толеитовые базальты Т- и Р-MORB типов: между разломами Зеленого Мыса и Марафон (13-15°с.ш.) (аномалия 14°с.ш.), Сан Паулу и Св. Петра (0-2°с.ш.) (аномалия 1,7°с.ш.) и Св. Елены и Вознесения. Появление обогащенных базальтов коррелирует с поднятиями дна рифтовой долины. С петрохимической точки зрения в этих районах преобладают базальты TOP-1 и TOP-K (Дмитриев и др., 1999) или базальты с низким значением Na_8 (Klein, Langmuir, 1987), что указывает на высокую степень частичного плавления толеитовых расплавов (свыше 20%), большой диапазон плавления и повышенную температуру мантии в зоне магмогенерации. В этих районах также встречены щелочные базальты (Schilling et al., 1994 1995, Moeller, 2002, Сколотнев и др., 1999).

Другой специфической чертой Центральной части Атлантики является развитие в районе разломных зон Романш и Сан Паулу (Экваториальная Атлантика) высоконатровых толеитовых базальтов с высокими Na_8 и Si_8 и низкими Fe_8 (Schilling et al., 1995) типа Na-TOP (по Сущевская и др., 1994, 2002, 2007). Петрохимические особенности этих базальтов указывают на то, что их расплавы выплавлялись при низких степенях частичного плавления (около 5%) на небольших глубинах и при пониженной температуре мантии в зоне магмогенерации. В этом районе локально развиты и нефелин-нормативные щелочные базальты. По (Сущевская и др., 1994, 2002) щелочные базальты также продукт очень низкой степени плавления, происшедшего при больших давлениях (18-20 кбар), чем высоконатровые базальты.

На остальном пространстве Центральной части Атлантики преимущественно распространены деплетированные базальты с умеренными петрохимическими параметрами типа TOP-2 (Сущевская, 2007). Имеющиеся исключения подробно будут рассмотрены ниже.

Появление обогащенных базальтов между разломами Св. Елены и Вознесения всеми авторами связывается с влиянием близко расположенного плюма Св. Елены (Hanan et al., 1986, Fontignie, Schilling, 1996, Schilling et al., 1991, Сущевская, 2007). Ряд авторов (Bougault et al., 1988, Дмитриев и др., 1999, 2006, Силантьев и др., 2004, Dosso et al., 1993, Schilling et al., 1994, Сколотнев и др., 1999, Пушаровский и др., 2011) объясняют таким же образом и появление обогащенных базальтов на двух других участках. Аномалия 14°с.ш. в работе (Bougault et al., 1988) квалифицируется как эмбриональный плюм, а в соответствии с

(Schilling et al., 1994) между разломами Сан Паулу и Св. Петра находится плюм Сьерра Леоне.

В то же время в соответствии с (Сущевская и др., 1996, 2002) появление обогащенных базальтов между разломами Зеленого Мыса и Марафон и Сан Паулу и Св. Петра обусловлено участием в плавлении вещества субконтинентальной мантии, метасоматизированной на предраскольной стадии щелочными расплавами, возникшими при плавлении плюма Св. Елены. В современном подосевом положении фрагменты этой мантии оказались в силу того, что раскрытие этого сегмента Атлантики согласно представлениям Э. Бонатти (1996) происходило преимущественно в меридиональном направлении и блок метасоматизированной мантии был растащен на две области: 0-2° и 13-15° с.ш., между которыми расположились его отдельные более мелкие фрагменты.

В связи с происхождением высоконафтовых базальтов в Экваториальной Атлантике в работах (Bonatti et al., 1993, 2001) считается, что астеносферная мантия Южной Атлантики на контакте с мощной континентальной литосферой Экваториального блока Гондваны (до 400 км по (Scrutton, 1982)) охладилась, а до настоящего времени режим «холодной точки» в этом районе поддерживается благодаря устойчивой системе мантийного даунвеллинга, характерного для экваториальной области Земли.

2.5 Постановка проблемы, задачи исследования

Проведенный обзор представлений о тектоническом строении океанического дна, составе и строении океанической коры и о процессах, приводящих к ее образованию, показывает, что, с одной стороны, фундаментальным корообразующим процессом является подосевой апвеллинг астеносферной мантии, а, с другой стороны, этот процесс подвергается влиянию разнообразных факторов, приводящему к его пространственной неоднородности, что обуславливает разномасштабную неоднородность состава и строения коры.

Проблема неоднородного состава коры остро встала перед исследователями геологии океана. Отечественные геологи сосредоточили свои усилия на изучении мантийной гетерогенности, как одной из главных причин вариаций состава коры (Пушаровский, Пейве, 1992, Пушаровский и др., 1989; 1990, Харин, 1993, Дмитриев и др., 1999, Пейве, 2002, Сущевская и др., 2002, 2007). Так А.А. Пейве (2002) разделил мантийные неоднородности по масштабу на глобальные, региональные и локальные, а по механизму формирования на активные и пассивные, первые из них связаны с плюмами глубинной мантии, а вторые – с фрагментами континентальной литосферы, встречающимися в конвектируемой мантии.

Создание специальных баз данных по составу океанических базальтов и работа с ними с использованием компьютерных технологий позволили В.М. Ряховскому с коллегами

(Ряховский и др., 1999, 2000) открыты наряду с глобальными и региональными также неоднородности планетарного масштаба.

Другой подход к изучению причин и закономерностей вариаций состава и строения океанической коры основан на оценке условий плавления мантии в разных геодинамических обстановках. В работах (например, Klein, Langmuir, 1987, Дмитриев и др., 1979, 1990, 1999, 2006, Bonatti et al., 1993, Сущевская, 2007) выявлены длиннопериодные вариации температуры в подосевой верхней мантии, которые находят отражение в составе базальтов, образующих 2-й слой океанической коры.

В работах (Le Roex et al., 1983, 1985, Schilling et al., 1985, 1991, 1994) показана большая роль, которую играют плюмы глубинной мантии при осевой аккреции коры в Атлантическом океане, тем самым делая ее гетерогенной. В конечном итоге, авторы, говорящие о разных геодинамических обстановках формирования коры, также сводят эти различия к влиянию плюмов или отсутствию такового, за исключением Экваториальной Атлантики, где низкие температуры верхней мантии связаны с особенностью раскрытия этой части Атлантики.

Подосевой апвеллинг астеносферной мантии под медленноспрединговыми хребтами носит фокусированный характер, что также приводит к вариациям состава и строения коры вдоль мантийных диапиров, связанных с подосевым апвеллингом. Но эти вариации, как показано в разделах 2.1, закономерны и имеют пространственную упорядоченность. Это должно приводить к повсеместному регулярному вдольосевому характеру вариаций состава и строения океанической коры и тектонического строения океанического дна. Особенности геодинамического развития различных участков СОХ, влияние плюмов глубинной мантии на осевые процессы, как следует из работ, посвященных этой тематике, имеют не регулярный, а региональный характер, в том смысле, что они охватывают своим действием отдельные большие области СОХ. Если говорить о локальных мантийных неоднородностях, то их влияние на неоднородность состава коры в соответствии с их природой, рассмотренной в разделе 2.4.2, носит случайный характер.

Поскольку регулярные процессы связаны с главным фундаментальным явлением осевой зоны спрединга - подосевым апвеллингом, то все остальные процессы и факторы действуют либо через них, усиливая или ослабляя те или иные стороны процесса, либо при определенной интенсивности разрушают фокусированный характер подосевого апвеллинга.

Таким образом, встает проблема соотношения и взаимодействия между процессами и явлениями, вызывающими регулярные, региональные и случайные вдольосевые вариации состава и строения коры и строения дна, что определяет индивидуальные черты состава и строения коры в различных сегментах СОХ разного масштаба. Это и является главной

проблемой, на решение которой направлено данное исследование, открывающее перспективы среднемасштабного тектонического районирования океанического дна и обнаружения новых явлений, возникающих при суперпозиции различных процессов в ходе формирования океанической коры.

При постановке задач, направленных на решение этой проблемы, мы сталкиваемся с тем, что многие представления о процессах, механизмах и явлениях, приводящих к формированию океанической коры, носят дискуссионный характер и требуют дополнительных исследований. К их числу относятся 1) соотношение между глубинными, связанными с плюмами, и малоглубинными, связанными с плитной тектоникой, механизмами образования линейных вулканических структур океанического дна; 2) факторы, определяющие состав мантийных источников вулканитов, слагающих подводные горы, и осевых обогащенных базальтов; 3) механизмы, обеспечивающие влияние внеосевых плюмов на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга; 4) факторы и механизмы, приводящие к образованию областей верхней мантии с пониженной температурой; 5) природа мелких химических неоднородностей верхней мантии. Ответы на эти вопросы в рамках тех возможностей, которые открывает имеющийся фактический материал, являются задачами данной работы.

В связи с пульсационным характером подосевого апвеллинга также встает задача определения того, как влияет на процессы формирования и структурирования коры усиление и ослабление подосевого апвеллинга, каким образом данное обстоятельство корректирует регулярный характер пространственных вариаций состава и строения коры.

Выводы о пространственных вариациях состава коры базируются на изучении таковых в составе базальтов. Но кора также состоит из долеритов, образующих дайковый слой, и плутонических пород 3-го слоя, представленных преимущественно габброидами. Для выводов о пространственных вариациях состава долеритов нет достаточного количества данных. В то же время одной из задач настоящей работы является оценка того, насколько регулярный характер процессов горизонтальной аккреции коры и региональные факторы, влияющие на состав базальтов, находят отражение в вариациях состава плутонических пород.

ГЛАВА 3 Тектоническое строение океанического дна Атлантического океана между разломами Монтевидео и Зеленого Мыса

Основная цель этой главы - описание тектонического строения дна Центральной части Атлантики и выяснение закономерностей его пространственной изменчивости, природы

структурообразующих процессов, связанных со спредингом океанического дна и аккрецией коры в осевой зоне САХ, и факторов, влияющих на эти процессы.

Глава состоит из разделов, посвященных описанию строения дна в районе полигонов детальных геолого-геофизических исследований, показанных на рис. 1.1. В каждом случае этому предшествует описание структурного плана океанического дна в той области, где располагается полигон, произведенное по результатам изучения структурных рисунков дна по картам предсказанной топографии разного масштаба, строившимся по данным (Sandwell, Smith, 1997). Только такое описание дается для тех участков, где отсутствуют полигоны детальных работ. Глава заканчивается обсуждением и основными выводами.

3.1 Полигон Кокс.

Это самый южный полигон (рис. 1.1), в основном располагающийся между разломами Кокс и Метеор. В этом районе детальные работы проведены американскими исследователями на НИС «Роберт Конрад», результаты которых изложены в ряде работ (Fox et al., 1991, Carbotte et al., 1991, Grindlay et al., 1991, 1992, Weiland et al., 1996, Tolstoy et al., 1991, 1993, Sempere, 1991, 1995), на основании которых и дается описание полигона.

Полигон Кокс приурочен к протяженной области САХ длиной около 1300 км, характеризующейся тем, что в ее пределах в северном направлении от разлома Монтевидео к разлому Риу Гранди (рис. 3.1) происходит последовательное уменьшение ширины и высоты хребта в северном направлении: по изобате 4000 м от 1000 км до 650 км, 3000 м – от 150 км до 95 км, максимальной высоты с глубинного уровня 2500 м до 2800 м. Здесь и далее сравнение широты хребта будет производиться по изобатам 4000 м и 3000 м, а высота будет оцениваться по средней высоте непосредственно приосевых структур, окаймляющих рифтовую долину. В этой области САХ выделяются два участка, различающиеся по характеру структурных рисунков океанического дна. Южный из них, где и располагается полигон Кокс, заключен между трансформными разломами Монтевидео (примерное положение центра активной части у 35,3°ю.ш., оффсет около 200 км) и Кокс (32,21°ю.ш., 92 км, соответственно), и характеризуется частым расположением трансформных разломов, чередующихся через 70-120 км. В пределах полигона также располагаются трансформный разлом Метеор (34,24°ю.ш., 69 км), нетрансформное нарушение у 33,5°ю.ш., бывшее прежде трансформным разломом, и палеотрансформ, прекративший свое существование около 4 млн. лет назад. Все перечисленные разломы практически прямолинейны с простираем 76°, на западе они ограничены поднятием Риу Гранди, а на востоке – Китовым хребтом.

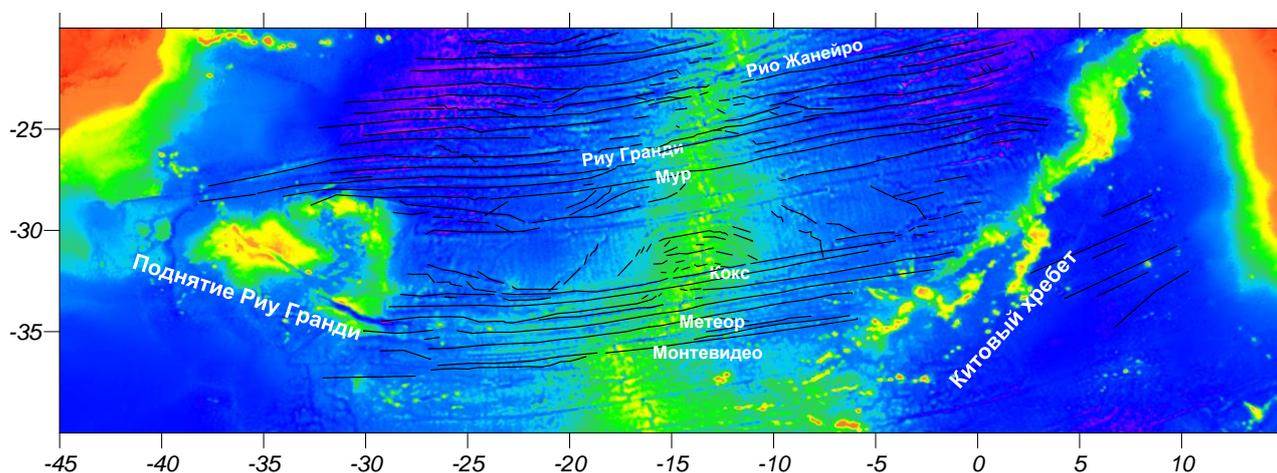


Рис. 3.1 Схема строения океанического дна между трансформными разломами Монтевидео и Рио де Жанейро

Здесь и далее подобные карты построены на основе данных (Sandwell and Smith, 1997).

Восточнее за Китовым хребтом в Капской котловине на простирании этих разломов видна система трогов, которые, по-видимому, являются их наиболее крайними отрезками с простиранием 65° , что близко к таковому у восточных отрезков других трансокеанических разломов Южной Атлантики. Таким образом, описанные выше разломы возникли еще на стадии раскола континента. Все трансформные разломы и нетрансформные нарушения на данном участке имеют правостороннее смещение, в силу чего региональное простирание САХ здесь северо-восточное, что обуславливает резкий дискорданс между региональным простиранием САХ и простиранием осевых структур в каждом отдельном сегменте.

Помимо уже вышеназванных нарушений собственно на **полигоне Кокс** имеются нетрансформные смещения, локализованные в пределах гребневой зоны у $31,25^\circ$ ю.ш., $31,38^\circ$ ю.ш. и $32,5^\circ$ ю.ш., разбивающие осевую зону на 4 сегмента длиной 40-100 км (среднее 70 км), имеющих типичные черты спрединговых ячеек (рис. 3.2). Для этих сегментов характерен выпуклый профиль днища рифтовой долины вдоль ее простирания. Наибольшая высота наблюдается примерно в центральной части сегмента, перепад глубин между ней и дистальными частями 300-500 м. Осевые структуры ортогональны направлению спрединга. Нетрансформные нарушения представлены впадинами расширения, их глубина достигает 4800 м. Рифтовые горы наблюдаются во всех сегментах и представляют собой чередование хребтов и депрессий, что приводит к зубчатому характеру сочленения между рифтовыми горами и долинами трансформных разломов. Хребты рифтовых гор имеют наибольшую ширину в центральной части сегмента и сужаются в стороны дистальных частей. Их продольный профиль такой же, как и у рифтовой долины: наибольшая высота в центральной части. Типичные рифтовые горы не распространяются далее гребневой зоны, в данном случае не далее дна с возрастом 10-11 млн. лет.

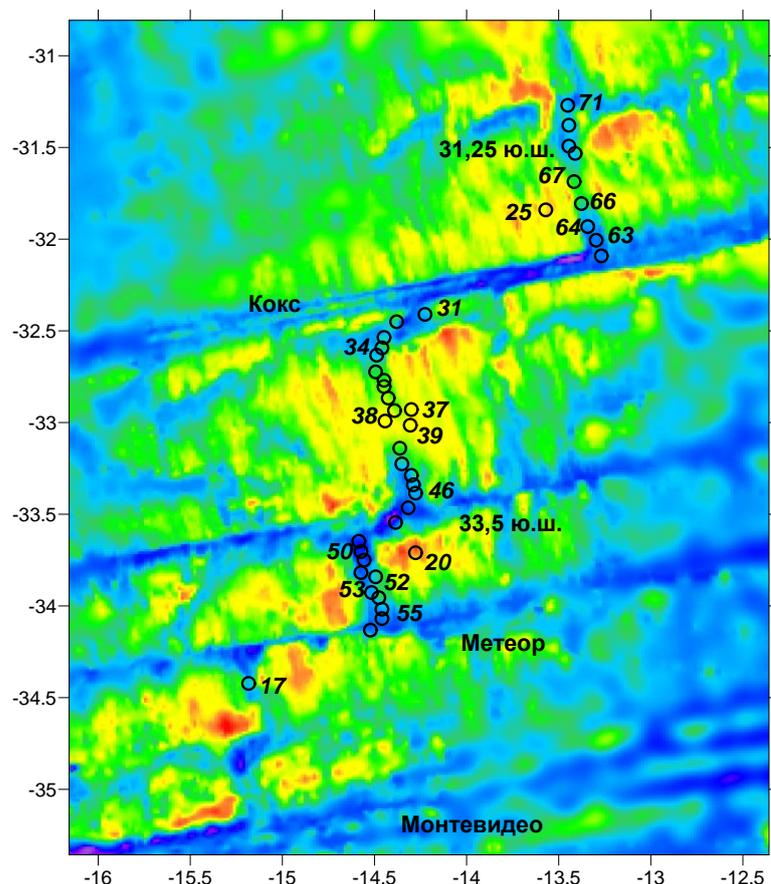


Рис. 3.2 Схема строения океанического дна в районе полигона Кокс
Кружками отмечены станции драгирования, выполненные в рейсе A107-07 (Schilling et al., 1985). Цифры возле некоторых из них номера станций, упоминаемых в тексте главы 4

Распределение аномалий Буге отражает распределение мощности коры (Куо, Forsyth, 1988). Ее наибольшие значения приурочены к центральным частям спрединговых ячеек, к дистальным частям ячейки мощность коры сокращается. Наименьшие мощности коры приурочены к нетрансформным смещениям.

Анализ магнитных аномалий в районе полигона (Carbotte et al., 1991) показывает, что средняя скорость спрединга в этом районе около 3,7 см/год, но разница в полной скорости спрединга в соседних сегментах может достигать 10%, а различия в скоростях полуспрединга к западу и востоку в последние 5 млн. лет доходят до 25%.

На поперечных батиметрических профилях, пересекающих гребневую зону САХ и его фланги (рис. 3.3), выделяется приосевая часть шириной около 80 км, в пределах которой уклон усредненного рельефа более крутой с градиентом 8,2 м/км, и фланговые части, где рельеф выполаживается до 3,64 м/км (рис. 3.3а). Эти профили близки к профилю рельефа океанического дна, каковым он должен быть с точки зрения представлений о термическом охлаждении сформировавшейся литосферы (Sclater et al., 1971, Сорохтин, 1972).

Среди спрединговых ячеек по многим параметрам выделяется самая длинная из них (около 100 км), ограниченная трансформным разломом Кокс и нетрансформным смещением

33,5°ю.ш. В ней перепад высот между центральной и дистальными частями достигает 1200 м, при этом примерно в центральной части сегмента (у 33°ю.ш.) находится крупное осевое поднятие протяженностью около 30 км, в пределах которого отсутствует рифтовая долина. Методом преломленных волн установлено, что в центре аномалии 33°ю.ш. мощность коры составляет около 7 км, а в дистальных частях данной спрединговой ячейки - 3-4 км, в то время как в центральных частях соседних с ней ячеек мощность коры - 6 км (Tolstoy et al., 1991, 1993). Все факты указывают на то, что под этой спрединговой ячейкой имеет место

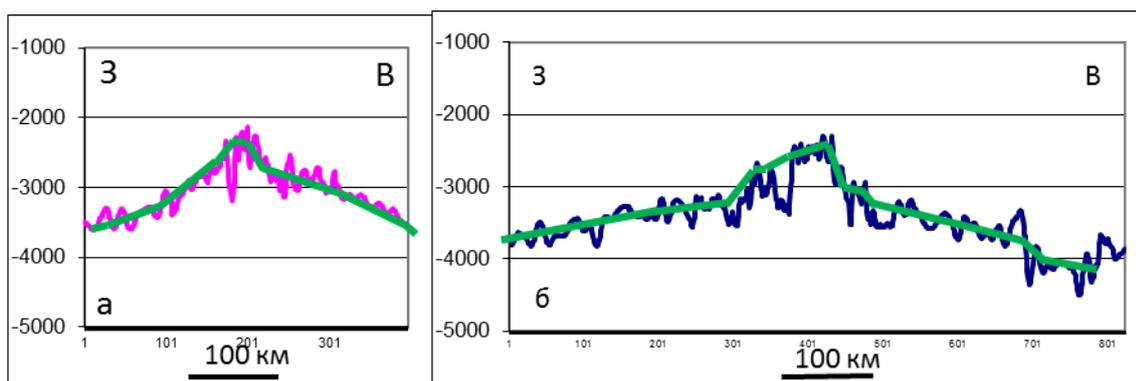


Рис. 3.3 Поперечные батиметрические профили через центральные части спрединговых ячеек (здесь и далее выполнены на основе карты предсказанной топографии (Sandwell, Smith, 1997)

а – по широте 34°ю.ш. между разломами Метеор и 33,5°ю.ш., б – по широте 33°ю.ш. между разломами Кокс и 33,5°ю.ш., жирные зеленые линии (здесь и далее) – усредненный рельеф.

более интенсивный подосевой апвеллинг, проявляющийся в большем объеме вылавившихся базальтов. Спрединговые ячейки такого типа в настоящей работе классифицируются как аномальные. Судя по ширине аномально высокого рельефа гребневой зоны, эта спрединговая ячейка развивается в таком режиме, начиная с 5 млн. лет назад, его начало сопровождалось проградацией рифта к северу. На батиметрическом профиле, пересекающем аномально высокое осевое поднятие у 33°ю.ш. (рис. 3.3б), фланговые части близки к предыдущему профилю (рис. 3.3а), но в приосевой части градиент уклона профиля существенно выше – 20 м/км. Более того, на нем в приосевой части САХ выделяется уплощенная область шириной 50-60 км, где средний рельеф практически не меняется.

При опробовании полигона Кокс получены базальты, при этом в районе осевого поднятия развиты их обогащенные разновидности (аномалия 33°ю.ш.) (Michael et al., 1994).

Между полигоном Кокс и разломом Монтевидео находятся два сегмента длиной 45-50 км, разделенные нетрансформным смещением 34,85°ю.ш., со строением типичных спрединговых ячеек (рис. 3.1). Их пример показателен тем, что расстояния между трансформными разломами не всегда контролируют размеры спрединговых ячеек, когда эти

расстояния слишком велики по сравнению с размером мантийных диапиров, то возникает нетрансформное нарушение в качестве границы между ними.

К югу от полигона Кокс в пределах Центральной части Атлантики не наблюдается аномальных спрединговых ячеек, но таковая имеется несколько южнее. Высокое осевое поднятие схожее с поднятием у 33° ю.ш. располагается в районе $36,8^{\circ}$ ю.ш. напротив одной из горячих точек, связанных с плюмом Тристан. По данным (Hanan et al., 1986) здесь также встречены обогащенные базальты. Расстояние между двумя этими осевыми поднятиями (у 33° ю.ш. и у $36,8^{\circ}$ ю.ш.) около 400 км.

3.2. Полигон Мур

Полигон Мур (рис. 1.1), расположенный между 25° и $27,5^{\circ}$ ю.ш., находится в той же области САХ, что и полигон Кокс (рис. 3.1), но в пределах участка, отличающегося по характеру структурных рисунков океанического дна. На пространстве между разломами Кокс и Риу Гранди ($25,6^{\circ}$ ю.ш., 42 км) по сравнению с предыдущим участком современные трансформные разломы встречаются гораздо реже. Это разлом $29,3^{\circ}$ ю.ш. (оффсет 170 км) и разлом $28,2^{\circ}$ ю.ш. (оффсет около 55 км). На юге этого участка отсутствуют и какие-либо палеотрансформы, но они появляются в северной части участка: Мур, Мидвей, которые в настоящее время являются нетрансформными смещениями. Все трансформные разломы, также как и названные выше палеотрансформы являются трансокеаническими, зародившимися на стадии раскола. Расстояния между трансформными разломами, возникшими на стадии раскола, достаточно большие: между разломами Кокс и $29,3^{\circ}$ ю.ш. около 330 км и между разломами $29,3^{\circ}$ ю.ш. и Риу Гранди - 280 км. Расположенные на севере палеотрансформы чередуются очень часто в среднем через 80 км, и в прошлом они имели большие оффсеты (Cande et al., 1988). Изменения в простирациях пассивных частей трансформных разломов показывает, что в этом регионе происходили изменения в направлении спрединга. Это явление подробно описывается в работе (Cande et al., 1988).

За исключением трансформного разлома $29,3^{\circ}$ ю.ш. смещения осевой зоны спрединга на этом участке незначительны, посредством как левосторонних, так и правосторонних нетрансформных смещений. В результате на данном отрезке САХ дискорданс между региональным простираением САХ и простираением осевых структур незначительный.

Еще одной структурной особенностью дна этого участка САХ является наличие в его фланговой и гребневой зонах протяженных линеаментов длиной 300-500 км с косым простираением по отношению к зонам трансформных разломов, образованных эшелонированной системой разноориентированных разноразмерных линейных депрессий (рис. 3.1). Наблюдаются пары этих линеаментов, каждая из составляющих которых

находится на разных флангах САХ примерно симметрично друг другу относительно его оси так, что если их сблизить у оси САХ, то получится V-образная в плане структура, направленная на север. Это дает основание полагать, что отдельные звенья линеаментов формировались в результате процессов, происходящих в осевой зоне спрединга, как нетрансформные нарушения, мигрирующие к северу. Впоследствии две ветви сформировавшейся таким образом V-образной структуры были разобщены вследствие спрединга (в дальнейшем такие структуры океанического дна будут называться как разобщенные V-образные структуры). В соответствии с картой, представленной в работе (Cande et al., 1988), на этом участке самые древние V-образные структуры формировались примерно с 33 млн. лет назад (хрона 13) до 22 млн. лет назад (хрона 6а), более молодые примерно с 22 млн. лет назад до 12-14 млн. лет назад (хрона 5а).

Результаты детальных исследований *полигона Мур* опубликованы в работах (Carbotte et al., 1991, Grindlay et al., 1991, 1992, Weiland et al., 1996, Sempere, 1991, 1995). САХ в пределах этого полигона сегментирован трансформным разломом Риу Гранди и двумя нетрансформными смещениями Мидвей (26,2° ю.ш.) и Мур (26,6° ю.ш.) (рис. 3.4). Сегменты по всем показателям являются типичными спрединговыми ячейками, их длина варьирует от 45 до 60 км. Примерно в центре каждой ячейки осевой рельеф достигает наименьших глубин. Рифтовая долина в центрах сегментов узкая (до 3 км) и мелкая, на удалении от них в обе стороны морфологическая выраженность рифтовой долины становится отчетливой, ее глубина (1-2 км) и ширина (20-25 км) возрастают. Между нетрансформными нарушениями Мур и 25,6° ю.ш. в гребневой зоне развит отчетливый грядовый рельеф рифтовых гор, к северу от разлома 25,6° ю.ш. он менее отчетлив, здесь в рельефе преобладают изометричные морфоструктуры.

Разлом Риу Гранди является типичным трансформом, нетрансформное нарушение Мидвей выражено только резкими локальными изменениями в простирации рифтовых структур. Трансформный разлом Мур перешел в нетрансформное нарушение 2,7 млн. лет назад. В это время произошла проградация южного рифта через трансформный разлом и его внедрение в более северный сегмент, когда оффсет трансформы составлял около 15 км, а возрастной контраст литосферы по разные стороны трансформного разлома уменьшился до 1 млн. лет. Сейчас в районе нетрансформного нарушения Мур происходит левостороннее

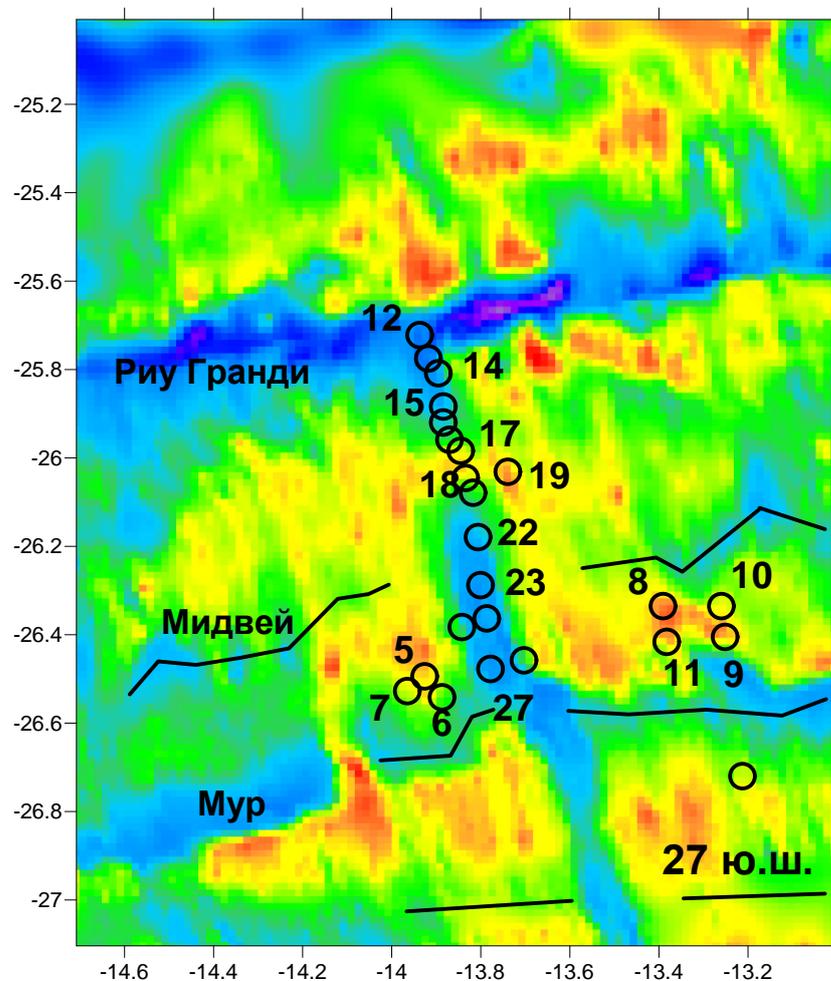


Рис. 3.4 Схема строения океанического дна в районе полигона Мур

Кружками отмечены станции драгирования, выполненные в рейсе CON2802 (Niu, Batiza., 1994). Цифры возле некоторых из них - номера станций, упоминаемых в тексте главы 4

эшелонированное смещение осевой части САХ примерно на 9,5 км.

Полигон Мур охватывает возрастной диапазон океанического дна до 9 млн. лет (Carbotte et al., 1991). Детальный анализ линейных магнитных аномалий показывает, что при формировании коры в это время существовала значительная асимметрия скорости спрединга (12-18%), при этом степень асимметрии варьирует как от сегмента к сегменту, так и в пределах собственно сегмента в разные эпохи.

В наиболее протяженной спрединговой ячейке между разломами Мидвей и Риу Гранде (60 км) наблюдается наиболее высокое осевое поднятие у 26° ю.ш. высотой до 1200 м. В гребневой зоне напротив этого поднятия сформировалась полоса повышенного рельефа, перпендикулярная осевой зоне. Основываясь на скорости спрединга (3,7 см/год) и протяженности этой полосы, можно определить, что данный центр спрединговой ячейки с повышенной интенсивностью мантийного апвеллинга возник около 4,5 млн. лет назад. Поперечный батиметрический профиль на этом участке имеет вид и параметры,

промежуточные между типичным и аномальным профилями полигона Кокс, градиент линии усредненного рельефа в наиболее крутой части составляет около 13,3 м/км. В более южной ячейке между нетрансформными смещениями Мур и Мидвей в гребневой зоне наблюдается полоса еще более высокого рельефа, протягивающаяся до дна с возрастом около 5 млн. лет, увенчанная отдельными горами с относительной высотой до 1000 м. Однако в отличие от предыдущей спрединговой ячейки в данном случае не наблюдается осевого поднятия. Это означает, что в данном сегменте также существовал центр апвеллинга с повышенной интенсивностью, но примерно 1 млн. лет назад (расчет выполнен на основании скорости спрединга) на этом участке вулканическая деятельность резко сократилась. Среди базальтов, слагающих эти горы, обнаружены обогащенные разности (Graham, et al., 1996).

В еще более южной ячейке между нетрансформными смещениями Мур и 27°ю.ш. протягивается также полоса высокого рельефа и отсутствует поднятие в центральной части ячейки в осевой зоне.

Таким образом, каждая из трех описанных спрединговых ячеек в разное время характеризовалась повышенной интенсивностью подосевого апвеллинга, подобно аномальной ячейке полигона Кокс. В ячейке между разломами Мидвей и Риу Гранди и в настоящее время существует такой режим, в ячейке между нетрансформными смещениями Мур и 27°ю.ш. пик активности подосевого апвеллинга был 2,7 млн. лет назад, когда произошла проградация рифта этого сегмента в северном направлении. Отдельные структуры дискордантных зон нетрансформных смещений, разделяющих эти ячейки, заметно варьируют по простиранию, свидетельствуя о несогласованном увеличении и уменьшении размеров поднимающихся диапиров в разных ячейках.

При опробовании полигона Мур получены только базальты.

На пространстве между полигонами Кокс и Мур наблюдается типичная сегментация гребневой зоны САХ с длинами спрединговых ячеек от 25 км до 60 км (рис. 3.1), здесь отмечается широкое развитие нетрансформных смещений, часто они ограничивают спрединговую ячейку с обеих сторон. Возникновение большого количества нетрансформных нарушений обязано тому обстоятельству, что здесь имеют место большие расстояния между трансформными разломами. Продолжительность существования этих нетрансформных нарушений 10-15 млн. лет.

На пространстве между полигонами Кокс и Мур имеются сегменты с признаками аномальных спрединговых ячеек, распознаваемые, прежде всего, по большой высоте осевых поднятий и полосам высокого рельефа, отходящим от них на фланги САХ, их центры локализируются примерно на широтах 30,5°ю.ш. и 28,4°ю.ш. Расстояния между осевыми поднятиями аномальных спрединговых ячеек на описанном участке, включающем полигоны

Мур и Кокс, варьируют от 250 км до 290 км.

3.3 Полигон Мартин Вас

Этот полигон, расположенный между 21°ю.ш. и 19,8°ю.ш. (рис. 1.1), представляет наиболее узкую и низкую область САХ в Южной Атлантике, простирающуюся на протяжении около 550 км между разломом Риу Гранди и нетрансформным нарушением 20°ю.ш. (рис. 1.2, 3.5). В ее пределах ширина САХ по изобате 4000 м составляет 500 км, а по изобате 3000 м – 10 км, средняя высота рифтовых гор в приосевой части хребта проходит на глубинном уровне 2950 м. Поперечный батиметрический профиль через центральную часть одного из сегментов имеет типичный вид с градиентом около 3 м/км в пологой части и 7 м/км в крутой приосевой части. В сравнении с типичным профилем более южной области в районе полигона Кокс (рис. 3.3а) он в целом на всем протяжении заглублен на 400-500 м.

В настоящее время в этой области присутствует один трансформный разломом Рио де Жанейро (22,5°ю.ш., 175 км) и несколько нетрансформных смещений, наследующих трансформные разломы, существовавшие с момента раскола Гондваны. Они разбивают осевую зону данной области на 7 сегментов длиной от 35 км до 60 км, которые имеют признаки типичные для спрединговых ячеек. Среднее расстояние между пассивными частями трансформных разломов в этой области около 80 км.

Строение фланговых частей свидетельствует о том, что данная область САХ выступала в качестве связующего звена между двумя областями, которые раскалывались независимо друг от друга, при этом северная из них была сдвинута к востоку.

Полигон Мартин Вас находится на северном окончании этой провинции. Здесь в 10-м рейсе НИС «Академик Иоффе» в районе пересечения САХ и разлома 20°ю.ш. были проведены детальные работы, результаты которых были опубликованы в нескольких статьях (Сколотнев и др., 2003б, 2006, 2009).

На всем полигоне прослеживается рифтовая долина с простиранием 346° (рис. 3.6). Ее северный сегмент смещен вдоль нетрансформного нарушения 20°ю.ш. относительно южного сегмента приблизительно на 10 км к западу. Смежные краевые части этих сегментов образуют дискордантную зону. Эта сегментация распространяется и на рифтовые горы. Глубина рифтовой долины в наиболее глубоких местах на краях полигона составляет 3900-3955 м. В более южном сегменте центр спрединговой ячейки с глубиной 3400 м смещен к зоне нетрансформного смещения. Вблизи нетрансформного смещения глубина рифтовой долины вопреки стандартной ситуации не увеличивается, а резко уменьшается до 3300 м. Непосредственно в зоне нетрансформного смещения размещены продолговатые узкие поднятия и холмы высотой 100–200 м, осложненные конусовидными вулканическими

постройками высотой 50–100 м. Поднятия, коленообразно изгибаясь, соединяют структуры северного и южного сегментов.

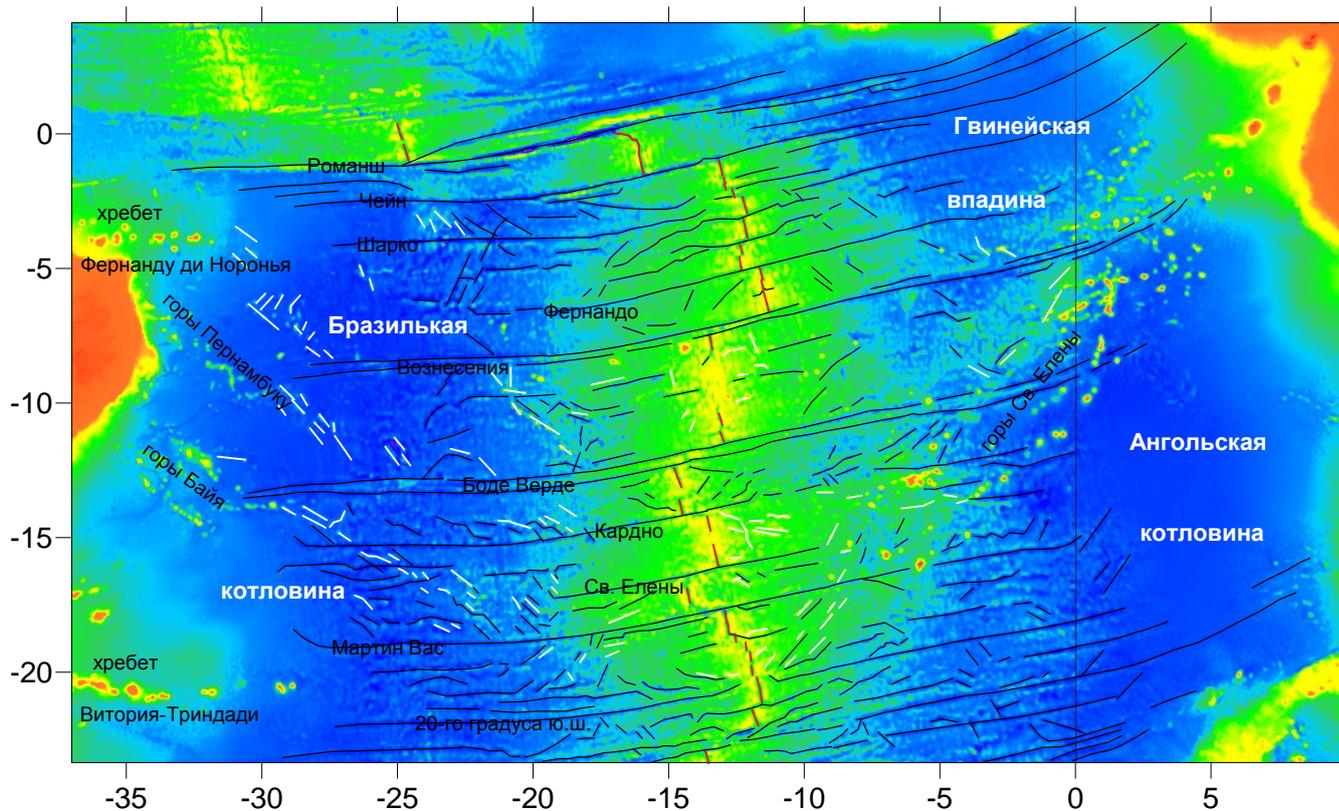


Рис. 3.5 Схема строения океанического дна между разломами **Мартин Вас** и **Романш**.

Линиями показаны оси структур: черными – отрицательных, белыми – положительных, красными – рифтовых долин.

Строение рифтовых гор в пределах северного сегмента асимметрично относительно рифтовой долины. На восточном фланге наблюдаются узкие хребты рифтовых гор субпараллельные рифтовой долине, максимально воздымающиеся до глубины 1800 м. На западном фланге в приосевой части сформировалось овальное в плане пририфтовое поднятие размером 30 × 20 км и высотой относительно борта рифта 700 м (в дальнейшем *Овальное* поднятие). С его вершины драгированы базальты и известняки раннего плейстоценового возраста (около 2 млн. лет), ограничивающие верхний возраст базальтов. Дискордантная зона нетрансформного смещения выделяется понижением в рельефе дна и образована системой впадин, разделенных очень узкими гребнями высотой 300-400 м, которые, коленообразно изгибаясь, протягиваются поперек дискордантной зоны и соединяют хребты рифтовых гор северного и южного сегментов. В целом две ветви дискордантной зоны образуют V-образную структуру, направленную на север.

Площадное распределение аномалий Буге (Сколотнев и др., 2009) показывает, что наибольшие мощности коры под рифтовой долиной обнаруживаются под центром

спрединговой ячейки в южном сегменте и в зоне нетрансформного смещения. Последнее находится в противоречии с тем, что в зонах нетрансформных смещений полигонов Кокс и Мур наблюдаются минимальные мощности коры. Следует также отметить повышенную мощность коры в районе *Овального* поднятия.

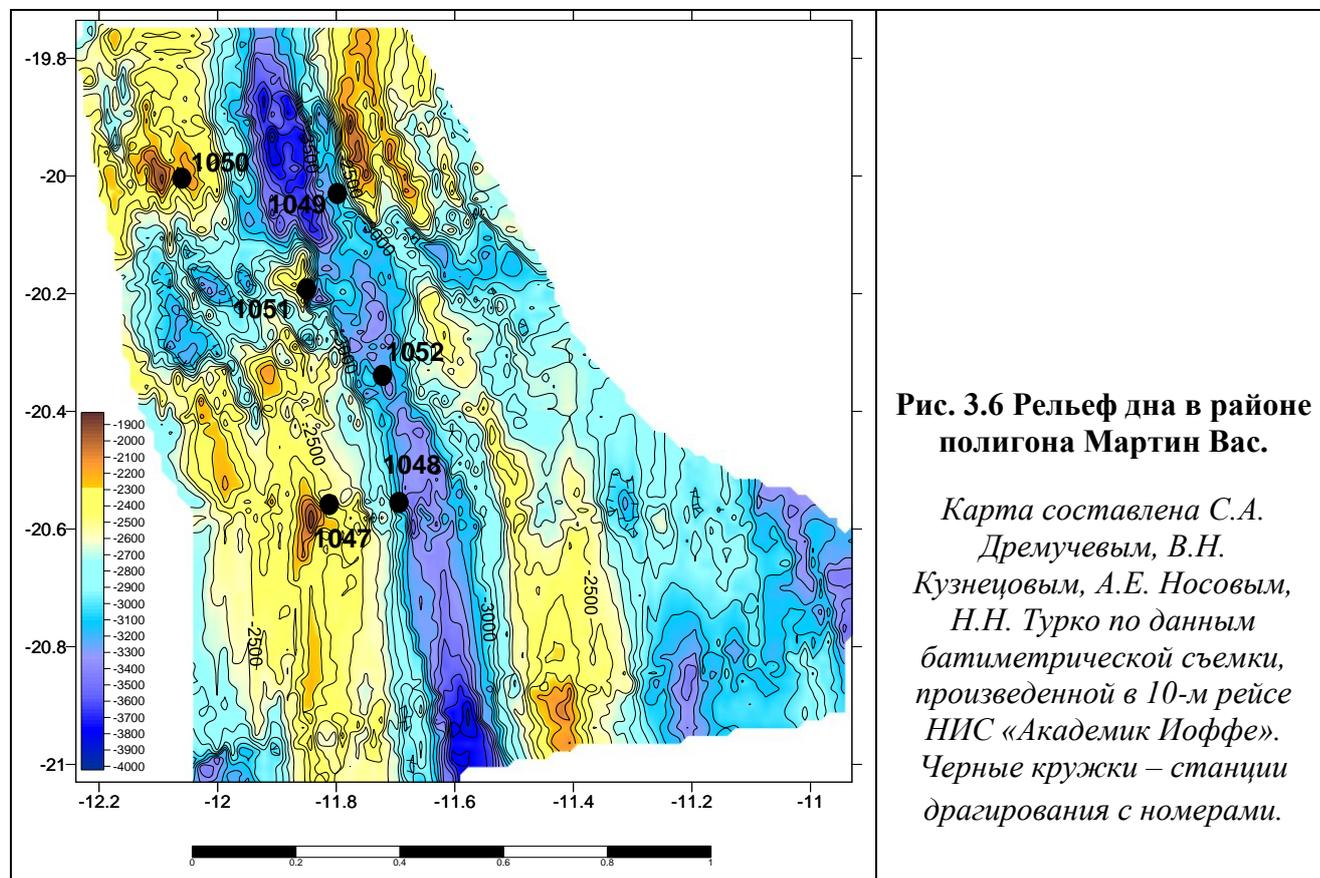


Рис. 3.6 Рельеф дна в районе полигона Мартин Вас.

Карта составлена С.А. Дремучевым, В.Н. Кузнецовым, А.Е. Носовым, Н.Н. Турко по данным батиметрической съемки, произведенной в 10-м рейсе НИС «Академик Иоффе». Черные кружки – станции драгирования с номерами.

На карте аномального магнитного поля полигона идентифицированы магнитные аномалии 2 и 2а, что позволило оценить скорость спрединга в этом районе как 3,48 см/год и оценить асимметричность спрединга, примерно на 15% более быстро к западу.

При опробовании полигона Мартин Вас получены только базальты.

Особенностью полигона Мартин Вас является строение зоны нетрансформного смещения, которое в отличие от других аналогичных структур является местом повышенной вулканической активности. В работе (Сколотнев и др., 2009) эта необычная ситуация объясняется тем, что со стороны плюма Св. Елены по подлитосферному каналу к этому участку осевой части САХ поступает горячее вещество этого плюма. Основанием для такого предположения послужило то, что со стороны о. Св. Елены к этому участку дна подходит несколько цепей с простиранием около 210° , образованных невысокими (100–300 м) протяженными хребтами средним размером около 100×20 км такого же простирания, как и цепи (рис. 3.7). Эти небольшие протяженные хребты, как показывают сейсмические данные,

полученные при помощи МОВ ОГТ на профиле, пересекающем полигон Мартин Вас вблизи широты 20°ю.ш. (Перфильев и др., 1987), имеют вулканическую природу (рис 3.8).

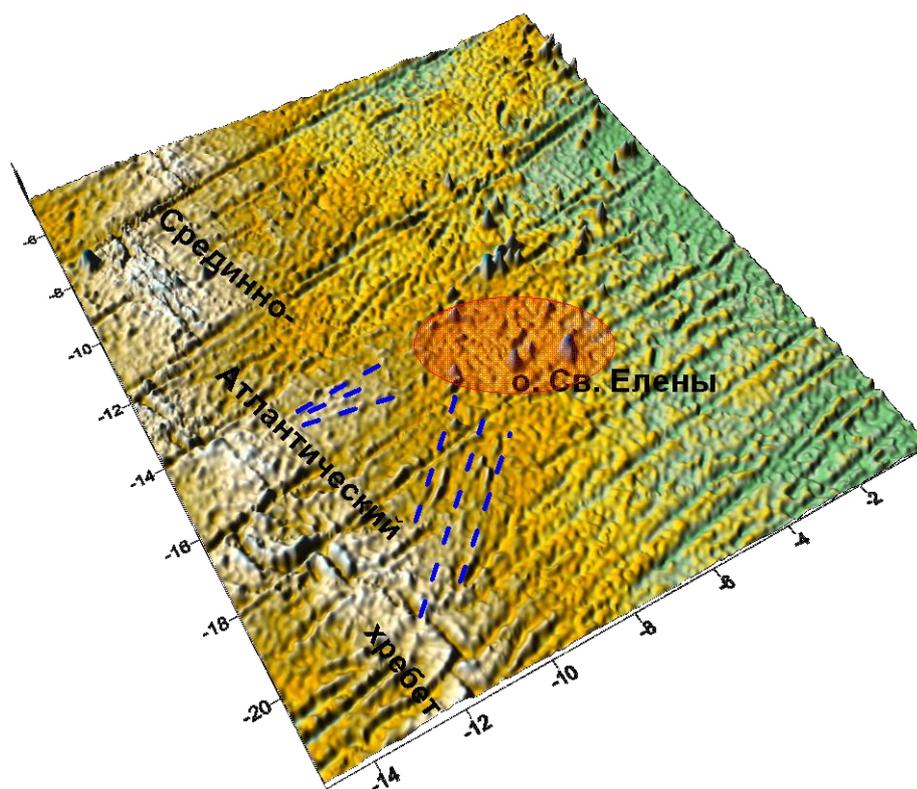


Рис. 3.7 Схема строения океанического дна между *горами Св. Елены* и осевой зоной САХ.

Бледно-красное пятно – куст горячих точек в районе о. Св. Елены, синие прерывистые линии маркируют цепи удлиненных небольших хребтов, тянущиеся от этого куста к осевой зоне.

Подтоком горячего мантийного материала плюма Св. Елены в работе (Сколотнев и др., 2009) объясняется и формирование *Овального* поднятия на западном фланге северного сегмента, которое, как было установлено, сложено обогащенными базальтами. Совокупность всех данных указывает на то, что *Овальное* поднятие сформировалось как мощный вулканический центр. Учитывая то, что возраст базальтов (около 2 млн. лет), поднятых с центральной части этого поднятия, близок к возрасту этого участка дна, определенному по скорости спрединга, очевидно, что этот вулканический центр возник в осевой части спрединга, а на западном фланге оказался в силу асимметричного спрединга, более быстрого к западу. Западная граница *Овального* поднятия находится на расстоянии около 46 км от оси спрединга, в соответствии с этим оно начало формироваться около 3 млн. лет назад. К настоящему времени этот вулканический центр сильно ослабил свою деятельность. Таким образом, судя по наличию поднятия, сложенного обогащенными базальтами, спрединговая ячейка к северу от разлома 20°ю.ш. сравнительно недавно имела статус аномальной спрединговой ячейки. Однако в отличие от таковых полигонов Кокс и Мур для нее

характерно смещение осевого поднятия от центра к нетрансформному смещению, которое в свою очередь также обладает аномальным строением.

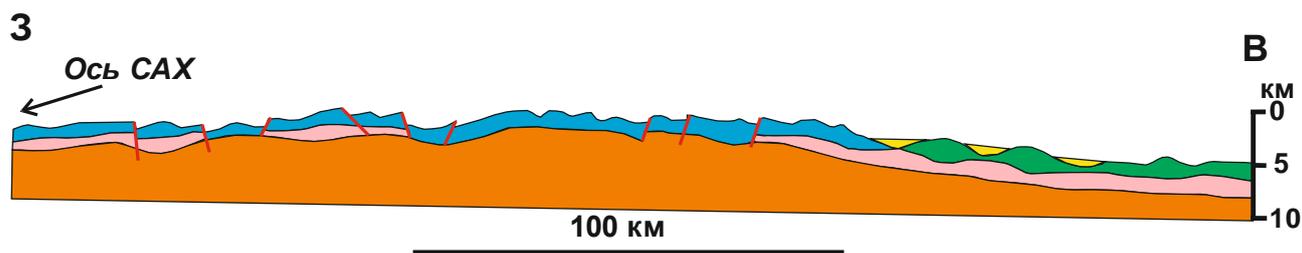


Рис. 3.8 Разрез коры гребневой зоны САХ вдоль 20°ю.ш. по сейсмическим данным (из работы Перфильев и др., 1987).

Показаны: коричневым цветом – 3-й слой коры, розовым – акустически прозрачный слой (дайковый комплекс? расплав?), голубым – базальтовый слой, сформировавшийся в осевой зоне спрединга, зеленым – базальты внутриплитного происхождения, желтым – осадочный слой.

3.4 Полигон Габон

Этот полигон, ограниченный трансформными разломами Боде Верде и Вознесения, находится в северной части обширной области САХ между разломами Мартин Вас и Вознесения (рис. 1.1), характеризующейся наиболее высоким рельефом гребневой зоны во всей Центральной части Атлантики (рис. 3.5). В этой области протяженностью около 1100 км ширина САХ по изобате 4000 м варьирует в пределах 720-1100 км, а по изобате 3000 м – 145-250 км, высота изменяется от глубины 2500 м до 2000 м. Область характеризуется небольшим количеством трансформных разломов: Мартин Вас (19°ю.ш., 70 км), Св. Елены (17,8°ю.ш., 134 км), Кардно (14,1°ю.ш., 44 км), Боде Верде (12°ю.ш., 195 км) и Вознесения (7°ю.ш., 260 км), которые располагаются друг от друга на больших расстояниях: 200-480 км. А если брать расстояния только между транскеаническими разломами, то их вариации происходят в диапазоне 480-600 км. На восточном фланге САХ этой области Атлантики практически от осевой зоны и до границы с континентом располагаются многочисленные горы, преимущественно объединенные в цепи различного простирания и связанные своим происхождением с функционированием горячих точек, производных плюма Св. Елены (O'Connor et al., 1999) (см. главу 6). На западном фланге САХ развиты системы линеаментов, косых по отношению к спрединговым структурам. Преимущественно это структурные ансамбли шириной до 80 км и длиной до 900 км, включающие несколько субпараллельных цепочек подводных гор и небольших хребтов общей длиной 150 - 250 км и субпараллельных им протяженных депрессий (рис. 3.5), северо-западного простирания, но в более северных районах имеются линеаменты и северо-восточного простирания. Менее очевидны такие системы линеаментов на восточном фланге, здесь среди них доминируют таковые с северо-

восточными простираниями. Пример западного фланга САХ показывает, что эти косые линейные элементы не связаны с деятельностью горячих точек, поскольку они в основном находятся на коре с возрастом моложе 13 хроны, когда Южно-Американская плита двигалась уже в субширотном направлении (Duncan, Richards, 1991). Сочетание депрессий и вулканических сооружений указывает на то, что эти структуры являются структурами растяжения.

Приосевая часть САХ между разломами Бодэ Верде и Вознесения (собственно *полигон Габон*) была детально изучена в ходе нескольких экспедиций, результаты которых описаны в работах (Brozema, 1986, Minshull et al., 1998, 2003, Bruguier et al., 2003).

В южной части полигона Габон находятся 4 сегмента средней длиной около 35 км, разделенных нетрансформными смещениями, с типичными признаками спрединговых ячеек, у которых глубина рифтовой долины в центральной части ячеек около 3000 м, в дистальных частях около 3400 м, а в зоне интерсекта с разломом Бодэ Верде достигает 4200 м (рис. 3.9). В центральной части полигона располагаются два протяженных сегмента длиной 90-100 км, в пределах которых рельеф осевой зоны резко поднимается. В более южном из них на всем его протяжении сформировалось поднятие (в дальнейшем *Осевое поднятие*) со средним уровнем вершинной поверхности около 1800 м. Рифтовая долина здесь отсутствует, но имеются грабенообразные структуры. В центральной части *Осевого поднятия* располагается продолговатая гора шириной до 20 км (в дальнейшем *Осевая гора*), вытянутая вдоль оси САХ, ее вершина находится на глубине 1460 м. *Осевая гора* является центром ромбовидного рельефа, ограниченного противоположно направленными осевыми V-образными структурами, свидетельствующими о проградации рифта вдоль оси САХ в обе стороны от *Осевой горы*. Строение гребневой зоны на этом сегменте асимметрично. В 35 км к востоку от *Осевой горы* располагается банка Хаттан диаметром около 20 км с вершиной на глубине около 72 м, ее высота относительно соседних участков дна около 2600 м. Между этой банкой и *Осевой горой* на расстоянии 19 км от оси САХ располагается еще одна гора с вершиной на глубине около 1100 м (*гора 13* з.д.) диаметром около 10 км. Все три горы соединяются узким хребтом субширотного простирания. На простирании этого хребта к востоку в 80 км от оси САХ имеется крупная гора диаметром около 25 км относительной высотой около 2600 м с вершиной на глубине 250 м (в дальнейшем вулкан *Восточный*). Между вулканом *Восточный* и участком САХ к югу от *Осевой горы* простирается ряд небольших поднятий и гор, структурно связывающих этот вулкан с осевой зоной САХ (рис. 3.9).

В более северном сегменте, отделенном нетрансформным смещением, наследующим трансформный разлом Габон (9,25°с.ш.), появляется мелкая рифтовая долина со средним глубинным уровнем 2500 м, сочетающаяся с изометричными и протяженными поднятиями

относительной высотой до 500 м. На границе между двумя этими сегментами, оффсет между которыми около 15 км, отсутствует понижение в рельефе.

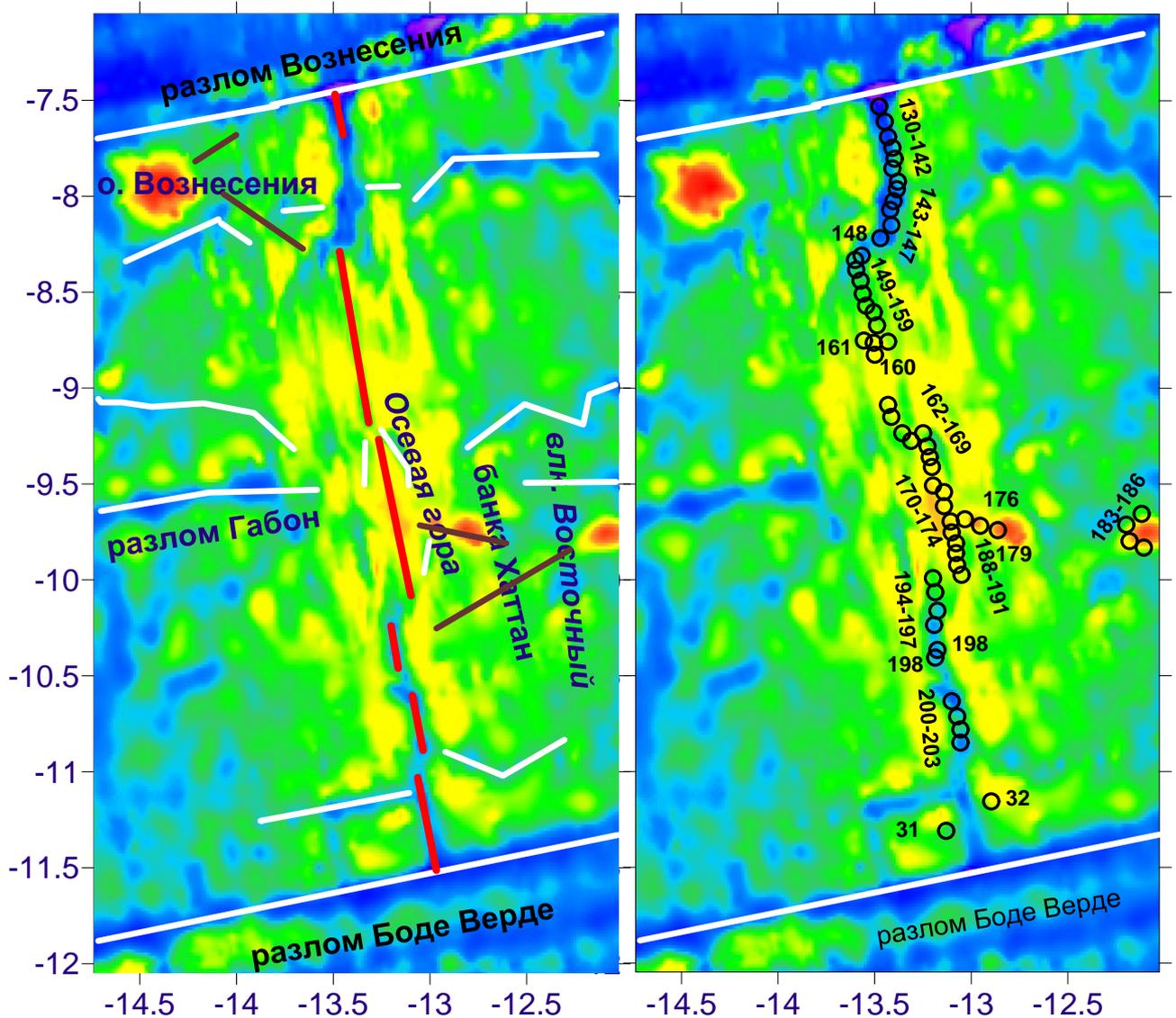


Рис. 3.9 Схема строения (слева) и опробования (справа) океанического дна на полигоне Габон.

Линиями показаны оси структур: белыми – депрессий, красными – осевых, коричневыми – цепей между о. Вознесения, влк. Восточным и осевой зоной САХ. Круги с цифрами – станции драгирования и их номера.

В северной части полигона располагаются 3 сегмента с типичными признаками спрединговых ячеек, ограниченные нетрансформными смещениями. В центральной части ячеек рифтовая долина имеет глубину около 3400 м, а в дистальных около 4000 м, достигая глубин 5000 м в зоне интерсекта с разломом Вознесения.

По сейсмическим данным мощность коры под центральным сегментом полигона Габон (Minshull et al., 2003) возрастает с 6 км в краевых частях сегмента до 10 км в его центральной части, где располагается *Осевая гора*.

Осевая гора по данным (Fontignie, Schilling, 1996) сложена обогащенными базальтами, а банка Хаттан и вулкан *Восточный* по сведениям (Moeller, 2002) - обогащенными и щелочными базальтами, а также кислыми вулканитами.

Таким образом, сегмент с *Осевой* горой в целом имеет характеристики аномальных спрединговых ячеек, одновременно отличаясь от них признаками, указывающими, что в его пределах интенсивность магматической деятельности и соответственно подосевого мантийного апвеллинга была существенно более высокой, чем в ранее рассмотренных аномальных ячейках. Эти признаки: существенно более высокий рельеф, отсутствие рифтовой долины, существенно более высокая мощность коры, внеосевая вулканическая активность. К этим признакам также следует отнести то, что по соседству с этим сегментом находится сегмент, также обладающий признаками аномальной спрединговой ячейки, но с более умеренными параметрами рельефа, морфологии и мощности коры в осевой зоне. Совокупная длина этих двух сегментов с повышенной интенсивностью магматической деятельности составляет 190 км.

В настоящей работе аномальные спрединговые ячейки подобного строения классифицируются как плюмовые ячейки на том основании, что они сформировались в той области САХ, где поблизости располагается плюм глубинной мантии.

Поперечный батиметрический профиль, проведенный в районе *Осевой* горы, также резко отличается от таковых, проведенные через другие аномальные спрединговые ячейки (рис. 3.10а). В центральной части профиля наблюдается плато шириной около 300 км и средней высотой около 2800 м, надстраивающееся узким приосевым поднятием шириной около 90 км. Восточный фланг профиля на 300-350 м выше, чем западный. Причина наблюдающейся асимметрии плато, очевидно, обусловлена тем, что здесь на восточном фланге САХ широко распространены горячие точки, связанные с плюмом Св. Елены.

На западном фланге северной части полигона Габон в 80 км к западу от оси САХ и в 50 км к югу от разлома Вознесения находится о. Вознесения с основанием на глубине 3000 м (рис. 3.9). Это симметричная конусовидная постройка диаметром около 40 км. От острова отходят два небольшие отрога: в северо-восточном направлении в сторону разлома Вознесения и в юго-восточном направлении в сторону нетрансформного нарушения у 8,25° ю.ш. Эти отроги протяженностью 80-100 км состоят из чередования узких хребтов (3-5 км шириной) высотой до 200 м и изометричных поднятий диаметром до 10 км и высотой до 1000 м. В осевой зоне САХ напротив о. Вознесения на близлежащем к нему западном борту рифтовой долины сформировалось поднятие до 18 км в поперечнике и высотой около 800 м, поднимающееся до глубин 1600 м.

На острове пробурена скважина глубиной 1800 м, в которой чередуются основные и

кислые вулканиты субщелочного состава с наиболее древним возрастом около 1 млн. лет (Nielson et al., 1996a,b). Геофизические данные (Klingelhöfer et al., 2001) показывают, что мощность коры под островом 12-13 км.

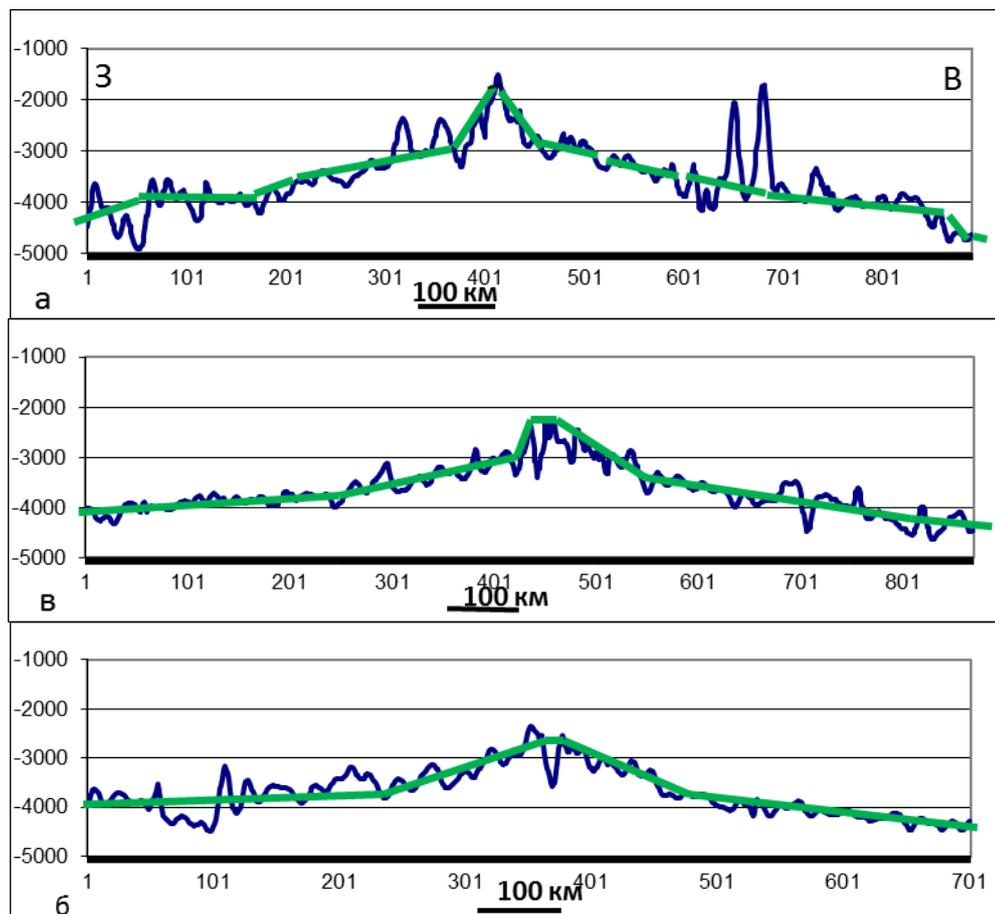


Рис. 3.10 Поперечные батиметрические профили: вдоль широты 10° ю.ш. (полигон Габон), б – вдоль широты $3,75^{\circ}$ ю.ш. (вблизи разлома Шарко), в - - вдоль широты 6° ю.ш. (вблизи разлома Фернандо).

На восточном фланге двух аномальных спрединговых ячеек в приосевой зоне шириной 130-150 км имеются небольшие хребты (высотой до 700 м, длиной до 50 км), протягивающиеся вдоль линий спрединга или под небольшим углом к ним, а также отдельные небольшие горы. Характерной чертой этого участка дна является также наличие узких невысоких хребтов (до 600 м), вытянутых вдоль пассивных частей трансформных разломов и состоящих из часто расположенных конусовидных построек.

Рифты в пределах полигона Габон ортогональны трансформным разломам Бодэ Верде и Вознесения, дискордантные зоны нетрансформных смещений имеют очень сложную не симметричную морфологию.

При опробовании полигона Габон получены только базальты.

3.5 Участок САХ между разломами Мартин Вас и Боде Верде

К югу от полигона Габон вплоть до разлома Мартин Вас, как уже говорилось, находится область САХ по строению океанического дна близкая к тому участку, где располагается полигон Габон (рис. 3.5).

Самый протяженный сегмент этого участка САХ длиной около 110 км, заключенный между разломами Св. Елены и Кардно, по всем параметрам близок к плюмовым спрединговым ячейкам. Он также характеризуется высоким рельефом осевой зоны и редуцированными дистальными частями, а в его центральной части в районе 15° ю.ш. развито высокое осевое поднятие высотой около 1200 м, в пределах которого рифтовая долина отсутствует (рис. 3.5, 3.7).

На поперечном батиметрическом профиле, пересекающем ось САХ около 15° ю.ш., в приосевой части хребта наблюдается плато шириной около 500 км (примерно по 250 км на каждом фланге САХ). При этом имеется отчетливая асимметрия западного и восточного флангов этого плато, последний на 350 м выше, чем западный, имея средний глубинный уровень 3000 м. В осевой части этого плато шириной около 100 км с резким градиентом около 40 м/км воздымается поднятие общей высотой до 1000 м. Линия среднего рельефа на удалении от хребта после плато становится более крутой 3-8 м/км.

Встреченные здесь базальты представлены обогащенными толеитами, появление которых объясняется в работе (Schilling et al, 1985) существующим здесь субгоризонтальным подлитосферным потоком плюмового материала к оси САХ со стороны плюма Св. Елены. Вероятно, небольшие хребты (до 50 км в длину и до 600 м в высоту) субпараллельные линиям спрединга, наблюдающиеся к востоку от осевой зоны САХ между разломами Кардно и Св. Елены, есть результат магматического дренирования этого сублитосферного потока.

Сегмент с признаками аномальной спрединговой ячейки наблюдается между разломами Кардно и Боде Верде. Здесь в одном из нетрансформных нарушений у 13,46° ю.ш. с оффсетом около 15 км также как и на полигоне Мартин Вас вместо глубокой впадины сформировалось несколько небольших поднятий.

Остальные сегменты этого участка САХ имеют признаки типичных спрединговых ячеек длиной от 35 км до 60 км.

Расстояния между центральными поднятиями аномальных спрединговых ячеек на этом участке САХ составляет 290 - 400 км.

За пределами осевой зоны на данном участке развит типичный грядовый рельеф рифтовых гор. Местами он осложняется относительно изометричными небольшими (25-40 км в диаметре) изолированными поднятиями высотой до 1800 м, расположенными на

восточном фланге вблизи осевой зоны САХ около всех трансформных разломов и у нетрансформного смещения 13,46°ю.ш.

3.6 Участок САХ между разломами 20°ю.ш. и Мартин Вас

В отличие от предыдущего участка на участке между разломами 20°ю.ш. и Мартин Вас ширина САХ в южном направлении по изобате 4000 м уменьшается от 1100 км до 500 км, а по изобате 3000 м от 145 км до 10 км, высота от глубинного уровня 2500 м до 2950 м (рис. 3.5). На флангах САХ здесь наблюдается несколько палеотрансформов, возникших в соответствии с (Cande et al., 1988) около 75-72 млн. лет назад и прекративших свое существование около 33 млн. лет назад. Дно с возрастом моложе, чем 33 млн. лет имеет сложное строение в силу присутствия дискордантных зон и разобщенных V-образных структур, преимущественно направленных на юг.

На этом участке располагается 6 сегментов длиной от 40 до 50 км с типичными признаками спрединговых ячеек. Вдоль нетрансформных нарушений ячейки испытывают как левостороннее, так и правостороннее смещения. Поэтому в целом хребет на этом участке относительно прямолинеен.

Со стороны куста горячих точек, концентрирующихся вблизи о. Св. Елены, к осевой зоне САХ на этом участке подходит цепь структур аналогичная таковой, подходящей к оси САХ в районе нетрансформного смещения 20°ю.ш., которая пересекает ось САХ на широте 18,5°ю.ш. (рис. 3.5, 3.7), где сформировалось высокое осевое поднятие (у 18,5°ю.ш.). Нетрансформное смещение, находящееся в этом районе, также имеет необычное строение, характеризующееся присутствием поднятий и отсутствием глубоких впадин. По аналогии с полигоном Мартин Вас данную ячейку также можно охарактеризовать как аномальную. Расстояние от ее центра к центрам соседних аномальных ячеек составляет 220-230 км.

3.7 Участок САХ между разломами Вознесения и Чейн

В пределах этого участка (рис. 3.5) протяженностью около 660 км с юга на север последовательно уменьшаются ширина (по изобате 4000 м от 900 км до 400 км, а по изобате 3000 м – от 180 км до 100 км) и высота САХ (от глубины 2400 м до глубины 2700 м). Он разбивается на 11 сегментов с типичными признаками спрединговых ячеек длиной от 25 км до 75 км, которые ограничиваются трансформным разломом Фернандо (5°ю.ш., 70 км) и нетрансформными смещениями, среди которых разлом Шарко (2,4°ю.ш., 30 км), прежде бывший трансформным разломом. Во всех спрединговых ячейках хорошо развита рифтовая долина, в центральных частях большинства из них наблюдаются отчетливые осевые поднятия. САХ на этом участке практически прямолинеен, поскольку смещения рифтовых

сегментов как правосторонние, так и левосторонние. Поперечный профиль через САХ, проведенный вблизи разлома Шарко (один из характерных участков), имеет типичный характер (рис. 3.10б). В приосевой части шириной около 350 км крутизна рельефа около 6м/км, а далее на обоих флангах она уменьшается до 2,46 м/км.

Три сегмента этого участка выделяются наибольшими высотами осевого и непосредственно приосевого рельефа, которые можно охарактеризовать как аномальные спрединговые ячейки, расстояние между их центрами составляет 250-350 км. Наиболее южный из них находится между разломами Вознесения и Фернандо у широты 6°ю.ш., где центральное осевое поднятие имеет высоту около 700 м, а приосевые горы поднимаются до глубинного уровня 1800 м. Поперечный батиметрический профиль, проведенный в этом районе, отличается от типичного тем, что в приосевой части САХ на профиле выделяется поднятие шириной 80 км и высотой 750 м с очень крутыми склонами (градиент 35 м/км) (рис. 3.10в). Далее к северу такой сегмент располагается непосредственно севернее разлома Фернандо у широты 4,75°ю.ш. Здесь сформировалось осевое поднятие, напротив которого на обоих флангах рифтовых гор наблюдаются овальные поднятия диаметром около 30 км, поднимающиеся до глубины 1860 м. Наиболее северный сегмент локализован между нетрансформным нарушением 2°ю.ш. и разломом Чейн, здесь осевое поднятие небольшое (до 200 м), но наблюдаются высокие поднятия на обоих флангах в непосредственно приосевой зоне. В этом сегменте обнаружены обогащенные базальты (Schilling et al., 1994).

Трансформный разлом Фернандо возник во время близкое к 33 хроне (Cande et al., 1992). Вместе с ним образовались и разломы, которые на данный момент являются палеотрансформами. Их отмирание произошло на рубеже около 33 млн. лет назад. На пространстве более молодого океанического дна развиты многочисленные разобщенные V-образные структуры, в основном ориентированные на север. Разломы Чейн и Шарко являются трансокеаническими, образовавшимися на стадии раскола Гондваны. Таким образом, на стадии раскола на этом участке возникли два сегмента длиной 530 км (между разломами Вознесения и Шарко) и 175 км (между разломами Шарко и Чейн).

3.8 Полигон Романш.

Этот полигон длиной около 220 км охватывает разломные зоны Чейн и Романш и гребневую и осевую зоны между ними (рис. 1.1, 3.5, 3.11, 3.12). На его площади детальные работы были проведены во время 13-го и 16-го рейсов НИС «Академик Страхов», а их результаты освещены в работах (Bonatti et al., 1991, 1994, Пушаровский и др., 1993, Перфильев и др., 1994, Gasperini et al., 1997, Ligi et al., 2002, Пейве, 2002, Разницин, 2004).

Ширина САХ в пределах полигона уменьшается в сторону разлома Романш по изобате

4000 м от 400 км до 300 км и по изобате 3000 м от 100 км до 80 км. Но непосредственно вблизи разлома Романш на отрезке длиной около 50 км ширина САХ по изобате 3000 м составляет около 0 км. Средняя высота хребта в приосевой части гребневой зоны уменьшается в этом направлении от 2700 м до 2900 м, но также на конечном отрезке в 50 км длиной она составляет около 3400 м.

Разломы Чейн и Романш трансокеанические, между ними располагается палеотрансформ, который также возник на стадии раскола континента. Таким образом, на стадии раскола между трансформными разломами расстояние составляло 75 км и 90 км.

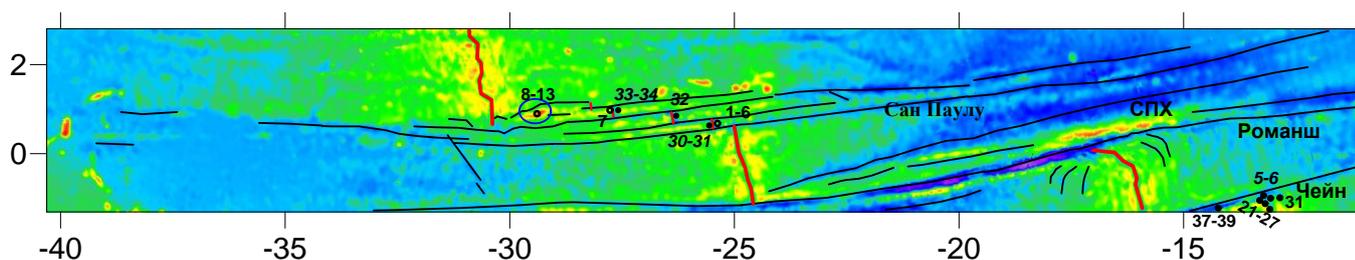


Рис. 3.11 Строение океанического дна между разломами Чейн и Сан Паулу
 Линиями показаны оси: черной – депрессий, красной – рифтовых долин. Кружки – места опробования: залитые - станции драгирования во время рейсов 13-го НИС «Академик Страхов» по (Пуцаровский и др., 1993) и НИС «Сопрад» (номера станций отображены курсивом) по (Schilling et al., 1994, 1995); не залитые – погружения ПОА «Nautilus» по (Hekinian et al., 1998). Синей линией обведен массив скал Св. Петра и Павла.

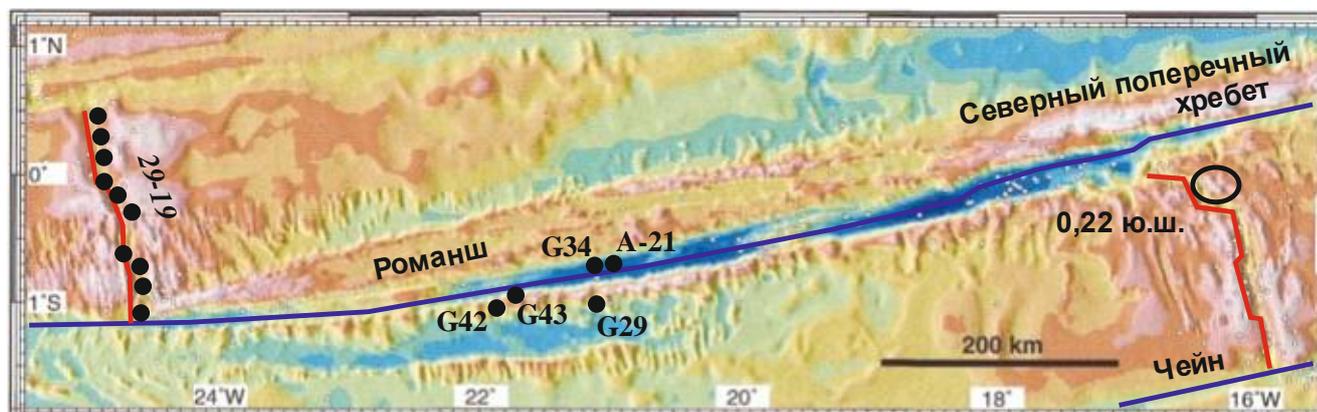


Рис. 3.12 Строение трансформного разлома Романш (заимствовано из (Ligi et al., 2002).

Овалом обведено Щелочное поднятие. Кружки станции драгирования, выполненные на НИС «Сопрад» (номера станций отображены курсивом) по (Schilling et al., 1994, 1995 и «Геленджик» (номера с буквой G) по (Кашинцеву и др., 2008)

Палеотрансформ прекратил свое существование около 33 млн. лет назад. Более молодое дно между разломами Чейн и Романш на большом протяжении имеет грядовый рельеф типичных рифтовых гор. Рифтовая долина с простиранием 346° на пространстве от разлома Чейн до нетрансформного смещения $0,22^\circ$ ю.ш. практически прямолинейна и разбивается на

4 сегмента длиной от 30 до 50 км со строением типичным для спрединговых ячеек, разделенных нетрансформными нарушениями с оффсетом 1-4 км. Глубина рифтовой долины в дистальных частях ячеек достигает 4050 м, наиболее хорошо развитое центральное осевое поднятие поднимается до глубины 3550 м, имея относительную высоту около 500 м. Поперечные батиметрические профили, проведенные здесь в разных сечениях, близки между собой и близки к типичным профилям: в полосе шириной около 210 км на обоих флангах более крутой уклон (10,5 м/км) усредненного рельефа, который далее сменяется более пологим уклоном с градиентом 2,3 м/км.

Наиболее северная из этих 4-х ячеек длиной около 35 км располагается между нетрансформными нарушениями $0,52^{\circ}$ ю.ш. и $0,22^{\circ}$ ю.ш. У нее нет осевого поднятия в центре, но оно присутствует вблизи нарушения $0,22^{\circ}$ ю.ш., а на ее обоих флангах в приосевой зоне развиты более крупные поднятия, воздымающиеся до глубинного уровня 2200 м. С их склонов получены обогащенные базальты (см. ниже). Совокупность этих признаков позволяет заключить, что данный сегмент является аномальной спрединговой ячейкой.

Нетрансформное нарушение $0,22^{\circ}$ ю.ш., представленное широкой впадиной расширения (шириной около 8 км), смещает более северный сегмент на 20 км к западу. Рифтовая долина этого короткого сегмента длиной около 20 км имеет простирание около 335° . На восточном борту этого рифта располагается относительно крупное протяженное поднятие размером 27×15 км (в дальнейшем *Щелочное* поднятие) субпараллельное рифту, воздымающееся до высоты 2400 м (рис. 3.12). С него драгированы редкие для осевой зоны САХ щелочные базальты. Из самого рифта и склонов рифтогенных структур за пределами осевой зоны в этом сегменте получены только обогащенные базальты. В этой спрединговой ячейке осевое поднятие также смещено в сторону нарушения $0,22^{\circ}$ ю.ш.

Данный рифт переходит в районе 0° ю.ш. в субширотную депрессию протяженностью около 30 км и относительной глубиной 400-500 м, которая на западе сменяется более глубокой (до 4500 м) впадиной треугольной формы, раскрывающейся в сторону трансформного разлома Романш (рис. 3.12). К северу от субширотной депрессии рельеф образован холмами и короткими депрессиями, по-видимому, являющимися рифтами с простиранием близким к 335° . Здесь драгированы преимущественно ультраосновные породы, свежие базальты чрезвычайно редки.

Таким образом, в полосе шириной около 25 км между субширотной депрессией и разломом Романш спрединговая ячейка отсутствует. Это нетипичное для зоны интерсекта рифта и трансформного строения дна обсуждается в работах (Bonatti et al., 1994, Ligi et al., 2002). Наблюдающуюся ситуацию авторы этой работы объясняют поднятием дна в области интерсекта вследствие подъема серпентинизированных ультрабазитов. Широкое развитие

серпентинизации связано с резким дефицитом вулканических продуктов и чрезвычайной трещиноватостью коры. Подъем серпентинизированных перидотитов, реализующийся через подъем отдельных протрузий, приводит к рассеянному спредингу в районе интерсекта.

Разлом Романш имеет очень сложное строение, в соответствии с (Ligi et al., 2002) он относится к типу мегатрансформов, а согласно Ю.М. Пушаровскому (1994) - к демаркационным разломам. Возникший как одиночный трансформ, он становится двойным разломом в позднем мелу около 80 млн. лет назад (расчет сделан на основании современной скорости спрединга). Это произошло в силу образования короткого отрезка рифта (около 30 км), прорезавшего более южную плиту. В результате этого действия в область формирующегося дна были включены фрагменты континентальной литосферы. Их присутствие было обнаружено и описывается в работах (Bonatti et al., 1971, 1996, Nonnorez et al., 1994). В настоящее время трансформный разлом Романш одиночный, поскольку, как следует из анализа структурных рисунков дна по карте предсказанной топографии, в интервале 10-15 млн. лет назад северный сегмент рифта проградировал к югу, прекратив существование северного трансформ мегатрансформа Романш.

На северном борту современного разлома сформировался грандиозный поперечный хребет (рис. 3.12). Это крупное линейное поднятие, расположенное напротив южного интерсекта разлома Романш, имеет длину 300 км и достигает ширины 20 км, а его отдельные вершины превышают глубину менее 1000 м. Часть вершин поперечного хребта, ранее выступавших выше уровня моря, сложены рифовыми известняками с возрастом от 23 до 5 млн. лет, под которыми залегают базальты, габброиды и серпентинизированные перидотиты, находящиеся в тектонических взаимоотношениях друг с другом, а также деформированные осадочные отложения с возрастом от нижнего мела до среднего эоцена (Bonatti et al., 1994, 1996, Перфильев и др., 1994, Gasperini et al., 1997, Разницин, 2004). Реконструируется сложная история формирования данного поднятия, включающая постэоценовое сжатие в меридиональном направлении (Разницин, 2004), интенсивный вертикальный подъем, начавшийся 25-23 млн. лет назад, длительное стояние хребта в высоком положении и резкое опускание после 5 млн. лет назад (Bonatti et al., 1994, Gasperini et al., 1997). Этот поперечный хребет сформировался на месте центрального участка пассивной части северного разлома мегатрансформа.

Поперечные хребты, но не такие грандиозные, как описанный выше, характерны для всей разломной зоны Романш (рис. 3.12). Высокий линейный хребет простирается вдоль северного борта уже отмершего северного трансформ. Он надстраивает к западу выше описанный поперечный хребет. Протяженный поперечный хребет возвышается над южным бортом разломной долины в ее активной части вблизи южного интерсекта.

Простираение современного разломного трога в активной части трансформа изменяется. У южного рифта оно составляет около 65° , у меридиана $19,2^\circ$ з.д. оно становится около 76° , как у большинства трансформов Южной Атлантики. Около меридиана 21° з.д. оно снова изменяется и становится около 85° (рис. 3.12).

Разлом Чейн это типичный трансформный разлом. При его опробовании с южного поперечного хребта, с западного углового поднятия, а также из зоны южного интерсекта этого разлома с рифтом получены ультрабазиты, габброиды и базальты, среди которых встречены обогащенные разности.

3.9 Участок САХ между разломами Романш и Сан Паулу

Этот участок САХ протяженностью около 180 км имеет ширину по изобате 4000 м - 660 км, по изобате 3000 м – от 45 до 110 км и высоту – от 2900 м до 2500 м (рис. 3.11). Он объединяет три сегмента, имеющих морфологические черты спрединговых ячеек средней длиной около 45 км. Центральный из них имеет признаки аномальной спрединговой ячейки, на батиметрическом профиле, проведенном поперек него на широте $0,2^\circ$ ю.ш., в приосевой части наблюдается поднятие шириной около 160 км и высотой около 1100 м с крутыми склонами (градиент 18-20 м/км), фланговые пологие области имеют градиент 2,5 м/км (рис. 3.13в). В этом сегменте встречены обогащенные базальты (Schilling et al., 1994).

Простираение рифтовой долины, составляющее около 345° , не ортогонально как по отношению к разлому Романш, так и к разлому Сан Паулу.

На флангах этого участка наблюдается долина палеотрансформа, существовавшего с момента раскола этого сегмента Гондваны. На момент раскола и последующее раскрытие океана расстояние между трансформами составляло 40 – 115 км. На флангах также наблюдаются разобщенные V-образные структуры, направленные к югу.

Разлом Сан Паулу является политрансформом, состоящим из 4-х тесно расположенных трансформных разломов с большими оффсетами, расстояние между которыми составляет 15-25 км (рис. 3.11) (Удинцев и др., 1996, Агапова, 1994). Разломы заключены между широтами $0,56^\circ$ – $1,14^\circ$ с.ш. и общее смещение вдоль них составляет около 585 км. Ширина САХ в политрансформе по изобате 4000 м - 500 км, по изобате 3000 м – 0 км, высота – от 3100 м до 3500 м. Это самый низкий участок в Центральной части Атлантики. Днище рифтовой долины находится на глубинах 4100-4500 м.

Разлом Сан Паулу изначально был двойным, с расстоянием между трогами около 40 км (рис. 3.11). Его простираение на фланге восточной пассивной части (около 77°) субпараллельно таковому на этом участке и разлому Романш и более северным трансформным разломам, в частности Св. Петра и Сьерра Леоне. В интервале 35-33 млн. лет

назад разлом начал мигрировать к северу, при этом северный трансформ сдвинулся на большую величину. В итоге простирание разлома (81-82°) становится близким к ортогональному по отношению к рифту на сегменте Романш – Сан Паулу. Около 13 млн. лет назад между первоначальными трансформами, а также севернее первоначального северного трансформы возникли новые трансформные разломы. Последний из них имеет простирание 85°, ортогональное рифту к северу от разлома Сан Паулу. В итоге общая ширина политрансформа Сан Паулу в активной части возросла на 40 км.

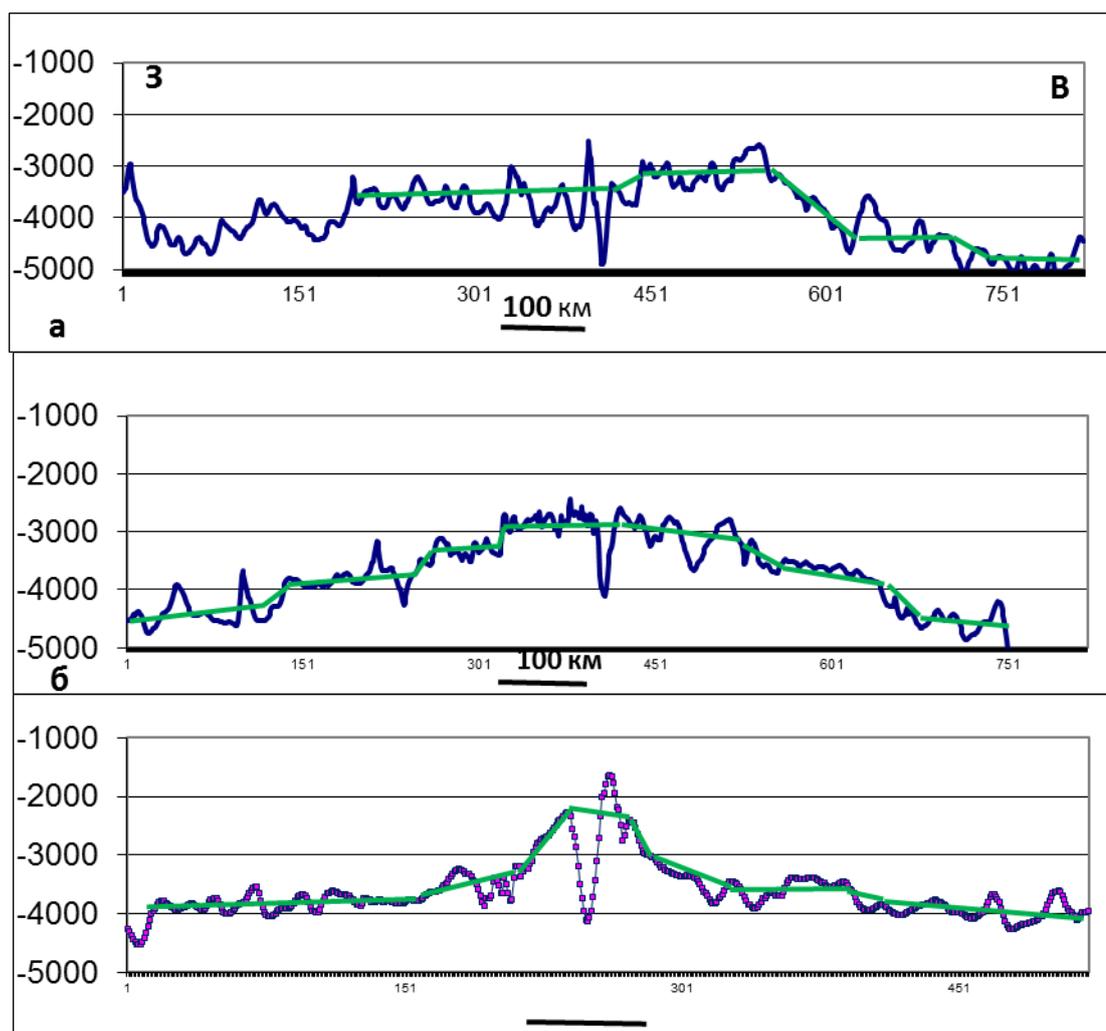


Рис. 3.13 Поперечные батиметрические профили через экваториальную часть САХ.

а, б – через межразломные хребты политрансформа Сан Паулу, в – через центральное осевое поднятие между разломами Романши и Сан Паулу (нижний рисунок).

Центральные осевые поднятия во внутриразломных рифтовых долинах отсутствуют. Наблюдения с подводного аппарата «Наутилус» в экспедиции французского судна «Надир» (Nekinian et al., 2000) показали, что в одном из рифтовых сегментов базальтовый слой имеет мощность не более 150 м и залегает на серпентинизированных ультрабазитах.

Смещения между рифтовыми сегментами значительны: от 50 км до 280 км.

Между разломными долинами по обе стороны от внутриразломных рифтов развиты межразломные хребты. Их отдельные вершины поднимаются до уровня 2900-1800 м. Хребты прорезаны частыми глубокими трогами субпараллельными рифту и, вероятно, часть из них является палеорифтами. Батиметрические поперечные профили, проведенные через межразломные хребты, резко отличаются от всех других рассмотренных выше (рис. 3.13 а,б). Во-первых, они резко асимметричны, во-вторых, в их приосевой части шириной от 350 км до 600 км средняя высота меняется слабо, образуя плато, осложненное глубокими трогами. Ширины и глубины плато на западном и на восточном флангах разные. Плато заканчиваются крутыми склонами, после которых следуют пологие части профилей. Таким образом, очевидно, что эти профили не соответствуют моделям Дж. Склэйтора и др. (1971) и О.Г. Сорохтина (1972) термического охлаждения литосферы.

Необычной структурой политрансформа Сан Паулу является массив скал Св. Петра и Павла, вершина которого поднимается выше уровня моря. Этот массив, сложенный в основном серпентинизированными, местами милонитизированными перидотитами (Melson et al., 1972, Roden et al., 1984), располагающийся на продолжении западной пассивной части самого северного трансформа, детально изучен с помощью подводного аппарата «Наутилус»

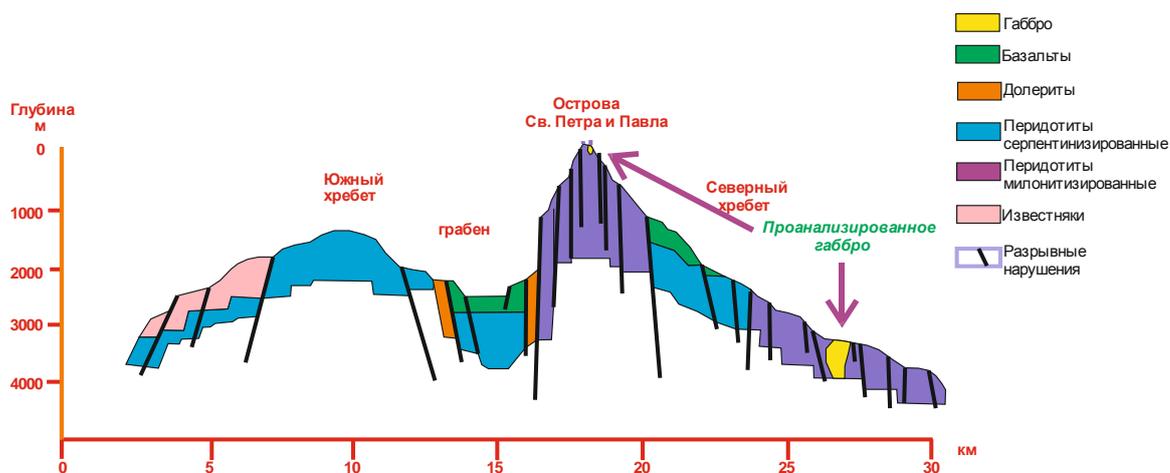


Рис. 3.14 Геологический разрез через массив скал Св. Петра и Павла (по Hekinian et al., 2000).

(Hekinian et al., 2000). В южной части массив пересекается субширотным грабеном, сложенным молодыми базальтами (рис. 3.14). Небольшое количество базальтов также обнаружено на скалах Св. Петра и Павла (Roden et al., 1984). Среди базальтов этого массива встречены щелочные, а также обогащенные разности, последние обнаружены и в северном внутриразломном рифте.

Таким образом, строение сегментов в районе политрансформа Сан Паулу отличается от строения спрединговых ячеек.

3.10 Полигон Св. Петра

Этот полигон охватывает приосевую часть САХ от разлома Сан-Паулу до 5°с.ш. и был детально изучен в 7-м, 11-м и 12-м рейсах НИС «Академик Николай Страхов» (Агапова, 1993, Удинцев и др., 1996, Мазарович и др., 1996, 2000) (рис. 1.1).

Полигон Св. Петра занимает южную половину обширного участка САХ длиной около 790 км, располагающегося между разломами Сан Паулу и Богданова (7,3°с.ш., 60 км) и характеризующегося близким стилем тектонического строения океанического дна, проявляющимся в большой ширине САХ, в одинаковом направлении спрединга, составляющим 85°, и в редком расположении трансформных разломов. Помимо вышеназванных здесь встречен еще трансформный разлом Страхова (3,95°с.ш., 110 км) (рис. 3.15). Ширина САХ существенно больше, чем у предыдущего участка: между разломами Сан Паулу и Страхова по изобате 4000 м - в среднем 850 км, а по изобате 3000 м – 140 км, а между разломом Страхова и нетрансформным нарушением Сьерра Леоне 730 км и 120 км, соответственно, средняя высота хребта в гребневой зоне 2400 м и 2600 м, соответственно. Но между нетрансформным нарушением Сьерра Леоне и трансформом Богданова ширина САХ резко сокращается: по изобате 4000 м до 450 км, а по изобате 3000 м – 70 км.

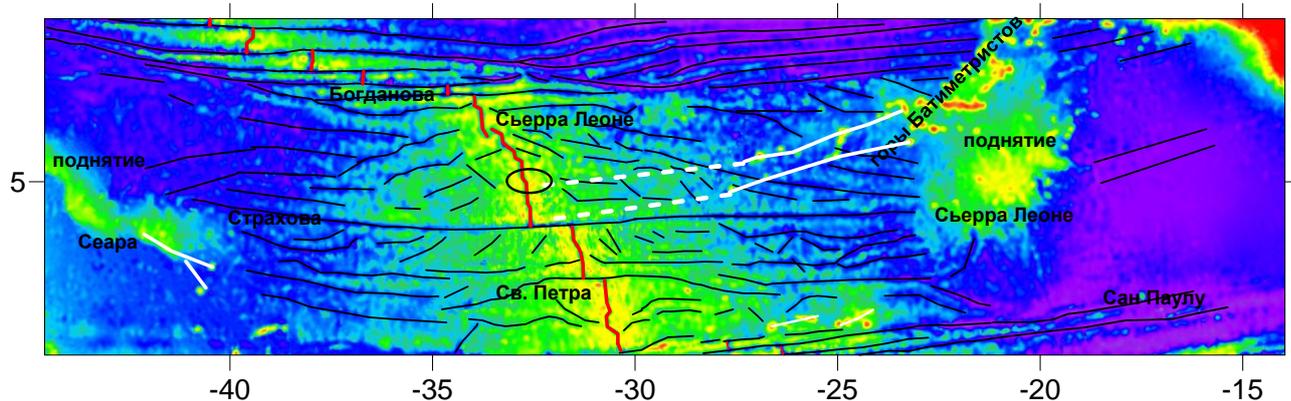


Рис. 3.15 Схема строения океанического дна между разломами Сан Паулу и Богданова.

Белые линии – треки горячих точек плума Сьерра Леоне, образованные цепями редких гор. Овалом обведены поднятия 5°с.ш.

Следы трансформных разломов на западном фланге в пределах впадин теряются. На восточном фланге разломы Богданова и Страхова и по морфологическим признакам, и по данным магнитного профилирования (Masclé et al., 1986) прослеживаются до Африканской континентальной окраины, следовательно, они сформировались еще на стадии раскола пракоинтента и расстояния между ними составляли: между разломами Богданова и Страхова - 400 км, а между разломами Страхова и Сан Паулу – 390 км. Эти трансформы субпараллельны друг другу и северному трогу политрансформа Сан Паулу, имеют левосторонние смещения, их простирание 85°. Незначительные симметричные изменения в

простирации этих разломов, указывающие на изменения в направлении спрединга, наблюдаются на участках дна с возрастом около 33-34 млн. лет назад (расчет произведен на основании скорости спрединга).

На этом участке дна Атлантического океана к востоку от САХ находится поднятие Сьерра Леоне, а к западу - поднятие Сеара. Эти поднятия, расположенные симметрично относительно осевой части САХ, в соответствии с работами (Kumar, Embley, 1977, Schilling et al., 1994) сформировались в осевой части САХ под действием горячей точки Сьерра Леоне около 100-80 млн. лет назад, локализованной в это время под осевой зоной спрединга. На обоих флангах САХ между его осевой частью и выше описанными поднятиями располагается большое количество трогов со средней частотой встречаемости около 60 км. Их короткие крайние отрезки параллельны трансформам Богданова и Страхова, но ближе к осевой зоне САХ они изменяют простирацию, становясь косыми по отношению к этим трансформам. Некоторые из них в настоящее время являются нетрансформными нарушениями, как например, разломы Св. Петра (2,5°с.ш.) и Сьерра Леоне (6,23°с.ш.). Следовательно, эти трогов вначале представляли собой трансформные разломы, перешедшие в последствие в нетрансформные нарушения, устойчиво мигрирующие вдоль оси САХ в том или ином направлении. Косые трогов в этом случае являются дискордантными зонами нетрансформных нарушений, они в целом симметричны относительно оси САХ и образуют V-образные структуры (рис. 3.15), которые либо стыкуются на оси спрединга, либо их противоположные ветви разобщены.

Между разломами Страхова и Сан Паулу долгоживущий разлом Св. Петра начинает слабо отклоняться к северу вскоре после своего зарождения около 75 млн. лет назад (возрастные оценки приведены на основании скорости спрединга). В интервале между 20 и 10 млн. лет назад угол отклонения к северу существенно увеличился. Начиная с 10 млн. лет назад, отклонение прекратилось. В итоге сформировалась разобщенная V-образная структура, симметричная относительно оси САХ. Близкая конфигурация у палеотрансформа более северного, чем разлом Св. Петра. Еще более северные палеотрансформы прямолинейны на участках дна с возрастом более древним, чем 10 млн. лет назад, а затем под большим углом отклоняются к северу, также формируя разобщенные V-образные структуры. В эти V-образные структуры на разных участках между разломами Св. Петра и Страхова вложено несколько более молодых V-образных структур, направленных к северу.

Палеотрансформ к югу от разлома Св. Петра до 20 млн. лет назад слабо отклонялся к северу, а после этого рубежа стал слабо отклоняться к югу. После 10 млн. лет назад его отклонение к югу резко увеличилось и продолжается до настоящего времени. Эта миграция нетрансформного смещения, связанная с проградацией к югу рифта, непосредственно

примыкающего к разлому Сан Паулу, привела к образованию зоны перекрытия (оверлаппинга) с наиболее северным рифтом политрансформа Сан Паулу. Здесь в районе северного интерсекта разлома Сан Паулу сформировалась глубокая (до 4500 м) впадина сложной морфологии, до 65 км в поперечнике, которая срезает трюги и межразломные хребты политрансформа Сан Паулу.

Непосредственно на *полигоне Св. Петра* между разломами Сан Паулу и Страхова в гребневой зоне САХ (рис. 3.16) выделяется семь сегментов средней длиной около 60 км, морфологически близких к спрединговым ячейкам, которые разделяются нетрансформными нарушениями с небольшими, как правило, левосторонними смещениями. Крупное смещение имеет только разлом Св. Петра. По данным работы (Удинцев и др., 1996) это смещение выражено субширотной депрессией глубиной до 4000 м и длиной около 25 км. Пять ячеек имеют типичное строение. Две смежные ячейки, ограниченные нетрансформными смещениями $1,29^{\circ}$ с.ш., $1,74^{\circ}$ с.ш. и $2,08^{\circ}$ с.ш., характеризуются наибольшей высотой днища рифтовой долины, оконтуриваемого изобатой 3000 м, при этом местами долина выражена неотчетливо. Вершины рифтовых гор поднимаются до 1800 м, их возвышение над рифтом 600-1500 м; на дне рифтовой долины наблюдаются узкие невулканические поднятия высотой 200-400 м. Осевые поднятия в этих двух ячейках не единичны и не приурочены к центру ячеек. На бортах рифтовой долины находится несколько поднятий диаметром до 25 км, поднимающихся выше глубины 1800 м. От этой области поднятий к югу отходит V-образная структура, свидетельствующая о современной проградации рифта, заключенного между нетрансформными нарушениями $1,29^{\circ}$ с.ш. и $1,74^{\circ}$ с.ш., к югу. В целом гребневые зоны САХ на протяжении этих двух ячеек образуют плато шириной около 320 км, близкое к овальной форме, оконтуриваемое изобатой 3100 м. Это плато осложняется грядовым рельефом рифтовых гор и отдельными овальными поднятиями диаметром около 10 км, иногда образующими цепочки, вытянутые вдоль выше описанных трюгов. На батиметрическом профиле, пересекающем ось САХ в районе $1,7^{\circ}$ с.ш., в приосевой части наблюдается плато до 350 км шириной с пологим уклоном среднего рельефа (градиент 2,2 м/км) (рис. 3.17а). Над плато возвышается приосевое поднятие шириной 150 км и высотой 700 м с крутыми склонами (градиент 18 м/км).

В соответствии с Дж. Шиллингом и др. (Schilling et al., 1994) на участке этих двух сегментов распространены обогащенные базальты (аномалия $1,7^{\circ}$ с.ш.). Таким образом, и по вещественным, и по структурным признакам рассматриваемые ячейки могут быть квалифицированы как аномальные, более того, совокупно они близки к плюмовым ячейкам, встреченным в Южной Атлантике между разломами Св. Елены и Вознесения. В данном

случае рельеф осевой и гребневой зон ниже, однако их общими чертами являются сближенность двух аномальных ячеек, платообразный характер рельефа гребневой зоны,

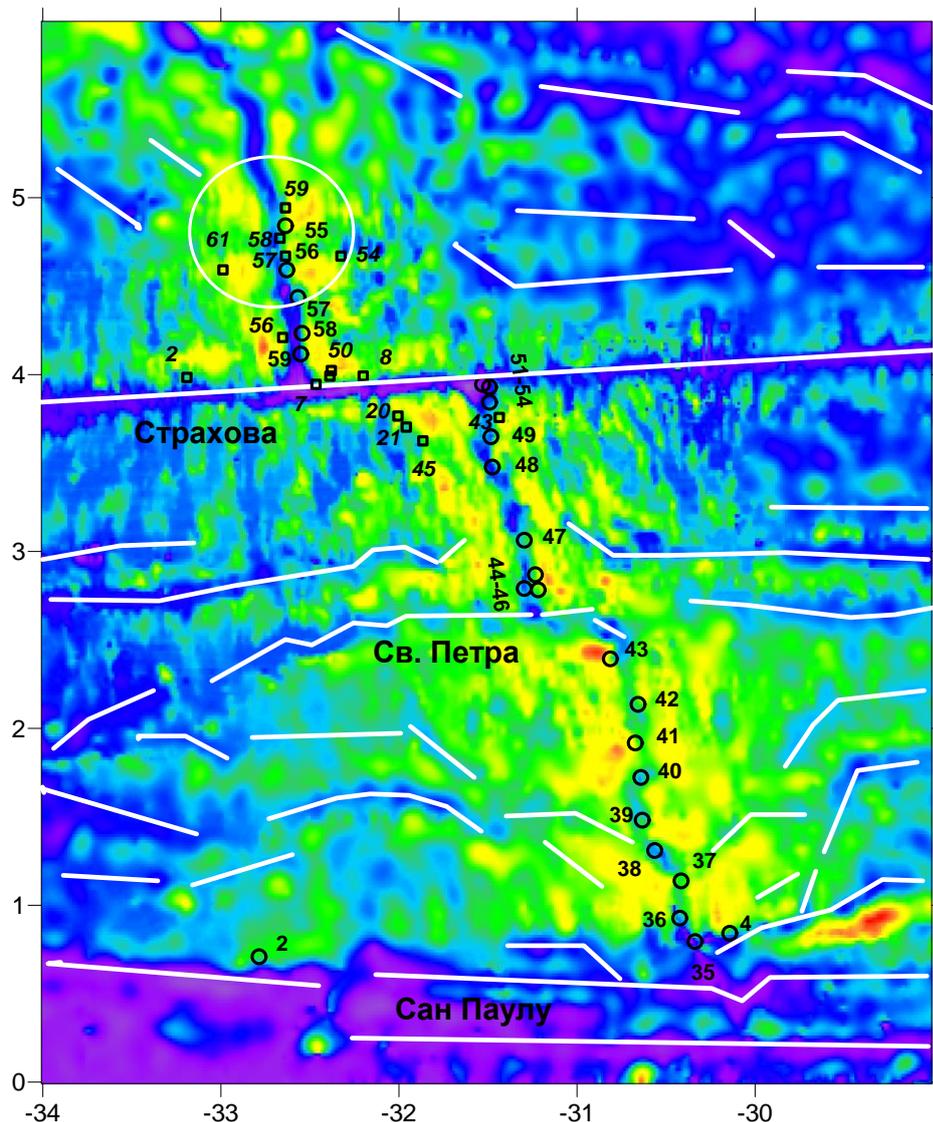


Рис. 3.16 Структура океанического дна в районе полигона Св. Петра.

Овалом оконтурены поднятия 5°с.ш. Станции драгирования и их номера: круги – рейса НИС “Conrad” по (Schilling et al., 1995), квадраты – 11-го рейса НИС «Академик Страхов».

наличие нескольких поднятий в рифтовой долине и гор диаметром 10-20 км в гребневой зоне. Сближает их и то, что на восточном фланге вблизи этих ячеек вблизи аномалии 1,7°с.ш. располагается, как считают Дж. Шиллинг и др. (1994), плюм Сьерра Леоне. По данным сейсмотомографии (Zhang et al., 1994) аномалия пониженных скоростей наблюдается на глубинах 100- 200 км вокруг точки с координатами 2°с.ш. × 20°з.д.

Рифтовая долина между разломами Сан Паулу и Страхова имеет простирание 347°, что отличается от направления ортогонального спредингу на 8°, между разломами Сан Паулу и Св. Петра оно субпараллельно региональному простиранию САХ, но уже между разломами Св. Петра и Страхова отдельные рифтовые депрессии и неовулканические хребты имеют

простирается 355° , что ортогонально направлению спрединга.

Севернее разлома Страхова следуют два сегмента длиной 35-40 км, разделенных нетрансформным смещением у $4,23^\circ$ с.ш., имеющих строение характерное для спрединговых ячеек. Нетрансформное смещение у $4,46^\circ$ с.ш. отделяет эти сегменты от двух более северных сегментов с необычным строением и разделенных в свою очередь нетрансформным смещением у $4,67^\circ$ с.ш. Их необычность заключается в том, что в районе нетрансформного

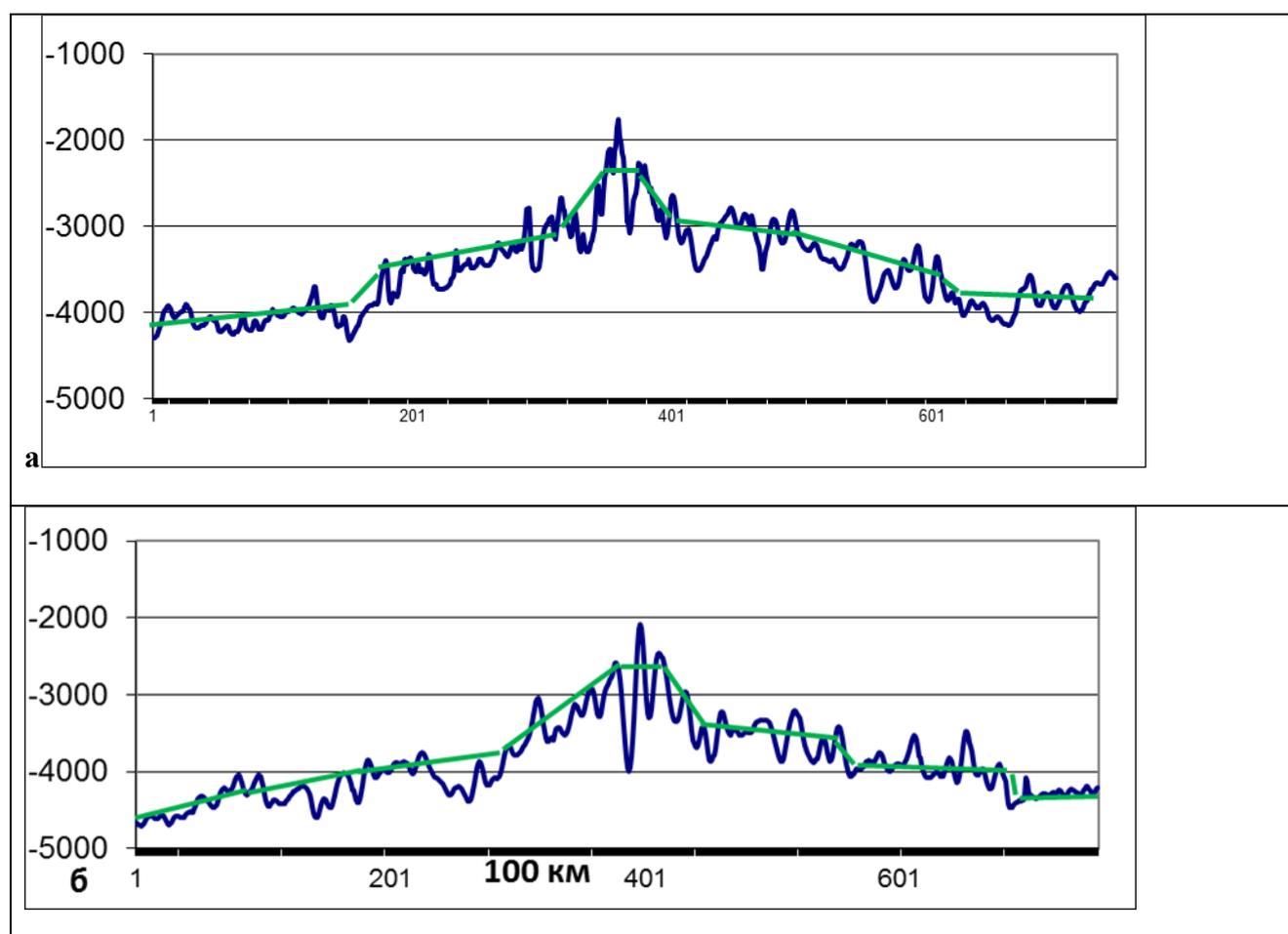


Рис. 3.17 Поперечные батиметрические профили через САХ в районе полигона Св. Петра.

а – между разломами Сан Паулу и Св. Петра, б – вдоль широты $5,4^\circ$ с.ш.

смещения $4,67^\circ$ с.ш. не развита впадина, напротив, вблизи него сформировался небольшой вулкан диаметром около 5 км и высотой до 700 м. Обширное осевое поднятие высотой до 500 м наблюдается в более северном и длинном (до 50 км) из этих сегментов на широте $4,9^\circ$ с.ш. В системе рифтовых гор в приосевой части на обоих флангах этих сегментов располагаются попарно симметрично относительно оси САХ овальные поднятия диаметром около 20 км, относительной высотой около 1000 м, поднимающиеся выше глубин 1800 м.

Поперечный батиметрический профиль, проведенный через наиболее северную пару этих поднятий, обнаруживает свойства, характерные для аномальных спрединговых ячеек (рис. 3.17б): пологие фланговые части профиля с градиентом около 1,5 м/км ближе к осевой части становятся круче (градиент 9 м/км), а непосредственно в приосевой части наблюдается поднятие шириной около 90 км и высотой около 800 м с крутыми склонами (градиент около 40 м/км). На аномальность ячеек указывает и тот факт, что с этих поднятий драгированы обогащенные базальты (Schilling et al., 1994, Суцевская и др., 1992), но в рифтовой долине напротив поднятий получены только деплетированные базальты. Очевидно, что эти два сегмента представляли собой две аномальные спрединговые ячейки во время формирования поднятий, находящихся сейчас на флангах САХ. В соответствии со скоростью спрединга их формирование закончилось около 1,5 млн. лет назад и с тех пор эти сегменты имеют строение близкое к типовому для спрединговых ячеек, за исключением повышенной магматической активности в зоне нетрансформного смещения.

3.11 Полигон Сьерра Леоне

Этот полигон, расположенный между 5°с.ш. и разломом Богданова, непосредственно надстраивает полигон Св. Петра к северу (рис. 1.1, 3.15). Он был детально изучен в ходе нескольких рейсов НИС «Академик Николай Страхов», «Академик Иоффе» и «Профессор Логачев» (Мазарович и др., 2001а,б, Пейве и др., 2001, 2002, Пушаровский и др., 2002, 2004, Сколотнев и др., 2003а, Бельтнев и др., 2004, Reyve et al., 2000) (рис. 1.1).

Фланги САХ в районе этого полигона имеют такое же строение, как и на более южном участке напротив полигона Св. Петра. Здесь наблюдается серия разновозрастных разобщенных V-образных структур, вложенных друг в друга, направленных острием на север. Все палеотрансформы, возникшие после образования поднятий Сьерра Леоне и Сеара и находящиеся севернее разлома Страхова с момента своего возникновения (около 75 млн. лет назад) начинают отклоняться к северу, при этом самый южный из них разлом Сьерра Леоне формирует V-образную структуру, острие которой практически достигает осевой зоны САХ. Чем более северный разлом по отношению к разлому Сьерра Леоне, тем более разобщены противоположные ветви V-образных структур. К югу от разлома Сьерра Леоне в тылу его V-образной структуры образовались еще три разлома, последовательно более молодые в южном направлении, которые спустя некоторое время, также начинают отклоняться к северу, формируя собственные V-образной структуры. В настоящее время они являются нетрансформными смещениями с прямолинейными дискордантными зонами.

Собственно *на полигоне Сьерра Леоне* в соответствии с разнообразием структурных рисунков океанического дна выделяются четыре участка: *Южный, Центральный, Северный*

и *Приразломный* (вблизи разлома Богданова) (рис. 3.18). В пределах *Южного* участка, простирающегося до широты $5,53^{\circ}$ с.ш., в осевой части наблюдается типичная спрединговая ячейка длиной около 55 км с узкой приподнятой рифтовой долиной в центральной части на широте $5,4^{\circ}$ с.ш. Простираение рифтовой долины 355° , ортогональное направлению спрединга, простираение большинства хребтов, образующих рифтовые горы, - $347-350^{\circ}$ и соответствует региональному простираению САХ на этом участке. В то же время нередко эти хребты стыкуются с хребтами, простирающимися в направлении 355° , которые, скорее всего, представляют собой палеонеовулканические хребты. Рифтовые горы наиболее массивные и высокие напротив центральной части спрединговой ячейки. На расстоянии около 20 км к западу от оси рифта простираение у хребтов рифтовых гор - 330° . С этого участка драгированы только базальты, среди которых имеются обогащенные разности.

На *Центральном* участке, простирающемся до нетрансформного смещения Сьерра Леоне, и региональное простираение САХ, и простираение отдельных сегментов рифтовых долин одинаковое и соответствует 330° . Такое резкое изменение простираения рифтовой долины в районе широты $5,53^{\circ}$ с.ш. (с 355° на 330°) происходит без нарушения ее сплошности. На *Центральном* участке сегментация проявлена отчетливо, однако она имеет специфический характер. Наиболее южный сегмент - это типичная спрединговая ячейка длиной около 30-40 км с более высокой и узкой центральной частью, где встречены только деплетированные базальты. На западном фланге этой ячейки в 20 км от оси спрединга располагается поднятие $5,62^{\circ}$ с.ш., сложенное обогащенными базальтами. Оно образовано хребтами более высокими, чем окружающие это поднятие рифтовые горы. Хребты на этом участке рифтовых гор имеют простираение 330° .

Спрединговая ячейка сменяется севернее очень глубокой впадиной $5,76^{\circ}$ с.ш. (до 4850 м, до 25 км в длину) с простираением 330° . Эта впадина по положению и строению соответствует дистальной части предыдущей спрединговой ячейки. Однако она соразмерна этой ячейке и, очевидно, что представляет самостоятельный сегмент. Следующий сегмент такого же строения и близкого размера представлен еще более глубокой впадиной Маркова (до 5000 м), смещенной относительно впадины $5,76^{\circ}$ с.ш. на 6 км к западу. Клиновидные окончания этих впадин перекрывают друг друга, при этом в зоне перекрытия сформировалось небольшое овальное поднятие, сложенное серпентинизированными перидотитами. На обоих флангах этого нетрансформного нарушения наблюдаются широкие субширотные дискордантные зоны, выраженные депрессиями различных простираений и размеров. Описанные две впадины являются глубочайшими рифтовыми впадинами во всей Атлантике. Их борта сложены серпентинизированными перидотитами и габброидами, среди

которых очень много тектонизированных разностей, свежие базальты редки.

Впадина Маркова на настоящий момент находится вне осевой зоны спрединга, она заполнена осадочным чехлом мощностью около 50 м. В 20 км западнее впадины Маркова между нарушением Сьерра Леоне и вышеописанной дискордантной зоной протягивается мелкая депрессия, не заполненная осадками. В работах (Сколотнев и др., 2004, 2009) сделано предположение, что эта депрессия является зарождающимся рифтом, а перескок оси спрединга в западном направлении произошел между 0,6 – 0,75 млн. лет назад. Депрессия зарождающегося рифта и прилегающие к ней горы имеют простирание 350-355°, которое близко к направлению спрединга.

Севернее впадины Маркова наблюдаются еще две более мелкие (до 4000 м), короткие (до 15 км) и узкие рифтовые впадины с простиранием 330°, эшелонированно надстраивающих друг друга в направлении к нетрансформному смещению Сьерра Леоне, испытывая правостороннее смещение. Очевидно, что и как впадина Маркова эти впадины уже находятся за пределами осевой зоны спрединга.

Нетрансформное смещение Сьерра-Леоне имеет сложное нетипичное строение. В его центральной части располагается относительно крупное поднятие, сложенное серпентинизированными ультрабазитами, которое разделяет нетрансформное смещение на две субширотные долины. Вдоль северной депрессии происходит смещение на 20 км к западу рифтовой долины, продолжающей к северу впадину Маркова. Смещенный рифт, проникая в Африканскую плиту примерно на 15 км, слепо выклинивается. Учитывая, что впадина Маркова является палеорифтом, очевидно, что северная депрессия нетрансформного нарушения Сьерра Леоне также характеризует палеонетрансформное смещение.

Южная депрессия нетрансформного смещения связывает зарождающийся рифт, располагающийся западнее впадины Маркова, и рифтовую долину, протягивающуюся в сторону разлома Богданова. Смещение составляет около 25 км.

В гребневой зоне САХ между впадиной 5,76°с.ш. и разломом Сьерра Леоне отсутствуют рифтовые горы. Здесь на обоих флангах сформировалось несколько крупных (до 20-40 км в поперечнике) высоких (до 1500 м) поднятий слегка вытянутых вдоль регионального простирания САХ, сложенных, судя по результатам драгирования, преимущественно серпентинизированными перидотитами, а также габброидами при резко подчиненной роли базальтов. Судя по составу и морфологии, эти поднятия, вероятно, являются куполовидными структурами, которые характерны для условий амагматичного спрединга. Таким образом, по многим признакам: уменьшение ширины САХ, наличие глубочайших рифтовых впадин, образование куполовидных структур, широкое развитие серпентинизированных перидотитов при резко подчиненной роли базальтов, - район между впадиной 5,76°с.ш. и разломом

Сьерра Леоне протяженностью около 75 км является участком низкой магматической продуктивности. *Северный* участок полигона Сьерра Леоне, простирающийся до нетрансформного смещения 6,87°с.ш., в осевой части представлен двумя типичными спрединговыми ячейками длиной около 45 км и 30 км. Простирание рифтовой долины на данном участке (355°) ортогонально спредингу. На *Северном* участке наблюдается

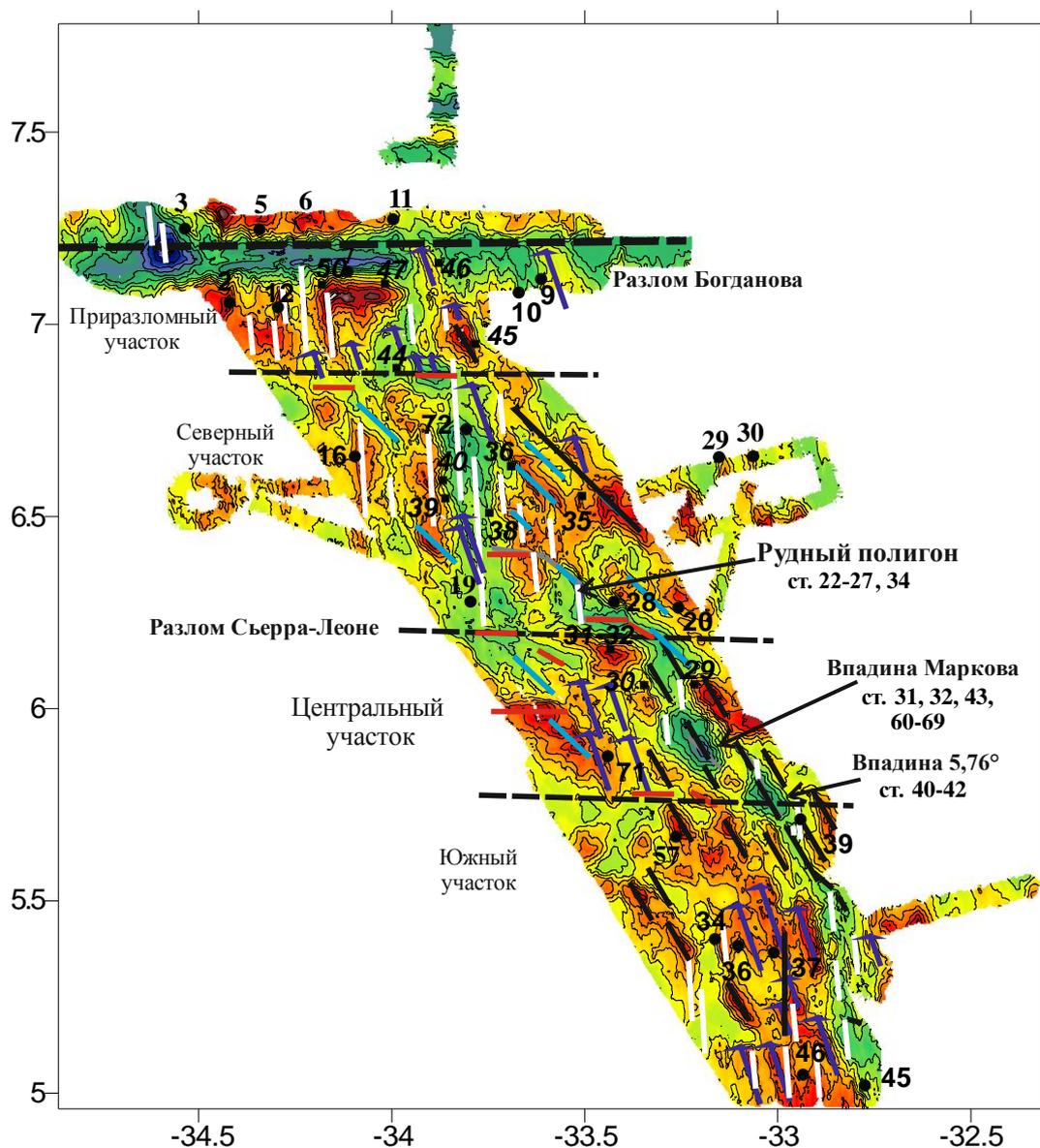


Рис. 3.18 Схема строения и опробования океанического дна в районе полигона Сьерра Леоне.

Выполнена на основе батиметрической карты, построенной А.О. Мазаровичем с коллегами (2001б) по результатам батиметрической съемки, проведенной в 22-м рейсе НИС «Академик Страхов». Черные прерывистые линии - границы между структурными участками. Белые линии - оси структур перпендикулярных направлению спрединга, красные линии - оси структур зон нетрансформных смещений, линии других цветов - оси структур косых по отношению к направлению спрединга. Три разных цвета - три разных системы косых структур. Станции драгирования: круги - 10-го рейса НИС «Академик Иоффе», квадраты - 22-го рейса НИС «Академик Страхов».

упорядоченный грядовый рельеф характерный для рифтовых гор. Хребты и депрессии субпараллельны рифтовой долине. Рельеф восточного фланга имеет более хаотичный характер, обусловленный сочетанием грядового рельефа и крупных изометричных поднятий, последние в основном сложены серпентинизированными перидотитами и также, вероятно, являются куполовидными структурами. Грядовые хребты вблизи рифта субпараллельны ему, а на удалении в основном имеют простирание 315° , дискордантное по отношению к рифтовой долине, соответствующее простиранию V-образных структур, описанных выше.

В районе нетрансформного смещения $6,87^\circ$ с.ш. рифт смещается на 10 км к западу вдоль глубокой субширотной депрессии. В пределах расположенного севернее *Приразломного* участка наблюдаются три коротких сегмента (15-20 км) с простиранием 355° , имеющих различное строение. Наиболее южный из них представлен широкой неглубокой впадиной (до 3500 м), осложненной небольшим хребтом, сложенным серпентинитами. Средний сегмент это более узкая и глубокая впадина (до 4000 м), смещенная относительно первой на 5-7 км к востоку. На восточном фланге этих впадин располагается крупное поднятие, сложенное преимущественно серпентинизированными перидотитами, по-видимому, являющееся куполовидной структурой. На западном фланге также имеются поднятия, похожие на куполовидные структуры. Северный сегмент имеет морфологию типичную для спрединговых ячеек. К западу от осевой зоны этого сегмента развито угловое поднятие, сложенное преимущественно серпентинизированными перидотитами, а к востоку необычное образование – высокое (до 1000 м) крупное продолговатое неовулканическое поднятие, глубоко вдающееся в долину разлома Богданова, практически полностью ее перегораживающее. Оно имеет в отличие от рифтовой долины простирание 347° . Появление этого неовулканического хребта свидетельствует об интенсивной магматической активности в этом районе. Учитывая, что неовулканический хребет сочетается с преобладающими здесь структурами, сложенными серпентинизированными перидотитами, являющимися показателями амагматичного спрединга, очевидно, что это была кратковременная вспышка вулканизма, закончившаяся во время близкое к современному. Во время этой эпохи интенсивного подосевого апвеллинга существовала спрединговая ячейка нетипичного строения без отчетливого разделения на центральную и дистальные части, в силу того, что осевое поднятие доминировало на протяжении всей ячейки.

В 60 км восточнее данного неовулканического хребта располагается аналогичное поднятие, также глубоко вдающееся в разломную зону Богданова, и являющееся палеонеовулканическим поднятием. С учетом скорости полуспрединга можно определить, что оно сформировалось около 4 млн. лет назад.

В районе полигона Сьерра Леоне в ходе экспедиционных работ встречены три участка, являющиеся потенциально рудоносными с точки зрения обнаружения там массивных сульфидных руд, сформировавшихся в зонах разгрузки высокотемпературных флюидов (Пушаровский и др., 2002, Бельтнев и др., 2004, Сколотнев и др., 2003а). Обнаруженные рудные образования резко отличаются от таковых, слагающих постройки «черных курильщиков». Они представляют новый самостоятельный тип таких образований на океанском дне и сформировались при метасоматическом замещении апогаббровых катаклазитов ниже уровня дна. Детальные работы, проведенные во впадине Маркова в 22-м рейсе НИС «Профессор Логачев» (Бельтнев и др., 2004) показали что, сульфидные рудопроявления связаны с очень узкими зонами метасоматоза и тектонических деформаций, простирающимися вдоль ее восточного борта.

3.12 Полигон Долдрамс

Полигон Долдрамс, ограниченный трансформными разломами Вернадского (7,75°с.ш., 215 км) и Архангельского (8,85°с.ш., 155 км), был детально изучен в 6-м и 9-м рейсах НИС «Академик Николай Страхов» (Пушаровский и др., 1988б, 1991а, 1992) и в 16-м рейсе НИС "Академик Иоффе" (Сколотнев и др., 2006б) (рис. 1.1). Полигон находится в пределах участка САХ, заключенного между разломами Богданова и Архангельского, который резко отличается по тектоническому строению океанического дна от соседних участков. Ширина САХ на данном участке наряду с политрансформом Сан Паулу одна из наименьших: по изобате 4000 м она составляет 300-350 км, а по изобате 3000 м сильно варьирует от 20 км до 70 км, достигая на отдельных участках 125 км. Средняя высота хребта в приосевой зоне 2800 – 2900 м, но она достигает больших значений на более широких участках хребта.

Этот участок протяженностью около 180 км характеризуется очень частым расположением трансформных разломов с большими левосторонними смещениями (рис. 3.19), в чем он схож с политрансформом Сан Паулу. Общее смещение САХ на этом участке около 680 км. Помимо выше названных здесь с юга на север встречены разломы: 7,40°с.ш. (оффсет 155 км) и Долдрамс (8,22°с.ш., 115 км). В результате на этом участке наблюдается большой дискорданс между региональным простираем САХ (285°) и направлением спрединга. Восточные окончания трансформных разломов за исключением разлома Вернадского утыкаются в древний Гвинейский разлом, сформировавшийся раньше их в ходе раскрытия Центральной Атлантики и служивший ее южной границей (Jones, 1987). Гвинейский разлом в настоящее время является палеотрансформом. На западном фланге вследствие широкого распространения мощного осадочного чехла структурные взаимоотношения между разломами не отчетливы. На восточном фланге крайние отрезки

разломов простираются субширотно (92°), а Гвинейский разлом на этом участке имеет юго-восточное простирание (около 112°). Таким образом, на восточном фланге формируется структурный рисунок клиновидной формы. В работе (Мазарович, 1994) этот участок океанического дна называется зоной тектонической конвергенции пассивных частей трансформных разломов. Трансформные разломы, упирающиеся в Гвинейский разлом, последовательно омолаживаются к северу. При этом первоначально трансформов было больше и среднее расстояние между ними составляло около 30 км.

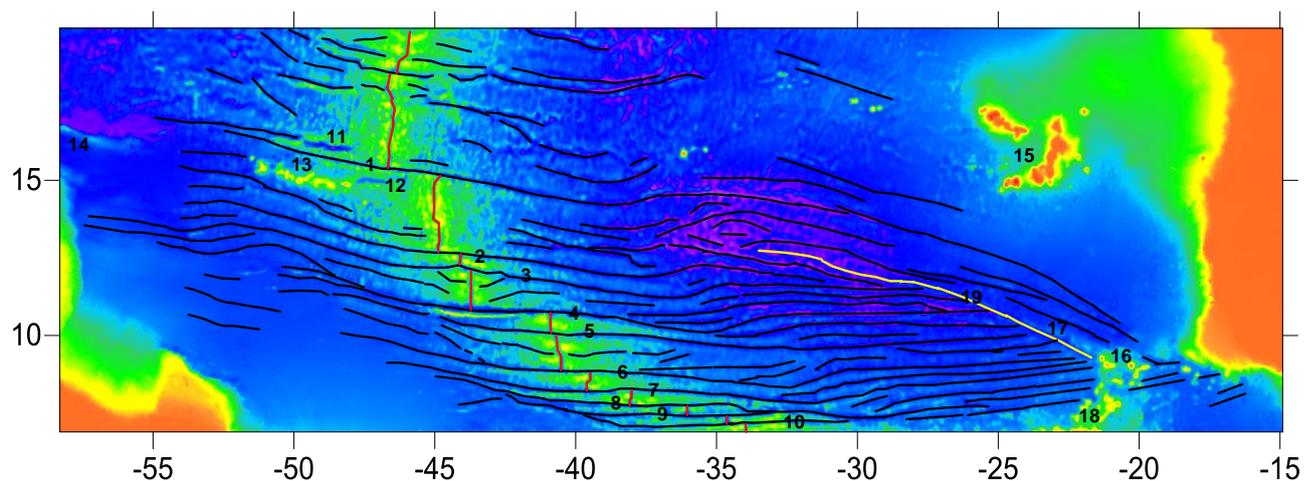


Рис. 3.19 Схема строения океанического дна между разломами Богданова и Зеленого Мыса.

Цифрами показаны трансформные разломы: 1 – Зеленого Мыса, 2 – Марафон, 3 – Меркурий, 4 – Вима, 5 – Лима, 6 – Архангельского, 7 – Долдрамс, 8 – Вернадского, 9 – 7,40°с.ш., 10 – Богданова; трогои: 11 – Рояйл, 12 – Ресечер; хребты и поднятия: 13 – Ресечер, 14 – Барракуда, 15 – островов Зеленого Мыса, 16 – горы Гримальди, 17 – Кабо Верде, 18 – горы Батиметристов; 19 – древний Гвинейский разлом (выделен желтым цветом).

Пассивные части трансформных разломов испытывают сильные ундуляции в простирании. Они отчетливо видны на восточном фланге, но, судя по отдельным проявлениям разломов на западном фланге, и там имеются их симметричные отражения. Это означает, что данные ундуляции связаны с изменениями в направлении спрединга. Но подобных ундуляций не было у трансформных разломов в более южных участках Атлантики. Наиболее типичный разлом Страхова из соседнего южного участка не испытывает никаких ундуляций на участках дна с возрастом более древним, чем 33 млн. лет назад. В то же время большинство разломов рассматриваемого участка в районе дна с возрастом около 62 млн. лет (это время было рассчитано, основываясь на скорости спрединга 2,72 см/год, соответствующее современной скорости спрединга в этом районе (Cande et al., 1988)) испытывают поворот против часовой стрелки примерно на 15°, а на участке дна с возрастом около 52 млн. лет – по часовой стрелке примерно на 20°. Имеющийся еще один

поворот на участке дна с возрастом около 33 млн. лет наблюдается и у разломов более южных провинций, в том числе, у разлома Страхова.

Простирации активных частей трансформных разломов незначительно отличаются друг от друга, закономерно поворачиваясь по часовой стрелке от более южных к более северным разломам: Богданова – 88°, 7,40°с.ш. - 90°, Долдрамс - 91°, Архангельского – 92°.

Соответственно, таким же образом варьируют направления спрединга. При этом каждый сегмент рифтовой долины ортогонален более южному из двух разломов.

Расстояния между трансформными разломами Богданова, 7,40°с.ш. и Вернадского в приосевой части около 30 км, они соединяются прямолинейными рифтами, образующиеся при этом сегменты не имеют строения, характерного для спрединговых ячеек. Здесь в зонах интерсектов образуются глубокие и обширные нодальные впадины, которые практически соединяются друг с другом.

Собственно *на полигоне Долдрамс* (рис. 3.20) расстояние между разломами больше - 50-65 км, при этом оно возрастает до таких значений, увеличиваясь с 30-40 км на флангах САХ. Особенностью разлома Долдрамс является широкое распространение в нем медианных хребтов средней высотой 500-600 м (до 1200 м), протягивающихся единой полосой как в активной, так и в восточной пассивной частях разлома почти на 200 км. Они сложены ультрабазитами и габброидами. Судя по возрасту одного из образцов габбронорита, определенному по возрасту цирконов, выделенных из него, который составляет $11,26 \pm 0,85$ млн. лет (Сколотнев и др., 2010а), медианный хребет образовался при деструкции краевой части Африканской плиты. Широкое развитие медианных хребтов указывает на то, что в разломе Долдрамс существуют условия транстенсии.

На полигоне между каждой парой разломов располагаются по два сегмента длиной 20-35 км. Эти сегменты не имеют черт, свойственных спрединговым ячейкам. Глубины рифтовых долин очень большие: между разломами Архангельского и Долдрамс до 4400 м, между разломами Долдрамс и Вернадского до 4200 м, а в нодальных впадинах их глубина возрастает свыше 5000 м, вплоть до 6000 м в районе западного интерсекта разлома Вернадского (рис. 3.20). Со стороны противоположной от трансформного разлома сегменты разделяются нетрансформными нарушениями, у которых отсутствуют дискордантные зоны и слабо развита осевая депрессия. Особенностью наиболее южного сегмента, примыкающего к разлому Вернадского, является наличие крупного неовулканического хребта, достигающего нодальной впадины.

Трансформные разломы разделены межразломными хребтами, которые часто прорезаются глубокими депрессиями соразмерными и параллельными рифту. Между собой межразломные хребты различаются. Два наиболее южных межразломных хребта узкие, и

морфологически в плане близки к поперечным хребтам. Более южный из них между разломами Богданова и 7,40°с.ш. более высокий и протяженный.

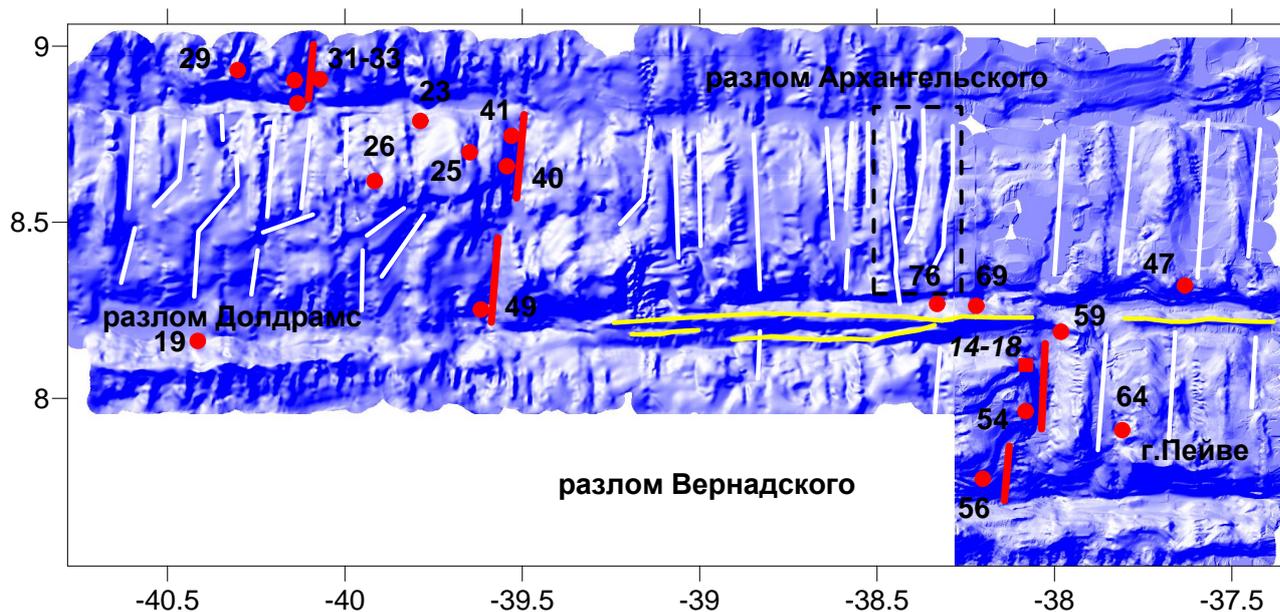


Рис. 3.20 Схема строения и опробования океанического дна в районе полигона Долдрамс.

Выполнена на основе батиметрической карты, построенной Н.Н. Турко по результатам батиметрической съемки в 6, 9-м рейсах НИС «Академик Страхов». Красные линии – оси спрединга, белые линии – оси депрессий: палеорифтов и впадин растяжения, желтые линии – оси медианных хребтов. Круги - станции драгирования в 6,9-м рейсах НИС «Академик Страхов», квадрат – в 16-м рейсе НИС «Академик Иоффе». Прерывистой линией околнурен полигон сейсмических работ в 16-м рейсе НИС «Академик Иоффе».

Поперечный батиметрический профиль, проведенный через него, похож на таковые проведенные через межразломные хребты политрансформа Сан Паулу (рис. 3.21а). На обоих флангах в приосевой части наблюдаются плато с очень пологим уклоном (градиент около 2 м/км) в стороны от оси САХ. Средняя высота плато на восточном фланге 2850 м, его ширина около 170 км, а на западном фланге – 3250 м и 150 км, соответственно. Плато заканчиваются уступами высотой 300 – 500 м, после которых начинается пологое погружение дна с градиентом сначала около 4 м/км, а затем – 2 м/км. К этому профилю близок и профиль, проведенный между разломами 7,40°с.ш. и Вернадского. Эти наблюдения свидетельствуют о воздымании дна в районах плато, что приводит к нарушению типичного профиля дна, отражающего понижение дна с возрастом вследствие остывания литосферы. На воздымание межразломных хребтов указывают и акустические исследования, проведенные в этом районе с помощью профилографа “Parasound” (Сколотнев и др., 2003г).

Два более северных межразломных хребта: между разломами Вернадского – Долдрамс – Архангельского, - более широкие, имеют элементы грядового рельефа, но отличного от

такового у типичних рифтових гор. Поперечний батиметричний профіль між розломами Вернадського і Долдрамс принципово близьок попередньому, але відрізняється від

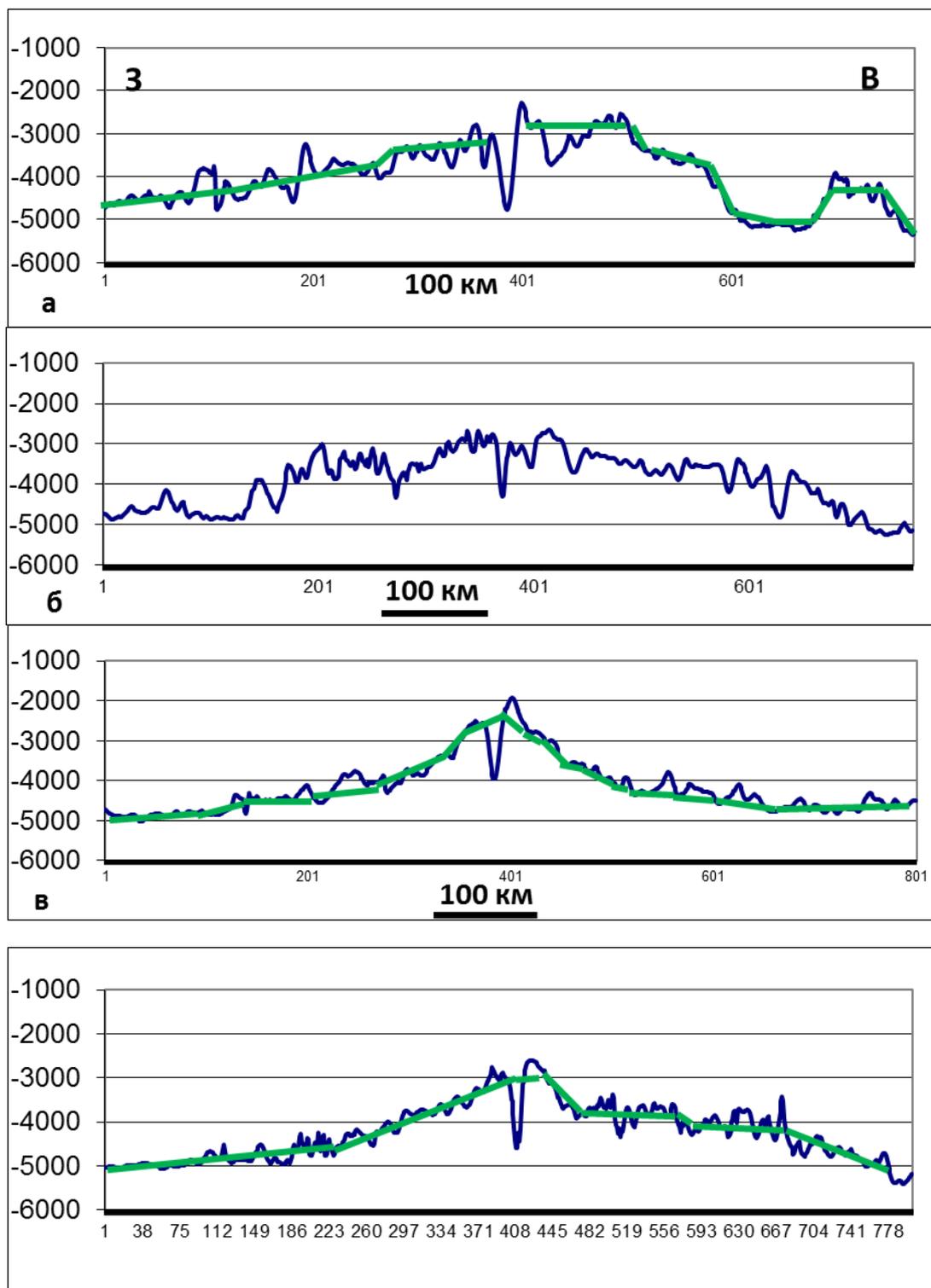


Рис. 3.21 Поперечні батиметричні профілі через САХ в районі між розломами Богданова і Віма.

а – між розломами Богданова і 7,40°с.ш., б – між розломами Долдрамс і Архангельського, в – через центральне осеве підняття спредингової ячейки южніше розлома Ліма, г – непосредственно севернее розлома Віма (нижній рисунок).

них в деталях. На нем также видны два приосевых плато шириной по 90 км и средней высотой 3100 м. На западном фланге после крутого уступа опять развито плато на уровне 3500 м шириной около 250 км. На восточном фланге оно также имеется, но выражено менее отчетливо. За этими плато по направлению от оси САХ следует вначале более крутой рельеф, а затем более пологий. Следует отметить, что на этом сегменте в приосевой части встречаются блоки с вершиной на уровне 1650 м. Батиметрический профиль между разломами Долдрамс и Архангельского (рис. 3.21б) близок к типичному профилю дна, отражающему понижение дна с возрастом вследствие остывания литосферы. В то же время на нем уверенно выделяются пологие ступени шириной 50-70 км, в том числе, в приосевой части САХ. Изучение возраста и пространственного распределения осадочных пород позволило выявить между разломами Вернадского - Долдрамс - Архангельского ряд морфоструктур, испытавших крупноамплитудные вертикальные движения (Пушаровский и др., 1991а, 2011, Пушаровский, Сколотнев, 2005). Среди них наиболее высокий блок межразломного хребта к западу от рифта между разломами Долдрамс и Архангельского, и медианный хребет в разломной зоне Долдрамс, со склонов которых при драгировании были получены гальки; г. Пейве, породы которой претерпели субаэральное выветривание. В результате тектонических движений эти структуры были подняты выше уровня моря, а затем опущены на 2500–1000 м. Опускания начались 2,5–3,2 млн. лет назад.

Межразломные хребты на полигоне Долдрамс имеют грядовое строение. В отличие от типичных рифтовых гор в данном случае оно обусловлено мелкими хребтами и грядами относительной высотой 200 - 400 м, как правило, субпараллельными простиранию рифтовой долины и осложняющими относительно выровненный рельеф плато. Разделяющие их депрессии, обычно более масштабны, соразмерны рифту или даже шире. Природа этих депрессий может быть различна. Во-первых, это могут быть структуры растяжения, возникшие вне осевой зоны. Во-вторых, часть меридиональных депрессий на обоих флангах приосевой зоны САХ является палеорифтами, брошенными в результате перескока оси спрединга. Они соразмерны и параллельны современной рифтовой долине. Об этом свидетельствуют следующие данные. Измерен возраст цирконов, равный $3,65 \pm 0,14$ млн. лет, из габброидов, слагающих г. Пейве (Сколотнев и др., 2010а). Ранее был также определен возраст известняков, бронирующих эту гору - средний плиоцен (3,2-2,4 млн. лет), и возраст известняков, залегающих между г. Пейве и современным рифтом - около 5 млн. лет (Пушаровский и др., 1991а). Эти возрастные датировки позволяют воссоздать сложную историю тектонических событий, имевших место на этом сегменте САХ в последние 5 млн. лет. В начале этого периода рифт располагался восточнее современного рифта на месте одной из депрессий, находящихся здесь, и в этом положении функционировал около 1,5 млн.

лет. Около 3,5 млн. лет назад произошел перескок рифта в западном направлении в область коры с возрастом 1,5 млн. лет. Новый перескок рифта в современное местоположение на 14 км к востоку произошел 1,6 млн. лет назад. На месте брошенного рифта в настоящее время находится депрессия, коструктурная рифтовой долине.

В рифтовых долинах полигона Долдрамс встречены только базальты. В разломных структурах, а также в зонах сочленения рифта и разлома широким распространением пользуются глубинные породы габброиды и ультрабазиты, где-то перекрытые базальтами небольшой мощности (Сколотнев и др., 2006б), где-то обломочными породами и известняками (Пушаровский и др., 1991а).

3.13 Полигон Вима

Этот полигон заключен между разломами Вима и Меркурий (12,15°с.ш., 49 км). Здесь в приосевой части САХ были проведены детальные работы, включая вещественное опробование дна, в 32-м рейсе НИС "Профессор Логачев" ((Бельтнев и др., 2014) (рис. 1.1).

Полигон принадлежит к участку САХ, ограниченному разломами Архангельского и Меркурий, строение которого в настоящее время заметно отличается от строения предыдущего участка между разломами Богданова и Архангельского. Здесь присутствует только один трансформный разлом Вима (10,75°с.ш.), имеющий большой оффсет (310 км) левостороннего типа. Все другие смещения сегментов САХ реализуются вдоль нетрансформных нарушений. Простираие разлома Вима – 94°.

Строение фланговых частей САХ, судя по структурным рисункам океанического дна, во многом близко к таковому предыдущего участка (рис. 3.19). Это: частое расположение трансформных разломов (в среднем через 30 км) на участках наиболее древнего дна, контрастные ундуляции простираний разломов в пределах дна с возрастом 62-52 млн. лет. В отличие от предыдущего участка здесь около 52 млн. лет назад происходит отмирание большинства трансформных разломов. На площади океанического дна приблизительно более молодого, чем 52 млн. лет наблюдается несколько разобщенных вложенных друг в друга V-образных структур, направленных к югу.

Между разломами Архангельского и Вима нетрансформными нарушениями 9,42°с.ш. и Лима (10°с.ш.), имеющими левосторонние смещения, гребневая часть САХ разделена на три сегмента протяженностью около 65 км (рис. 3.19), которые имеют строение типичное для спрединговые ячейки. Наиболее высокое центральное осевое поднятие (до 600 м) наблюдается между нетрансформными нарушениями 9,42°с.ш. и Лима. Эта ячейка выделяется также тем, что в ее приосевой части на восточном фланге сформировалось овальное поднятие диаметром около 30 км, воздымающееся до глубины 1800 м, с которого получены

обогащенные базальты (Dosso et al., 1991). Таким образом, по всем признакам данная спрединговая ячейка может быть квалифицирована как аномальная. На это указывает и характер поперечного батиметрического профиля, построенного при пересечении этой ячейки (рис. 3.21в). На профиле с флангов в сторону оси САХ постепенно увеличивается крутизна рельефа с 1,5 м/км до 5,5 м/км. Но примерно с 75 км с обеих сторон от оси САХ градиент резко возрастает до 30 м/км, образуя участок высокого рельефа шириной около 150 км и средней относительной высотой около 900 м.

Собственно *на полигоне Вима* выделяются 4-5 сегментов (рис. 3.22). Северный сегмент длиной 27 км заключен между нетрансформным нарушением 11,7°с.ш. и разломом Меркурий. Здесь ширина рифтовой долины около 12 км, днище воздымается с юга на север от 4000 м до 3500 м. Это поднятие высотой до 500 м с центром на широте 11,9 °с.ш. аномально по своему положению, поскольку захватывает и ту часть долины разлома Меркурий, где обычно располагаются нодальные впадины. Появление в нодальной впадине вулканического поднятия есть свидетельство высокой магматической продуктивности этого участка дна. На западном фланге этого поднятия располагаются рифтовые горы также большой высоты, достигающие глубины 1800 м. На этом участке обнаружены обогащенные базальты (Бельтнев и др., 2014). Таким образом, по всем признакам этот сегмент является аномальной спрединговой ячейкой.

Центральный сегмент длиной 20 км, ограниченный на юге нетрансформным смещением 11,35°с.ш. с амплитудой 4 км, имеет черты типичной спрединговой ячейки. В этом сегменте долина расширяется до 16 км, а ее глубина достигает 4000-4500 м. В днище расположено неовулканическое поднятие высотой до 300 м. Южнее этого сегмента располагаются 2-3 спрединговых ячейки, границы между которыми не вполне отчетливы. Здесь ширина долины 18-20 км, глубины 4000-4500 м, в ней два осевых неовулканических поднятия протяженностью 16-18 км и высотой до 500 м.

На сегменте Меркурий - Вима широко распространены базальты, которые слагают рифтовые горы, неовулканические поднятия, днище и борта долины. Глубинные породы, представленные габброидами и перидотитами, развиты локально и выявлены в восточном и западном бортах южного сегмента рифтовой долины, в северном борту разлома Меркурий и в зоне сочленения рифта и разлома Вима.

Значительной структурой этого полигона является поперечный хребет *Вима*, возникший на южном борту этого разлома. На его изучение были направлены усилия нескольких экспедиций, в том числе, в 19-м и 22-м рейсах НИС "Академик Николай Страхов" (Fabretti et al., 1998, Peuve et al., 2000). Это узкий (25–30 км шириной), очень высокий (более чем на 3 км превышает уровень, соответствующий модели термальной

контракции (Bonatti, 1993)), протяженный (около 340 км) хребет, расположенный главным образом в активной части разлома (рис. 3.22). Опробование с помощью драгировок (Пейве, 2002) свидетельствует о том, что он сложен главным образом ультраосновными породами и

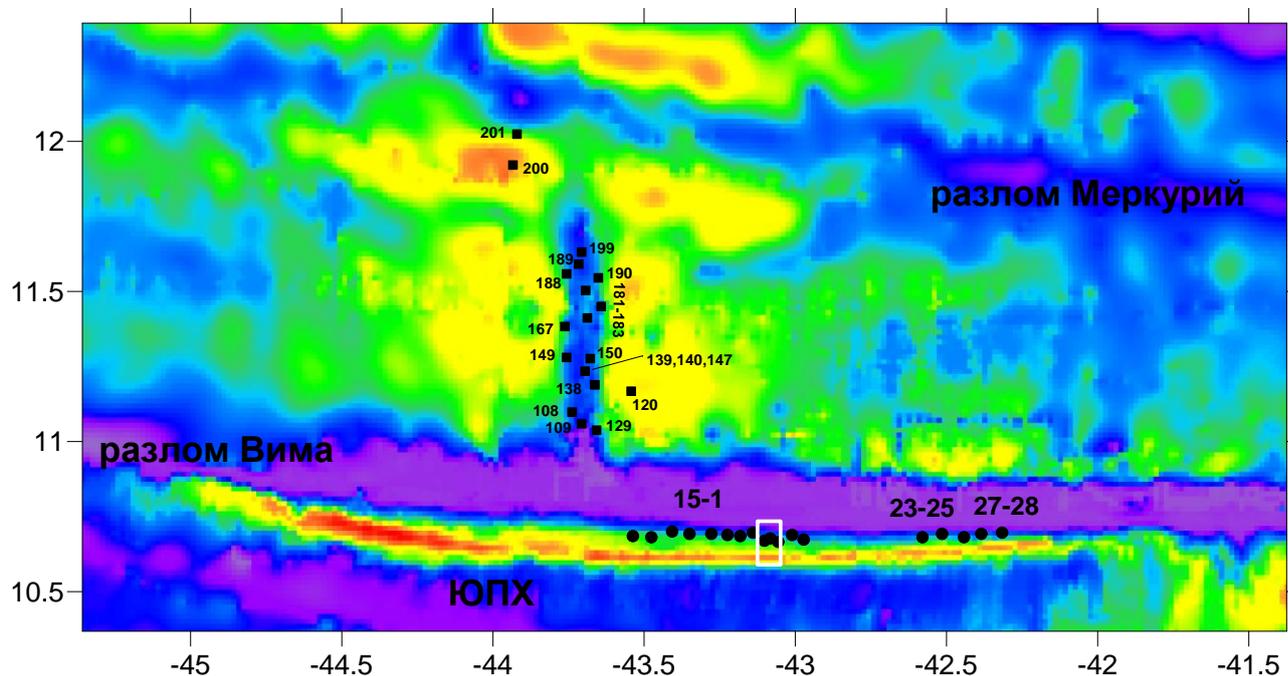


Рис. 3.22 Схема строения и опробования океанического дна в районе полигона Вима.

Белым прямоугольником обозначен полигон ПОА "Nautil". Показаны станции драгирования: кругами – 19-го рейса НИС «Академик Страхов», квадратами - 32-го рейса НИС "Профессор Логачев". ЮПХ – южный поперечный хребет.

габбро. Однако на отдельных участках, как показали непосредственные наблюдения с подводного аппарата «Наутилус» (Auzende, 1989), поперечный хребет обладает относительно ненарушенным разрезом океанской литосферы, сверху вниз: ультрабазиты, габброиды, долериты дайкового комплекса, базальты и известняки (Auzende et al., 1989, Cannat et al. 1991, Cannat, Seyler, 1995, Bonatti et al., 1983, 1993a, 1994a). Коровый разрез сложен продуктами кристаллизации деплетированных толеитовых расплавов. Среди драгированного материала много амфиболитов с гнейсовидной структурой. Для одного из амфиболитов К–Аг методом определен возраст, который составляет 10 млн. лет (Nonnoret et al., 1984). В работе (Сколотнев и др., 2010а) приводятся данные по возрасту цирконов, выделенных из габбро, драгированного с восточной окраины трансверсивного хребта. Возраст цирконов и соответственно габбро составляет 9 млн. лет. Это близко к возрасту океанического дна на этом участке, оцененного по скорости спрединга, следовательно, подъем этого фланга хребта начался вблизи осевой зоны САХ, где и происходило формирование его корового разреза. Учитывая общую протяженность хребта и скорость спрединга, возраст дна на его западном фланге может быть оценен в 32-36 млн. лет.

С некоторых наиболее мелководных участков хребта были получены известняки, сформировавшиеся в условиях карбонатной банки. Судя по возрасту этих известняков, вершина хребта в среднем плиоцене находилась на уровне поверхности моря. Таким образом, поперечный хребет сформировался в результате высокоамплитудных вертикальных перемещений блоков литосферы. По мнению Ю.Н. Разницына (2004), этот хребет имеет чешуйчато-надвиговую структуру и образовался при преобладающей роли горизонтальных тектонических движений.

3.14 Полигон Зеленого Мыса

На этом полигоне, охватывающем гребневую и осевую зоны САХ и ограниченном разломами Марафон (12,6°с.ш., 92 км) и Зеленого Мыса (15,3°с.ш., 195 км), проведены многочисленные экспедиционные работы геолого-геофизической направленности на НИС «Академик Страхов», «Академик Петров», «Профессор Логачев», «Антарес», «Atalante», «Ridelente», «Vema», «Yokosuka» (Bougault et al., 1988, Пушаровский и др., 1987, 1988а, 1989а, 1991б, 2011, Dosso et al., 1991, Dmitriev et al., 1991, Silantsev et al., 1995, Перфильев и др., 1996, Сколотнев и др. 1999, Разницын, 2004, Разницын и др., 1991, Мазарович, 2000, Пейве, 2002, Matsumoto, Kelemen, 1998, Fujiwara et al., 2003, Escartin and Cannat, 1999, Escartin et al., 2003, Cannat et al., 1997; Smith et al. 2008), включая глубоководное бурение в зоне сочленения рифта с разломом Зеленого Мыса на буровом судне «Joides Resolution» (Shipboard, 2003, Schroeder et al., 2007). Геологические исследования в этом районе дали начало многочисленным специальным работам, приведшим к открытию крупных залежей полиметаллических руд типа «черных курильщиков». Они открыты в ходе экспедиций на НИС «Профессор Логачев» вблизи разлома Зеленого Мыса (14°43' с.ш. – поле «Логачев») (Bogdanov et al., 1995), вблизи разлома Марафон (12 58' с.ш. – поле Ашадзе) (Beltenev et al., 2003), а также между ними (поле Семенова - 13 31' с.ш.) (Бельтнев и др., 2007).

Ширина САХ на этом участке в целом больше, чем в предыдущей провинции, по изобате 4000 м она достигает 450 км, а по изобате 3000 м – 140 км. В северной части полигона западный фланг САХ по изобате 4000 м резко расширяется к западу, соединяясь в единое целое с основанием вулканического хребта Ресечер (Roest, Collete, 1986) (рис. 3.19). Средняя высота САХ в гребневой зоне около 2500 м.

Субширотный подводный хребет Ресечер, длиной около 480 км, воздымающийся до глубин 1100 м, состоящий из отдельных близко расположенных крупных гор, находится к югу от трансформного разлома Зеленого Мыса (рис. 3.19), он был изучен примерно в его центральной части (Пушаровский и др., 1987, 1988а, 1989а, Dmitriev et al., 1991). С его склонов драгированы щелочные и обогащенные базальты, а также известняки. Возраст бронирующих известняков, полученных с вершинной части этого хребта, не моложе

раннемиоценового (около 25 млн. лет) (Сколотнев и др., 1999). Соответственно, и вулканические постройки хребта в районе опробования имеют близкий возраст. Время начала формирования хребта можно приблизительно определить, учитывая скорость спрединга для данного участка САХ, протяженность хребта Ресечер и возраст вулканизма в его центральной части (около 25 млн. лет), оно составляет 45 - 50 млн. лет назад. Расчеты также показывают, что крайний восточный сегмент хребта, находящийся в районе меридиана $46,7^{\circ}$ з.д., имеет возраст близкий к 0. Между ним и осевой частью САХ встречается ряд небольших поднятий (10 - 20 км в поперечнике).

Между хребтом Ресечер и разломом Зеленого Мыса располагается трог Ресечер (Roest, Collete, 1986) (рис. 3.19).

Кроме вышеуказанных трансформов на площади полигона нет других трансформных разломов. Но на флангах САХ на этом участке много линеаментов, соответствующих палеотрансформам. На начальных этапах раскрытия этой области Атлантики трансформные разломы располагались также часто, как и на двух предыдущих участках, т.е. на пространстве от разлома Архангельского до разлома Меркурий. Однако, если в пределах дна с возрастом примерно до 62 млн. лет назад простирания трансформов параллельны таковым на двух предыдущих участках, то на более древних участках дна они имеют другое простирание. В предыдущих участках крайние восточные отрезки разломов субширотные, в данном суперсегменте оно составляет около 112° . Наиболее ранний из действующих разломов - разлом Зеленого Мыса существует с момента раскола пракоинтента, когда он относился к Центральной Атлантике, раскрывавшейся независимо от более южных регионов. Более южный разлом - Гвинейский палеотрансформ также существовал с момента раскола континента, и как говорилось выше, был южной границей Центральной Атлантики, т.е. длительное время отделял океан от Экваториального сегмента Гондваны (рис. 3.19). В этом отношении он является северным аналогом разлома Романш. Между разломами Зеленого Мыса и Гвинейским, расстояние между которыми около 125 км, на дне с возрастом более 62 млн. лет существует большое количество протяженных депрессий, как субпараллельных им, так и косо расположенных, протяженностью 100 - 500 км. Вероятно, часть из них может быть палеотрансформами, но другие, в частности, косо ориентированные, вероятно, сформировались при растяжении океанической литосферы.

К югу от Гвинейского разлома наблюдаются еще три разлома, в том числе действующий разлом Марафон, время появления которых последовательно омолаживается к югу. При этом два южных разлома утыкаются в субширотные восточные отрезки разломов предыдущего участка. Таким образом, от разлома Богданова до разлома Марафон трансформные разломы, зарождавшиеся в момент начала раскрытия океана на пространстве между Центральной

Атлантикой и Экваториальным сегментом Гондваны, последовательно омолаживаются с юга на север, а от Гвинейского разлома до разлома Марафон - с севера на юг.

Большая часть палеотрансформов перестает существовать вскоре после рубежа в 52 млн. лет, приблизительно в то время, когда на западном фланге САХ начал формироваться хребет Ресечер. В силу этого наблюдается резкая асимметрия между западным и восточным флангами САХ в строении дна с возрастом моложе, чем 52 млн. лет. Хребет Ресечер занимает то пространство, где должен быть Гвинейский и более южный палеотрансформы.

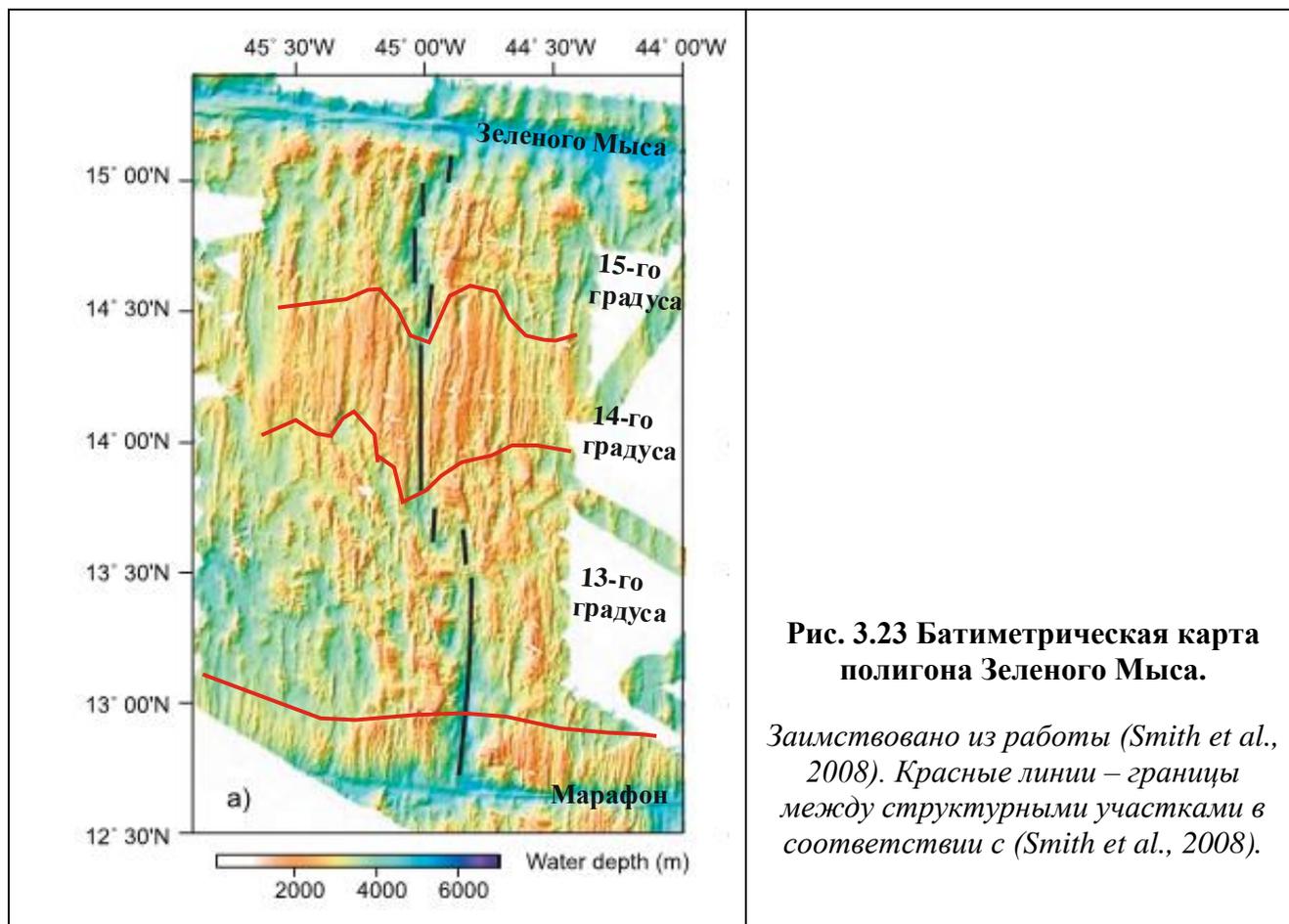
На участке данного полигона простираются более северных трансформов отклоняются по часовой стрелке: у разлома Марафон – 95° , Зеленого Мыса - 100° .

По характеру строения океанического дна *полигон Зеленого Мыса* подразделяется на 4 участка (рис. 3.23). Самый южный и короткий (около 34 км) участок, примыкающий с севера к разлому Марафон, имеет регулярный грядовый рельеф, характерный для рифтовых гор. Гряды и мелкие хребты параллельны осевой зоне САХ. Этот факт необычен, поскольку в большинстве случаев в приразломных зонах формируются либо поперечные хребты, в которых отдельные структуры субпараллельны разломной зоне, либо серия куполовидных структур, указывающих на доминирование в приразломной зоне процессов тектонического растяжения над магматической аккрецией коры. Наличие регулярных рифтовых гор свидетельствует о повышенной магматической продуктивности в осевой зоне этого участка. Это подтверждается и составом базальтов, драгированных на этом участке (Сколотнев и др., 1999). Базальты из рифтовой долины и с рифтовых гор часто имеют обогащенный характер. В силу данных обстоятельств и строение осевой зоны на этом участке нетипично для спредингных ячеек. Здесь наблюдается глубокая рифтовая долина (4100-4200 м), в которой развито неовулканическое поднятие, распространенное по всей длине этого сегмента рифта.

Граница со следующим участком морфологически выражена резкой сменой характера рельефа: грядового на мозаичный. Три следующие более северные участки в работе (Smith et al. 2008) называются как *участки 13° с.ш., 14° с.ш. и 15° с.ш.*

Наиболее отчетливо закономерности строения *участка 13° с.ш.* длиной 84 км наблюдаются на западном фланге САХ в полосе шириной около 70 км. Они детально охарактеризованы в работе (Smith et al. 2008). Три основных структурных элемента определяют рельеф дна на этом участке. Это куполовидные структуры (рис. 2.2) средним поперечным размером 10–20 км с относительной высотой до 1 км, с гофрированной поверхностью, сложенные породами нижней коры и верхней мантии. С внешней стороны (по отношению к оси спрединга) куполовидные структуры окаймлены очень узкими (2-5 км шириной) хребтами с очень крутыми склонами ($>20^\circ$) средней длиной около 28 км и средней

относительной высотой около 1 км. Эти хребты в основном имеют субмеридиональное простираие параллельное рифтовой долине. С внешней стороны этих хребтов располагаются соразмерные им депрессии глубиной до 500 м. Молодые куполовидные структуры ограничивают рифтовую долину, определяя характер ее сегментации: каждый сегмент средней длиной около 20-30 км это область формирования одного внутреннего океанического комплекса. Сегменты, как правило, незначительно смещены относительно



друг друга. Таким образом, на данном участке сегменты это не спредингвые ячейки, их появление обусловлено не процессами подосевого апвеллинга, а процессами тектонического растяжения литосферы. В районе с центром на широте 13,52° с.ш. развито крупное осевое поднятие относительной высотой около 800 м. Днище рифтовой долины к северу от этого поднятия постоянно поднимается от 4100 м до 3500 м в районе северной границы участка 13° с.ш., которая представлена нетрансформным нарушением 13,75° с.ш., имеющим левостороннее смещение около 8 км.

Следующий к северу участок 14° с.ш. в осевой части простирается до широты 14,55° с.ш. и имеет протяженность 90 км. Его северным окончанием является нетрансформное нарушение 14,55° с.ш. с левосторонним смещением около 9 км, выраженное

впадиной растяжения. На *участке 14°с.ш.* наблюдается типичный грядовый рельеф рифтовых гор в приосевой зоне шириной около 100 км. Осевая зона САХ на этом участке разбивается на две спрединговых ячейки. Южная из них длиной около 70 км обладает наиболее высоким осевым рельефом на всем полигоне. Практически вся ячейка занята протяженным (около 40 км) осевым поднятием, воздымающимся над дистальными частями на 400-900 м. Здесь же наиболее узкая рифтовая долина. Наименьшая глубина (около 2900 м) и ширина рифтовой долины отмечены на 14,12°с.ш. Геологические и геохимические данные указывают на то, что данный сегмент с высоким рельефом является мощным магматическим центром с геохимической аномалией в составе базальтов, схожей с таковой для горячих точек (Bougault et al., 1988, Пущаровский и др., 1989а, Пейве, 2002, Соболев и др., 1992, Staudacher et al., 1989, Dosso et al., 1991, 1993 Сколотнев и др., 1999).

На поперечном батиметрическом профиле (рис. 3.24), проведенном через эту ячейку, наблюдается приосевое поднятие шириной около 100 км с крутыми склонами (градиент около 30 м/км). Профиль асимметричный. На восточном фланге восточнее приосевого поднятия линия профиля типичная с постепенным выполаживанием кривой усредненного рельефа. На западном фланге западнее приосевого поднятия в полосе шириной около 350 км рельеф состоит из 3-х платообразных ступеней шириной 70 - 160 км, увеличивающейся к западу, и средней глубиной 3250 м, 3600 м и 4200 м, также возрастающей к западу. При этом средний высотный уровень дна в районе первой и второй ступени на 100-200 м выше, чем таковой на восточном фланге на таких же расстояниях от оси САХ.

Таким образом, по всем признакам данная спрединговая ячейка относится к аномальным ячейкам, более того, она близка к плюмовым ячейкам, встреченным на полигонах Габон и Св. Петра. Эта близость проявляется в наличии протяженного осевого поднятия, платообразных ступеней на западном фланге ячейки и крупной вулканической структуры вблизи оси САХ - хребта Ресечер.

Вторая короткая спрединговая ячейка (около 25 км) имеет невысокое (около 450 м) центральное осевое поднятие с центром на широте 14,5°с.ш.

Последний наиболее северный *участок 15°с.ш.* протягивается на 65 км от нетрансформного нарушения 14,55°с.ш. до трансформного разлома Зеленого Мыса (рис. 3.23). Глубина рифтовой долины варьирует от 3700 м до 4200 м, а в нодальной впадине разлома достигает 5200 м. Осевая зона состоит здесь из трех сегментов рифта длиной от 15 км до 25 км, которые последовательно смещаются к востоку в северном направлении вдоль небольших нетрансформных нарушений (Агапова, Шарапов, 1993). Региональное простирание рифтовой долины на участке 15°с.ш., составляющее 20°, дискордантно по

отношению к разлому Зеленого Мыса, но в пределах каждого сегмента внутририфтовые структуры (простираение около 10°) ортогональны ему.

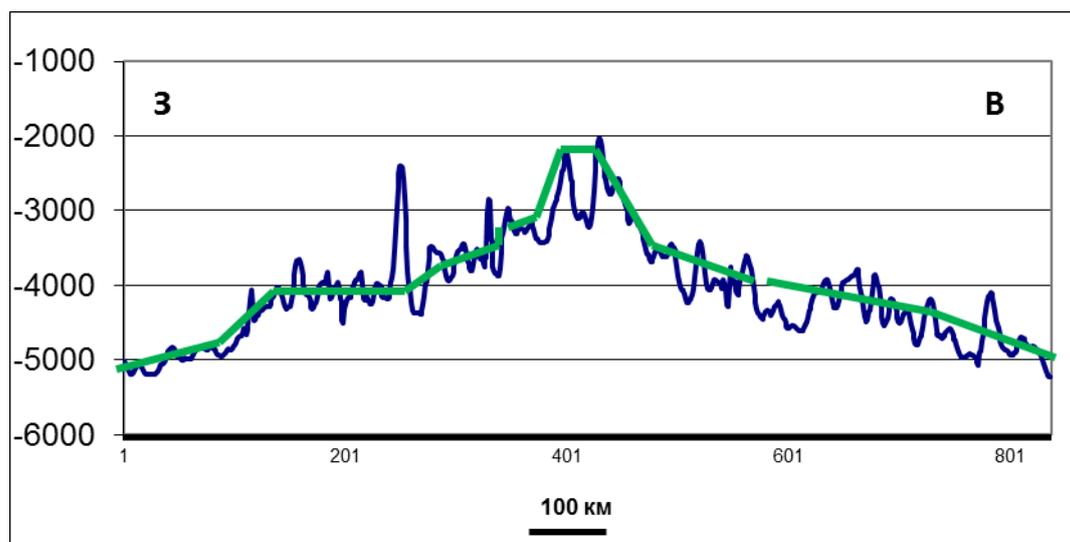


Рис. 3.24 Поперечный батиметрический профиль, пересекающий ось САХ в районе геохимической аномалии 14° с.ш. между разломами Марафон и Зеленого Мыса.

В рельефе гребневой части участка 15° с.ш. сочетаются структуры рифтовых гор и куполовидных поднятий, при этом рельеф асимметричен относительно оси САХ. Непосредственно в приразломной части на западном фланге развита цепь из 6 куполовидных поднятий (Fujiwara et al., 2003, Smith et al., 2008), в то время как на восточном фланге преобладают небольшие невысокие хребты субпараллельные рифтовой долине. На удалении от разлома на восточном фланге преобладают куполовидные поднятия. Опробование дна на этом участке показало, что оно в основном сложено ультрабазитами и гнейсовидными габброидами, а базальты слагают верхние части хребтов, параллельных рифту, образуя слой мощностью не более 100 м (Сколотнев и др., 1999).

Помимо рифтовых гор и куполовидных поднятий в гребневой зоне полигона *Зеленого Мыса* развиты изометричные положительные структуры центрально-вулканической природы (Разницин и др., 1991). Одна из них гора Ферсмана находится в районе углового поднятия разлома Марафон в зоне его западного сочленения с рифтом. Такие горы встречены на межразломном хребте между разломами Меркурий и Марафон. Еще часть гор находится примерно в центральной части полигона.

3.15 Участок САХ между разломами Зеленого Мыса и Кейн

Этот участок протяженностью около 280 км лишен трансформных разломов (рис. 3.19). Ограничивающие ее разломы субпараллельны друг другу. В его южной части непосредственно к северу от западной пассивной части разлома Зеленого Мыса располагается

субширотный трог Ройял (Roest, Collete, 1986). Он начинается в 150 км западнее оси САХ и протягивается на 120 км к западу, имея относительную глубину около 2500 м и достигая 6000 м глубины. Из трогов Ройял получены свежие базальты (Пущаровский и др., 1989а), а при его исследовании с помощью глубоководного аппарата Gloria было обнаружено тектоническое строение типичное для спредингового центра (Muller, Smith, 1993). Таким образом, по всем признакам это структура растяжения, возникшая во внеосевых условиях. Образование трогов Ройял, судя по его положению относительно линейных магнитных аномалий, должно было произойти не раньше 10-11 млн. лет назад. Упомянутый выше трог Ресечер, находящийся южнее разлома Зеленого Мыса, по морфологии, размерам, простиранию и положению относительно оси САХ близок к трогам Ройял, и, по-видимому, также является структурой растяжения, поперечного по отношению к направлению спрединга.

По мнению (Roest, Collete, 1986) образование этих трогов связано с вращением Северо-Американской плиты против часовой стрелки, при этом полюс вращения был расположен между этими трогам и хребтами Барракуда и Тибурон, находящимися вблизи Антильских островов и являющимися структурами сжатия (Зинкевич, Магакян, 1990, Muller, Smith, 1993), сформировавшимися в постолigoценовое время.

В центральной части этого участка в осевой зоне протягивается длинное (около 80 км) поднятие дна рифтовой долины с относительной высотой до 800 м с центром на широте 16,1° с.ш., откуда были подняты обогащенные базальты (Силантьев и др., 2004). Очевидно, что здесь располагается аномальная спрединговая ячейка.

3.16 Обсуждение вариаций тектонического строения океанического дна в Центральной части Атлантики

3.16.1 Строение типичных спрединговых ячеек и их распределение вдоль оси САХ.

Морфологическое изучение сегментов САХ, ограниченных трансформными и нетрансформными смещениями, показало, что в Центральной части Атлантики преобладающее количество сегментов устроено по принципу спрединговых ячеек, охарактеризованных в главе 2 на основании работ (Crane, 1985, Lin et al., 1990, Detrick et al., 1995, Fox et al., 1991, Mutter, Karson, 1992, Whitehead et al., 1984, Hosford et al., 2001). В осевой зоне САХ в центральных частях этих сегментов рифтовая долина характеризуется малой шириной и более высоким положением дна (в среднем на 300-500 м). К дистальным частям сегментов, которые охватывают зоны сочленения рифтов с нетрансформными смещениями и трансформными разломами, рифтовая долина постепенно становится более широкой и глубокой. В гребневой зоне САХ в этих сегментах развиты рифтовые горы, образующие зубчатое сочленение с зоной трансформного разлома. Хребты

рифтовых гор также могут выклиниваться, замещаться угловыми поднятиями и куполовидными структурами или упираться в поперечные хребты. Такой стиль рельефа проявляется от осевой зоны до дна с возрастом 5-11 млн. лет. На участках более древнего дна контрастность рельефа уменьшается, происходят изменения в структурном плане дна, связанные с появлением палеотрансформов и палеонетрансформных смещений. В то же время общий стиль сегментации не нарушается и, вероятно, на этих участках дна следует ожидать такого же регулярного строения коры и дна, как и в осевой зоне спрединга.

Длины наиболее распространенных типичных спрединговых ячеек 30-60 км, поперечные батиметрические профили, проведенные через их центральные части, имеют вид, указывающий на опускание океанического дна с возрастом в соответствии с моделью Дж. Склэйтора и др. (1971) и О.Г. Сорохтина (1972). Линии усредненного рельефа наиболее крутые в приосевой части шириной 80-100 км (градиент 8-10 м/км), затем постепенно выполаживаются по мере удаления от оси САХ. Глубинный уровень этих линий наибольший на тех участках САХ, которые удалены от мест функционирования горячих точек.

Вдольосевые распределения аномалий Буге (Kuo, Forsyth, 1988) показывают, что наибольшая мощность коры в спрединговых ячейках под их центральной частью, а минимальная – под дистальными частями. Сейсмические работы, проведенные вдоль оси некоторых типичных спрединговых ячеек в Южной Атлантике (Tolstoy et al., 1991, 1993), свидетельствуют о том, что в их центральных частях мощность коры (около 6 км) на 2-4 км больше таковой в дистальных частях. Магнитные исследования показывают, что каждая спрединговая ячейка имеет независимую историю спрединга, проявляющуюся в различной степени асимметрии спрединга и в различающихся скоростях спрединга между ячейками (Brozena, 1986, Carbotte et al., 1991, Сколотнев и др., 2009). Результаты опробования свидетельствуют о том, что рифтовые долины и рифтовые горы на большем протяжении сложены базальтами. Начиная с разлома Чейн и севернее, в зонах трансформных разломов и нетрансформных смещений наиболее широким распространением пользуются серпентинизированные перидотиты и габброиды при резко подчиненной роли базальтов. По-видимому, такая ситуация характерна и для более южных разломов, но их разломные зоны опробованы в меньшей степени. Результаты драгирования свидетельствуют о тектоническом и хаотичном взаимоотношении между перидотитами и габброидами (Cannat et al., 1993, 1995, 1996, 1997, Пущаровский и др., 1989, 1992, 2004, Сколотнев и др., 1999).

Таким образом, на значительном пространстве осевой и гребневой зон САХ в Центральной части Атлантики наблюдающиеся закономерные вариации в строении океанического дна в центральных и дистальных частях спрединговых ячеек, запечатленные в рельефе дна, морфологии осевой зоны и рифтовых гор, мощности, составе и строении коры,

регулярно повторяются с периодичностью 30-60 км.

Описанные выше закономерности распределения мощности коры и интенсивности магматических процессов вдоль спрединговой ячейки первоначально в работе (Fox, Gallo, 1984) были объяснены влиянием трансформного разлома на дистальные части спрединговых сегментов, в силу охлаждения астеносферной мантии более холодной литосферой противоположного крыла разлома. В этом случае вблизи нетрансформных смещений этот эффект должен быть в значительной мере редуцирован, поскольку контраст возраста здесь небольшой. Однако в районах нетрансформных смещений наблюдаются не менее глубокие нодальные впадины (Grindlay et al., 1991, 1992). Более того, нередко, когда расстояния между трансформными разломами велики в сравнении с типовыми размерами спрединговых ячеек, то последние ограничиваются с обеих сторон нетрансформными смещениями.

Эти факты подтверждают представления, обоснованные в работах (Crane, 1985, Lin et al., 1990, Detrick et al., 1995, Fox et al., 1991, Mutter, Karson, 1992, Whitehead et al., 1984, Hosford et al., 2001), о том, что под спрединговыми ячейками мантийный апвеллинг реализуется в виде подъема мантийных диапиров, обладающих плавучестью, в силу чего он имеет фокусированный динамичный характер и пространственную 3D геометрию (рис. 2.1). Соответственно интенсивность магматической деятельности и аккреции коры неравномерны вдоль простирания спрединговой ячейки: максимальны над апикальными частями диапира, пространственно сопряженными с центральными частями спрединговых ячеек, и минимальны над их дистальными частями. Судя по интервалу, с которым чередуются вспышки интенсивности подосевого апвеллинга (Bonatti et al., 2003), время жизни диапиров 3-5 млн. лет, затем они возрождаются либо приблизительно в тех же самых границах, либо незначительно сужаясь или расширяясь. О подъеме подосевых мантийных диапиров свидетельствуют и случаи асимметричности скорости спрединга в ячейках в разных направлениях, а также отличия в скоростях спрединга в смежных ячейках, указывая на локальные изменения удаленного стресса и осевой реологии литосферы. Это возможно при подъемах мантийных диапиров, рассогласованных по времени в разных спрединговых ячейках (Fox et al., 1991, Carbotte et al., 1991).

Основываясь на том, что разница в глубинах днища рифтовой долины между центральной и дистальными частями ячейки - 500 м, длина ячейки - 40 км, мощность коры в центре - 6 км, а в дистальных частях - 2 км, и с учетом вдольосевого батиметрического профиля, произведена оценка среднего удельного годового прироста коры в пределах типичной спрединговой ячейки, он составил $1,25 \times 10^{-4}$ км³/год/км.

3.16.2 Изменения в строении спрединговых ячеек в связи с пульсационным режимом подосевого апвеллинга. Индивидуальные черты некоторых спрединговых ячеек

заметно отличаются от типичных. Среди них небольшое число представителей, выделяющихся повышенной аккрецией коры в дистальных частях ячеек. В качестве одного из таких примеров может быть приведен трансформный разлом Вима. Судя по результатам драгирования, его южный борт, осложненный крупным поперечным хребтом, имеет типичное для зон трансформных разломов хаотичное строение, образованное в основном блоками габброидов среди серпентинизированных перидотитов (Пейве и др., 2001, Сколотнев, 2003). Однако на одном из участков поперечного хребта (рис. 3.22) с помощью ПОА "Наутилус" был описан полный разрез океанической коры, хотя и сокращенной мощности (Auzende et al., 1989, Cannat et al. 1991, Cannat, Seyler, 1995), что более характерно для основной части спрединговой ячейки, чем для ее дистальной части, каковой является зона трансформного разлома. Изучая составы минералов из перидотитов, распространенных вдоль поперечного хребта Вима, авторы работ (Bonatti et al., 2003, Brunelli et al., 2005, Ciriàni et al., 2009) пришли к выводу о том, что в направлении поперечном к оси спрединга в данном районе САХ в последние 20 млн. лет имеет место чередование максимумов и минимумов степеней частичного плавления мантии с периодичностью 3-5 млн. лет. Максимумы плавления свидетельствуют о более высокой температуре, соответственно о более интенсивном апвеллинге и, в конечном счете, о более продуктивном магматизме. Участок полигона ПОА "Наутилус" находится в районе одного из максимумов плавления, что и привело к образованию нормального стратифицированного разреза коры в дистальной части данной спрединговой ячейки около 15 млн. лет назад.

В наиболее северном участке полигона Сьерра Леоне наблюдается крупный неовулканический хребет, внедрившийся в долину трансформного разлома Богданова (рис. 3.18) и занимающий структурную позицию нодальной впадины. Хребет, сходный с описанным неовулканическим хребтом, также внедряющийся в долину разлома Богданова, наблюдается в 60 км восточнее оси спрединга. В соответствии со скоростью спрединга его образование произошло около 4 млн. лет назад. Таким образом, в сегменте, примыкающем с юга к разлому Богданова, имели место две вспышки магматической деятельности с периодичностью около 4 млн. лет. Этот временной интервал близок к периодичности усиления подосевого мантийного апвеллинга, установленной Э. Бонатти с коллегами для района трансформного разлома Вима.

Крупный неовулканический хребет также наблюдается в зоне северного интерсекта разлома Вернадского.

Приведенные наблюдения свидетельствуют о том, что, во-первых, подосевой апвеллинг носит пульсационный характер с периодичностью 3-5 млн. лет и, во-вторых, во время максимумов интенсивности апвеллинга более объемная аккреция коры охватывает и

дистальные части ячеек, приводя к проградации осевых поднятий в их сторону.

3.16.3 Строение аномальных спрединговых ячеек и их распространение вдоль САХ. Среди спрединговых ячеек выделяются разности с центральным осевым поднятием высотой 500-1000 м, сложенным не только деплетированными, но и обогащенными базальтами. Такие ячейки выше были названы аномальными. В одной из таких спрединговых ячеек на 33° ю.ш. под центральным поднятием установлена повышенная мощность коры (до 7 км) в (Tolstoy et al., 1991, 1992) по сравнению с таковой у типичных ячеек. О повышенной мощности коры в этом районе свидетельствуют и резко отрицательные значения аномалий Буге, образующие форму типа бычьего глаза над центральным поднятием (Kuo, Forsyth, 1988).

Нередки случаи, когда в аномальных спрединговых ячейках отсутствует осевое поднятие, сложенное обогащенными базальтами. В таких ячейках за пределами рифтовой долины на расстояниях от оси спрединга до 20 км встречаются овальные поднятия диаметром 20-30 км, сложенные обогащенными базальтами. Примеры таких ячеек описаны на полигонах Мур, Мартин Вас, Св. Петра (у 4,9° с.ш.) (рис. 3.4, 3.6, 3.16). Они могут быть симметрично развиты на обоих флангах САХ, но могут быть и одиночными, и располагаться как напротив центральной части, так и быть смещенными к одной из ее дистальных частей.

Протяженность этих ячеек варьирует в пределах 20-110 км, но в большинстве случаев составляет 50-80 км. На поперечных батиметрических профилях, проведенных через наиболее распространенные аномальные ячейки, можно видеть, что типичный для САХ рельеф надстраивается в приосевой области поднятием шириной 70-120 км с крутыми склонами (градиент 20-40 м/км) (рис. 3.3).

Все особенности строения аномальных спрединговых ячеек говорят о более интенсивном магматизме в этих сегментах по сравнению с соседними спрединговыми ячейками, отражающем более интенсивный подосевой апвеллинг. Средний удельный годовой прирост аккрезированной коры в наиболее распространенных аномальных ячейках составляет $-1,5 \times 10^{-4}$ км³/год/км (параметры расчета: разница в глубинах дна рифтовой долины между центральной и дистальными частями ячейки - 800 м, длина ячейки - 60 км, мощность коры в центре - 6,8 км и в дистальных частях - 3 км). В среднем большая длина аномальных ячеек свидетельствует о том, что большая интенсивность апвеллинга проявляется в большем размере мантийного диапира. В случае малых размеров аномальных ячеек большая интенсивность апвеллинга обусловлена большей скоростью подъема диапира.

Появление аномальных спрединговых ячеек вдоль линии регионального простирания САХ в Центральной части Атлантики отличается регулярностью. Расстояния между центрами аномальных спрединговых ячеек в наиболее южном участке с юга на север

следующие: между 33° - $30,6^{\circ}$ ю.ш. - 290 км, $30,6^{\circ}$ - 28° ю.ш. - 270 км, 28° - 26° ю.ш. - 250 км. Следующая аномальная ячейка диагностируется только на полигоне Мартин Вас с центром на 20° ю.ш. и далее до разлома Романш они следуют через: между 20° ю.ш. и $18,5^{\circ}$ ю.ш. - 230 км, $18,5^{\circ}$ - $17,2^{\circ}$ ю.ш. - 220 км, $17,2^{\circ}$ - 15° ю.ш. - 235 км, 15° - $13,25^{\circ}$ ю.ш. - 290 км, $13,25^{\circ}$ ю.ш. - *Осевая* гора - 400 км, *Осевая* гора- 6° ю.ш. - 350 км, 6° - $4,75^{\circ}$ ю.ш. - 250 км, $4,75^{\circ}$ - $1,75^{\circ}$ ю.ш. - 300 км, $1,75^{\circ}$ - $0,36^{\circ}$ ю.ш. - 325 км. Признаки осевого поднятия первой аномальной спрединговой ячейки к северу от разлома Романш обнаруживаются у широты $0,2^{\circ}$ ю.ш., далее две ячейки с расстоянием 370 км между их центрами у $1,7^{\circ}$ с.ш. и $4,9^{\circ}$ с.ш. встречаются в пределах полигона Св. Петра. После перерыва следующая аномальная ячейка располагается между нетрансформными смещениями Лима и $9,4^{\circ}$ с.ш. с центром у $9,7^{\circ}$ с.ш. и далее непосредственно в зоне восточного интерсекта разлома Меркурий (поднятие $11,9^{\circ}$ с.ш.), в районе участка 14° с.ш. полигона Зеленого Мыса и к северу от разлома Зеленого Мыса с центром у $16,1^{\circ}$ с.ш. Расстояния между центрами четырех последних аномальных ячеек близки, их среднее значение составляет 310 км. Таким образом, диапазон вариаций расстояний между центрами аномальных ячеек там, где они встречаются, составляет 220-400 км, при средней величине около 350 км. Наибольшие расстояния наблюдаются между центрами аномальных ячеек, расположенных на участках локализации плюмов Св. Елены и Сьерра Леоне: 370-400 км. В районе локализации плюма Св. Елены к югу от разлома Боде Верде и до разлома 20° ю.ш. отмечаются и наименьшие расстояния между аномальными ячейками (в среднем 230 км), здесь к осевой зоне САХ со стороны куста горячих точек в районе о. Св. Елены подходят диагональные цепи мелких хребтов. В месте пересечения оси САХ этими цепями и образуются вулканические центры этих аномальных ячеек. Это хорошо видно на примере полигона Мартин Вас. В его пределах мощный вулканический центр, продуцировавший, в том числе, и обогащенные базальты, резко смещен в сторону южной дистальной части, представленной нетрансформным смещением 20° ю.ш. На данный момент этот вулканический центр находится на западном фланге северного сегмента и является неактивным, а максимальная вулканическая активность приурочена к нетрансформному смещению. В результате там, где обычно возникают глубочайшие впадины, сформировались вулканические структуры.

Из закономерного распространения аномальных ячеек вдоль САХ имеются два исключения. Между разломом Страхова и впадиной Маркова, а также в районе разлома Мур на расстоянии в 100-120 км располагаются по три аномальных спрединговых ячейки.

Морфологические признаки присутствия аномальных спрединговых ячеек не обнаружены между разломами Риу Гранди и 20° ю.ш., в районе разлома Романш,

политрансформа Сан Паулу и между разломами Богданова и Архангельского. Эти участки характеризуются тем, что в их пределах происходят высокоамплитудные смещения осевой зоны САХ вдоль часто расположенных трансформных разломов с большими оффсетами, они также выделяются очень низким осевым рельефом.

3.16.4 Стрoение плюмовых спрединговых ячеек и их распространение вдоль САХ.

Среди аномальных спрединговых ячеек резко выделяются те из них, которые находятся на участках САХ, близких к плюмам глубинной мантии. Наиболее отчетливо влияние плюма Св. Елены (рис. 3.5, 3.9). Несколько горячих точек, связанных с этим плюмом, находится в 400-800 км восточнее осевой зоны САХ напротив участка, ограниченного разломами Мартин Вас и Вознесения (см. ниже главу 6). Здесь между разломами Боде Верде и Вознесения среди типичных находится ячейка с наиболее высоким приосевым рельефом, в ней рифтовая долина отсутствует, а средний уровень вершинной поверхности в осевой зоне составляет около 1800 м, при этом центральное поднятие поднимается до глубины 1460 м. Рифт проградирует в обе стороны от этого поднятия. Мощность коры в центре ячейки резко выше, чем в других ячейках - до 10 км (Bruguier et al., 2003).

Все отмеченные структурные особенности этой аномальной ячейки свидетельствуют о более интенсивном подосевом апвеллинге в ее пределах по сравнению с наиболее распространенными аномальными ячейками. Примерный удельный годовой прирост коры составляет $2,7 \times 10^{-4}$ км³/год/км (параметры расчета: разница в глубинах днища рифтовой долины между центральной и дистальными частями ячейки - 2000 м, длина ячейки - 100 км, мощность коры в центре - 10 км и в дистальных частях - 5 км). Непосредственно с севера к этой аномальной спрединговой ячейке примыкает еще одна аномальная спрединговая ячейка, в целом с более низким рельефом, но также с протяженным осевым поднятием и широким развитием обогащенных базальтов. В зоне нетрансформного смещения между ними развита не впадина, а небольшие вулканические поднятия.

Аномальные спрединговые ячейки подобные выше описанной наблюдаются на этом же участке САХ между разломами Св. Елены и Кардно (рис. 3.5), а также между разломами Сан Паулу и Св. Петра (рис. 3.15, 3.16), где на восточном фланге САХ вблизи осевой зоны локализуется плюм Сьерра Леоне (Schilling et al., 1994). Их особенностью является то, что в них отсутствует единое осевое поднятие, оно распадается на несколько поднятий, распределенных по всей ячейке, в том числе, оккупирующих и зоны нетрансформных смещений. Рифтовая долина в них присутствует, но выражена нечетливо. Годовой удельный прирост коры в пределах спрединговой ячейки, включающей аномалию 1,7°с.ш., составляет $2,4 \times 10^{-4}$ км³/год/км (параметры расчета: разница в глубинах днища рифтовой долины между центральной и дистальными частями ячейки - 1200 м, длина ячейки - 80 км,

мощность коры в центре – 8,5 км и в дистальных частях – 4,5 км).

По некоторым признакам близка к аномальным ячейкам подобного рода и аномальная ячейка, располагающаяся между разломами Марафон и Зеленого Мыса, хотя она и имеет в целом более низкий рельеф (рис. 3.19, 3.23). Годовой удельный прирост коры в пределах спрединговой ячейки, включающей аномалию 14°с.ш., составляет $2,1 \times 10^{-4}$ км³/год/км (параметры расчета: разница в глубинах днища рифтовой долины между центральной и дистальными частями ячейки - 1000 м, длина ячейки - 70 км, мощность коры в центре – 7,5 км и в дистальных частях – 4 км). О присутствии плюма глубинной мантии в этом районе впервые было сказано в работе Г. Буго с соавторами (Bougault et.al., 1988), которые считали, что в районе геохимической аномалии 14°с.ш. находится эмбриональная горячая точка. В настоящей работе на основании того, что на западном фланге САХ в этом районе простирается субширотный вулканический хребет Ресечер, принята точка зрения о том, что образование аномальной спрединговой ячейки в районе аномалии 14°с.ш. обусловлено влиянием плюма глубинной мантии, появление которого привело к образованию хребта Ресечер. В дальнейшем он будет называться плюмом Ресечер. Исходя из имеющихся возрастных оценок пород с хребта Ресечер (Сколотнев и др., 1999) и скорости спрединга определено, что он поднялся около 45-50 млн. лет назад, а в настоящее время находится под океаническим дном с возрастом около 11 млн. лет примерно в 200 км от оси САХ. По данным (Duncan, Richards, 1991) Южно-Американская плита, на которой находится хребет Ресечер, примерно с 50 млн. лет назад и до наших дней движется в субширотном направлении, следовательно, и треки горячих точек, находящихся под этой плитой имеют субширотное простираие. В соответствии с данными сейсмотомографии в этом районе располагается область разуплотненной мантии небольших размеров, прослеживаемая до глубины 300 км (Montelli et al., 2004). Ниже эта область соединяется с низкоскоростной областью, простирающейся под островами Зеленого Мыса до подошвы верхней мантии (Grand et al., 1997, Becker, Boschi, 2002).

Таким образом, среди аномальных спрединговых ячеек выделяются 4 ячейки, развивающиеся в режиме наиболее интенсивного подосевого апвеллинга. Удельные объемы аккретированной коры в них варьируют в диапазоне $2,1 - 2,7 \times 10^{-4}$ км³/год/км, что больше, чем таковые у наиболее распространенных аномальных ячеек - $1,5 \times 10^{-4}$ км³/год/км. Наблюдающаяся пространственная связь этих ячеек с плюмами глубинной мантии позволяет считать, что именно влияние этих плюмов на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга, приводит к интенсификации режима апвеллинга. Соответственно данные ячейки квалифицируются как плюмовые.

Длины плюмовых ячеек 70-110 км, на их флангах развиты рифтовые горы.

САХ на участках развития плюмовых ячеек заметно расширяется, при этом несимметрично: в большей степени в сторону локализации плюмов. Происходит также изменение морфологии САХ, выраженное в появлении плато и платообразных ступеней в гребневой зоне выше изобаты 4000 м. Это хорошо наблюдается на поперечных батиметрических профилях, проведенных через участки плюмовых ячеек. На этих профилях в приосевых частях САХ шириной 200-500 км наблюдаются плато с небольшими уклонами от оси САХ (около 2 м/км), которые сменяются более крутым усредненным рельефом (3-8 м/км). В осевых частях этих плато шириной 80-100 км с резким градиентом 30-40 м/км воздымаются поднятия общей высотой до 700-1000 м. Плато имеют более высокий уровень на тех флангах, где располагаются плюмы.

Появление широкого плато в приосевой части САХ это свидетельство, прежде всего, высокой магматической продуктивности района, но также, по-видимому, и более высоких мантийных температур в сравнении с другими районами САХ.

Характерной чертой плюмовых ячеек является наличие в их гребневых зонах вулканических структур разных размеров, формирующихся во внеосевых условиях. Наиболее крупные из них банка Хаттан, вулкан *Восточный*, о. Вознесения между разломами Боде Верде и Вознесения. По размеру и морфологии они сходны со структурами, формирующимися над горячими точками, расположенными в этом регионе на восточном фланге САХ: Св. Елены, Цирк, Кардно и др., однако в отличие от последних они не создают линейных треков подводных гор. Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что они связаны с кратковременными горячими точками. Пример о. Вознесения показывает, что такие крупные вулканические структуры формируются в течение длительного промежутка времени (до 7 млн. лет), что указывает на существование под этими вулканическими постройками линзы обогащенного плюмового материала,двигающегося вместе с литосферной плитой. Наличие у всех этих структур небольших отрогов говорит о том, что происходило каналированное растекание материала этой линзы преимущественно в сторону осевой части САХ. Растекающийся материал мантийной линзы также служил источником расплавов.

На карте распределения скоростей S-волн в слое 0-100 км под Атлантикой, построенной в работе (Sokolov et al., 2008) по данным (Grand et al., 1997), наблюдается несколько изометричных в плане аномалий пониженных скоростей диаметром 500-1000 км, в пределах которых мантия имеет наименьшие плотности (рис. 3.25). Пониженная плотность может быть следствием либо другого состава мантии, либо более высоких температур мантии. Очевидно, что данный эффект может быть обусловлен обоими этими факторами, поскольку в этих областях плавятся обогащенные базальты, а по данным работы

(Подгорный, Хуторской, 1997) ко многим из этих аномалий приурочены положительные аномалии теплового потока. Три из этих аномалий сейсмических скоростей располагаются под плюмовыми спрединговыми ячейками, находящимися напротив плюмов глубинной мантии Св. Елены, Сьерра Леоне и Ресечер.

Расстояния между центрами этих аномалий вдоль простирания САХ с юга на север составляют 2100 км и 2500 км. Более южная по отношению к этим трем аномалия локализуется в центре на широте около 26° ю.ш., расстояние до нее от аномалии, что напротив плюма Св. Елены - 1900 км, при этом на данном участке нет относительно близко расположенных плюмов. Тем не менее, этот участок интересен тем, что здесь на расстоянии около 100 км сконцентрированы три аномальных спрединговых ячейки, что является указанием на повышенные температуры в мантии на данном участке. Структурные особенности океанического дна в этой области позволяют предположить, что в этом районе под осевой зоной САХ находится северный сателлит плюма Тристан. Следующие к югу две аномалии скоростей коррелируют с положением плюмов Тристан с центром около 40° ю.ш. на расстоянии около 1800 км и Буве с центром около 52° ю.ш. на расстоянии около 2200 км.

К северу от скоростной аномалии, что в районе локализации плюма Ресечер, на расстоянии около 1800 км от ее центра располагается следующая аналогичная аномалия на широте около 27° с.ш. Еще далее к северу центры скоростных аномалий находятся вблизи Азорского плюма на широте около 40° с.ш. на расстоянии около 2500 км от предыдущего центра, затем на широте около 55° с.ш. соответственно на расстоянии около 1700 км и, наконец, вблизи Исландского плюма на широте около 65° с.ш. на расстоянии около 2000 км.

Таким образом, можно констатировать, что аномалии сейсмических скоростей, которые маркируют участки мантии с наиболее высокими температурами и с наиболее интенсивным подосевым апвеллингом, регулярно повторяются вдоль САХ с периодичностью 1700-2500 км при среднем значении около 2000 км. В большинстве случаев эти аномалии так или иначе ассоциируют с плюмами. Их выражением в структуре осевой зоны САХ являются главным образом плюмовые спрединговые ячейки, при этом в районе локализации плюма Св. Елены развиты две таких ячейки, скорее всего, связанные с двумя стволами этого плюма.

Установленная регулярность в появлении плюмовых ячеек хорошо согласуется с представлениями, развиваемыми в работах (Klein, Langmuir, 1987, Дмитриев и др., 1999, 2006, Bonatti et al., 1993, Сущевская, 2007), о длиннопериодных вариациях температуры в подосевой верхней мантии. В свете выше сказанного, очевидно, что эти вариации отражают тепловое влияние плюмов на подосевую мантию.

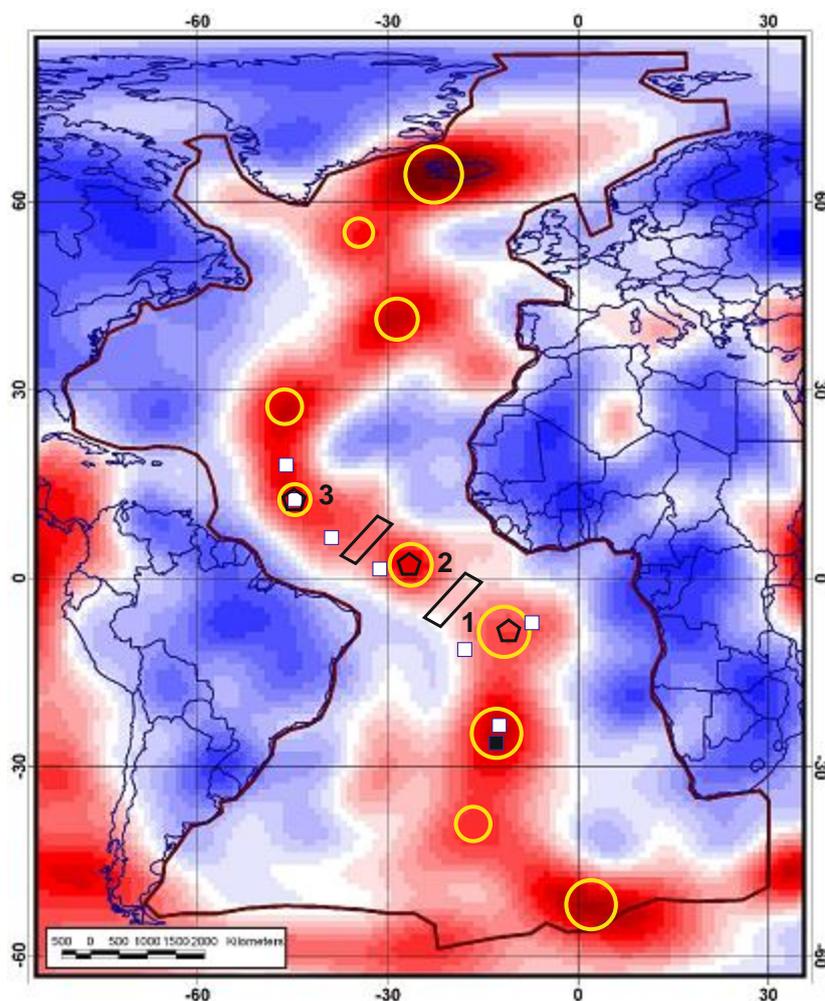


Рис. 3.25 Сейсмотомография слоя верхней мантии в глубинном интервале 0 – 100 км в районе Атлантического океана по результатам измерения скоростей S-волн.

Карта, построенная по данным (Grand et al., 1997, Becker, Boschi, 2002) заимствована из работы (Sokolov et al., 2008). Увеличение интенсивности красного цвета направлено в сторону понижения скоростей, синего цвета - повышения скоростей. Желтыми кругами выделены области повышенной температуры и пониженной плотности мантии, пентагонами помечены те из них, к которым в пределах Центральной части Атлантики приурочены плюмовые спрединговые ячейки: 1 – напротив плюма Св. Елены, 2 – плюма Сьерра Леоне, 3 – плюма Ресечер; черным квадратом – скопление аномальных спрединговых ячеек над северным сателлитом плюма Тристан. Белые квадраты - центры аномалий теплового потока по данным (Подгорный, Хуторской, 1997). Прямоугольниками оговорены два участка с наиболее низкими мантийными температурами.

3.16.5 Сегменты, не относящиеся к спрединговым ячейкам. В ходе изучения строения океанического дна Центральной части Атлантики было выявлено три типа сегментов, не имеющих признаков спрединговых ячеек. Наиболее распространенный из них встречается на участках САХ, сегментированных частыми трансформными разломами, следующими с интервалом 15-35 км, имеющими большие оффсеты (>100 км). Это район политрансформа Сан Паулу (рис. 3.11) и участок САХ между разломами Богданова и Вернадского (рис. 3.19, 3.20). В этих сегментах отрезки рифтовых долин так коротки, что

нодальные впадины противоположных зон интерсектов практически соединяются друг с другом и днище рифтовых долин на всем протяжении находится на больших глубинах 4100-4700 м. Эти два участка наиболее низкие террейны во всей Центральной части Атлантики. Они также относятся к участкам, характеризующимся наиболее низкими мантийными температурами в слое 0-100 км (рис. 3.25).

Исследования одного из таких сегментов в районе политрансформа Сан Паулу с помощью ПОА "Наутилус" (Hekinian et al., 2000) показали, что здесь борта рифтовой долины сложены преимущественно серпентинизированными перидотитами, а продукты кристаллизации базальтовых расплавов не превышают 25% от разреза. По всем параметрам магматические процессы на этих участках крайне редуцированы, что свидетельствует о пониженных температурах мантии в зоне генерации в сравнении с теми участками САХ, где формируются спрединговые ячейки. Очевидно, что в этих условиях не происходит формирование диапира астеносферной мантии, и расплавы, не фокусируясь, поднимаются вверх. Одной из причин этого является охлаждающий эффект трансформных разломов с большими оффсетами (Fox, Gallo, 1984), которые расположены очень часто. Частое расположение разломов ведет и к выравниванию температуры подосевой мантии под дистальными и центральными частями сегментов (Langmuir, Bender, 1984).

Близки к строению сегментов политрансформа Сан Паулу и сегменты САХ полигона Долдрамс, ограниченные разломами Вернадского, Долдрамс и Архангельского. Длина этих сегментов незначительно больше (до 35 км), а в составе коры более значимую роль играют базальты (Пушаровский и др., 1991а, 1992, 2005).

Гребневые зоны таких сегментов представлены межразломными хребтами, которые имеют аномально высокий рельеф по сравнению с рельефом, который должен возникать при остывании океанической литосферы с возрастом в соответствии с (Sclater et al., 1971, Сорохтин, 1972). Пририфтовые части межразломных хребтов, образующие плато (рис.3.13, 3.21), близки в профиле к плато, развитым на участке между разломами Мартин Вас и Вознесения (рис. 3.10), но там появление плато связано с увеличением мощности коры вследствие более интенсивного магматизма. В данном случае магматизм резко редуцирован, о чем свидетельствуют и непосредственные наблюдения с ПОА, и большая глубина рифтовых долин. Это дает основания полагать, что межразломные хребты являются структурами тектонического воздымания - горстами. Об их подъеме свидетельствуют данные акустического профилирования, проведенные непосредственно севернее восточного интерсекта разлома Богданова (Сколотнев и др., 2003г), а также следы субаэрального выветривания пород с межразломных хребтов между разломами Вернадского, Долдрамс и Архангельского (Пушаровский, Сколотнев, 2005). В соответствии с работой (Sokolov et al.,

2008) эти структуры характеризуются положительными изостатическими аномалиями, что также указывает на подъемы блоков литосферы на этих участках САХ.

Наиболее вероятной причиной подъема межразломных хребтов является, во-первых, появление плавучести у интенсивно серпентинизированных ультрабазитов, доминирующих в их составе. Во-вторых, реализации сил плавучести у серпентинизированных блоков литосферы с маломощной вулканической составляющей коры может благоприятствовать обстановка растяжения поперечного к спредингу, имеющая место на этих участках САХ. О последнем обстоятельстве свидетельствуют многочисленные медианные хребты в долине разлома Долдрамс (Пушаровский и др., 1992) и диапироподобные структуры протыкания в осадочном чехле пассивных частей трансформных разломов этого региона (Мазарович, 2000). Поднимающиеся межразломные хребты в силу флексурного изгиба литосферы с маломощной корой испытывают поперечное растрескивание. Возникающие трещины приводят к развитию депрессий, формирующихся в условиях растяжения, а также провоцируют перескоки оси спрединга САХ, приводя к появлению палеорифтов.

Охарактеризованные выше сегменты в настоящей работе классифицируются как сегменты межразломных хребтов. В районе политрансформа Сан Паулу формирование коры в этих сегментах происходит, начиная с раннего олигоцена (около 33 млн. лет назад), когда начался формироваться этот политрансформ. В районе между разломами Богданова и Архангельского данный режим существует с момента начала раскрытия Экваториального блока Гондваны (около 100 млн. лет назад). В режиме сегментов межразломных хребтов примерно до 52 млн. лет назад развивалась и более северная область САХ от разлома Архангельского до древнего Гвинейского разлома, где до этого времени трансформные разломы располагались со средней частотой 30 км.

Каким образом возникают структурные ансамбли океанического дна с частым расположением трансформных разломов с большими оффсетами? Два таких района принадлежат к двум областям Атлантики, в пределах которых происходит существенное смещение оси САХ: в районе политрансформа Сан Паулу - на 550 км, а на пространстве между разломами Богданова и Зеленого Мыса - на 1200 км.

Второй тип сегментов, построенных не по принципу спрединговых ячеек, встречен на полигоне Зеленого Мыса. Здесь на *участках 13° с.ш. и 15° с.ш.* в осевой и гребневой зонах широко распространены структурные триады, состоящие из куполовидной структуры, сложенной породами внутреннего океанического комплекса, и обрамляющих ее на внешнем фланге островершинного хребта и депрессии (Smith et al., 2008). Формирование этой структурной триады происходит в условиях преобладания тектонического растяжения над магматической деятельностью, когда раздвиг дна происходит по долгоживущему пологому

детачменту (см. раздел 2.1.1.3) (рис. 2.2, 3.23).

Куполовидные структуры разбивают осевую зону САХ на сегменты длиной 20-30 км, ограниченные чаще нетрансформными смещениями. Только наиболее северный сегмент с северной стороны ограничен разломом Зеленого Мыса. Глубина и ширина днища рифтовой долины не испытывают заметных ундуляций на протяжении этих сегментов, ее глубина очень большая 3900-4200 м

Широкое развитие куполовидных структур в краевых участках сегмента между разломами Зеленого Мыса и Марафон есть свидетельство пониженных температур в потенциальной зоне магмогенерации в верхней мантии под этими участками. Однако большинство исследователей указывают на повышенную температуру верхней мантии в этом районе, ссылаясь на присутствие здесь геохимической аномалии 14°с.ш. , сопряженной с высотной аномалией рельефа (Bougault et al., 1988). Выше было приведено обоснование того, что появление этой геохимической и структурной аномалии связано с влиянием плюма Ресечер, которое в отличие от других участков САХ, где также имеет место влияние плюмов глубинной мантии на аккрецию коры, ограничивается только плюмовой спрединговой ячейкой протяженностью около 70 км. Очевидно, что такое ослабленное влияние плюма Ресечер связано не только с его малыми размерами по сравнению с другими плюмами, но и с тем, что он внедрился в охлажденную верхнюю мантию, о чем и свидетельствует широкое распространение куполовидных структур за пределами плюмовой ячейки.

Чтобы понять причину появления области пониженных температур в верхней мантии под осевой зоной САХ между разломами Марафон и Зеленого Мыса, необходимо обратиться к работам (Schilling et al., 1995, Bonatti et al., 1993, 2001), в которых приводятся многочисленные свидетельства того, что в экваториальной части Атлантики между разломами Чейн и Сан Паулу верхняя мантия имеет пониженную температуру. В соответствии с Э. Бонатти и др. (Bonatti et al., 1993) в этой области температура верхней мантии понижена на 150° в сравнении с таковой под смежными районами. В наиболее ярком виде пониженная температура верхней мантии в этом районе отражается на составе базальтов, что подробно будет рассмотрено ниже в главе 4. Причина такого состояния верхней мантии в этом районе разными авторами усматривается по-разному, но все признают, что ее остывание началось на самых начальных этапах раскрытия этой крайней области Южной Атлантики в силу контакта подокеанской мантии с очень холодной континентальной литосферой нерасколовшегося Экваториального блока Гондваны, который проходил по разлому Романш. Остывание продолжалось еще в течение около 50 млн. лет, когда Экваториальный блок Гондваны уже раскрывался, поскольку подокеанская мантия в силу большого латерального смещения области раскола Экваториального блока Гондваны к

западу от оси спрединга Южной Атлантики длительное время контактировала с континентальной литосферой. При этом на этом этапе охлаждение подокеанской мантии происходило и вблизи разлома Сан Паулу, сформировавшегося на начальных этапах раскола Экваториального блока Гондваны.

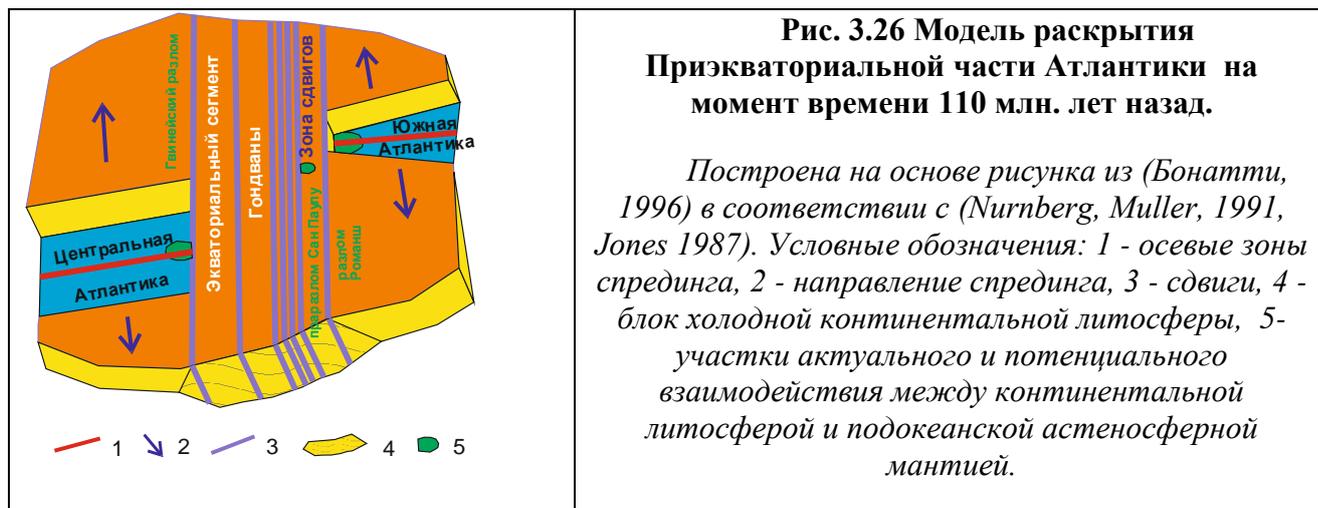
На противоположной северной границе бывшего Экваториального блока Гондваны в силу этих же обстоятельств также должна существовать область с пониженными температурами верхней мантии, поскольку подосевая мантия Центральной Атлантики контактировала еще более длительное время, чем таковая Южной Атлантики, с очень холодной континентальной литосферой. В этом отношении древний Гвинейский разлом, служивший южной границей Центральной Атлантики, является аналогом разлома Романш, а разлом Марафон, ставший этой границей вскоре вслед за раскрытием Экваториального блока Гондваны, - аналогом разлома Сан Паулу. Поэтому не случайно на участке, ограниченном разломами Зеленого Мыса и Марафон, куда входит уже отмерший Гвинейский трансформный разлом, обнаруживаются признаки террейна с пониженной температурой верхней мантии (рис. 3.26).

Охарактеризованные выше сегменты полигона Зеленый Мыс классифицируются в настоящей работе как сегменты куполовидных структур. По многим признакам такие сегменты также широко распространены на полигоне Сьерра Леоне между рифтовой впадиной 5,76° с.ш. и разломом Богданова: это слегка вытянутые вдоль оси САХ поднятия размером 15-25 км в поперечнике, сложенные породами внутреннего океанического комплекса. Этот участок САХ наследует наиболее северный участок Экваториального блока Гондваны, как уже говорилось, обладавшего мощной холодной континентальной литосферой, остужавшей и вновь возникавшую океанскую астеносферную мантию.

В более южной части САХ, возникшей на месте Экваториального блока, астеносфера была нагрета поднявшимся плюмом Сьерра Леоне, в эпохи усиления активности которого потоки астеносферной более горячей мантии с юга проникали к северу вплоть до разлома Богданова, приводя к усилению магматической активности. Поэтому в *Центральном, Северном и Приразломном* участках полигона Сьерра Леоне наблюдается сочетание спрединговых ячеек и сегментов куполовидных структур.

Третий тип сегментов со строением отличным от спрединговых ячеек находится в области пониженных температур верхней мантии непосредственно южнее разлома Романш (рис. 3.12). Здесь на протяжении 25 км на фоне холмистого рельефа наблюдается серия разноориентированных депрессий с небольшой глубиной (3600-3800 м). Холмы сложены сильно серпентинизированными ультрабазитами, возникшими, в соответствии с (Bonatti et

al., 2001), в результате серпентинитового диапиризма, приведшего и к общему подъему дна на этом участке. Скорее всего, это область рассеянного спрединга. В настоящей работе



сегменты такого типа классифицируются как сегменты серпентинитовых протрузий. В более раннее время (до 3-5 млн. лет назад) такое строение дна распространялось и далее к югу до нетрансформного смещения $0,22^\circ$ ю.ш. (в 50 км от разлома Романш). В настоящее время в результате активизации вулканизма непосредственно к северу от этого нетрансформного смещения сформировались вулканические структуры, в том числе, *Щелочное поднятие*.

3.16.6 Тектоно-магматические провинции. Большая ширина САХ на участках, где вблизи его осевой зоны локализуются плюмы глубинной мантии, за исключением района нахождения плюма Ресечер, не ограничивается только районом распространения плюмовой спрединговой ячейки. Как видно из выше приведенного описания строения океанического дна, вблизи плюма Св. Елены (Morgan, 1983) большая ширина САХ в 700-1100 км по изобате 4000 м характерна для протяженного участка длиной около 1100 км между разломами Мартин Вас и Вознесения, на котором встречаются и плюмовые, и аномальные, и типичные спрединговые ячейки (рис. 1.3). С юга и с севера этот участок САХ ограничен участками, на протяжении которых ширина САХ постепенно сокращается до 400-500 км, на юге такой участок простирается между разломами Мартин Вас и 20° ю.ш. длиной около 400 км, на севере - Вознесения и Чейн длиной 660 км.

Участок САХ вблизи плюма Сьерра Леоне (Schilling et al., 1994) выделяется по сравнению с соседними с ним участками повышенной шириной (750-850 км по изобате 4000 м) на пространстве от разлома Сан Паулу до нетрансформного нарушения $5,53^\circ$ с.ш., и последовательным сокращением ширины от этого нарушения до разлома Богданова на протяжении 450 км.

В районе локализации плюма Ресечер наибольшая ширина САХ (около 450 км в сравнении с 350-400 км по изобате 4000 м в смежных участках) наблюдается только на участке распространения плюмовой спрединговой ячейки (около 70 км), который при этом не имеет морфологически выраженных градиентных зон. Тем не менее, состав осевых базальтов (см. ниже главу 4) позволяет распространить влияние плюма Ресечер к югу до разлома Марафон, а к северу до разлома Зеленого Мыса.

Особенности строения САХ вблизи плюма Тристан (Morgan, 1983) во много аналогичны таковым вблизи плюма Св. Елены. Участок САХ протяженностью около 1400 км с шириной в 1000 км простирается между разломами Монтевидео и Агульяс-Фолклендским, а в области Центральной части Атлантики между разломами Монтевидео и Риу Гранди располагается его северная градиентная зона с уменьшением ширины САХ до 650 км на протяжении 1300 км. Очень большая протяженность градиентной зоны в данном случае обусловлена тем обстоятельством, что между разломами Мур и Кокс по всем признакам: концентрированное расположение аномальных спрединговых ячеек, редкое расположение трансформных разломов, наличие V-образных структур (рис. 3.1) и отрицательной аномалии S-волн в слое 0-100 км (рис. 3.25), - аккреция коры происходит в условиях подосевого апвеллинга повышенной интенсивности. Эти наблюдения показывают, что между разломами Мур и Кокс под осевой зоной САХ локализуется плюм глубинной мантии. В настоящей работе предполагается, что это северный сателлит ближайшего плюма Тристан.

Ширина САХ отражает высоту хребта в целом и прямо связана с высотой его приосевой части. В работе (Vlastelic et al., 1999) на примере Восточно-Тихоокеанского поднятия была высказана идея о том, что высота СОХ определяется степенью влияния мантийных плюмов на океаническую литосферу. Более глубокая и горячая мантия, поступающая в верхние горизонты мантии в виде плюмов, является источником дополнительного тепла. Согласно с (Куо, Forsyth, 1988, Lin et al., 1990, Бонатти, 1996) высота приосевой части СОХ определяется тремя факторами: составом мантийной колонны над уровнем изостатической компенсации, который проходит на глубине около 150 км, температурой мантийной колонны и мощностью коры. При большей температуре плотность мантии ниже. Это связано с тем, что при большей температуре выше степень частичного плавления и соответственно образуется более тугоплавкий рестит с повышенными значениями отношения Mg/Fe. Более магнизальные минералы более легкие, что приводит к тому, что у более тугоплавкого рестита происходит большее снижение плотности. Соответственно меньше плотность у мантийной колонны в области повышенных температур. Высокая температура увеличивает интенсивность подосевого апвеллинга, повышает степень частичного плавления, что в совокупности приводит также и к

увеличенной мощности коры, что еще снижает вес мантийно-коровой колонны над уровнем компенсации. Облегченная мантийно-коровая колонна поднимается над этим уровнем, создавая повышенную топографию в областях повышенной температуры верхней мантии.

Следовательно, большая высота САХ в районе влияния плюмов есть не только результат наращивания коры вследствие усиленного апвеллинга, но и результат аплифта гребневой зоны САХ, о чем свидетельствует платообразный и ступенчатый характер рельефа в районах плюмовых ячеек (рис. 3.10, 3.17).

Отчетливое разделение САХ на участки повышенной ширины и высоты, пространственно и структурно связанные с плюмами глубинной мантии, и на разделяющие их участки небольшой ширины и высоты позволяет использовать эту особенность строения океанического дна в качестве одного из подходов для тектонического районирования дна Атлантического океана. Такой подход, основанный на сравнении ширины и высоты САХ, впервые был предложен Удинцевым Г.Б. (1987) и также был реализован в работе Пущаровского Ю.М. и др. (2011).

В контексте выше сказанного в настоящей работе проведено выделение плюмовых и аплюмовых тектоно-магматических провинций (рис. 1.3). Эти провинции названы тектоно-магматическими, поскольку различия в строении океанического дна между ними определяются главным образом различиями в характере и интенсивности магматической деятельности. С юга на север выделяются следующие плюмовые провинции: *Тристан* между разломами Агульяс-Фолклендским и Риу Гранди, *Св. Елены* между разломами 20° ю.ш. и Чейн, *Сьерра Леоне* между разломами Сан Паулу и Богданова и *Ресечер* между разломами Марафон и Зеленого Мыса (рис. 1.3). Они разделяются соответственно аплюмовыми провинциями: *Центральной Южно-Атлантической, Экваториальной и Долдрамс*.

Эти два типа провинций различаются по строению океанического дна. Для плюмовых провинций характерны большие расстояния между трансформными разломами: в градиентной зоне провинции Тристан на участке между разломами Мур и Кокс - 280-330 км, в провинции Св. Елены - 480-600 км, Сьерра Леоне - 400 км, Ресечер - 250 км. В аплюмовых провинциях эти расстояния варьируют в диапазоне 20-175 км. Большинство из этих трансформных разломов существует с момента раскрытия Атлантики. Частота встречаемости трансформных разломов в соответствии с работой (Detrick et al., 1995) зависит от прочности литосферы: чем она прочнее, а в соответствии с (например, Small, 1995, Sleep, 1996) и чем холоднее, тем более часто располагаются трансформные разломы. В плюмовых провинциях Тристан, Св. Елены и Сьерра Леоне соответствующие плюмы действовали уже на стадии раскола пракоинтента, ослабляя прочность континентальной литосферы и обуславливая редкое расположение трансформных разломов. При этом плюм Сьерра Леоне

оказывал тепловое влияние на раскрытие Экваториального блока Гондваны, еще окончательно не поднявшись до уровня формирования горячих точек.

В тектоно-магматических провинциях Долдрамс и Ресечер со времени начала раскрытия этой области океана возникло большое количество трансформных разломов, повторяющихся с периодичностью около 30 км. В провинции Ресечер и в северной части провинции Долдрамс между разломами Архангельского и Марафон большинство из них отмерло около 52 млн. лет назад во время близкое к началу подъема плюма Ресечер.

Характерной чертой структурного плана дна в плюмовых тектоно-магматических провинциях является наличие крупномасштабных V-образных структур (с размахом крыльев от десятков до сотен км), появление которых связано с миграцией спрединговых сегментов (Tucholke, Schouten, 1988, Purdy et al, 1990, Sempere et al., 1995, Grindlay, 1991, 1992) (рис. 3.1, 3.5, 3.15). При устойчивой однонаправленной миграции отдельных сегментов вдоль оси САХ дискордантные зоны, разделяющих их нетрансформных нарушений, образуют крупномасштабные V-образные структуры. После окончания миграции разнофланговые ветви этих структур разъединяются в результате спрединга океанического дна.

Современные крупномасштабные V-образные структуры хорошо проявлены в районах осевого и близосевого положения плюмов, как например Исландского и Азорского и они связаны в соответствии с (Rona, Grey, 1980 Schilling et al., 1983, Ito et al., 1996) с вдольосевыми течениями астеносферы, инициируемыми избытком вещества, поставляемого плюмами, эти течения более масштабные и глубинные, чем растекание вещества подосевого диапира астеносферной мантии. Очевидно, такая же природа и у V-образных структур плюмовых провинций Центральной части Атлантики, несмотря на удаленность местных плюмов от оси САХ. На это указывает направленность V-образных структур в этих провинциях. В градиентной части провинции Тристан они направлены к северу. В провинции Св. Елены к югу от разлома Боду Верде они преимущественно направлены к югу, а к северу от разлома Вознесения - к северу. В провинции Сьерра Леоне южнее аномалии 1,7° с.ш. их ориентировка преимущественно южная, а севернее - северная. Таким образом, V-образные структуры направлены в стороны от участка наибольшего влияния того или иного плюма на осевую зону САХ.

В плюмовой провинции Ресечер нет V-образных структур, но очевидно, что широко распространенные V-образные структуры на участке САХ непосредственно южнее между разломами Меркурий и Архангельского, имеющие южную ориентацию, связаны с функционированием плюма Ресечер (рис. 3.19). Они начали возникать около 52 млн. лет назад во время близкое к подъему этого плюма.

V-образные структуры провинции Сьерра Леоне начали формироваться 75-80 млн. лет

назад, вскоре после подъема плюма Сьерра Леоне, а в провинциях Тристан и Св. Елены - около 33 млн. лет назад. Рубеж на 33 млн. лет назад указывает на начало эпохи усиления активности этих плюмов, поднявшихся еще до раскола Гондваны.

3.16.7 О влиянии плюмов глубинной мантии на тектоническое строение и развитие океанического дна. Проведенные исследования показали, что главным следствием влияния близко расположенных плюмов на процессы аккреции коры является резкая интенсификация подосевого мантийного апвеллинга и связанное с этим увеличение магматической продуктивности, что приводит к формированию плюмовых спрединговых ячеек, а также к общему увеличению высоты и ширины хребта.

Широкое развитие в плюмовых тектоно-магматических провинциях V-образных структур, формировавшихся с момента подъема плюмов или с момента усиления их активности, свидетельствует о том, что одним из механизмов, обуславливающих общее увеличение ширины и высоты САХ, является течение астеносферной мантии вдоль САХ в виде глубинных потоков, инициированных избытками тепла и вещества, поступающими от плюмов. На это указывает и уменьшение высоты и ширины САХ к краевым частям плюмовых тектоно-магматических провинций.

Пример плюма Сьерра Леоне, располагающегося наиболее близко к осевой зоне спрединга, показывает, что эти потоки влияют и на структурный план океанического дна в осевой и гребневой зонах САХ. В провинции Сьерра Леоне между разломами Сан Паулу и Св. Петра как рифтовая долина в целом, так и отдельные ее впадины простираются параллельно общему простиранию САХ (347°) на этом участке, но оно является косым по отношению к направлению спрединга (85°) (рис. 3.15, 3.16). Севернее между нетрансформными нарушениями Св. Петра и $4,67^\circ$ с.ш. рифтовая долина также параллельна общему простиранию САХ, но ее отдельные впадины уже ортогональны спредингу. Еще севернее между нарушениями $4,67^\circ$ с.ш. и $5,53^\circ$ с.ш. и рифтовая долина, и отдельные ее структуры ортогональны спредингу, но близосеверные структуры рифтовых гор имеют простирание 347° , а на расстоянии около 20 км к западу от оси рифта - 330° . Между нетрансформными нарушениями $5,53^\circ$ с.ш. и Сьерра Леоне палеорифтовая долина и сам САХ простираются в направлении 330° , а между разломами Сьерра Леоне и Богданова рифтовая долина и ее отдельные структуры ортогональны спредингу (рис. 3.18).

Наблюдающиеся дискордансы между простираниями рифтогенных структур и направлением спрединга можно объяснить следующими причинами. Региональное простирание САХ параллельно полосе астеносферного апвеллинга, имеющей ширину 30-75 км и являющейся корневой частью мантийных диапиров (Ph. Морган, Morgan, 1987, Sotin,

Parmentier, 1989), которая в общем случае косо ориентирована по отношению к направлению спрединга (Searle et al., 1994). В рассматриваемом случае большое влияние и на направление, и на температуру зоны апвеллинга оказывают близко расположенный к оси спрединга плюм Сьерра Леоне и глубинный поток, инициированный этим плюмом, направленный к северу и в общем совпадающий с полосой подосевого апвеллинга, при этом интенсивность потока уменьшается по мере удаления от плюма.

В районе максимального усиления апвеллинга между разломами Сан Паулу и Св. Петра, где локализуется вещество плюма, давление мантийного диапира и магматическое сверхдавление (этот термин означает, что давление магмы на вмещающие породы превосходит гидростатическое давление (Abelson, Agnon, 1997)) превосходят удаленный тектонический стресс, определяя место заложения центральной трещины, поддерживающей данное положение рифтовой долины (Malinverno, Pockalny, 1990). В более удаленном северном участке в связи с уменьшением интенсивности вдольосевого потока магматическое сверхдавление отсутствует, и центральная трещина закладывается ортогонально направлению спрединга. Однако сбросы, ограничивающие рифтовую долину и определяющие ее общее простирание, находятся за несколько километров от ее оси и формируются в другом реологическом режиме. В соответствии с (Searle, Thomas 1994), здесь хрупкий слой простирается сравнительно глубже, чем под осевой частью рифта и таким образом эти сбросы отражают более глубинную реологическую структуру, которая в свою очередь определяется глубинным потоком, косо ориентированным по отношению к направлению спрединга.

При дальнейшем ослаблении потока к северу температура зоны апвеллинга уменьшается и эта зона уже не оказывает влияния на сбросообразование, поэтому стенки рифтовой долины также становятся ортогональными спредингу. Наличие здесь на флангах САХ структур с простиранием 347° свидетельствует о том, что около 600-750 тыс. лет назад глубинный поток, идущий от плюма Сьерра Леоне, был более мощным и достигал разлома Богданова, простираясь на 600 км (Сколотнев, 2009).

Появление между нетрансформными смещениями $5,53^\circ$ с.ш. и Сьерра Леоне морфоструктур с простиранием 330° , в том числе, палеорифтовой долины, есть свидетельство того, что в прошлом на этом участке подосевая зона апвеллинга имела такое же простирание. Этот участок около 2 млн. лет назад обладал повышенной интенсивностью подосевого апвеллинга, на что указывает непрерывное расположение 3-х аномальных спрединговых ячеек с центром примерно на 5° с.ш., две из которых были таковыми около 2 млн. лет назад. Этот центр мощного апвеллинга, мог инициировать самостоятельный

подосевой поток астеносферы в направлении 330° . Появление этого мощного центра апвеллинга, судя по тому, что к этому участку САХ трассируется редкая цепь подводных гор, продолжающих северную ветвь гор Батиметристов (рис. 3.15), указывает на то, что в районе поднятий 5° с.ш., по-видимому, находится северная ветвь плюма Сьерра Леоне.

Таким образом, вдольосевые астеносферные потоки возникают не только в случае локализации плюмов под осевой зоной САХ, как например, Исландский плюм, но и тогда, когда плюмы удалены от оси САХ на значительные расстояния. В Центральной части Атлантики эти потоки распространяются на большие расстояния: около 1000 км к северу от мест максимального влияния плюмов Тристан и Св. Елены и примерно 600-650 км к югу от такового для плюмов Св. Елены и Ресечер и к северу - для плюма Сьерра Леоне.

Еще одним механизмом, приводящим к общему увеличению ширины и высоты САХ, является течение плюмового материала в виде каналированных подлитосферных потоков, растекающихся от горячих точек в сторону осевой зоны САХ. Они маркируются цепями невысоких (до 600 м) узких (до 5 км) хребтов длиной до 100 км и вулканических построек до 15 км в диаметре и до 1000 м высотой (рис. 3.7), а в осевой зоне нарушают типовое строение спрединговых ячеек, приводя, в частности, к усилению вулканизма в дистальных частях ячеек (рис. 3.6). Наиболее широко такие структуры представлены в провинции Св. Елены. Дж. Шиллинг с коллегами (1985) предполагают наличие такого потока, ориентированного вдоль линий спрединга, на сегменте между разломами Св. Елены и Кардно. Это предположение поддерживается данными сейсмической томографии (Zhang et al., 1994), из которых следует, что от вертикальной низкоскоростной зоны, находящейся под о. Св. Елены, отходит наклонная низкоскоростная зона, воздымающаяся в сторону оси спрединга (рис. 3.27). В работе (Ito et al., 2003) показано, что главной движущей силой, вызывающей движение таких потоков, является плавучесть плюмового материала. При этом латеральное растекание плавучего материала в соответствии с количественными моделями и лабораторными экспериментами (Douglass et al., 1995) контролируется вариациями в топографии основания литосферы, плюмовый материал предпочтительнее течет в сторону участков с резко наклоненной реологической границей. Такие участки существуют вблизи осей спрединга, где астеносфера резко поднимается вверх, и вблизи трансформных зон с большим оффсетом, где холодная толстая, глубоко погруженная литосфера контактирует с более теплой, тонкой и мелко залегающей литосферой.

В южной части провинции Св. Елены развито несколько цепей подводных гор и небольших хребтов, охарактеризованных выше, протяженностью более 800 км с юго-западным простиранием, косым по отношению к направлению спрединга. Они соединяют

куст горячих точек, локализованных вблизи о. Св. Елены, с осевой зоной спрединга (рис. 3.7). В частности, одна из них достигает осевой зоны в районе нетрансформного смещения

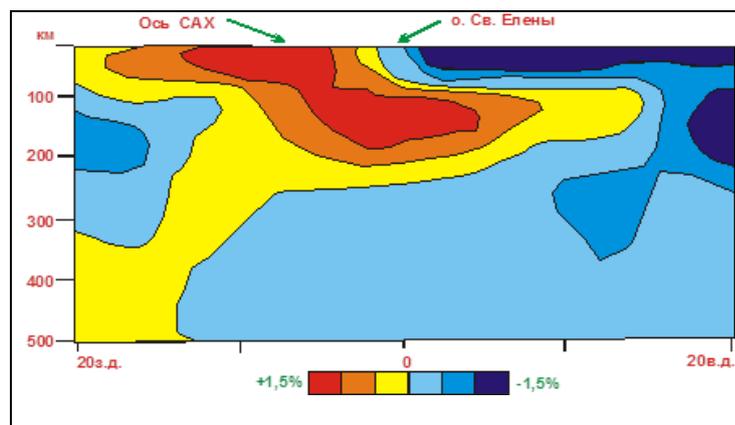


Рис. 3.27 Тепловая структура верхней мантии по данным сейсмографических построений (Zhang et al., 1994).

От синего к красному цвету возрастает температура мантии.

20° ю.ш. (полигон Мартин Вас). В работе (Сколотнев и др., 2009) образование этих цепей также связывается с каналированными подлитосферными потоками плюмового материала, приуроченными к ослабленным зонам подлитосферной мантии, наследующим ослабленные зоны в литосфере, которые в данном регионе, как показало изучение тектонического строения дна, представлены структурами растяжения северо-восточного и северо-западного простирания. Какова может быть природа диагональных ослабленных зон в литосфере? При описании структурного плана дна в районе провинции Св. Елены установлено, что фланги САХ от разлома Бодэ Верде и до экваториальной части Атлантики характеризуются широким распространением структур растяжения, косо ориентированных по отношению к спрединговым и плюмовым структурам (рис. 3.5), что означает, что они своим происхождением не связаны ни со спрединговой, ни с плюмовой геодинамическими системами. Учитывая их простирания: северо-западные и северо-восточные, совпадающие с диагональными системами трещиноватости и разломов на поверхности Земли, которые по мнению, высказанному в работах (Анохин, Одесский, 2001, Байбулатова и др., 1990), охватывают и океаническое дно, и возникают в силу вращения Земли (Долицкий, 1985), скорее всего, эти косые структуры являются следствием ротационного эффекта, связанного с вращением Земли, проявления которого максимальны вблизи экватора. Диагональные цепи гор и мелких хребтов, идущие от горячих точек плюма Св. Елены в сторону оси САХ, вероятно, приурочены именно к этим структурам растяжения.

Ослабленными зонами в литосфере также являются пассивные части трансформных разломов, вдоль них также часто простираются цепи, состоящие из небольших хребтов и конусовидных гор. Можно ожидать, что каналированные потоки плюмового материала, достигнув зоны трансформного разлома в его пассивной части, далее следуют вдоль

трансформных разломов в сторону оси САХ.

Одним из мощных механизмов влияния плюмов на строение океанического дна является нагрев окружающей их среды вплоть до литосферы (Crough, 1983). Этот дополнительный нагрев литосферы действует двояко, ослабляя ее прочность и приводя к воздыманию океанического дна. Ослабление прочности континентальной литосферы на предраскольной стадии Гондваны при ее нагреве плюмами предопределило большие расстояния между трансформными разломами на участках влияния плюмов. При нагреве океанической литосферы происходило отмирание некоторых из часто расположенных трансформных разломов, приводя к спрямлению осевой зоны САХ.

Асимметричный относительно оси спрединга нагрев литосферы плюмом вызывает устойчивый асимметричный спрединг, более быстрый в сторону противоположную от места позиционирования плюма. Так в соответствии с (Cande et al., 1988) на пространстве между разломами Кардно и Св. Елены позже хроны 13 спрединг был более быстрым (на 10-25%) в западном направлении.

На батиметрических профилях, проходящих через районы влияния плюма Св. Елены, восточный фланг САХ, где находится сам плюм, на 300-400 м выше западного фланга (рис. 3.10). Напротив, на профиле, проходящем через район влияния плюма Ресечер, западный фланг САХ, где находится сам плюм, на 100-200 м выше восточного фланга (рис. 3.24). Профиль, проходящий через район влияния плюма Сьерра Леоне, относительно симметричный, поскольку в данном случае плюм находится вблизи осевой части САХ. Эти наблюдения наглядно демонстрируют возможность подъема океанического дна в результате нагрева литосферы горячим веществом плюма.

Если сравнить между собой плюмы по степени их влияния на процессы осевой аккреции коры и структурирования океанического дна, то они в соответствии с величинами среднегодового прироста аккретированной коры, расположатся в следующей последовательности: Св. Елены, Сьерра Леоне, Ресечер, северный сателлит плюма Тристан (сам этот плюм в настоящей работе детально не анализируется). В районе влияния плюма Св. Елены наибольшие ширина и высота самого САХ и плюмовой ячейки, наибольшее продвижение вдольосевых астеносферных потоков, наибольший прогрев окружающей мантии. В этом районе наиболее широко распространены структурные цепи, связанные с каналированным растеканием плюмового материала от горячих точек. Плюм располагается на большом расстоянии (около 400-800 км) от оси САХ и, очевидно, что его интенсивное влияние связано с большой мощностью плюма, под которой подразумевается объем плюмового материала и скорость его поставки.

Плюм Сьерра Леоне по всем признакам располагается вблизи осевой зоны САХ, но его

влияние резко уступает влиянию плюма Св. Елены. Это связано с тем, что в настоящее время этот плюм является умирающим, он уже не порождает горячих точек. Его близосевое расположение приводит к появлению дискордансов в простираниях между рифтовой долиной и отдельных рифтовых структур с направлением спрединга.

Еще более слабое влияние плюма Ресечер, обусловлено, во-первых, тем, что он изначально был менее мощным, чем плюм Сьерра Леоне, во-вторых, располагается на удалении от оси САХ (около 200 км), в третьих, находится на затухающей стадии, и в-четвертых, позиционирован в области террейна, в котором верхняя мантия имеет пониженные температуры.

Таким образом, характер и степень влияния плюмов глубинной мантии на процессы осевой аккреции коры и структурирования океанического дна определяются мощностью плюма, его близостью к осевой зоне САХ, стадией развития плюма и тепловым состоянием верхней мантии.

3.16.8. Тектонические надпровинции. Появление спрединговых сегментов отличных от спрединговых ячеек нарушает регулярность строения гребневой зоны САХ. Этот тип сегментов приурочен к областям САХ с пониженной температурой подлитосферной мантии, наследующих две области, ограничивавших с двух противоположных сторон наиболее поздно расколовшийся Экваториальный блок Гондваны (рис. 3.26). Таким образом, важнейшим фактором, до сих пор влияющим на процессы осевой аккреции коры и структурирования океанического дна, является историко-тектонический фактор. Действие этого фактора, нарушающего регулярное строение океанического дна, имеет региональный характер, поскольку он действует не повсеместно, а лишь в двух областях, появление которых вызвано несинхронным разновременным расколом пространственно разобщенных частей Гондваны. В Центральной части Атлантики геологические события развивались таким образом, что длительное время Центральная (185-100 млн. лет назад) и Южная (130-100 млн. лет назад) Атлантики (см. главу 1) раскрывались независимо друг от друга, при этом оси их раскрытия были смещены относительно друг друга на первые тысячи км. Их разделял барьер из континентальной литосферы Экваториального блока Гондваны, начавший раскрываться около 100 млн. лет назад. Эта геологическая ситуация привела к двум важнейшим следствиям, существенно повлиявшим на все последующее тектоническое развитие Центральной части Атлантики.

Первое из них заключается в том, что подокеанская мантия двух участков, с двух сторон граничивших с Экваториальным блоком Гондваны, который в соответствии с (Scrutton, 1982) обладал очень мощной и холодной литосферой, претерпела охлаждение. До сих пор в пределах этих террейнов, на севере ограниченном разломами Зеленого Мыса и

Богданова (за исключением области, испытывающей влияние плюма Ресечер), а на юге - разломами Сан Паулу и Чейн, температура астеносферной мантии ниже, чем таковая в смежных районах. Как следствие в пределах этих террейнов ослабляется мантийный апвеллинг и магматическая продуктивность, что приводит к уменьшению мощности коры, понижению осевого рельефа и к структурообразованию, характерному для условий амагматического спрединга.

Вторым важнейшим следствием несинхронности раскрытия Атлантики является то, что направления спрединга независимо раскрывавшихся областях Атлантики отличались друг от друга (рис. 1.2). Эти различия сохраняются до сих пор, несмотря на то, что, начиная со 100 млн. лет назад восточные фланги Центральной, Экваториальной и Южной Атлантики принадлежат одной Африканской плите, а западные фланги Экваториальной и Южной Атлантики - Южно-Американской плите. На настоящий момент эти направления спрединга, установившиеся около 33 млн. лет назад, следующие: в Южной Атлантике - 76° , в области, наследовавшей Экваториальный блок Гондваны (в дальнейшем Экваториальная Атлантика), - 85° , в Центральной Атлантике - 100° . Между областями дна с квазистационарными, но различными направлениями спрединга возникли переходные области, в пределах которых направление спрединга изменяется от сегмента к сегменту, образуя зоны аккомодации.

Отчетливое разделение САХ на области, разделяющиеся по направлению спрединга, позволяет использовать это обстоятельство в качестве одного из принципов тектонического районирования дна Атлантического океана. В соответствии с этим были выделены тектонические надпровинции, в которых спрединг океанического дна имеет квазистационарное направление, и тектонические надпровинции, в которых спрединг в разных сегментах осуществляется по разным направлениям. Почему надпровинции? Дело в том, что размеры этих структурных единиц совпадают или больше, чем размеры, тектономагматических провинций, выделенных в разделе 3.16.6.

В Центральной части Атлантики к тектоническим надпровинциям с квазистационарными направлениями спрединга относятся: *Южно-Атлантическая* между разломами Агульяс-Фолклендским и Романш, *Сьерра Леоне* между разломами Сан Паулу и Богданова и *Центрально-Атлантическая* между разломами Зеленого Мыса и Кейн. Между ними располагаются переходные надпровинции: *Романиш* и *Вима* (рис. 1.2).

Дно в пределах надпровинций с квазистационарными направлениями спрединга характеризуется регулярным строением, определяемым чередованием спрединговых ячеек. Для переходных надпровинций свойственно более сложное строение дна, проявляющееся не только в появлении сегментов межразломных хребтов, куполовидных структур и

серпентинитовых протрузий, но и в наличии трогов: косых, параллельных и перпендикулярных спредингу, а также аномальных положительных морфоструктур.

Раскрытие океана в области тектонической надпровинции Вима началось около 100 млн. лет назад вдоль древнего трансформного Гвинейского разлома (Jones, 1987), простираение которого соответствовало направлению раскрытия Центральной Атлантики в поздней юре (Klitgaard, Shouten, 1986). В начале раскрытия точка тройного сочленения между Африканской, Южно-Американской и Северо-Американской плитами находилась в районе северного интерсекта Гвинейского разлома. Кинематические построения при данной геометрии плитных границ свидетельствуют о том, что раскрытие происходило в обстановке растяжения, поперечном к спредингу (рис. 3.28).

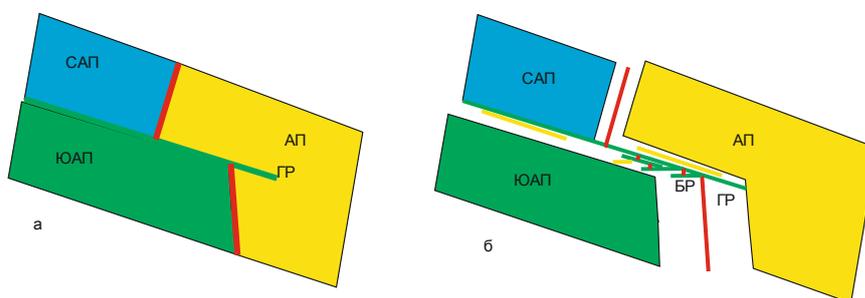


Рис. 3.28 Кинематическая модель формирования зоны конвергенции разломов в тектонической надпровинции Вима.

а - состояние на момент раскола Экваториального сегмента Гондваны. б – начальные этапы раскрытия Экваториальной Атлантики. Красные линии - оси спрединга, зеленые линии - трансформные разломы, желтые линии - трогов, возникшие в условиях внеосевого растяжения. САП - Северо-Американская плита, ЮАП - Южно-Американская плита, АП - Африканская плита, ГР – Гвинейский разлом, БР - разлом Богданова.

Возникавшие в силу этого локальные стрессы приводили к структурообразованию в прилегающих участках Африканской и Южно-Американской плит. Вблизи Экваториальной Атлантики сформировалась серия часто расположенных трансформных разломов и трогов такого же субширотного простираения. Наиболее древний из них разлом Богданова, наиболее молодой - разлом Меркурий. Вблизи Центральной-Атлантики также возникла серия трансформных разломов с простираением около 112° , самый молодой из которых - разлом Марафон, и трогов, располагавшихся под небольшим углом к ним. Все трансформы обладали большими оффсетами, поскольку соединяли две далеко отстоявшие друг от друга независимо расколовшиеся области Атлантики. В ходе образования данной серии разломов выше названная тройная точка последовательно мигрировала на юг к северному интерсекту разлома Марафон.

Участок, разделявший латерально разобщенные Центральную и Экваториальную Атлантики, характеризовался очень частым расположением трансформных разломов (через

30-40 км) по сравнению с обычной частотой встречаемости трансформов (100-170 км). На сегодняшний день такое строение унаследовал участок дна, заключенный между разломами Богданова и Архангельского, более северные районы изменили свое строение под влиянием плюма Ресечер, внедрившегося около 50 млн. лет назад.

Структурно-кинематическая ситуация, существующая в зонах аккомодации на сегодняшний день, установилась около 33 млн. лет назад. В каждой из зон аккомодации в направлении на север наблюдается поворот активных частей трансформных разломов и соответственно направлений спрединга по часовой стрелке на ту или иную величину. А у очень протяженного разлома Романш (950 км) этот поворот происходит в пределах активной части. Напротив своего южного интерсекта разлом имеет простирание 76° , как и

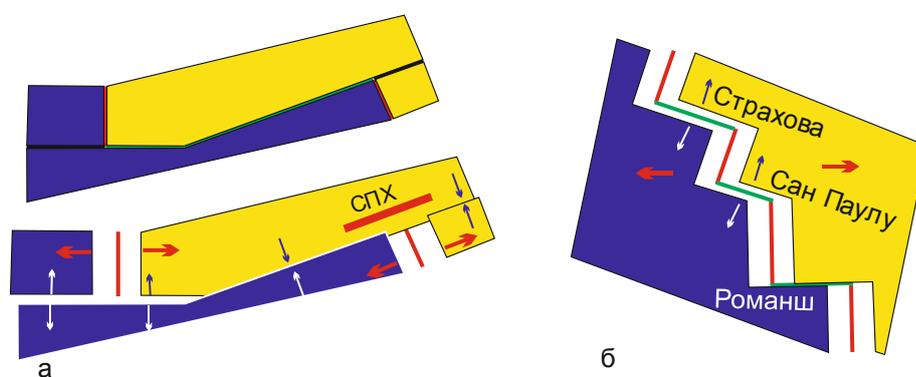


Рис. 3.29 Кинематические построения спрединга дна при различной геометрии межплитных границ.

а - возникновение зон сжатия и растяжения вдоль разлома Романши в силу изменчивости его простирания (по Bonatti et al., 1994). СПХ - северный поперечный хребет.

б – возникновение зоны растяжения в политрансформе Сан Паулу. Красные стрелки - направление спрединга, Стрелки, направленные навстречу друг другу, указывают положение зон сжатия. На рисунке на этих участках видно, как плиты “наезжают” друг на друга.

Стрелки, направленные в разные стороны, указывают положение зон растяжения. На рисунке на этих участках видно, как между плитами образуется брешь. Красные линии - оси спрединга, зеленые линии - трансформные разломы. Блоки желтого и синего цвета идентифицируют разные плиты.

направление спрединга в Южной Атлантике. Однако в районе меридиана 21° з.д. разлом поворачивает по часовой стрелке примерно на 9° . По мнению Э. Бонатти и др. (Bonatti et al., 1994), возникшая конфигурация плитных границ в этом районе: неортогональные взаимоотношения в системе северный рифт – разлом и непрямолинейность простирания разлома, - геодинамически неустойчива и может создавать локальные стрессы.

Кинематические построения (Bonatti et al., 1994) показывают, что при данной геометрии трансформа Романш напряжения сжатия возникают в восточной активной части разлома, а растяжения – в западной части (рис. 3.29а). Самой грандиозной из структур сжатия является поперечный хребет на северном борту разлома Романш, сформировавшийся в восточной

активной части этого разлома. Его природа как постэоценовой структуры сжатия доказана при геологических исследованиях (Bonatti et al., 1994, Перфильев и др., 1994, Разницын, 2004). Образование структур сжатия в этой разломной зоне происходит и на современном этапе. Структуры растяжения в зоне разлома Романш по мнению, высказанному в работе (Bonatti et al., 1994, 1996), представлены глубокими (до 7000 м) впадинами. В одной из таких впадин, расположенной в зоне изменения простирания разлома, встречены молодые базальты, имеющие внутриразломное происхождение и сформировавшиеся в условиях трансенсии (Кашинцев и др., 2008). В этом же районе отмечены исторические вулканические извержения.

В областях с переменчивым вдоль оси COX направлением спрединга в соответствии с (Дубинин, 1987, Tucholke, Schouten, 1988) могут возникать в зависимости от геометрии плитных границ обстановки сжатия или растяжения, поперечных спредингу. Район политрансформа Сан Паулу надпровинции Романш, как следует из кинематических построений, развивается в обстановке растяжения (Сколотнев, 2013в) (рис. 3.29б). Выше было показано, что этот политрансформ сформировался в условиях такого растяжения: первоначально при миграции восточной части разлома к северу, а затем при рождении новых трансформов. В условиях растяжения поднялись и межразломные хребты, являющиеся горстами, которые сложены в основном серпентинизированными ультрабазитами. В силу последнего обстоятельства они обладали плавучестью, а обстановка растяжения способствовала их всплытию. Дополнительно массив скал Св. Петра и Павла прорезается субширотным грабеном, с которым сопряжен внутриразломный вулканизм (рис. 3.14).

Очевидно, что описанная зона аккомодации между разломами Романш и Сан Паулу, включая эти разломы, наследовала более древнюю зону аккомодации, существовавшую в этом районе еще на предраскольной стадии и разделявшую в раннемеловое время Африку на две субплиты или даже плиты, как предполагается в работе (Burke, Dewey, 1974).

Область формирования политрансформа пространственно сопряжена с террейном, для которого свойственна пониженная температура верхней мантии (Бонатти, 1996). Оба явления ведут к уменьшению интенсивности подосевого апвеллинга и магматической продуктивности. В результате на данном участке сформировался наиболее низкий рельеф во всей рассматриваемой области Атлантики.

В надпровинции Вима условия растяжения поперечные спредингу при данной геометрии плитных границ возникают в южной части надпровинции. Здесь между разломами Богданова и Архангельского формируется участок, характеризующийся частым расположением трансформных разломов и одним из самых низких уровней дна рифтовой долины (ниже только в районе политрансформа Сан Паулу). В северной части в условиях

сжатия, поперечного спредингу, на южном борту разлома Вима образовался грандиозный поперечный хребет, являющийся по мнению Ю.Н. Разницына (2004) структурой сжатия, возникшей около 9-10 млн. лет назад.

3.16.9 О возможных причинах различных направлений спрединга в разных тектонических надпровинциях. Факт существования крупных регионов с устойчивыми, но различающимися направлениями спрединга, означает, что имеются мощные региональные силы, корректирующие действие удаленного стресса. Очевидно, что направление спрединга в этих регионах есть результирующая величина между удаленным и региональным стрессом. Чтобы понять природу этого регионального стресса, следует принять во внимание, что он зарождается на стадии раскола континентальной литосферы. На этом этапе возникала система конвективных течений в верхней мантии, которые являются одной из сил, движущих литосферные плиты (сила "drag"). Направление этих течений зависело от направления удаленного стресса, действующего на тот момент времени, и от направления растекания материала глубинной горячей мантии, поднявшегося в виде плюма, если таковой присутствовал (Сколотнев, 2013в). На момент раскола континента в Южной Атлантике функционировали два крупных плюма: Св. Елены и Тристан, а под Экваториальной Атлантикой поднимался плюм Сьерра Леоне, который, тем не менее, уже оказывал тепловое влияние на вышележащую мантию. Очевидно, что направление растекания плюмового материала в разных регионах было различным. Таким образом, конвективные течения в различных частях Атлантики зарождались в различных условиях, что, по-видимому, и привело к тому, что в разных регионах они имеют разные направления и по-разному воздействуют на удаленный стресс. Эти направления конвективных течений стали таковыми на стадии раскола, но в силу большой инерционности течений, продолжают различаться и в настоящее время. На инерционность конвективных течений указывается в работе (Abelson, Agnon, 1997), в которой обращается внимание на то, что большая часть осевых зон в САХ разрезает глубоководные котловины симметрично, а сегменты САХ в разных регионах сохраняют вид и форму континентальных окраин.

3.16.10 Суперсегменты. Рассматривая строение спрединговых ячеек и сегментов САХ, устроенных по другому принципу, выделяя тектонические надпровинции и тектоно-магматические провинции, мы сталкиваемся с проблемой природы разнопорядковой сегментации СОХ, являющейся фундаментальной и глобальной чертой их строения. Одной из обобщающих работ на эту тему является статья К.С. Макдональда и др. (Macdonald et al., 1988), в которой выделяются 4 порядка сегментации. Границами сегментов 1-го порядка размером от нескольких десятков до сотен километров по простиранию хребта являются крупные трансформные разломы, сегментов 2-го порядка длиной до нескольких десятков

километров – мелкие трансформные разломы и нетрансформные смещения. Сегментация более высоких порядков связана с вулканическими и узлокальными тектоническими процессами и не является предметом данного исследования, поскольку выделение этих сегментов требует большого объема работ более детальных, чем среднемасштабный уровень. В настоящей работе упор делается на анализе строения сегментов 2-го порядка, которые, как ясно из выше изложенного, могут быть разделены на спрединговые ячейки и сегменты, соразмерные ячейкам, но отличающиеся от них по строению. В контексте настоящей работы это самый низкий уровень тектонического районирования океанического дна.

Сегменты 1-го порядка по К.С. Макдональду и др. включают несколько спрединговых ячеек. В работе (Abelson, Agnon, 1997) объединения нескольких спрединговых ячеек, ограниченных трансформными разломами с оффсетами, превышающими ширину зоны подосевого апвеллинга предлагается выделять как суперсегменты. В этом понимании, которое принимается и в настоящей работе, суперсегменты это естественные объединения спрединговых ячеек, связанных единой зоной подосевого апвеллинга. Разделение САХ на суперсегменты, показано на рис. 1.3. Характерной чертой суперсегментов является их относительная прямолинейность, поскольку в их пределах спрединговые сегменты смещаются вдоль нетрансформных смещений или трансформных разломов с коротким оффсетом. Трансформные разломы, разделяющие суперсегменты, часто являются трансокеанскими (Риу Гранди, Рио де Жанейро, Бода Верде, Вознесения, Чейн, Романш, Сан Паулу, Страхова, Богданова, Зеленого Мыса), представляя границы либо между спрединговыми центрами, зародившимися в разное время, либо между континентальными блоками с разными прочностными свойствами. Часть суперсегментов возникла на более поздних этапах при изменении прочностных свойств океанической литосферы под влиянием плюмов глубинной мантии. К их числу относится суперсегмент между разломами Мартин Вас и Св. Елены, возникший под влиянием горячей точки на западном фланге САХ около 33 млн. лет назад. Три суперсегмента между разломами Архангельского и Зеленого Мыса, разделенные разломами Вима и Марафон, появились около 50 млн. назад, когда под влиянием плюма Ресечер произошло разделение до этого единого суперсегмента, ограниченного разломами Богданова и Зеленого Мыса.

Нередко в центре суперсегментов располагаются аномальные спрединговые ячейки.

Наряду с вышеописанными существуют и другие объединения спрединговых сегментов, соразмерные предыдущим и являющиеся их необходимым структурным дополнением, поэтому в настоящей работе также квалифицируемые как суперсегменты. Данные суперсегменты выступают как связующие звенья между первоначально независимо раскрывавшимися областями Атлантики. Они характеризуются частым расположением

трансформных разломов (15-170 км), обладающих большими оффсетами (чаще > 100 км), и в целом представляет собой единые структурные ансамбли, для которых свойственен большой дискорданс между региональным простираем SAH и осевыми структурами. Такие суперсегменты наблюдаются между независимо раскрывавшимися до 100 млн. лет назад Центральной, Экваториальной и Южной Атлантикой, они ограничены разломами Богданова и Архангельского, отдельным суперсегментом является политрансформ Сан Паулу. В рассматриваемой части Южной Атлантики короткий период независимо раскрывались три области: к югу от разлома Монтевидео, между разломами Мур и Кокс, где локализован северный сателлит плюма Тристан, и к северу от разлома 20°ю.ш. Между тремя этими областями также развиты суперсегменты данного типа.

Частота встречаемости трансформов в этих суперсегментах зависит от тектонического режима, при котором происходит спрединг дна. В условиях растяжения поперечного к спредингу расстояния между разломами очень маленькие 15-35 км, как в политрансформе Сан Паулу или между разломами Богданова и Архангельского. При отсутствии растяжения подобные расстояния составляют 100-170 км.

Таким образом, существуют суперсегменты двух типов: единой зоны апвеллинга и связующие звенья между первоначально независимыми областями раскрытия океана, при этом последние включают спрединговые сегменты разных типов.

ГЛАВА 4. Состав, геохимия и изотопия базальтов из осевой и гребневой зон САХ в Центральной части Атлантики.

4.1 Введение

4.1.1 Вводные установки. В настоящей главе анализируются валовой состав, концентрации элементов-примесей и изотопные отношения Sr, Nd и Pb в базальтах, распространенных в осевой и гребневой зонах САХ, с целью получения данных об относительных условиях плавления и составе их мантийных источников в различных провинциях и сегментах, выделенных в предыдущей главе.

В отдельных разделах дается характеристика базальтов полигонов, которые в основном совпадают с полигонами, выделенными в предыдущей главе. Полигон Романш расширен до политрансформа Сан Паулу, включая последний, а полигон Зеленого Мыса расширен к северу до трога Рояйл, а к югу до разлома Меркурий. Финальным разделом описания каждого полигона является обсуждение результатов с целью выяснения закономерностей и причин вариаций вещественных параметров базальтов. Это имеет смысл, поскольку каждый полигон это своеобразная модель или сценарий развития определенных геологических событий и процессов. В конце главы производится общее обсуждение результатов изучения

состава, геохимии и изотопии базальтов Центральной части Атлантики и их вариаций.

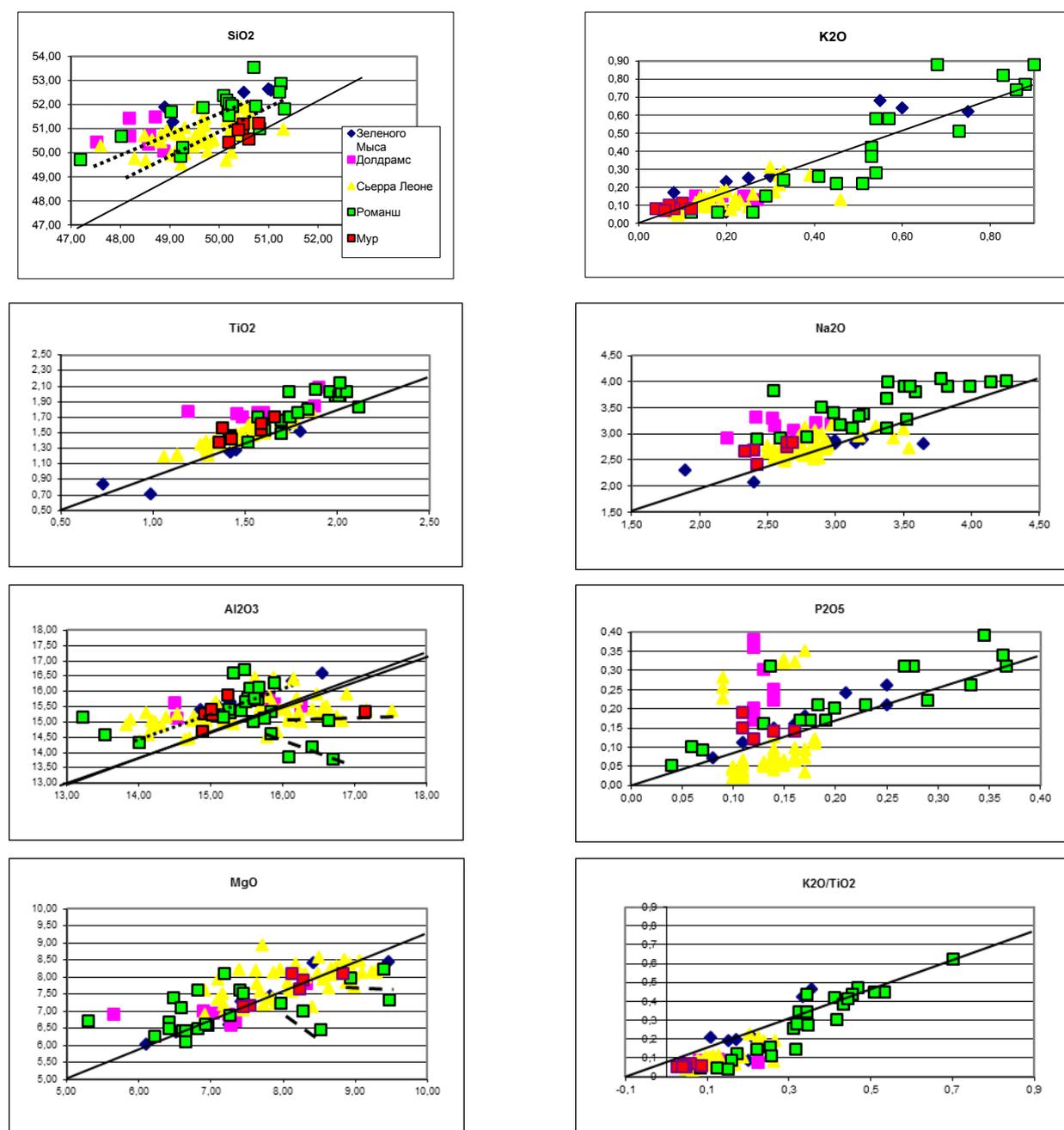
4.1.2 Процессы дифференциации толеитовых расплавов. Наиболее контрастные вариации составов базальтов определяются процессами дифференциации расплавов, происходящими на их пути к поверхности. В настоящей работе данным вариациям уделяется особое внимание лишь только в том случае, когда они так или иначе связаны с особенностями тектонического развития того или иного региона. Процессы дифференциации хорошо разобраны в литературе, в данном разделе предлагается их краткая квинтэссенция.

Большинство расплавов океанических базальтов было подвержено низкобарическому (в среднем до 4 кбар) фракционированию в коровых магматических камерах или в подводных каналах (например, Thompson, 1987). В соответствии с (например, Presnall, Hoover, 1984, Bender et al., 1978) на его ранних стадиях происходит осаждение оливина и плагиоклаза, затем к ним присоединяется клинопироксен. В соответствии с (Thompson, 1987) большинство базальтов срединных хребтов варьирует по содержанию MgO от 7 до 5,5%, образуя отчетливые тренды повышения концентраций TiO₂ и FeO и понижения CaO и Al₂O₃. При меньших концентрациях MgO тренды TiO₂ и FeO становятся менее отчетливыми и широкими, основной причиной чего является появление в базальтах на данной стадии микрофенокритов титаномагнетита. При концентрациях MgO ниже 3,7% начинают снижаться концентрации титана, свидетельствуя о фракционировании Fe-Ti фаз. Отношение FeO/MgO в расплаве по мере увеличения степени дифференциации расплава возрастает, а отношение CaO/Al₂O₃ сначала слабо возрастает, а затем не изменяется. Эти отношения могут выступать в качестве коэффициентов степени дифференциации базальтов.

В определенных случаях возникают условия для высокобарического фракционирования расплавов (Nicolas, 1986, Kinzler, Grove, 1992, Elthon, 1987), при этом основной ликвидусной фазой является клинопироксен, при кристаллизации которого расплав обедняется Ca и Ti. Высокобарическое отделение плагиоклаза обедняет расплав Al₂O₃.

4.1.3 Сопоставление составов базальтов и их закалочных стекол. В литературе основные закономерности вариаций состава базальтов и условия их образования выявлены при изучении составов закалочных стекол базальтов. В данной работе наряду с составами стекол анализируются и составы самих базальтов, которые объемно менее однородны, чем стекла. Валовые составы базальтов в основном оригинальные, часть из них ранее опубликована, неопубликованные данные приведены ниже в соответствующих таблицах. Информация, которую предоставляет изучение базальтов, является ценным дополнением к изучению стекол, поскольку базальты дают несопоставимо больше сведений о характере и масштабе вариаций состава коры, так как их объем, полученный со дна океана, несравнимо больший и охватывает несопоставимо большие площади.

В настоящем разделе сравниваются валовые составы базальтов и их стекол, при этом существенно порфиоровые и измененные базальты исключены из рассмотрения. Проведено сравнение состава стекол, измеренных в ГЕОХИ РАН (полигоны Зеленого Мыса (Пейве и др., 1988б), Долдрамс (Сущевская и др., 1992а) и Романш (Сущевская и др., 1994, 1995)) и в Институте СО РАН в Новосибирске (полигон Сьерра Леоне (Сколотнев и др., 2003а)) с валовыми составами базальтов, определенными традиционными методами мокрой химии в Химико-аналитической лаборатории ГИН РАН (рис. 4.1). Наблюдается хорошая корреляция концентраций для TiO_2 и K_2O и отношений FeO/MgO , вполне удовлетворительная - для концентраций CaO , P_2O_5 , Na_2O , FeO и MgO и отношения CaO/Al_2O_3 . Однако следует отметить следующее. 1) Все стекла полигона Долдрамс имеют заметно повышенное



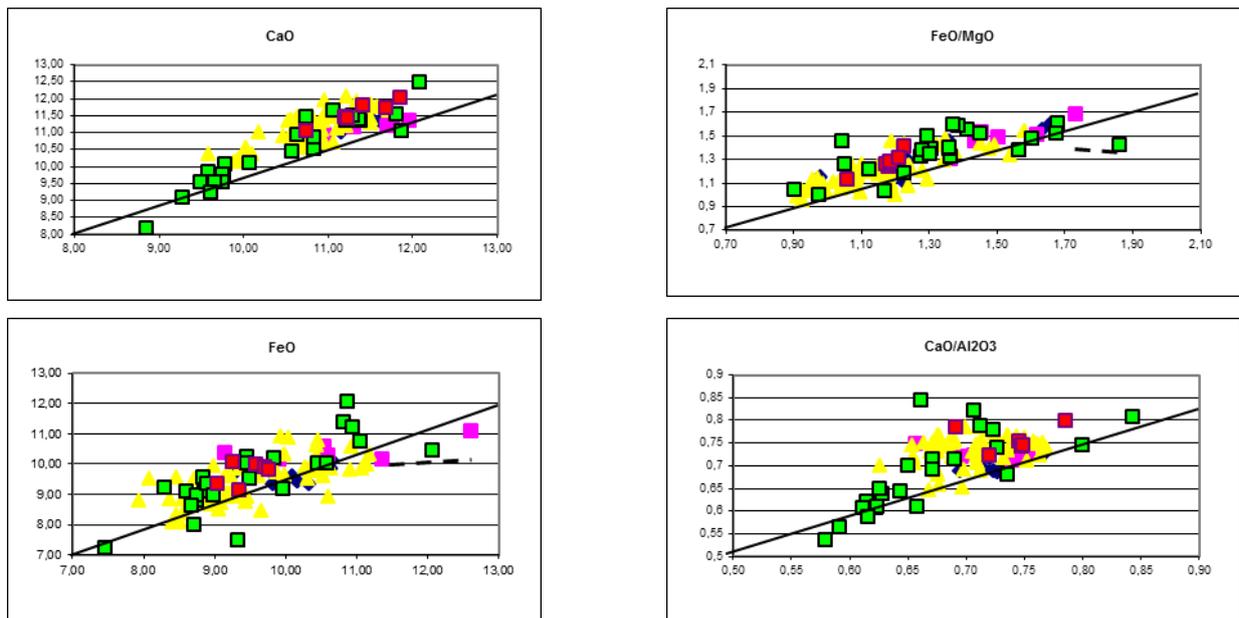


Рис. 4.1. Сопоставление концентраций петрогенных оксидов (в %) и их отношений в базальтах и их стеклах

По оси абсцисс - значения в базальте, по оси ординат - значения в стекле. Разными символами показаны образцы разных полигонов.

содержание Na_2O по сравнению с породой. 2) В области высоких значений MgO (более 8,5%) отмечаются повышенные концентрации этого оксида в породе, что может быть связано с аккумуляцией в ней субфенокристов оливина. 3) Концентрации P_2O_5 в области очень высоких концентраций (более 0,6%) резко выше в породе, т.е. имеет место аккумуляция зерен апатита. 4) В области высоких значений TiO_2 проявляется повышенная концентрация TiO_2 , связанная с аккумуляцией Fe-Ti рудных минералов в породе.

Наименее удовлетворительная корреляция между концентрациями Al_2O_3 и SiO_2 , при определении концентраций этих оксидов микрозондом происходит их систематическое завышение (примерно на 0,5% и 1%, соответственно). По-видимому, это систематическая ошибка метода микрозондового анализа. Дополнительно для Al_2O_3 его концентрации в области высоких значений незаконномерно повышены в породе, что обусловлено аккумуляцией субфенокристов плагиоклаза в породе.

Выявленные особенности в соотношении составов базальтов и их закалочных стекол учитывались в настоящей работе.

4.2 Описание состава, геохимии и изотопии базальтов и их вариаций в пределах осевой и гребневой зон САХ в Центральной части Атлантики

4.2.1 Полигон Мур

Характерной структурной особенностью полигона Мур является четкая выраженность спрединговой ячейки, охватывающей площадь всего полигона, с отчетливым осевым

поднятием, расположенным примерно в центральной части сегмента САХ между разломами Риу Гранди и Мур. В главе 3 эта спрединговая ячейка охарактеризована как аномальная.

Результаты изучения состава, геохимии и изотопии базальтов этого полигона приведены в работах (Castillo, Batiza, 1989, Batiza et al., 1989, Niu, Batiza, 1994, Graham, et al., 1996, Regelous et al., 2007). Данные этих работ использованы для определения характера вариаций состава базальтов и их изменчивости вдоль оси спрединга и на флангах хребта. Схема опробования полигона приведена на рис. 3.4.

Детальный анализ вдольосевых вариаций состава закалочных базальтовых стекол этого полигона проведен в работе (Niu, Batiza, 1994). Авторы использовали нормированные значения петрогенных оксидов, т.е. значения оксидов, пересчитанные при условии, что концентрация MgO в расплаве составляет 8%. Я. Нью и Р. Батиза (1994) пришли к следующим выводам. В центре спрединговой ячейки наблюдаются наиболее высокие значения Si₈ и Ca₈, в то время как наиболее высокие значения Na₈, Al₈, Ti₈ и Fe₈ отмечены в дистальных частях спрединговой ячейки вблизи оффсетов. Распределение Na₈, Al₈, Ti₈ и Ca₈ указывает на низкие степени плавления вблизи оффсетов и их увеличение в сторону центра спрединговой ячейки. Распределение Si₈ и Fe₈ свидетельствует о наибольшей глубине плавления вблизи оффсетов и ее уменьшении в сторону центра.

В настоящей работе проведен анализ характера вариаций не нормированных составов этих базальтовых стекол, приведенных в работе (Niu, Batiza, 1994), с целью выработки петрохимических параметров, характеризующих условия плавления, основанных на непосредственных данных анализа базальтов или стекол без каких-либо пересчетов, поскольку основой нашей базы данных являются составы не стекол, а базальтов, для которых выше используемая методика пересчетов не применима.

Особенности валового состава базальтов

На вариационных диаграммах FeO/MgO – оксид (рис. 4.2) наблюдаются отчетливые тренды возрастания концентраций TiO₂, FeO, Na₂O и P₂O₅ и уменьшения - Al₂O₃, MgO и CaO с ростом FeO/MgO, что свидетельствует о том, вариации составов базальтов в значительной степени обусловлены процессами малоглубинной дифференциации расплавов. Тем не менее, на диаграммах FeO/MgO - CaO и TiO₂ среди осевых базальтов полигона Мур отчетливо выделяются две основные серии: низкокальциевая высокотитанистая (CaO: 10,97-11,78%, TiO₂: 1,43-1,75%) и высококальциевая низкотитанистая (CaO: 11,7-12,18%, TiO₂: 1,26-1,54% в диапазоне FeO/MgO: 1,06-1,34). Обе серии образуют протяженные ряды дифференциации (FeO/MgO = 1,05 – 1,58 и 1 – 1,68, соответственно). На диаграмме FeO/MgO – SiO₂ широкое поле значений разбивается линией, поднимающейся от 50,6% к 50,75%, на два поля, при этом в верхнем поле преимущественно концентрируются породы высококальциевой серии.

На диаграмме FeO/MgO - K₂O формируются два тренда вариаций с повышенными и пониженными концентрациями K₂O в базальтах, при этом нижний тренд (преимущественно породы высококальциевой серии) более пологий. На диаграмме FeO/MgO – CaO/Al₂O₃ основные серии образуют два тренда субпараллельные друг другу и оси абсцисс, практически с неперекрывающимися значениями CaO/Al₂O₃: 0,72-0,76 для низкокальциевых и 0,77-0,82 для высококальциевых пород. На диаграмме FeO/MgO – Al₂O₃ помимо широкого основного тренда, в области низких значений FeO/MgO обособляется небольшая группа базальтов с осевого поднятия с высокими концентрациями Al₂O₃ (> 16%), представленная породами обеих серий.

Породы высококальциевой серии в целом имеют более низкие содержания Na₂O и P₂O₅.

За пределами осевой зоны также был опробован ряд гор (ст. 5-11), находящихся на протяжении примерно 30 км от оси САХ на обоих флангах напротив местоположения ст. 23 (рис. 3.4). В сравнении с базальтами осевой зоны базальты с гор, охарактеризованные в работах (Castillo, Batiza, 1989, Reggeolous et al., 2007, Batiza et al., 1989), при тех же самых значениях FeO/MgO имеют существенно более низкие концентрации SiO₂ (48,72-49,9%) и CaO (11,18-11,49%). Это свидетельствует об их плавлении на больших глубинах и при меньшей степени частичного плавления по сравнению с осевыми базальтами. С этим коррелируют и более высокие концентрации Na₂O (2,84-3,06%), в тоже время более высокие значения Na₂O могут отражать и специфику состава плавящегося мантийного субстрата. Последний, судя по очень высоким концентрациям Al₂O₃ (17,32-17,59%) и очень низким концентрациям TiO₂ (1,12-1,27%), K₂O (0,05-0,07%) и P₂O₅ (0,09-0,12%) в базальтах, что не свойственно для таких условий плавления, имеет необычный состав, отличный от типичной деплетированной мантии.

Особенности геохимии и изотопии базальтов

Все осевые и внеосевые базальты этого полигона геохимически являются представителями N-MORB типа ((La/Sm)_n = 0,43-0,65), при этом их спайдерграммы резко отличаются от таковых у типичных N-MORB (рис. 4.3), поскольку базальты полигона Мур характеризуются чрезвычайно низкими концентрациями наиболее несовместимых элементов-примесей: Rb, Ba и Th. Наблюдается очень резкое снижение кривой спектра от Nb к Th, Ba и Rb, гораздо более глубокое, чем для основной массы деплетированных базальтов. На фоне этого понижения проявляются отрицательные аномалии U и Pb.

Такой характер спайдерграмм является аномальным для всех базальтов, рассматриваемых в настоящей работе. Базальты гор в сравнении с осевыми базальтами еще более обеднены Rb, Ba, которые являются наиболее низкими из всех известных в

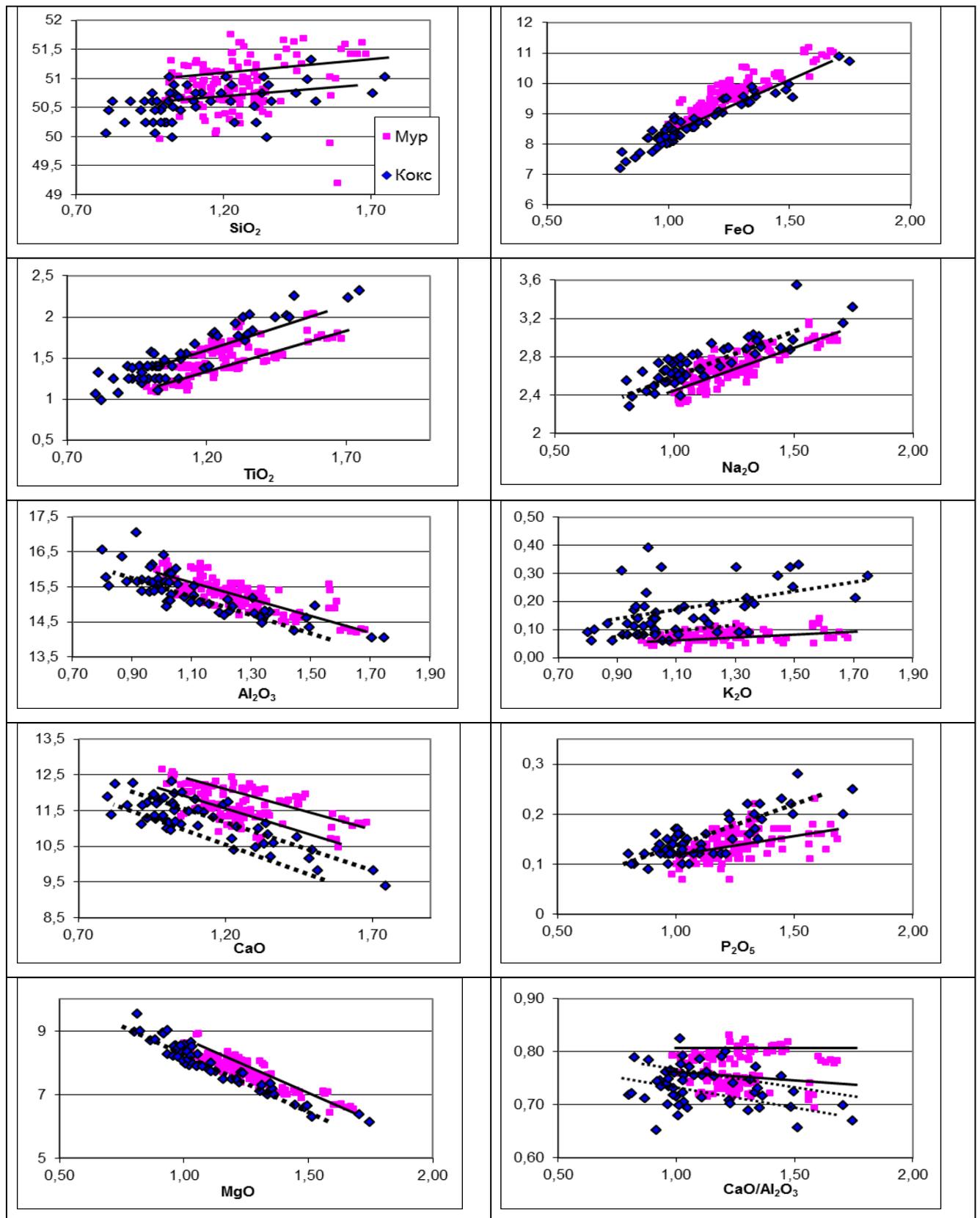


Рис. 4.2 Вариаций концентраций петрогенных оксидов в зависимости от степени дифференциации (FeO/MgO) базальтов полигонов Мур и Кокс

Сплошные линии - тренды вариаций базальтов полигона Мур, пунктирные - полигона Кокс.

Атлантике. В средней части спайдерграмм имеются положительные аномалии Sr и Eu, что также необычно для деплетированных базальтов.

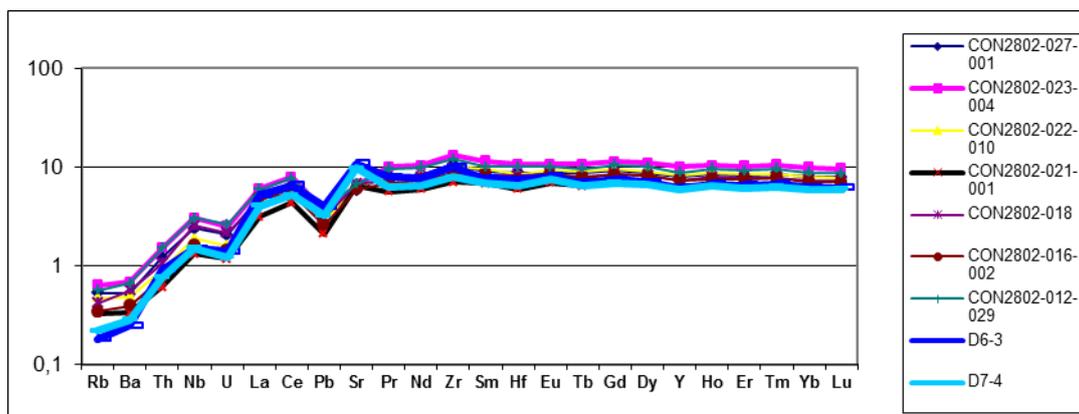


Рис. 4.3 Спайдерграммы базальтов полигона Мур

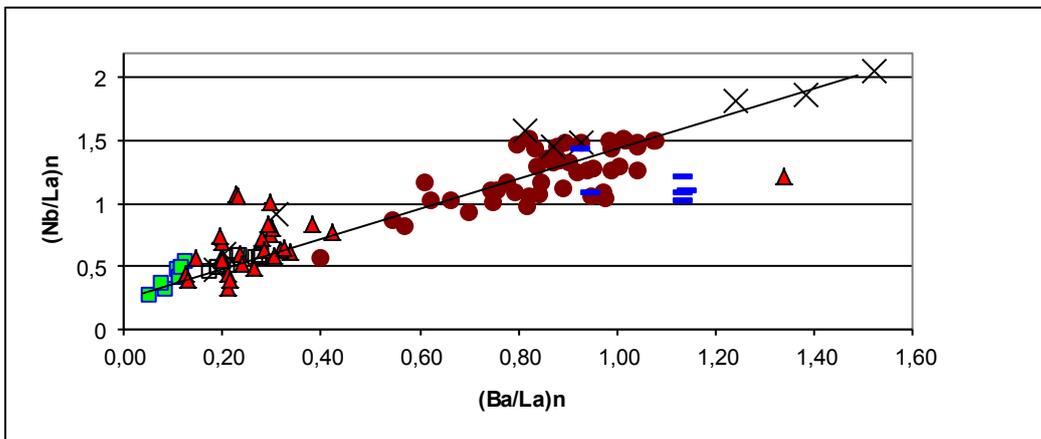
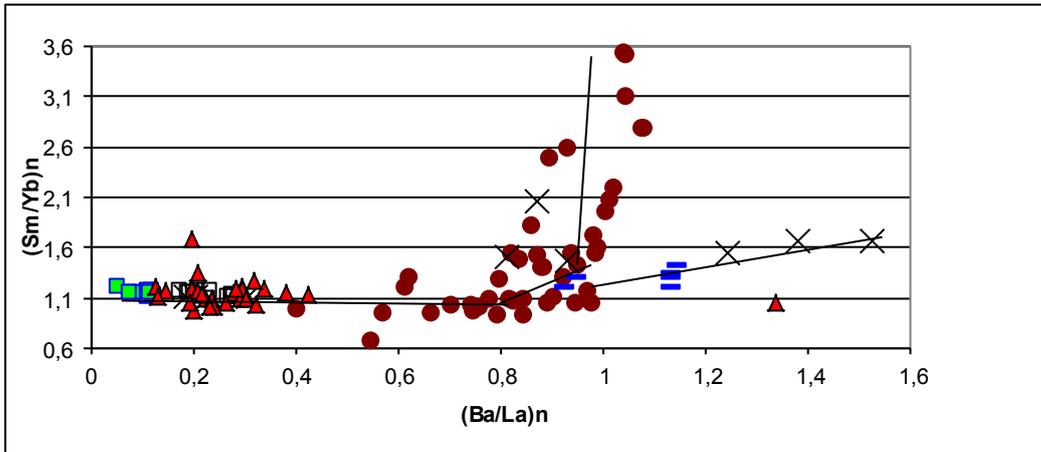
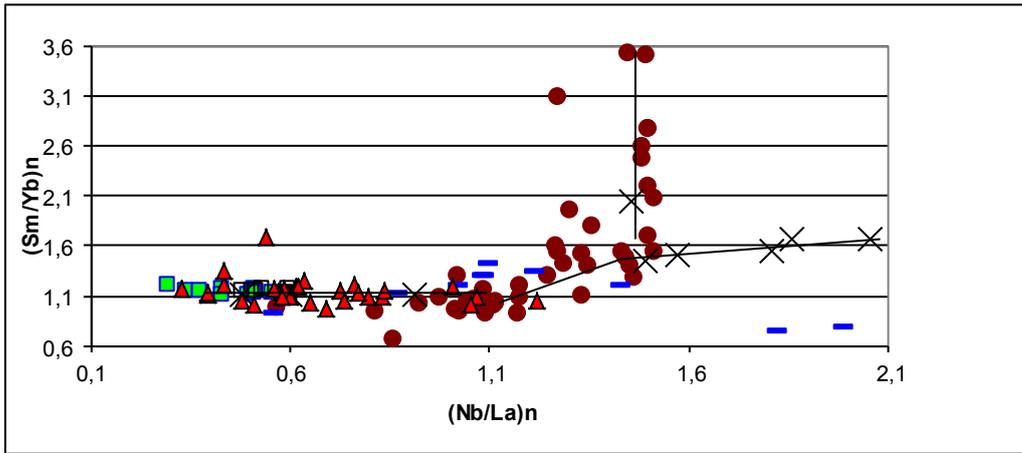
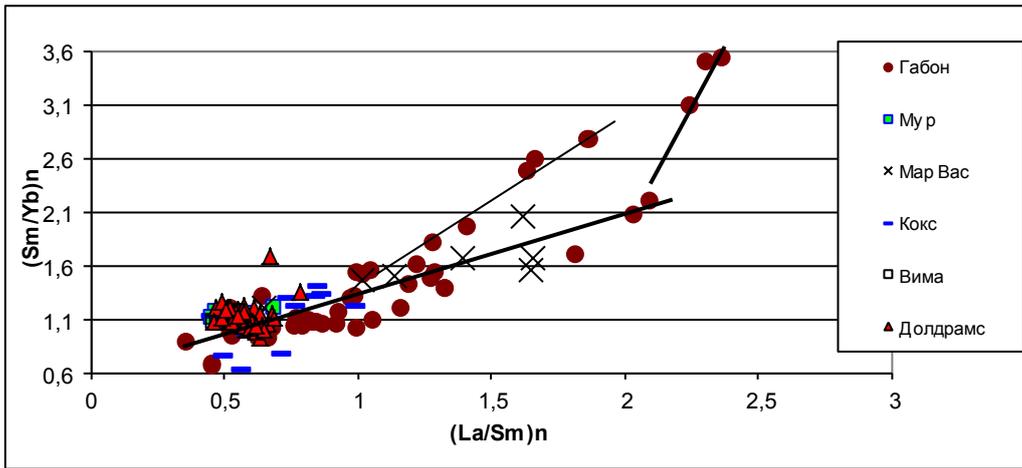
Здесь и далее на оси ординат (логарифмическая шкала) - отношения концентраций элементов в породе к их концентрациям в примитивной мантии по (Hoffman, 1991).

Необычность геохимии обсуждаемых базальтов проявляется также в очень низких значениях индикаторных геохимических отношений $(\text{Nb/La})_n$ (0,28-0,42), $(\text{Ba/La})_n$ (0,04-0,11), $(\text{Ba/Nb})_n$ (0,17-0,25), $(\text{Ba/Th})_n$ (0,27-0,55), наиболее низких из числа всех рассматриваемых в настоящей работе базальтов (рис. 4.4).

Спайдерграммы базальтов двух основных петрохимических серий близки друг другу, в тоже время породы низкокальциевой серии в целом имеют более высокие содержания литофильных элементов-примесей: Y, Zr, Nb, Th, La.

Вулканиты гор имеют более высокие значения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7031-0,7037), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, при близких значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ по сравнению с осевыми базальтами (Castillo, Batiza, 1989, Regelous et al., 2009). Близкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у осевых базальтов напротив острова Тристан да Кунья (Fontignie, Schilling, 1996).

На изотопных диаграммах осевые базальты и базальты гор занимают различное положение (рис. 4.5). Осевые базальты на диаграммах изотопов свинца располагаются на линии NHRL, соединяющей мантийные источники DMM и HIMU. На диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ они представляют самостоятельные тренды параллельные этой линии, но сдвинутые в сторону более высоких $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и меньших $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, соответственно. Базальты гор образуют тренды вариаций, отличные по характеру вариаций от всех других базальтов далее рассматриваемых полигонов Южной и Центральной Атлантики. На всех выше рассмотренных изотопных диаграммах они образуют тренды субпараллельные оси ординат в области относительно низких значений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, отходящие от линии NHRL и направленные в сторону области, занимающей промежуточное



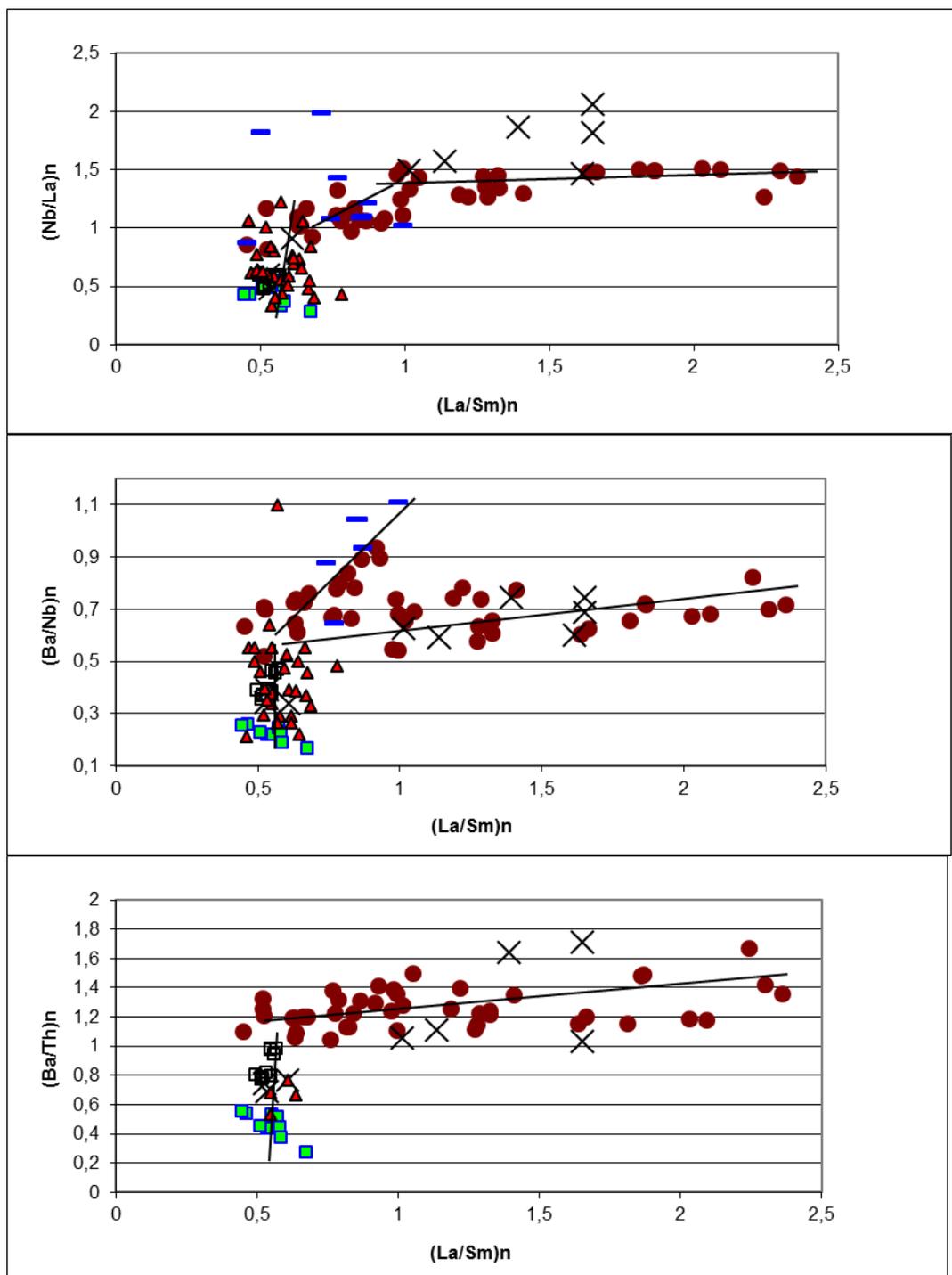


Рис. 4.4 Вариационные диаграммы геохимических показателей базальтов полигонов Мур, Кокс, Мартин Вас, Габон, Долдрамс и Вима.

положение между полями базальтов острова Гоф, более близкого по своим характеристикам к мантийному источнику EM-2, и базальтов острова Тристан да Кунья, более близкого по своим характеристикам к мантийному источнику EM-1, которые являются производными горячих точек, связанных с плюмом Тристан (Gibson et al., 2005).

Д.В. Грахам и др. (Graham et al., 1996) описали еще одну особенность базальтов гор: отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в них выше, чем таковые в деплетированных базальтах, при этом

наблюдается прямая корреляция между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^3\text{He}/^4\text{He}$. Это отличает данные базальты от продуктов, связанных с горячими точками Тристан да Кунья и Гоф, где наблюдается обратная корреляция между этими параметрами.

У осевых базальтов наблюдаются прямые корреляции между геохимическими показателями, в частности $(\text{La}/\text{Sm})_n$, и изотопными показателями, в то время как для базальтов гор такие корреляции характерны только для отношений изотопов свинца, в то время как при значительных изменениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношение $(\text{La}/\text{Sm})_n$ варьирует слабо.

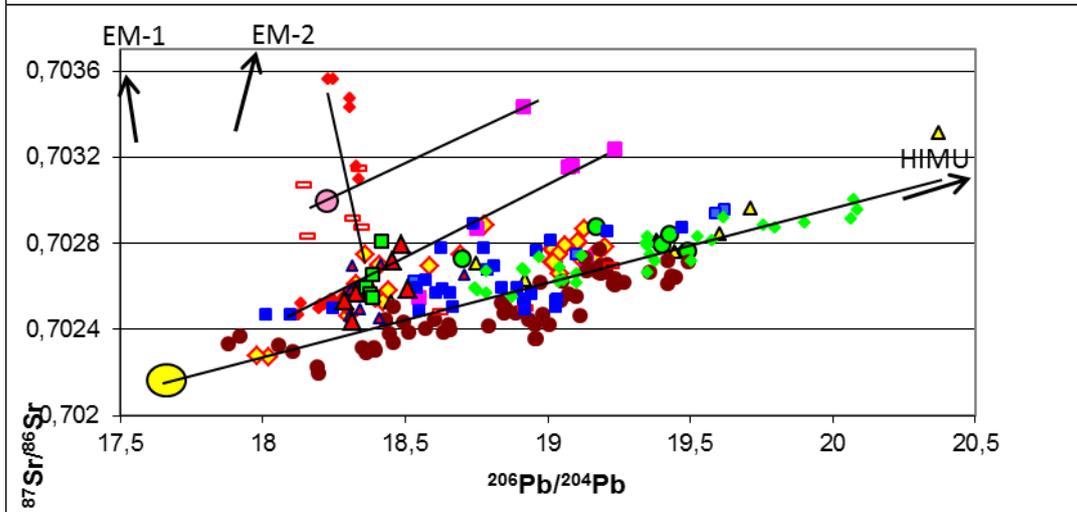
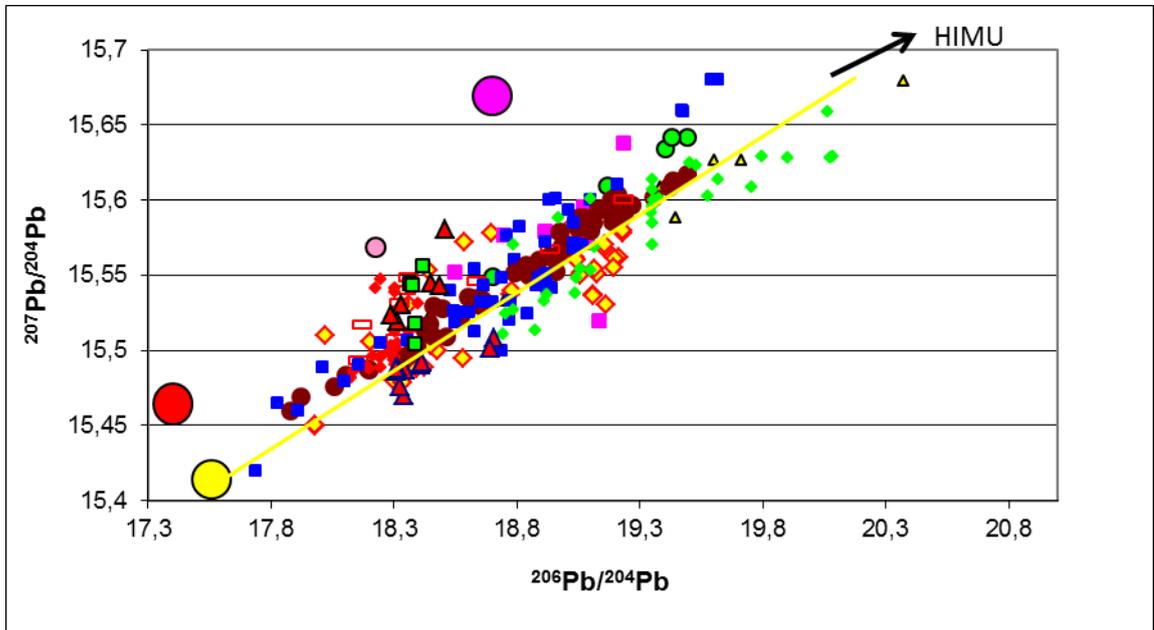
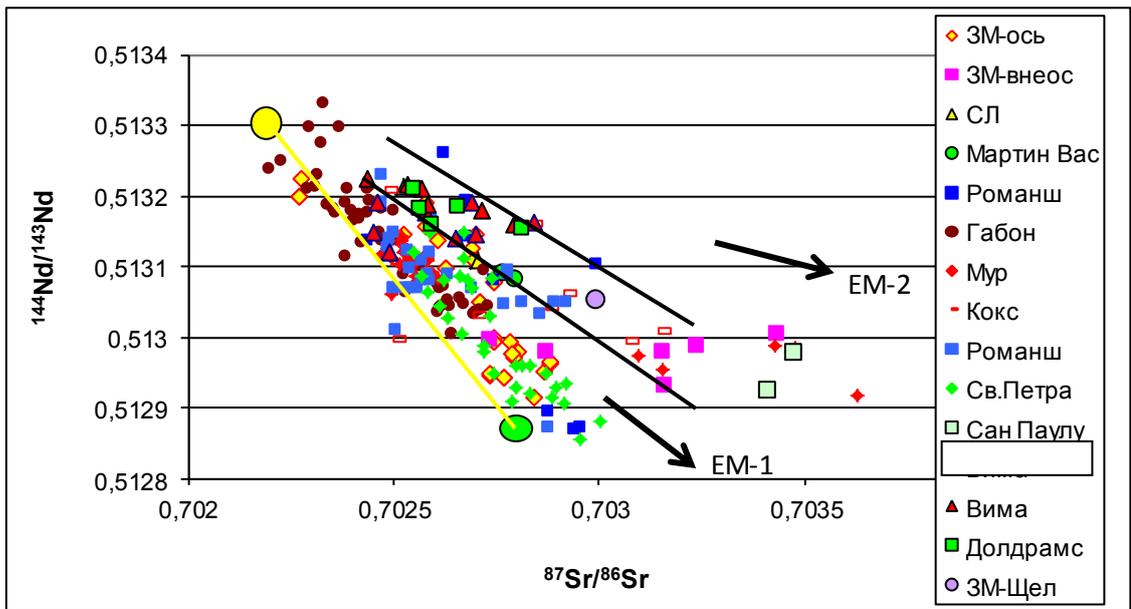
Вдольосевые вариации состава базальтов

Если учитывать только верхние уровни значений FeO в каждой точке опробования, то распределение концентраций FeO в базальтах вдоль оси хребта (рис. 4.6) аналогично таковому для FeO/MgO. Существуют две точки примерно в 20 км к северу (ст. 15, рис. 3.4) и к югу (ст. 22) от осевого поднятия, базальтовые коллекции которых образуют наиболее протяженные дифференцированные серии. Морфологически эти участки ни чем не выражены, являясь краевыми зонами осевого поднятия. Появление подобных участков с наиболее высоко дифференцированными базальтами можно объяснить только внутрикоровым растеканием расплава от того места, где происходит наиболее обильная поставка расплавов из апикальной части поднимающегося мантийного диапира, как это предполагается в работе (Niu, Batiza, 1994), при этом в ходе растекания расплава происходит его дифференциация.

Если же ориентироваться на нижние уровни значений FeO в каждой точке опробования, то их распределение будет иметь V-образный вид: 8,5% над центральной частью и 9,2-9,4% - над дистальными частями. Это распределение соответствует V-образному распределению показателя Fe_8 в базальтах этого сегмента, пропорционального глубине плавления, как показано в работе (Niu, Batiza, 1994). Таким образом, пространственное распределение концентраций FeO в наименее дифференцированных базальтах отражает вариации глубинности их плавления и, напротив, в дифференцированных базальтах эта величина полностью определяется процессами малоглубинного фракционирования.

Распределение значений SiO_2 имеет перевернутый V-образный вид (под дистальными частями - 50,06-51,03%, под центральной частью - 50,61-51,61%) подобно показателю Si_8 , что обратно пропорционального глубинности плавления. Вторит этому и распределение отношений SiO_2/FeO , линия, огибающая их значения, образует выпуклость в центре ячейки. За пределы этой линии попадают наиболее дифференцированные образцы с $\text{FeO}/\text{MgO} > 1,6$.

Менее отчетливо, но подобно распределению показателя Ti_8 , вдольосевое



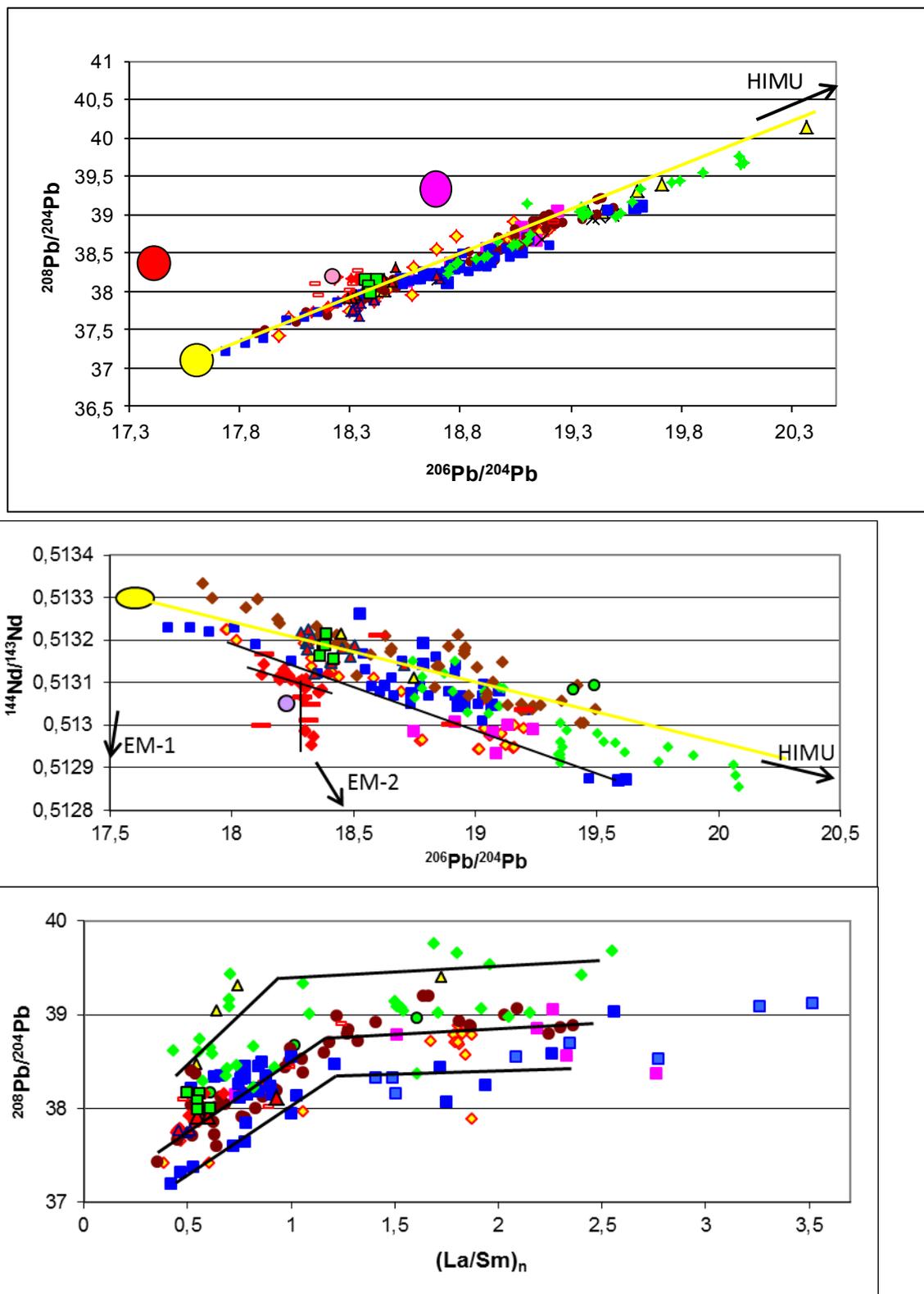
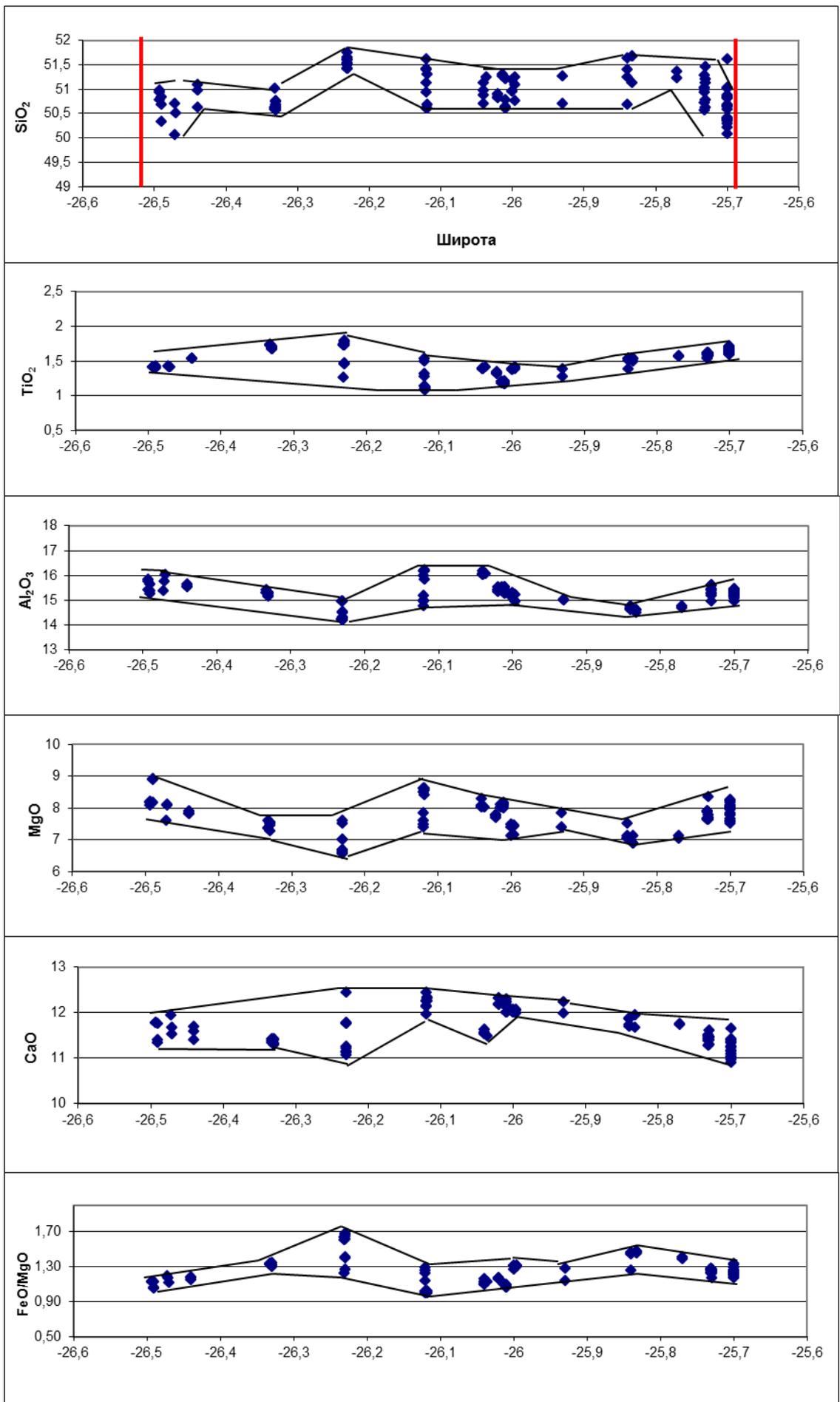


Рис. 4.5 Вариационные изотопные диаграммы базальтов Центральной части Атлантики

Большие круги - составы мантийных компонентов: DMM (желтый), HIMU (зеленый), EM1 (красный), EM2 (сиреневый) по (Zindler et al., 1982). Желтая линия - линия NHRL по (Hart, 1988). В легенде буквенные обозначения: ЗМ – базальты полигона Зеленого Мыса (ось - осевые, внеос - внеосевые, Щел – щелочные), СЛ - полигона Сьерра Леоне.



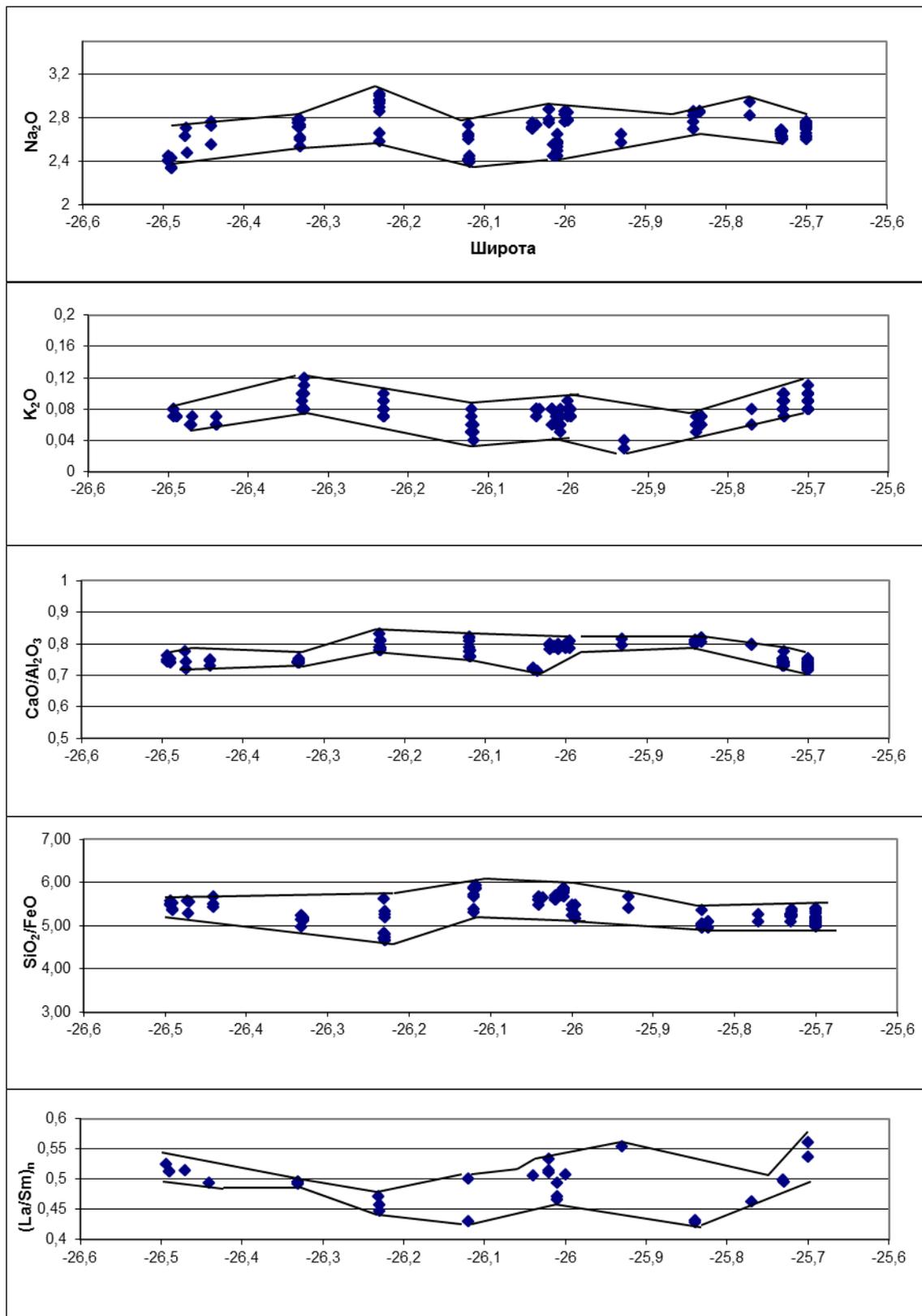


Рис. 4.6 Вдольосевые вариации концентраций оксидов, их отношений и величины $(\text{La}/\text{Sm})_n$ в базальтах полигона Мур

Красные линии местоположение трансформного разлома Риу Гранди (справа) и нетрансформного смещения Мур (слева).

распределение концентраций TiO_2 в базальтах в целом имеет V-образный вид, т.е. минимальные концентрации TiO_2 наблюдаются в области осевого поднятия (1,1 – 1,41%) и максимальные - в дистальных частях ячейки, при этом вблизи разлома Риу Гранди они выше (1,6-1,71% против 1,41-1,54%). Лишь в наиболее дифференцированных разностях ($FeO/MgO > 1,6$) концентрации TiO_2 (1,75 – 1,80%) в базальтах выше таковых в базальтах дистальных частей. Еще одно исключение из общего правила распределения концентрации TiO_2 составляют базальты ст. 23, занимающей промежуточное положение между центральной и южной дистальной частью ячейки, с высокими концентрациями TiO_2 (1,67 – 1,74%).

Распределение концентраций CaO в базальтах вдоль спрединговой ячейки имеет перевернутый V-образный вид, т.е. максимальные концентрации CaO наблюдаются в области осевого поднятия (11,97 – 12,44%) (ст. 18, 19), а минимальные - в дистальных частях ячейки (ст. 27), при этом вблизи разлома Риу Гранди (ст. 12) они ниже (10,9-11,42% против 11,34-11,78%). Аналогичный вид распределения имеет и отношение CaO/Al_2O_3 , которое, как говорилось выше, не зависит от степени дифференциации.

Распределение концентраций MgO и Al_2O_3 в базальтах вдоль спрединговой ячейки имеет вид, во многом обратный таковым для FeO и FeO/MgO , что вполне объяснимо, учитывая, что в процессах малоглубинного фракционирования расплавов поведение MgO и Al_2O_3 обратно FeO . Следует отметить очень большой диапазон вариаций величин Al_2O_3 в области осевого поднятия, что связано с наличием здесь также особого типа высокоглиноземистых базальтов.

Вдольосевые распределения концентраций Na_2O , K_2O и P_2O_5 в базальтах имеют пилообразный вид. Максимальные концентрации Na_2O (до 3,02%) замечены на участках распространения самых высоко дифференцированных базальтов, отмечаются также максимумы на станции 18 (до 2,87%), приуроченной к осевому поднятию, и ст. 14 (до 2,94%) недалеко от разлома Риу Гранди. Максимальные, хотя в целом невысокие, концентрации K_2O (до 0,12%) и P_2O_5 (до 0,22%) наблюдаются вблизи разлома Риу Гранди, на осевом поднятии (ст.17) и на ст. 23, расположенной между осевым поднятием и нетрансформным смещением Мур там, где выше были отмечены очень высокие значения TiO_2 .

Вдольосевые вариации геохимических параметров, в частности отношения $(La/Sm)_n$, совпадают с таковыми для K_2O , TiO_2 , P_2O_5 . Они образуют те же четыре пространственных максимума. Более того, величины изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,702471 – 0,702577), $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18,21-18,24) и др., не выходя за пределы значений N-MORB базальтов (Castillo, Batiza, 1989), образуют те же самые пространственные максимумы.

Обсуждение результатов

Сопоставление результатов проделанной работы с выводами, представленными в статье (Niu, Batiza, 1994), показывает, что наиболее индикаторными параметрами, которые не маскируются полностью (до значений $\text{FeO}/\text{MgO} < 1,6$) процессами малоглубинной дифференциации расплавов, для установления относительной степени частичного плавления являются значения CaO , $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (прямая зависимость) и TiO_2 (обратная зависимость), а для установления относительной глубинности плавления - концентрации SiO_2 и отношения SiO_2/FeO (обратная зависимость). В силу этого на полигоне Мур доминируют две основные серии базальтов: высококальциевая низкотитанистая и низкокальциевая высокотитанистая. Концентрации FeO в слабодифференцированных базальтах также могут быть использованы для определения относительной глубинности плавления (прямая зависимость), более для этой цели надежные показатели SiO_2 и отношения SiO_2/FeO не могут быть использованы в настоящей работе, поскольку, как говорилось в разделе 4.1.3, имеется большое несоответствие в определении концентраций SiO_2 в стеклах и в породе.

На фоне закономерных вариаций состава базальтов вдоль оси спрединговой ячейки, обусловленных различными условиями плавления и различной степенью дифференциации, выделяются базальты 1) с повышенными значениями K_2O , TiO_2 и P_2O_5 , встреченные на станции 23 примерно в средней части отрезка между осевым поднятием и нетрансформным смещением Мур и 2) высокоглиноземистые базальты, обнаруженные на осевом поднятии, появление которых, очевидно, связано с плавлением вещественных мантийных неоднородностей.

Геохимические и изотопные параметры базальтов указывают на крайне аномальный состав этих мантийных неоднородностей. В литературе предложено несколько объяснений этому феномену. В работе (Regelous et al., 2009) предполагается наличие в конвектируемой астеносферной мантии этого региона фрагментов (блоков) нижней континентальной коры (НКК), попавших туда во время раскола и начальных стадий раскрытия Южной Атлантики, образовавшихся вследствие тектонической деламинации континентальной литосферы во время рифтинга, сопровождаемого активностью плюма Тристан. По последним представлениям (Rudnick, Gao, 2003) нижняя континентальная кора в силу внутрикоревой дифференциации обогащена плагиоклазом. А с этим минералом связаны высокие значения Pb/Ce , Sr/Nd и Eu . В пользу этой точки зрения свидетельствуют и высокие концентрации Al_2O_3 и несколько пониженные - TiO_2 и P_2O_5 в базальтах аномального состава, такие особенности состава характерны для пород, обогащенных плагиоклазом. Участием в плавлении блоков НКК в работе (Regelous et al., 2009) объясняются и аномально низкие концентрации Ba , Rb и Th в базальтах.

Однако, если представления этих авторов (Regelous et al., 2009) об участии в плавлении

блоков НКК вполне обоснованы геохимически, то их геодинамические представления вызывают вопросы. Во-первых, между местом локализации плюма Тристан (острова Тристан да Кунья и Гоф) (Morgan, 1983) и полигоном Мур имеется большое пространство между разломами Монтевидео и Мур, где основная масса базальтов не имеет каких-либо признаков участия в их плавлении блоков НКК (см. ниже).

Другая точка зрения о происхождении аномальных свойств базальтов с гор, опирающаяся, главным образом, на изотопные характеристики базальтов, изложена в работе (Graham et al., 1996). По мнению этих авторов, происхождение гор связано с вхождением пассивного мантийного блоба (blob), изначально находившегося ниже конвектируемого верхнемантийного источника MORB, в подосевую зону магмогенерации. Этот блоб был гетерогенен, он содержал некую часть материала нижней мантии, со свойственными ему высокими значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ и некую часть материала, произошедшего из менее глубокой мантии, характеризующегося высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Последний мог войти в поднимающийся блоб при его прохождении через переходную область между нижней и верхней мантией (вблизи 670 км), где может локально аккумулироваться материал, попавший туда ранее из зон субдукции, в том числе, и вещество нижней континентальной коры. Многие авторы (например, Castillo et al., 1988, Peate et al., 1999, Gibson et al., 2005) именно скоплением на границе между нижней и верхней мантией субдуцируемого материала объясняют гетерогенность состава плюма глубокой мантии Тристан. С этим плюмом связаны вулканы, обладающие характеристиками мантийных компонентов и EM-1 (о. Тристан да Кунья), и EM-2 (о. Гоф). Вулканы же гор полигона Мур имеют изотопные параметры промежуточные между EM-1 и EM-2 (см. выше).

В настоящей работе используются идеи и (Graham et al., 1996), и (Regelous et al., 2009) на основе личных представлений автора, изложенных в работах (Сколотнев, 2013а,б). Их суть состоит в том, что под осевой частью САХ из нижних горизонтов верхней мантии на уровень зоны магмогенерации поднимаются микроплюмы обогащенной мантии, соразмерные подосевым диапирам астеносферной мантии. Подъем этих микроплюмов приводит к появлению аномальных спрединговых ячеек, описанных выше в главе 3, характеризующихся наличием обогащенных базальтов и повышенным осевым рельефом. В соответствии с вышесказанным с подъемом такого микроплюма и связано образование внеосевых гор полигона Мур, формирование которых началось около 2,8 млн. лет назад. Влияние этого микроплюма на современные процессы плавления еще продолжается и выражается в генерации базальтов, обогащенных Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 и P_2O_5 , которые встречены на центральном поднятии и на станции 23, что напротив гор.

Очевидно, что состав микроплюма в значительной мере определяется составом мантии на уровне границы верхней и нижней мантии. Как показано в главе 3, в районе полигона Мур действует северный сателлит плюма Тристан. Сам этот плюм, как сказано выше, отличается неоднородностью состава, обусловленной, по мнению (Castillo et al., 1988, Peate et al., 1999, Gibson et al., 2005), скоплением на границе между нижней и верхней мантией субдуцируемого материала. Очевидно, что в районе полигона Мур, в соответствии с геохимией и изотопией его базальтов (Regelous et al., 2009), на границе нижней и верхней мантии могут быть значительные объемы нижней континентальной коры. Также очевидно в соответствии с данными (Graham et al., 1996), что этот микроплюм включал не только вещество подошвы верхней мантии, но и какую-то часть вещества с кровли нижней мантии.

Требуется объяснить еще два изотопно-геохимических феномена, связанных с базальтами полигона Мур. На вдольосевых профилях помимо 2-х максимумов отношений изотопов, концентраций несовместимых элементов-примесей, K_2O и TiO_2 в базальтах, связанных с остаточным влиянием микроплюма, наблюдаются еще 2 подобных максимума вблизи разломов Риу Гранди и Мур. В соответствии с (Langmuir, Bender, 1984) влияние обогащенного мантийного материала, находящегося на уровне зоны магмогенерации в малых количествах, на состав расплавов возможно на участках очень низких степеней частичного плавления, что и реализуется в дистальных частях спрединговых ячеек. Какова природа этих малых количеств обогащенного мантийного материала? Район полигона Мур находится в области аномалии DUPAL, где, в соответствии с (Fontignie, Schilling, 1996), присутствует прожилково-шлировая зараженность деплетированной мантии обогащенным материалом, по своим изотопным характеристикам близким к веществу плюма Тристан, и связанным своим происхождением с ранними этапами становления этого плюма. Осевые базальты полигона Мур, как говорилось выше, имеют определенное изотопное сродство к вулканитам, связанным своим происхождением как с плюмом Тристан, так и с плюмом Св. Елены. Жилы и шлиры обогащенного материала, принимающие участие в плавлении, могли произойти либо под действием обоих плюмов, либо специфика их изотопного состава отражает гетерогенность плюма Тристан.

Вторым феноменом является, охарактеризованное выше, рассогласование в вариациях отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $(La/Sm)_n$ в базальтах гор. Такие явления не редкость. В случае плавления плюмового материала такой эффект объясняется тем, что плавящийся плюмовый материал ранее уже испытывал плавление, в результате которого оказался обедненным некогерентными элементами, в то время как его изотопные характеристики остались неизменными (Fontignie, Schilling, 1996). Если следовать этому утверждению, то можно полагать, что вещество микроплюма в районе полигона Мур также уже испытывало

плавление. Очевидно, что оно началось на больших глубинах и по мере подъема и продолжающегося плавления обеднялось некогерентными элементами. Об этом свидетельствует и тот факт, что осевые базальты, изливающиеся на участках, где плавятся остатки микроплюма (станция 23), обогащены TiO_2 и P_2O_5 , но обеднены K_2O . Следовательно, в ходе подъема микроплюма, сопровождаемого плавлением, происходит его обогащение умеренно некогерентными элементами, в частности TiO_2 и P_2O_5 .

4.2.2 Полигон Кокс

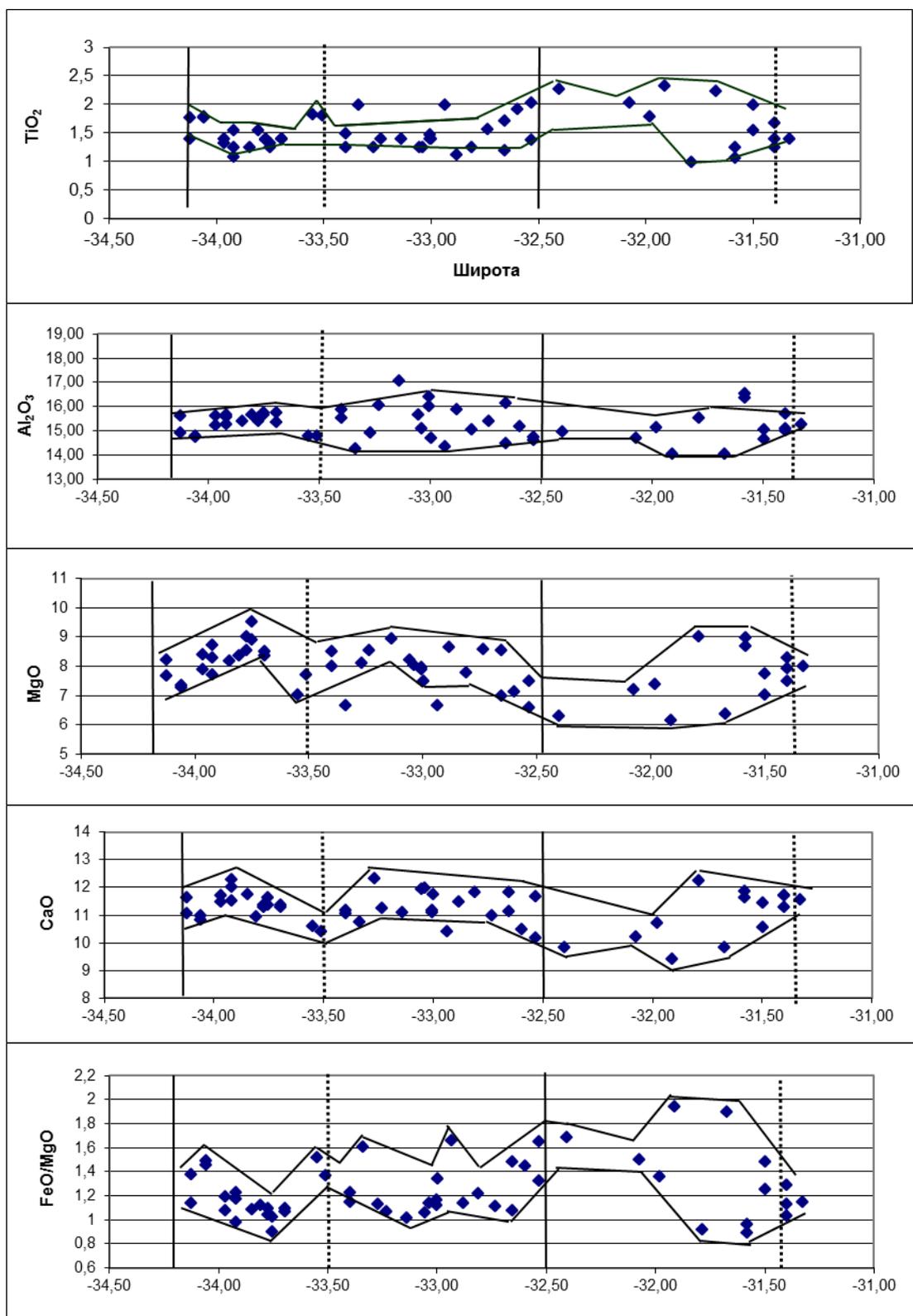
Этот полигон заключен между трансформным разломом Метеор на юге и нетрансформным смещением $31,27^\circ$ ю.ш. на севере и разделен на три спрединговые ячейки, наиболее протяженная из которых располагается между трансформным разломом Кокс и нетрансформным смещением $33,5^\circ$ ю.ш. и классифицируется в главе 3, как аномальная ячейка. Составы базальтов, полученных из этого района, представлены в работах (Michael et al., 1994, Hanan et al., 1986, Fontignie, Schilling, 1996, Humphris et al., 1985). Схема опробования представлена на рис. 3.2.

Особенности состава базальтов и характер их пространственных вариаций

Совокупность базальтов полигона на вариационных диаграммах петрогенных оксидов в зависимости от величины FeO/MgO (0,89-1,94) формирует положительные тренды для SiO_2 , TiO_2 (до 2,32%), FeO , Na_2O (до 3,32%) и P_2O_5 (до 0,25%) и отрицательные – для MgO , Al_2O_3 , CaO (рис. 4.2), при этом также как и базальты полигона Мур на диаграммах $FeO/MgO - CaO$, TiO_2 базальты полигона Кокс разделяются на две серии пород: высококальциевую низкотитанистую и низкокальциевую высокотитанистую. Но в данном случае породы низкокальциевой серии имеют устойчиво более высокие концентрации K_2O и на диаграмме $FeO/MgO - K_2O$ выделяются два тренда повышения K_2O с ростом FeO/MgO : с пониженными значениями K_2O (до 0,1%) для базальтов центральных частей и повышенными (до 0,29%) – для базальтов дистальных частей спрединговых ячеек. На этой диаграмме также выделяется поле базальтов с еще более высокими концентрациями K_2O (0,23-0,39%), по уровню K_2O эти базальты относятся к T-MORB типу. На диаграммах $FeO/MgO - SiO_2$, Al_2O_3 выделяется серия высокоглиноземистых (15,87-17,04%) относительно низкокремнистых пород (ниже 50,23%) пород, близких к таковым, обнаруженным на полигоне Мур на осевом поднятии. Среди них имеются низкокальциевые и высококальциевые разности.

Распределение концентраций оксидов и их отношений в базальтах вдоль оси спрединга во многом носит характер близкий к таковому для полигона Мур, но есть некоторые особенности (рис. 4.7). Граница верхних значений отношения FeO/MgO имеет относительно ровный характер, свидетельствуя о близкой степени малоглубинной дифференциации

расплавов в центральных и дистальных частях спрединговых ячеек. Исключением является один участок с высокими значениями FeO/MgO, расположенный на южном склоне осевого поднятия в наиболее северной спрединговой ячейке (ст. 66, рис. 3.2). Его происхождение, как и аналогичных участков на полигоне Мур, по-видимому, связано с внутрикоровой миграцией



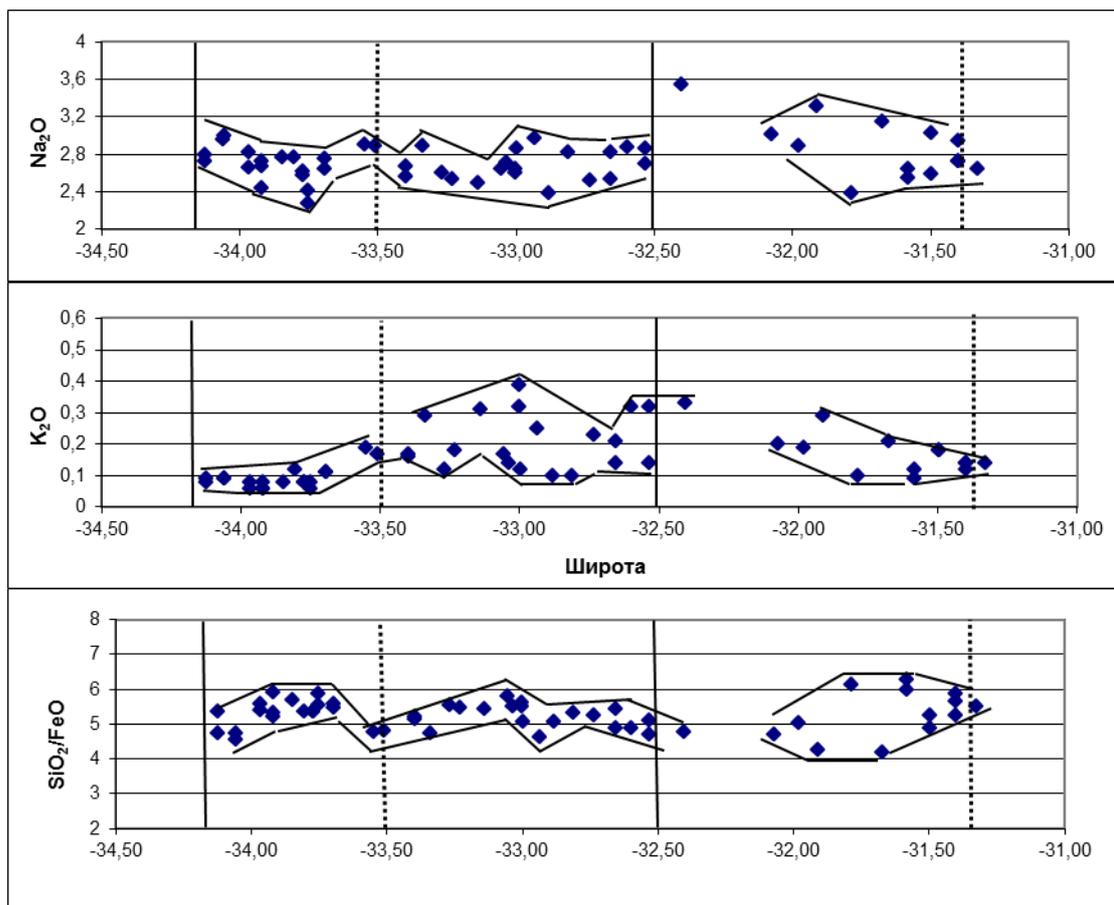


Рис. 4.7 Вдольосевые вариации концентраций петрогенных оксидов и их отношений в базальтах полигона Кокс.

Вертикальные линии: сплошные - положение трансформных разломов (более правый - Кокс, более левый - Метеор), пунктирные - положение нетрансформных смещений.

расплава в сторону от осевого поднятия. Граница нижних значений отношения FeO/MgO , возле которой сосредоточена большая часть образцов, имеет пилообразный характер: опускания в районе осевых поднятий и подъемы в дистальных частях ячеек. Этот феномен, связанный с распределением наименее дифференцированных базальтов, отражает закономерные вариации условий плавления вдоль спрединговой ячейки: менее глубокие под центральной и более глубокие под дистальными частями ячеек. Такой же характер распределения и у значений FeO , но наиболее отчетливо области более и менее глубокого плавления видны на вдольосевом графике отношений SiO_2/FeO , которые обратно отражают глубину плавления.

Обратный по сравнению с FeO характер распределения концентраций MgO в базальтах: относительно ровная граница нижних значений и пилообразная граница верхних значений, где повышения имеют место над центральными частями, понижения - над дистальными частями ячеек. Близкий к FeO/MgO и к FeO характер распределения концентраций Na_2O , но граница верхних значений Na_2O вблизи трансформных разломов заметно поднимается вверх

(до 3%) (ст. 63, 55), свидетельствуя о проявлении эффекта трансформного разлома, приводящего к понижению степени частичного плавления. На участке высоко дифференцированных базальтов уровень Na_2O возрастает до 3,32%. Наибольшие концентрации Na_2O (3,55%) наблюдаются вблизи разлома Кокс на участке, характеризующемся развитием обогащенных базальтов (ст. 31). Пилообразная граница нижних значений Na_2O в отличие от таковой для FeO , отражает не глубину, а степень частичного плавления, ее подъемы вблизи трансформных и нетрансформных смещений указывают на относительное понижение степени частичного плавления, а спуски в районе осевых поднятий – повышение степени плавления.

На графиках распределения CaO и $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и верхняя, и нижняя границы пилообразны и субпараллельны друг другу за исключением участка, где распространены высоко дифференцированные базальты. Большая величина этих параметров, как правило, над осевыми поднятиями (ст. 66, 67, 52, 53, 37-39).

Распределения SiO_2 и Al_2O_3 имеют чечевицеобразный вид, поскольку тенденции их изменения при процессах малоглубинного фракционирования и при процессах частичного плавления носят обратный характер. Граница верхних значений SiO_2 коррелирует с вариациями глубинности плавления: большие значения в области осевых поднятий и меньшие - в дистальных частях. На этих графиках наблюдается более амплитудное расширение верхней границы Al_2O_3 и нижней границы SiO_2 в центральных частях двух более северных спрединговых ячеек (ст. 66,67), вследствие появления здесь базальтов низко кремнистой высокоглиноземистой серии. Такие особенности состава базальтов могли бы указывать на плавление при более низких степенях частичного плавления и на большей глубине, в сравнении с другими базальтами данных осевых поднятий. Однако этому противоречат очень низкие концентрации FeO в этих базальтах, свойственные именно для базальтов осевых поднятий. Таким образом, скорее, в центральных частях двух северных спрединговых ячеек имеет место плавление субстрата, обогащенного глиноземом.

Поведение границы нижних значений TiO_2 вдоль оси спрединга отражает вариации степени частичного плавления: более высокие значения при меньшей степени частичного плавления в области дистальных частей и обратные для центральных частей. Верхняя граница имеет сложный вид. Максимумы отмечаются на участке развития высокодифференцированных базальтов (до 2,32%), в области дистальных частей (до 1,83%), в области развития обогащенных базальтов (два максимума) (1,99-2,26%).

Области распространения обогащенных базальтов идентифицируются высокими значениями K_2O . Выделяются три максимума, наиболее крупный из них связан с крупным осевым поднятием между нетрансформными смещениями $32,5^\circ$ ю.ш. и $33,5^\circ$ ю.ш. (аномалия

33° ю.ш.) (ст. 37-39), другой - севернее в районе нетрансформного смещения 32,5° ю.ш. (ст. 31), третий (31,91° ю.ш.) - в промежуточной части спрединговой ячейки, локализованной непосредственно севернее разлома Кокс (ст. 64). В случае аномалии 33° ю.ш. базальты более обогащены K_2O при умеренно высоких TiO_2 и P_2O_5 , в других - более богаты Na_2O , TiO_2 и P_2O_5 при умеренно высоком K_2O . К этому следует добавить, что в районе аномалии 33° ю.ш. развиты базальты низкокремнистой высокоглиноземистой серии, также имеющие особый состав мантийного субстрата, при этом часть из них имеет высокие значения K_2O , а другая часть – низкие. В последних также низкие значения Na_2O , TiO_2 и P_2O_5 .

Низкокалиевые разности базальтов высокоглиноземистой серии встречаются севернее между разломом Кокс и нетрансформным смещением 31,5° ю.ш.

Особенности геохимии и изотопии базальтов.

Доступные в литературе сведения о геохимии (Michael et al., 1994, , Humphris et al., 1985) и изотопии (Nanan et al., 1986, Fontignie, Schilling, 1996) базальтов полигона Кокс крайне ограничены. Спайдерграммы могут быть построены только для фоновых базальтов (ст.17, 25), характеризующих крайние северную и южную части полигона, где не распространены обогащенные базальты (рис. 4.8). Они своеобразны и резко отличаются от базальтов полигона Мур и от основной массы деплетированных базальтов.

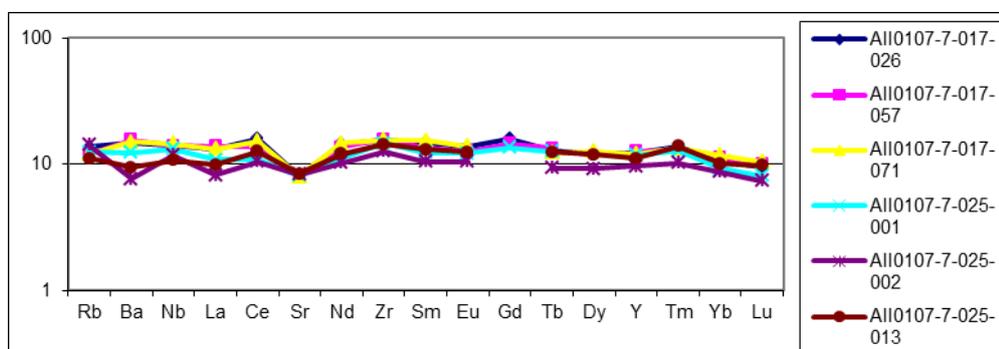


Рис. 4.8 Спайдерграммы базальтов полигона Кокс

Линии спектров субгоризонтальны на всем протяжении, при этом четко проявлена отрицательная аномалия Sr, а у некоторых базальтов выражена незначительная положительная аномалия Ba. Это одни из наиболее высокобариевых разностей базальтов при низких значениях $(La/Sm)_n$ (0,76-1,01). Для данных значений $(La/Sm)_n$ у них также очень высокие значения $(Nb/La)_n$ (1,02-1,43), $(Ba/La)_n$ (0,92-1,35) и $(Ba/Nb)_n$ (0,87-1,12) (рис. 4.4). Близкими геохимическими свойствами обладают базальты горячих точек Гоф и Тристан да Кунья. Как уже говорилось, область до 24° ю.ш. на север от островов Тристан да Кунья, является областью засорения астеносферной мантии со стороны плюма Тристан (Fontignie, Schilling, 1996), проявляющегося в виде прожилково-шлировых продуктов метасоматоза,

осуществленного расплавами, генерированными при плавлении плюмового материала. Очевидно, что именно это явление ответственно за своеобразную геохимию фоновых базальтов полигона Кокс.

Базальты в районе аномалии 33° ю.ш. (ст. 37-39) образуют две градиентных зоны отношений изотопов свинца с пиком в центре 33° ю.ш., соответствующие градиентам повышения глубинного уровня рифтовой долины и отношений таких некогерентных элементов как Nb/Zr и Ba/K (Michael et al., 1994). На изотопных диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ базальты аномалии 33° ю.ш. располагаются на линии NHRL между мантийными компонентами DMM и HIMU и образуют поля, совпадающие с полями базальтов, распространенных между разломами Бодэ Верде и Вознесения, в которых велик вклад вещества, близкого к материалу плюма Св. Елены (рис. 4.5). Аномальные базальты отличаются от фоновых базальтов высокими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,6-19,2 против 18,05-18,25), но последние имеют заметно более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,702832-0,703147) и более низкие - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512998-0,513034). На изотопных диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ фоновые базальты образуют единое поле с теми базальтами полигона Мур, которые представляют внеосевые горы, свидетельствуя о влиянии на их состав материала плюма Тристан, что хорошо коррелирует и с геохимическими особенностями фоновых базальтов.

На изотопных диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ обособляются два образца с высокими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,513164-0,51321) при данных значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,134-18,6) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,702832-0,702482). Один из них встречен в районе аномалии 33° ю.ш., другой на ст. 20, приуроченной к небольшому внеосевому поднятию, непосредственно южнее нетрансформного смещения 33,5° ю.ш.

Сравнение изотопных и геохимических показателей показывает, что у базальтов аномалии 33° ю.ш. наблюдается прямая корреляция между изотопными отношениями свинца и отношениями некогерентных элементов, что характерно для участков проявления плюмовой активности, а у фоновых базальтов при заметном изменении изотопных параметров отношения $(\text{La}/\text{Sm})_n$ изменяются слабо, что характерно для деплетированной мантии, претерпевшей жильный метасоматоз, приведшей к ее заражению обогащенным веществом.

Обсуждение результатов

Подводя итог по полигону Кокс, следует отметить, что в его пределах встречены все пространственно-вещественные типы базальтов, описанные на полигоне Мур, при этом они имеют близкие с ними петрохимические характеристики. Изотопно-геохимические

характеристики большей части базальтов за исключением таковых из района аномалии 33° ю.ш. обладают сходством с вулканитами, связанным с плюмом Тристан, что, скорее всего, указывает на жильный метасоматоз мантии этого региона под действием расплавов, генерированных при плавлении вещества этого плюма.

Отличительной чертой полигона Кокс является развитие здесь обогащенных базальтов T-MORB типа, которые пространственно связаны с наиболее высоким осевым поднятием данного района (аномалия 33° ю.ш.). Методом преломленных волн установлено, что в центре аномалии 33° ю.ш. мощность коры составляет около 7 км, в то время как в дистальных частях данной спрединговой ячейки - 3-4 км (Tolstoy et al., 1991, 1993). Эти вариации много больше, чем разница средней мощности (6,2 км) в этом сегменте по сравнению с таковой в соседнем сегменте (5,8 км). Поскольку мощность коры это функция степени плавления мантии (Klein, Langmuir, 1987), то эти сейсмические данные говорят о том, что средняя степень частичного плавления и средняя скорость доставки материала в зону плавления под разными сегментами полигона Кокс близки. Но существенное различие мощностей внутри центральной спрединговой ячейки свидетельствует о том, что скорость доставки резко дифференцирована внутри этого сегмента и она максимальна в центральной части ячейки (Michael et al., 1994). Авторы цитируемой работы объясняют это явление тем, что химически обогащенная мантия под этой аномалией начинала плавиться на больших глубинах, чем это происходит с деплетированной мантией астеносферного диапира. Более раннее плавление мантийной неоднородности уменьшило вязкость и плотность мантии в этом районе и увеличило скорость поставки материала, что, в свою очередь, привело и к увеличенной мощности коры, и к существенному подъему дна в этом районе. На основании скорости спрединга и ширине приосевого участка САХ с высоким рельефом можно определить, что этот процесс стартовал 3 млн. лет назад. Таким образом, по многим показателям аномалия 33° ю.ш. ведет себя как миниатюрная горячая точка, созданная мантийным плюмом, в которой плавится мантийный материал, обладающий плавучестью. На это указывает и разрастание этого сегмента за счет проградации рифта к северу и к югу от аномалии.

В тоже время трудно предположить плюм таких малых размеров, идущий с глубин нижней мантии. В работе (Michael et al., 1994) предполагается, что под данным сегментом САХ в мантии располагается блок обогащенного материала. Природа таких блобов, подробно рассмотренная в главе 2, может быть различной.

Состав базальтов и строение океанического дна в районе полигона Кокс послужили одним из оснований для формирования концепции микроплюмов обогащенной мантии, развиваемой в настоящей работе, поскольку как подметили и правильно охарактеризовали

авторы работы (Michael et al., 1994) аномалия по всем показателям 33° ю.ш. развивается как миниатюрная горячая точка. По представлениям автора настоящей работы, формирование аномалии 33° ю.ш. связано с микроплюмом, поднимающимся с низов верхней мантии, подобно таковому, приведшему к формированию внеосевых гор на полигоне Мур. Однако в последнем случае вещество этого микроплюма обладает средством к веществу плюма Тристан, в то время как вещество микроплюма аномалии 33° ю.ш. - к веществу плюма Св. Елены, хотя данный район располагается существенно ближе к плюму Тристан. Очевидно, что в данном случае не может идти речи о влиянии плюма Св. Елены, а изотопными характеристиками, близкими к компоненту НМУ, вещество микроплюма обладает в силу того, что на границе верхней и нижней мантии, откуда поднимается микроплюм, имеет место повсеместное складирование вещества с характеристиками мантийного компонента НМУ (Castillo et al., 1988, Peate et al., 1999, Gibson et al., 2005).

На небольшом расстоянии (40 км и 100 км) к северу от аномалии 33° ю.ш. находятся еще два участка (32,5° ю.ш. и 31,91° ю.ш.), где встречаются базальты с повышенными концентрациями K_2O и особенно высокими концентрациями Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 . Очевидно, что под этими участками также происходит плавление блобов обогащенной мантии, но поднявшихся на более высокий уровень магмогенерации. В ходе подъема вещество блоба плавилось, обедняясь высоко некогерентными (K_2O) и обогащаясь умеренно некогерентными (Na_2O , TiO_2 , P_2O_5) элементами. По-видимому, эти блобы являются более ранними фракциями микроплюма, поднимающегося сейчас в районе аномалии 33° ю.ш.

4.2.3 Полигон Габон

Этот полигон находится в пределах тектоно-магматической провинции Св. Елены, где по результатам опробования, проведенного в 3-х рейсах НИС «Endeavor», среди осевых базальтов выявлены две пикообразные аномалии их обогащения несовместимыми элементами (Shilling et al., 1985). Более северная из них находится между разломами Вознесения и Габон (9,2°-10° ю.ш.) (полигон Габон), вторая - сразу севернее разлома Св. Елены (15°-16° ю.ш.). Выявленные геохимические аномалии позднее были подтверждены данными по изотопии свинца (Hanan et al., 1986), гелия (Graham et al., 1992), стронция и неодима (Fontignie, Schilling, 1996).

Строение полигона Габон, схема опробования которого показана на рис. 3.9, подробно описано в главе 3. Осевые базальты полигона подробно описаны в работе (Möller, 2002) по материалам, полученным в рейсах МЕТ41/2 (НИС «Meteor») и АВР0005 (НИС «Академик Борис Петров»). Ниже дается собственный анализ состава, геохимии, и изотопии базальтовых стекол этого полигона по опубликованным данным.

Особенности состава пород

Наиболее выдающимися чертами этого полигона, отличающими его от двух предыдущих полигонов, является наличие щелочных пород и широкое распространение обогащенных толеитовых базальтов.

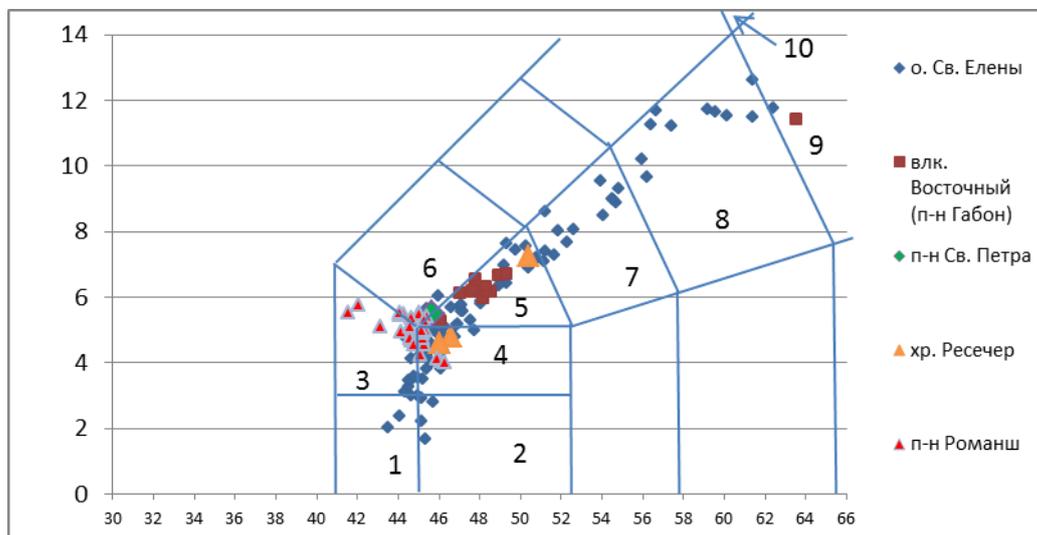


Рис. 4.9 Положение щелочных базальтов гребневой и осевой зон Центральной части Атлантики на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

Границы полей взяты из (Богатиков и др., 1983): 1 – пикробазальты, 2 – толеитовые базальты, 3 – базаниты, 4 – оливиновые щелочные базальты, 5 – трахибазальты, 6 – тейфриты, 7 – трахиандезитобазальты, 8 – трахиандезиты, 9 – трахидациты, 10 – фонолиты. Состав вулканитов о. Св. Елены из (Kuwabata et al., 2010).

Щелочные вулканиты слагают вулкан *Восточный*, на дискриминационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 4.9) они попадают в поле трахибазальтов, которые резко отличаются от толеитовых базальтов полигона более низкими концентрациями SiO_2 (46,11-49,31%), существенно более низкими – MgO (3,57-4,24%) и CaO (7,23-8,91%) и существенно более высокими – TiO_2 (3,08-4,1%), Na_2O (4,44-4,83%), K_2O (1,32-1,98%) и P_2O_5 (0,88-1,16%). Трахибазальты имеют относительно высокие содержания Al_2O_3 (15,46-17,74%) и FeO (9,62-11,88%), в силу чего характеризуются очень высокими отношениями FeO/MgO (2,61-3,08) и очень низкими – $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,44-0,64). Щелочные базальты образуют дифференцированную серию, у которых с ростом SiO_2 повышаются концентрации Al_2O_3 , Na_2O , K_2O и P_2O_5 и понижаются – MgO и CaO , на диаграммах $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2$, FeO они занимают область перегиба графика, поэтому у менее дифференцированных щелочных базальтов более высокие значения TiO_2 и FeO , а у более дифференцированных – менее высокие (рис. 4.10).

Наиболее дифференцированной разностью этой серии пород являются трахидациты, в которых резко возрастают концентрации SiO_2 (63,52%), Na_2O (6,21%), K_2O (5,19%), незначительно Al_2O_3 (17,62%), а содержания всех остальных петрогенных оксидов резко

падают: FeO (3,68%), MgO (0,35%), CaO (0,98%), TiO₂ (0,42%), P₂O₅ (0,13%).

Породы вулкана *Восточный* совпадают с трендами вариаций всех петрогенных оксидов вулканитов о. Св. Елены (Kuwabata et al., 2010), при этом трахибазальты вулкана занимают на них положение умеренно дифференцированных разностей.

Анализ вариаций толеитовых базальтов производится на основе диаграмм FeO/MgO – оксид (рис. 4.11). На диаграмме FeO/MgO – K₂O деплетированные базальты полигона Габон образуют пологий тренд повышения концентраций K₂O от 0,01% до 0,2% с ростом FeO/MgO до 1,74. Уровень этого тренда совпадает с таковым у базальтов полигона Мур. Параллельно ему протягивается тренд слабообогатенных базальтов с K₂O от 0,14% до 0,28%. Выше этого тренда идет широкая полоса обогатенных базальтов, у которых концентрации K₂O варьируют от 0,17% до 0,73% с тенденцией резкого увеличения значений K₂O с ростом FeO/MgO от 1,05 до 2,47.

Закономерности вариаций концентраций P₂O₅ на диаграмме FeO/MgO - P₂O₅ во многом повторяют таковые для K₂O. Деплетированные базальты варьируют от 0,1% до 0,18%, а слабообогатенные от 0,16% до 0,32% с повышением FeO/MgO. Отличие состоит в том, что многие базальты по уровню K₂O, относящиеся к деплетированным базальтам, имеют концентрации P₂O₅, более свойственные для умеренно и слабообогатенных базальтов (0,16-0,28%), при этом уровень P₂O₅ таких базальтов много выше (в среднем на 0,08%), чем у базальтов полигона Мур. Обогащенные базальты образуют широкую полосу значений, в пределах которой происходит резкое возрастание содержаний P₂O₅ с ростом FeO/MgO от 0,26% до 0,51%.

Основная масса деплетированных и слабообогатенных базальтов на вариационных диаграммах (рис. 4.11) образует компактные тренды возрастания концентраций TiO₂ (от 0,56 до 1,83%), FeO (от 8,22 до 11,72%) и Na₂O (от 2,38 до 2,82%) и уменьшения - Al₂O₃ (от 17,08 до 13,58%) и MgO (от 9,58 до 6,39%) при изменении FeO/MgO от 0,84 до 1,74. По сравнению с базальтами полигона Мур при тех же самых значениях FeO/MgO рассмотренные базальты характеризуется более высокими значениями FeO (на 0,3-0,5%) и MgO (на 0,3-0,5%) и существенно более низкими концентрациями TiO₂ (на 0,5%) и Na₂O (на 0,3%), но уровень Al₂O₃ близок у базальтов обоих полигонов.

На диаграмме FeO/MgO - TiO₂ помимо основного тренда наблюдаются два субпараллельных тренда более и менее титанистых пород при тех же самых значениях FeO/MgO. У более титанистых пород вариации концентраций TiO₂ составляют 1,39-2,13%, они относятся к серии менее кальциевых пород. При этом и по уровню TiO₂, и по уровню CaO они близки к базальтам низкокальциевой высокотитанистой серии полигона Мур и, очевидно, являются их аналогом, поскольку преимущественно эти базальты встречены в

дистальных частях спрединговых ячеек краевых (южных и северных) сегментов полигона (станции 19,25, 138,148,196,197).

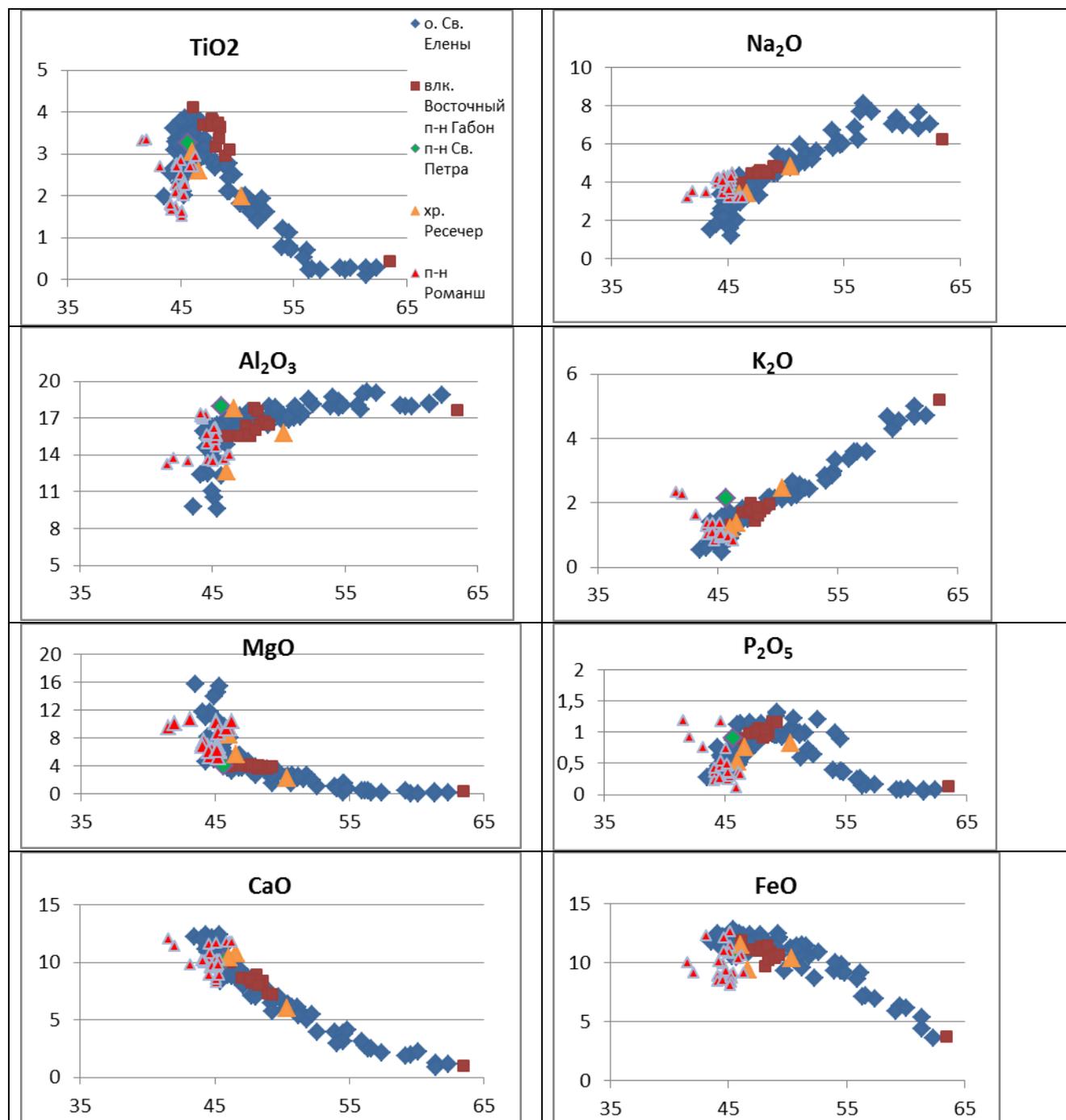


Рис. 4.10 Вариации концентраций петрогенных оксидов в щелочных базальтах САХ в Центральной части Атлантики в зависимости от концентрации SiO₂.

По оси абсцисс отложены значения SiO₂ в %, по оси ординат – концентрации оксидов в %. Состав вулканитов о. Св. Елены из (Kuwabata et al., 2010).

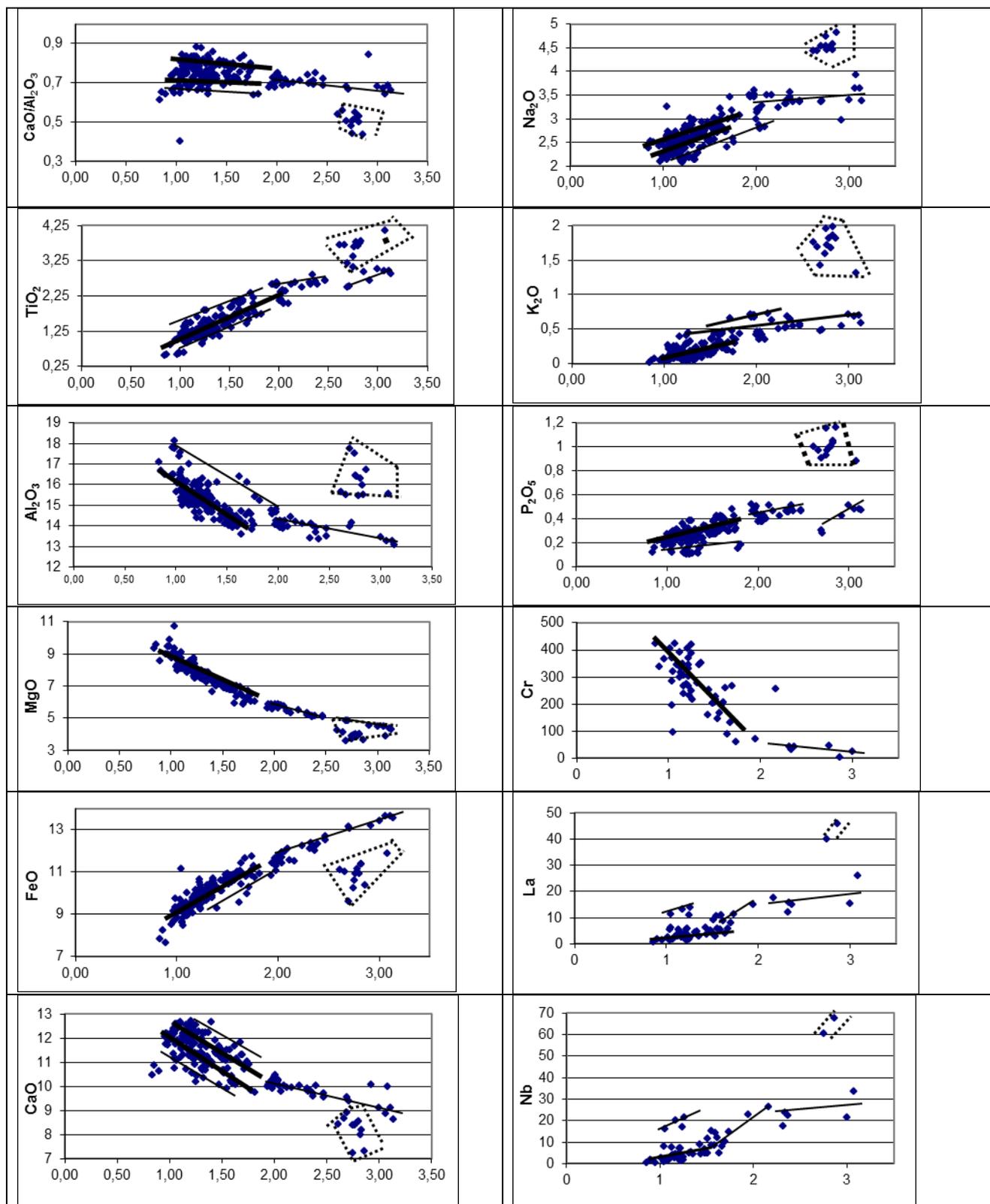


Рис. 4.11 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) и элементов-примесей (в г/т) в зависимости от степени дифференцированности базальтов полигона Габон.

Жирные линии - тренды вариаций составов основных групп базальтов, простые линии - тренды малочисленных групп базальтов, пунктирными линиями обозначены поля щелочных базальтов.

У менее титанистых базальтов вариации содержаний TiO_2 составляют 0,63-1,45%, они относятся к серии более кальциевых пород и характеризуются существенно пониженными концентрациями Na_2O . По совокупности признаков базальты этого тренда являются индикаторами относительно высоких степеней плавления. По уровню CaO они близки к базальтам высококальциевой низкотитанистой серии полигона Мур, но по уровню TiO_2 существенно ниже. Вероятно, данные низкотитанистые базальты указывают на еще более высокие степени частичного плавления, чем в случае с базальтами высококальциевой низкотитанистой серии полигона Мур.

На диаграмме $FeO/MgO - Na_2O$ помимо основного тренда наблюдаются еще два тренда менее натровых пород при тех же самых значениях FeO/MgO . Менее низконатровые базальты ($Na_2O = 2,13-2,73\%$) это в основном описанные выше низкотитанистые разности.

У наиболее низконатровых разностей концентрации Na_2O варьируют в пределах 2,08-2,59%, это также и наиболее высококальциевые ($CaO = 11,05-12,68\%$) и высококремнистые ($SiO_2 = 50,25-51,59\%$) и наиболее низкокальциевые образцы. Небольшая часть из них относится к низкотитанистым разностям, но большинство из них имеет умеренный уровень TiO_2 . По уровню Na_2O они существенно ниже, чем базальты полигона Мур (в среднем на 0,5%), это один из самых низких уровней этого оксида в базальтах Центральной части Атлантики. Базальты этого типа встречаются в центральных частях спрединговых ячеек (станции 31,32, 143,144,145,198). Судя по петрохимическим параметрам и их структурному положению, их расплавы генерировались при наиболее высоких степенях частичного плавления. Наблюдающееся рассогласование между поведением титана и натрия, по-видимому, связано с заметным различием в их поведении при очень высоких степенях плавления.

На диаграмме $FeO/MgO - Al_2O_3$ помимо основного тренда наблюдается небольшая группа более глиноземистых пород (16,11-18,13%). Это уже обсуждавшиеся выше низкотитанистые низконатровые низкокремнистые базальты.

На диаграмме $FeO/MgO - CaO$ основная масса рассматриваемых базальтов образует два широких тренда понижения CaO при увеличении FeO/MgO с неотчетливой границей между ними: у верхнего тренда в среднем от 12,61% до 11,9%, у нижнего – от 12,09% до 10,88%. Намечается тенденция к концентрированию высококальциевых разностей в центральных частях спрединговых ячеек краевых сегментов полигона (станции 31, 32, 143, 144, 145, 153, 154, 162, 164, 198, 200), а низкокальциевых разностей – в дистальных частях этих ячеек (станции 120, 196, 197). Таким образом, подобно тому как на полигоне Мур, высококальциевая и низкокальциевая серии полигона Габон отражают соответственно более высокие и более низкие степени частичного плавления. Однако в отличие от полигона Мур среди базальтов данного полигона нет отчетливой обратной зависимости между

концентрациями CaO и TiO₂. Следует также отметить, что две выделенные серии отличаются по отношениям CaO/Al₂O₃: 0,77-0,86 - у высококальциевой и 0,69-0,75 – у низкокальциевой серии, уровень которых совпадает с таковыми у соответствующих серий полигона Мур.

На диаграмме FeO/MgO – CaO ниже основной массы образцов полигона обособляется небольшая группа наиболее низкокальциевых деплетированных базальтов. Она подразделяется на две подгруппы. В области низких значений FeO/MgO (< 1) находится подгруппа базальтов с CaO = 10,47 – 10,86%, которые при данных значениях FeO/MgO также выделяются повышенными концентрациями глинозема (Al₂O₃ = 16,5-17,08%) и Na₂O (2,38-2,53%) и пониженными FeO (7,64-8,22%). Такое сочетание петрохимических показателей, скорее всего, указывает на специфику состава плавящегося мантийного субстрата. Данные базальты встречены в самом северном сегменте полигона, примыкающем к разлому Вознесения. Вторая подгруппа наиболее низкокальциевых базальтов образует тренд снижения концентраций CaO от 10,76% до 9,9% параллельный двум основным трендам. Остальные петрохимические параметры этого типа базальтов имеют умеренные значения, совпадающие с таковыми для основной массы базальтов. Они встречены на станциях 147, 151, 156, 159, 160, 197. Такие особенности состава базальтов могут быть объяснены процессами высокобарического фракционирования клинопироксена.

Умеренно и высокообогащенные базальты на охарактеризованных диаграммах либо входят в основные группы базальтов, либо формируют самостоятельные тренды возрастания концентраций FeO, K₂O, TiO₂, Na₂O и P₂O₅ и уменьшения – MgO, Al₂O₃ и CaO с ростом FeO/MgO. Дополнительную информацию о вариациях состава обогащенных базальтов дает анализ диаграмм K₂O – оксид (рис. 4.12). У обогащенных базальтов с ростом значений K₂O возрастают концентрации - TiO₂ 1,2-3,01%, Na₂O 2,44-3,65%, P₂O₅ 0,23-0,51% и FeO 8,45-13,63% и уменьшаются SiO₂ 51-48,8%, Al₂O₃ 15,82-13,25%, MgO 8,17-4,48% и CaO 11,8-8,9%. Из этого следует, что первичные расплавы обогащенных базальтов по сравнению с таковыми деплетированных базальтов имеют существенно более высокие концентрации TiO₂, Na₂O, P₂O₅ и FeO и более низкие - SiO₂, Al₂O₃, MgO и CaO, что указывает на то, что они возникали на больших глубинах и при меньших степенях частичного плавления. На графике K₂O – FeO наблюдается тренд, образованный базальтами с более низкими (12,13-9,43%) концентрациями FeO при данных значениях K₂O. Эти относительно низкожелезистые высокообогащенные базальты встречены напротив о. Вознесения (станция M138), на банке Хаттан и на *Осево*й горе (станция 174), они также отличаются от других обогащенных базальтов более низкими концентрациями TiO₂ (1,66-2,58%) и более высокими Al₂O₃ (14,07-16,31%), MgO (5,45-8,06%) и CaO (9,94-12,23%), а базальты станции M138 выделяются еще и

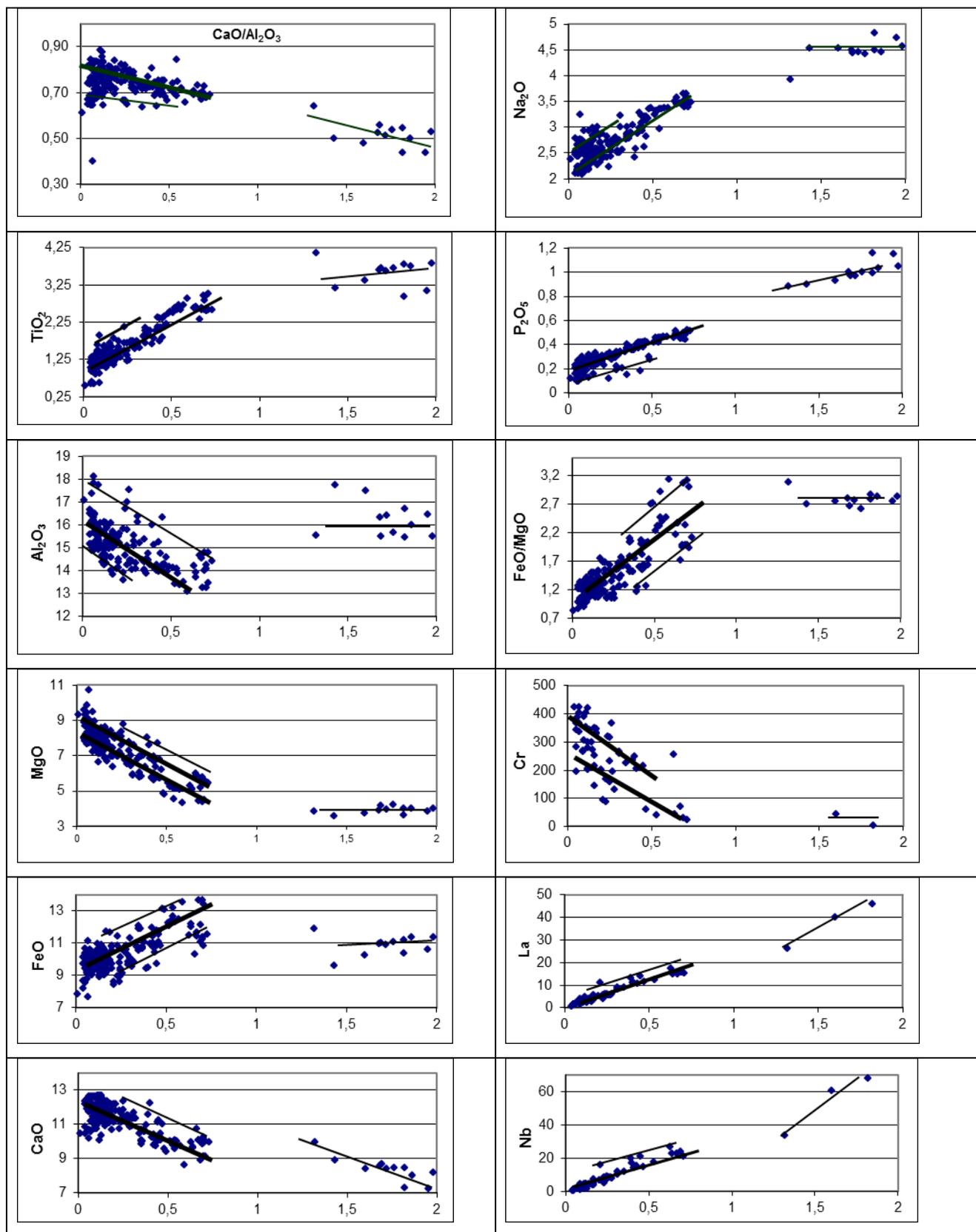


Рис. 4.12 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) и элементов-примесей (в г/т) в зависимости от концентрации K_2O (в %) в базальтах полигона Габон.

Жирные линии - тренды вариаций составов основных групп базальтов, простые линии - тренды малочисленных групп базальтов.

более низкими концентрациями Na_2O (2,42-2,62%) и SiO_2 (47,45-48,83%). Такая петрохимическая специфика низкожелезистых разностей указывает на более высокие степени частичного плавления их исходных расплавов, происходившего на меньших глубинах в сравнении с остальными обогащенными базальтами, что находится в соответствии с их пространственным положением.

Особенности геохимии базальтов

Для щелочных базальтов характерны высокие содержания литофильных элементов-примесей Rb (30-35 г/т), Ba (385-442 г/т), Sr (781-793 г/т), Zr (349-380 г/т), Nb (60-67 г/т), La (40-46 г/т), Th (3,51-4,22 г/т). Они сопоставимы с таковыми у базальтов о. Св. Елены (Kawabata et al., 2011) за исключением более низких концентраций La и Th при тех же самых значениях SiO_2 . Концентрации этих элементов в наиболее обогащенных толеитовых базальтах существенно ниже: Rb = 8,17-13,3 г/т, Ba = 100-174 г/т, Sr = 243-462 г/т, Zr = 168-196 г/т, Nb = 17-26 г/т, Th = 1,08-1,51 г/т, La = 12,2-17,5 г/т. Наименьшие концентрации отмечены в деплетированных базальтах: Rb = 0,41-2,29 г/т, Ba = 6-31 г/т, Sr = 67-112 г/т, Zr = 46-78 г/т, Nb = 0,87-5 г/т, Th = 0,06-0,31 г/т, La = 1,52-3,8 г/т.

Щелочные базальты характеризуются очень низкими концентрациями Cr (3-45 г/т) и Ni (12-36 г/т), незначительно выше они (Cr = 30-70 г/т и Ni = 27-41 г/т) в обогащенных и существенно выше (Cr = 200-425 г/т и Ni = 65-350 г/т) в деплетированных базальтах. Деплетированные базальты по сравнению с базальтами полигона Мур имеют в среднем более высокие содержания Rb (на 1,5 г/т), Ba (на 10 г/т), Nb (на 3 г/т) и Th (на 0,2 г/т), меньшие - Sr (на 30 г/т) и Zr (на 35 г/т) и близкие - La, Cr и Ni.

Сравнительный анализ спайдерграмм базальтов показывает следующее. По своему виду они близки у щелочных и обогащенных базальтов (рис. 4.13а,б). Наблюдается постоянный подъем кривой спектра от тяжелых лантаноидов до Nb включительно, который образует положительную аномалию, затем следует постепенное снижение к Rb. Спектры обогащенных базальтов располагаются ниже и имеют более пологий наклон в сравнении со щелочными базальтами. При этом в целом существует тенденция: чем менее обогащенный базальт, тем менее величина аномалии $(\text{Nb})_n$, положе наклон спектра и ниже его положение. На линии спектра хорошо выражены отрицательные аномалии Th, U и часто Sr. На спайдерграммах всех типов базальтов имеется глубокая аномалия Pb.

Спайдерграммы слабообогатенных образцов отличаются от предыдущих не только более низким положением, но и видом спектра (рис. 4.13в). Линия спектра субгоризонтальна вплоть до Nb, но осложнена отрицательными аномалиями U и Sr. После Nb спектр слабо понижается к Rb. Характерной чертой этого типа базальтов является положительная

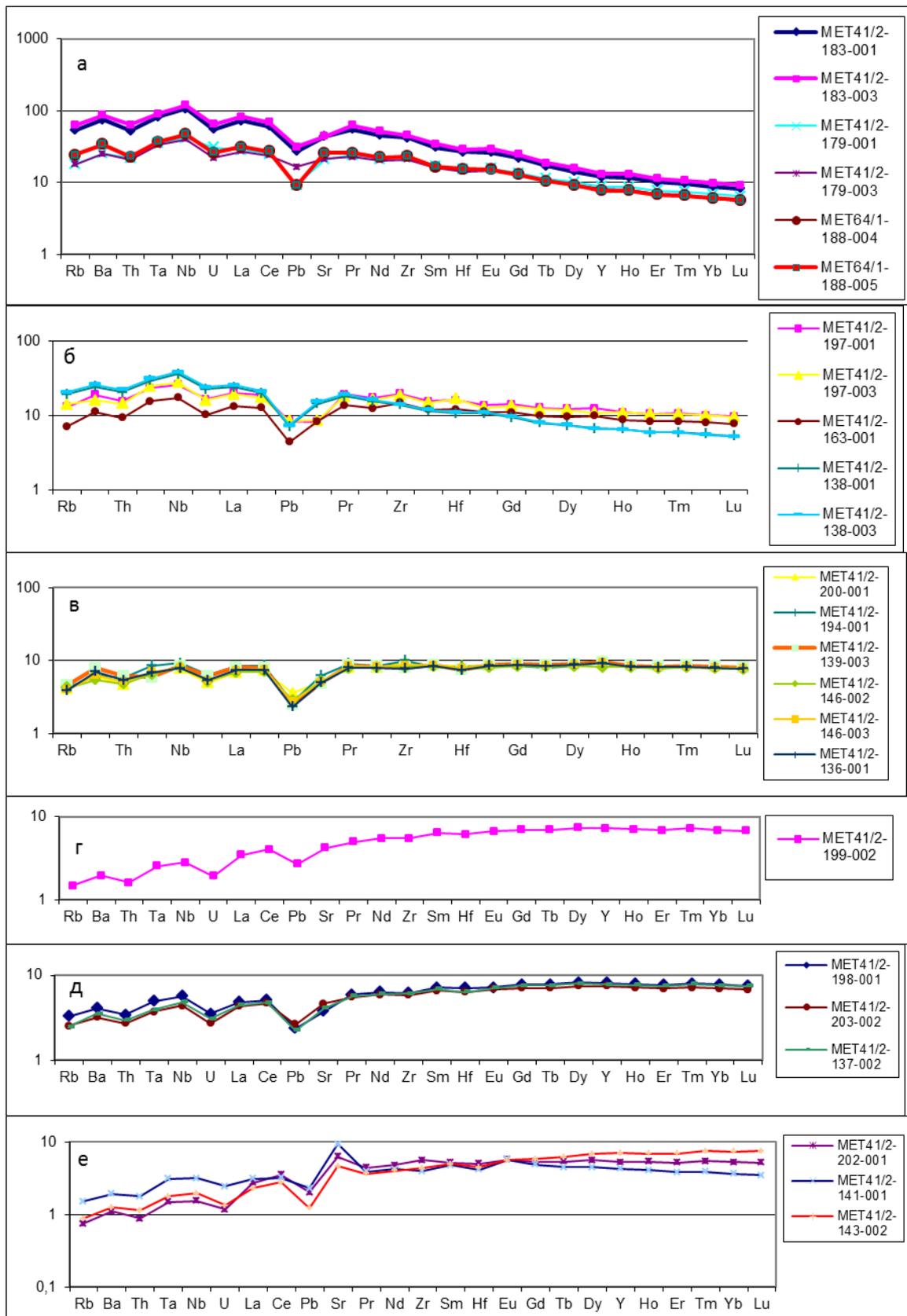


Рис. 4.13 Спайдерграммы базальтов полигона Габон.
а - щелочных и высокообогащенных, *б* - обогащенных, *в* – слабообогащенных, *г* - типичных деплетированных, *д*- деплетированных с аномалией Ba, *е* - деплетированных с аномалиями Sr и Eu.

аномалия Ba. Эти образцы распространены в южных сегментах (станции 194,195,198, 200, 203) и напротив о. Вознесения (станции 133,136,137,139,144,145,146).

Общей чертой спайдерграмм деплетированных базальтов является субгоризонтальность линии спектра от тяжелых РЗЭ до Sm и затем ее понижение с различным наклоном к Rb. В отличие от деплетированных базальтов полигона Мур этот наклон существенно более пологий. По другим особенностям они подразделяются на три типа. Разности, имеющие подобно обогащенным базальтам отрицательные аномалии Pb, U и Sr, редко встречающиеся в краевых сегментах на юге (станции 195,203) и на севере (станции 137,140) полигона, по-видимому, представляют наиболее однородную деплетированную мантию (рис. 4.13г). Спектры базальтов наиболее распространенного типа близки к таковым у слабообогатенных базальтов, с которыми они образуют единую группу (рис. 4.13д). Они характеризуются положительными аномалиями Ba и Nb, но у них сохраняются и отрицательные аномалии U и Sr. У небольшой группы базальтов спектры имеют отчетливые положительные аномалии Sr и Eu, при этом отрицательные аномалии Th и U сохраняются (рис. 4.13е). Такие особенности спектров имеют базальты полигона Мур.

Анализ спайдерграмм показывает, что изученные вулканы различаются по глубинности происхождения их расплавов. Крутой подъем линии спектра у щелочных базальтов от тяжелых к средним РЗЭ указывает на то, что в ходе их плавления в качестве реститовой фазы участвовал гранат. У слабообогатенных и деплетированных базальтов линия спектра в области тяжелых и средних РЗЭ субгоризонтальна, что свидетельствует о том, что в данном случае в качестве реститовой фазы кристаллизовалась шпинель. Показателем наклона кривой в области тяжелых и средних РЗЭ выступает отношение $(Sm/Yb)_n$, которое таким образом может также служить показателем глубинности частичного плавления, что и используется в настоящей работе. Щелочные базальты имеют наиболее высокие отношения $(Sm/Yb)_n$ (3,11-3,55), у деплетированных и слабообогатенных базальтов они близки к 1. Значения $(Sm/Yb)_n = 3,11-3,55$ много меньше таковых у щелочных вулкаников (5,5-7,5), плавящихся в условиях гранатовой фации глубинности (например, Marques et al., 1999). Они также ниже, чем таковые у вулкаников о. Св. Елены ($(Sm/Yb)_n = 3,65-4,65$) (Kawabata et al., 2011), залегающих на более мощной океанской литосфере. Эти сравнения показывают, что щелочные базальты вулкана *Восточный* с $(Sm/Yb)_n = 3,11-3,55$, наиболее глубинные для полигона Габон, плавилась на глубинах промежуточных между гранатовой и шпинелевой фациями глубинности.

Промежуточные значения $(Sm/Yb)_n$, которые отмечены у обогащенных толеитовых базальтов (1,6-2,8), могут означать, что либо их расплавы генерировались на глубинах промежуточных между глубинным и малоглубинным уровнями, либо их исходные расплавы

сформировались при смешении глубинных и малоглубинных расплавов. Ответ на этот вопрос дает анализ диаграмм $(Sm/Yb)_n - (La/Sm)_n$ и $(Sm/Yb)_n - (Nb/La)_n$ (рис. 4.4). Геохимические показатели $(La/Sm)_n$ и $(Nb/La)_n$ являются индикаторами степени обогащенности базальтов, однако отношение $(La/Sm)_n$ также зависит и от степени частичного плавления, тогда как $(Nb/La)_n$ будучи отношением более высоко некогерентных элементов в большей мере определяется составом плавящегося мантийного субстрата. Поэтому величину $(Nb/La)_n$ мы будем использовать в качестве показателя роли обогащенного материала в составе базальтов, при этом аномалия $(Nb)_n$ указывает на геохимическую близость этого обогащенного материала к веществу мантийного компонента НМУ (Weaver et al., 1986, 1987).

На диаграмме $(Sm/Yb)_n - (Nb/La)_n$ (рис. 4.4) наблюдаются три тренда. В области наиболее высоких значений $(Nb/La)_n$ (1,44-1,51) протягивается вертикальный тренд неизменных значений $(Nb/La)_n$ и сильно варьирующих значений $(Sm/Yb)_n$ от 1,5-1,74 до 3,55. Это означает, что мантийный субстрат одного состава (одинаковые $(Nb/La)_n$) плавился на разных глубинных уровнях. Можно ожидать, что существует непрерывный спектр глубин плавления до уровня, при котором плавилась расплавы с $(Sm/Yb)_n = 1,51$, который в дальнейшем будет фигурировать как основной промежуточный уровень.

В области наиболее низких значений $(Sm/Yb)_n$ (0,92-1,09) на данной диаграмме протягивается горизонтальный тренд неизменных значений $(Sm/Yb)_n$ при сильно варьирующих значениях $(Nb/La)_n = 0,56- 1,17$. Соответственно эти базальты возникли при плавлении гетерогенного мантийного субстрата на малоглубинном уровне в пределах шпинелевой фации глубинности. Этим трендом объединяются деплетированные и слабо обогащенные базальты. Третий тренд протягивается от наиболее обогащенных разностей горизонтального тренда к базальтам основного промежуточного глубинного уровня. Очевидно, что это линия смешения между обогащенными расплавами промежуточного глубинного уровня и слабообогаченными расплавами малоглубинного уровня.

Таким образом, между деплетированными и обогащенными базальтами имеются отличия не только в условиях плавления, о которых говорилось выше, но и в составах мантийных источников, но которые распознаются только геохимическими методами.

На диаграмме $(Sm/Yb)_n - (La/Sm)_n$ (рис. 4.4) наблюдается более сложная картина. На ней присутствует нижний субгоризонтальный тренд наименее глубинных базальтов, а вертикальный тренд предыдущей диаграммы наиболее глубинных базальтов превратился в косой тренд одновременного убывания и $(Sm/Yb)_n$, и $(La/Sm)_n$, поскольку с уменьшением глубины плавления возрастает степень частичного плавления и соответственно уменьшаются значения $(La/Sm)_n$. На этой диаграмме видны еще два тренда. Один из них проходит в

области базальтов, плавившихся на большем глубинном уровне, и выделяется более высокими значениями $(La/Sm)_n$ (1,81-2,09) при данных $(Sm/Yb)_n$ (1,7-2,2). Этот тренд образован базальтами станции M138, что напротив о. Вознесения. Появление базальтов с такими свойствами можно объяснить повышенной обогащенностью мантийного источника лантаном. Второй из этих трендов параллелен линии смещения, но по сравнению с ней проходит в области меньших значений $(La/Sm)_n$ (0,93-1,05), он образован базальтами станций M148, 153, 158, 162, находящихся к северу от *Осевого* поднятия. Происхождение этих базальтов может быть связано с мантийным источником, потерявшим некогерентные элементы при более раннем плавлении.

Поведение других индикаторных отношений $(Ba/Nb)_n$, $(Ba/Th)_n$ и $(Ba/La)_n$ близко к поведению отношения $(Nb/La)_n$ (рис. 4.4). Однако среди деплетированных и слабообогащенных разностей резко выделяется группа базальтов, характеризующихся повышенными значениями этих отношений, особенно $(Ba/Nb)_n$ (0,72-0,93 против 0,54-0,66). В этом отношении базальты этой группы схожи с базальтами полигона Кокс. Это базальты с положительной аномалией бария на спайдерграммах.

Геохимические показатели указывают на близость состава мантийных источников щелочных и высокообогащенных базальтов. Резкие различия в их валовых составах объясняются плавлением первых на больших глубинах и при более низких степенях частичного плавления, в силу чего их исходные расплавы имеют более высокие концентрации K_2O , Na_2O , P_2O_5 , TiO_2 и более низкие – SiO_2 , CaO и MgO , однако в эту закономерность не вписывается поведение FeO и Al_2O_3 . В этих условиях следовало бы ожидать увеличения в расплаве концентраций FeO и уменьшения Al_2O_3 , но наблюдаемая картина обратна этому (рис. 4.11, 4.12). Возможно, это связано с тем обстоятельством, что при плавлении щелочных расплавов в качестве реститовой фазы возросла роль граната.

Особенности изотопии базальтов

Совокупность базальтов полигона Габон, включая и щелочные разности, на изотопных диаграммах $^{87}Sr/^{86}Sr - ^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ образуют протяженные тренды, вытягивающиеся вдоль линии NHRL, соединяющей мантийные компоненты DMM и HIMU, но даже их наиболее обогащенные разности далеко отстоят от базальтов, генерированных при плавлении материала плюма Св. Елены (рис. 4.5). Щелочные базальты вулкана *Восточный* имеют следующие изотопные характеристики: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70261-0,70267$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,513044-0,513048$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 19,19-19,26$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,59$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38,78-38,88$. По изотопным характеристикам обогащенные базальты совпадают, а иногда и превосходят щелочные базальты: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,702606-0,702768$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,513005-0,513094$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 19,13-19,49$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,59-15,62$,

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,84-39,20.$$

Таким образом, судя по изотопным данным, щелочные и обогащенные базальты образовались при плавлении мантийных субстратов очень близких составов, которые представляют собой смесь мантийных компонентов DMM и NIMU при преобладании последнего. По изотопным параметрам оба типа могут быть квалифицированы как базальты P-MORB типа, однако по геохимическим показателям щелочные базальты могут быть соотнесены и с OIB-типом.

Деплетированные базальты отличаются от сильно обогащенных толеитов меньшими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70222–0,70256), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,06-19,01), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,46-15,55), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37,43-38,51) и большими - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,513089-0,513275).

Умеренно обогащенные базальты имеют промежуточные значения изотопных отношений и могут быть классифицированы как базальты T-MORB типа.

От основного тренда отпадает несколько образцов деплетированных базальтов, которые при данных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,702297- 0,702369) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17,88-18,11) имеют более высокие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513297- 0,513332$ в сравнении с другими деплетированными образцами. Они встречены на станции 130 к северу от разлома Вознесения. Как было сказано выше, базальты этой станции и петрохимические выделяются среди других деплетированных базальтов пониженными концентрациями CaO и FeO и повышенными - Na₂O и Al₂O₃. Очевидно, что данные базальты образовались при плавлении мантийного субстрата необычного состава, включающего высоконеодимовый компонент.

Соотношения между изотопными и геохимическими параметрами показывают следующее (рис. 4.5). При изменении изотопных параметров коррелятивно изменяется отношение $(\text{La}/\text{Sm})_n$ до величины примерно 1,5. Далее рост этого отношения происходит без изменения изотопных параметров. Это означает, что более высокие, чем 1,5 значения $(\text{La}/\text{Sm})_n$ определяются не степенью обогащенности мантийного субстрата, а понижением с глубиной степени частичного плавления.

Деплетированные и слабообогащенные базальты станций 160-162 имеют очень высокие значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,97-19,01), при этом отношения $(\text{La}/\text{Sm})_n$ у них очень низкие (0,52-0,54). Базальты с такими же изотопными параметрами встречены на станциях M153,158, но в них отношение $(\text{La}/\text{Sm})_n$ возрастает до 1.

Среди деплетированных базальтов есть большая группа образцов, у которых также имеет место рассогласование между низкими изотопными отношениями свинцов и стронцием и очень высокими значениями отношения $(\text{Ba}/\text{Nb})_n$. В этом они отличаются от базальтов полигона Кокс, у которых высокие отношения $(\text{Ba}/\text{Nb})_n$ коррелируют с высокими отношениями изотопов стронция.

Пространственные вариации состава, геохимии и изотопии базальтов

В силу широкого распространения на полигоне Габон обогащенных базальтов параметрами, определяющими основные закономерности пространственных вариаций состава базальтов, являются индикаторы степени обогащенности базальтов. Наблюдаются во многом коррелятивные вдольосевые вариации отношений $(La/Sm)_n$ и концентраций K_2O и P_2O_5 в осевых базальтах (рис. 4.14). Их наибольшие значения ($(La/Sm)_n$ до 1,6) обнаруживаются у базальтов *Осевой* горы и южной части *Осевого* поднятия (станции 190,189,188,175,176,174). От северного окончания *Осевой* горы в северном направлении протягивается градиентная зона снижения K_2O , P_2O_5 и $(La/Sm)_n$ (до 0,7), простирающаяся примерно на 75 км до широты $8,5^\circ$ ю.ш., где располагается центр осевого поднятия следующего сегмента (станции 160,161). Эта градиентная зона осложняется пикообразной аномалией ($(La/Sm)_n = 1,34$, $K_2O = 0,59\%$), развитой в районе разлома Габон ($9,24^\circ$ - $9,34^\circ$ ю.ш.) (станции 166,167,169). К югу от *Осевой* горы также имеется градиентная зона, но существенно круче ($(La/Sm)_n$ до 0,65) и короче (около 35 км) до станции 195. Вне градиентных зон *Осевой* горы имеется несколько локальных пикообразных аномалий. На севере они приурочены к следующим участкам: на широте $8,84^\circ$ ю.ш. (станции 158,159); на широте $8,61^\circ$ ю.ш. (станция 153-155); в зоне причленения небольшого хребта, идущего от о. Вознесения ($8,37^\circ$ ю.ш., станции M148,149) ($(La/Sm)_n = 0,95$, $K_2O = 0,49\%$); и напротив о. Вознесения ($7,86^\circ$ ю.ш., станция 138) ($(La/Sm)_n = 2,01$, $K_2O = 0,45\%$).

Самая южная локальная аномалия ($(La/Sm)_n = 1,12$, $K_2O = 0,25\%$) приурочена к небольшому поднятию дна рифтовой долины (около 250 м) в дистальной части спрединговой ячейки между разломом Бодэ Верде и нетрансформным смещением $10,61^\circ$ ю.ш. (станция 201). Вторая аномалия к югу от основной аномалии ($(La/Sm)_n = 1,23$, $K_2O = 0,46\%$) приурочена к диапазону широт $10,23^\circ$ - $10,29^\circ$ ю.ш. (станции 196,197), где к осевой зоне причленяется небольшой хребет, протягивающийся от вулкана *Восточный*.

Характер вдольосевых вариаций изотопных параметров (рис. 4.14) заметно отличается от характера вариаций петро-геохимических показателей степени обогащенности базальтов. Высокий уровень $^{206}Pb/^{204}Pb$, характерный для *Осевой* горы, продолжается с небольшим понижением от 19,18 до 19 далеко на север вплоть до станции 158, расположенной на осевом поднятии сегмента, находящегося к северу от разлома Габон (широта $8,84^\circ$ ю.ш.), в то время как уровень $(La/Sm)_n$ к этой широте уже сильно снижен до 1,01, а K_2O до 0,3%. Таким образом, центральная аномалия по изотопным данным продолжается далеко на север и охватывает всю область наиболее высокого рельефа осевой зоны, где отсутствует рифтовая

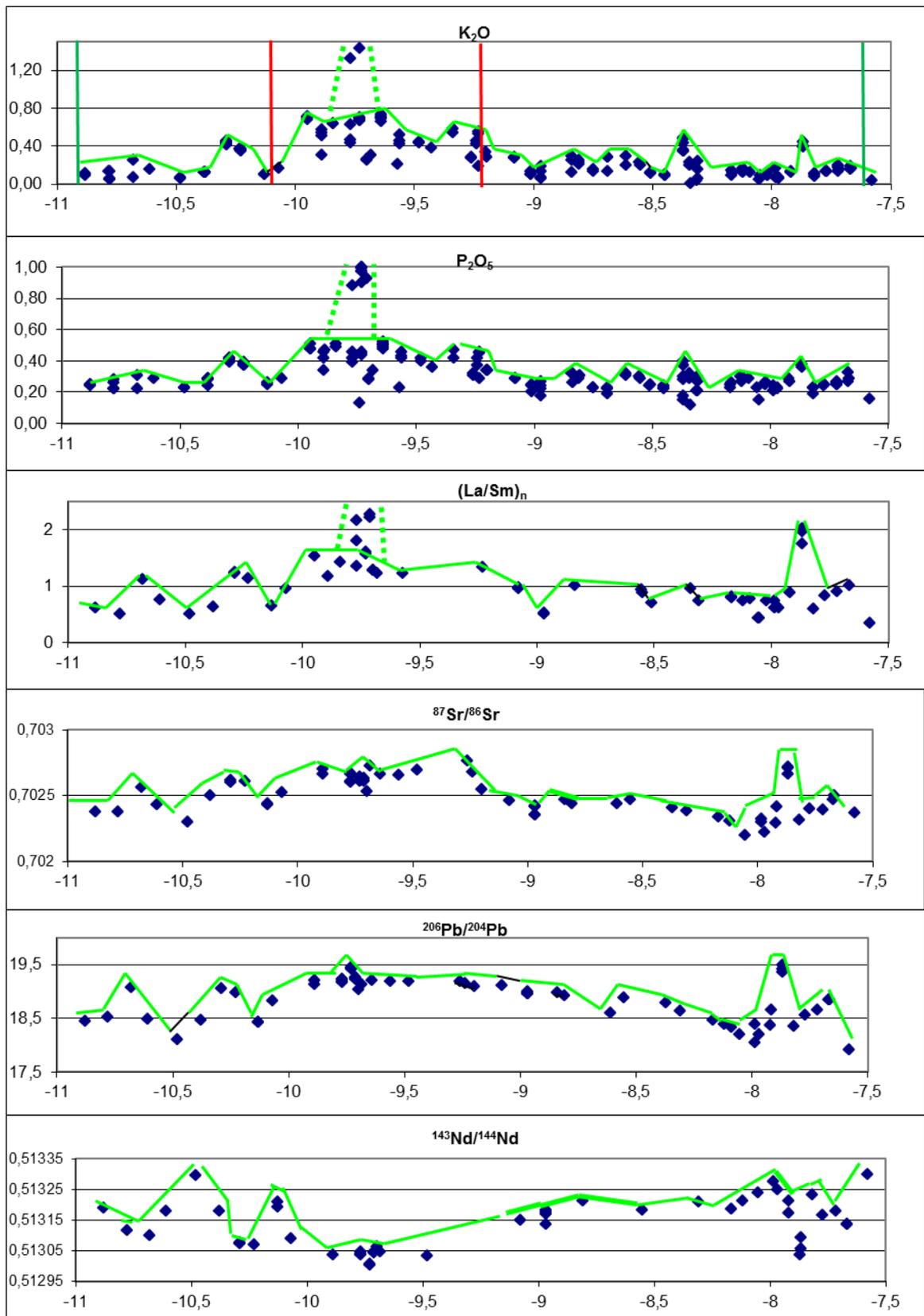


Рис. 4.14 Вдольосевые вариации геохимических и изотопных показателей базальтов между разломами Вознесения и Боле Верде.

Вертикальные линии: зеленые – положение разломов Вознесения (справа) и Боле Верде (слева), красные – положение нетрансформных смещений. Пунктирными линиями показаны поля составов банки Хаттан и влк. Восточный.

долина. От этого места начинается постепенное снижение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 18,05 у нетрансформного смещения 8° ю.ш. (станция 141), являющегося южной границей крайнего северного сегмента полигона. Следовательно, по изотопным данным северная градиентная зона Осевой горы продолжается существенно дальше на север, чем это определяется по петро-геохимическим характеристикам, ее протяженность возрастает до 170 км. Южная градиентная зона также расширяется к югу, до станции 199, но уровень наиболее низких значений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ на юге выше, чем на севере (18,11).

Из северных локальных геохимических аномалий на профиле вариаций $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ проявлена только одна та, что напротив о. Вознесения, при этом ее амплитуда выше, чем у центральной аномалии. Обе южные аномалии проявлены на этом изотопном профиле.

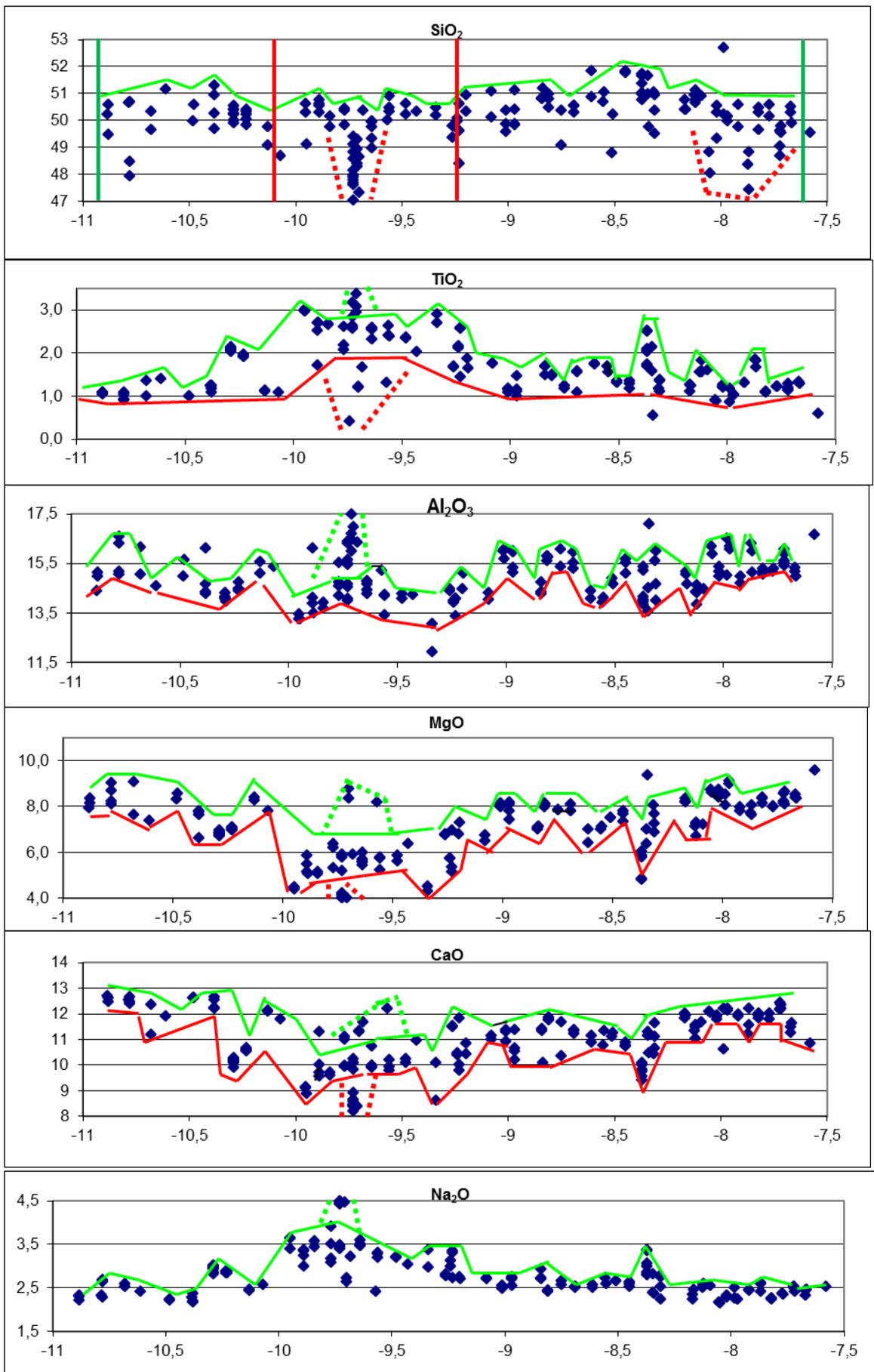
У разлома Вознесения встречен базальт с наиболее низкими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Вдольосевые вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в целом повторяют таковые для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, при этом также уровень наиболее низких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ выше к югу от центральной аномалии, чем к северу (0,702297 против 0,702196). Есть два исключения. Область наиболее высоких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пределах центральной аномалии менее протяженна, заметное снижение их уровня происходит уже на северной границе Осевого поднятия. Образец вблизи разлома Вознесения, характеризующийся наименьшими отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, имеет повышенные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Вариации значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ на вдольосевом профиле зеркально отражают таковые для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Средний уровень $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в деплетированных базальтах двух крайних северных сегментов выше, чем таковой у базальтов крайнего южного сегмента, здесь же встречены базальты и с наиболее высокими отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Из примера полигонов Мур и Кокс следует, что пространственные вариации степени дифференцированности базальтов передаются отношением FeO/MgO. Однако на полигоне Габон это отношение отражает также и степень обогащенности базальтов (рис. 4.15). Наиболее высокие значения FeO/MgO имеют место над *Осевым* поднятием, над каждой локальной аномалией – высокие и повышенные значения FeO/MgO, за исключением самой северной аномалии, базальты которой характеризуются пониженными концентрациями FeO по сравнению с другими обогащенными базальтами. На фоне базальтов смежных участков базальты самой северной аномалии образуют отрицательные аномалии FeO и CaO и положительные Al_2O_3 и Na_2O . Из всех обогащенных базальтов они характеризуются наиболее высокими отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

На фоне очень высоких значений FeO/MgO над *Осевым* поднятием в его краевых частях выделяются две пикообразных положительных аномалии FeO/MgO (станции



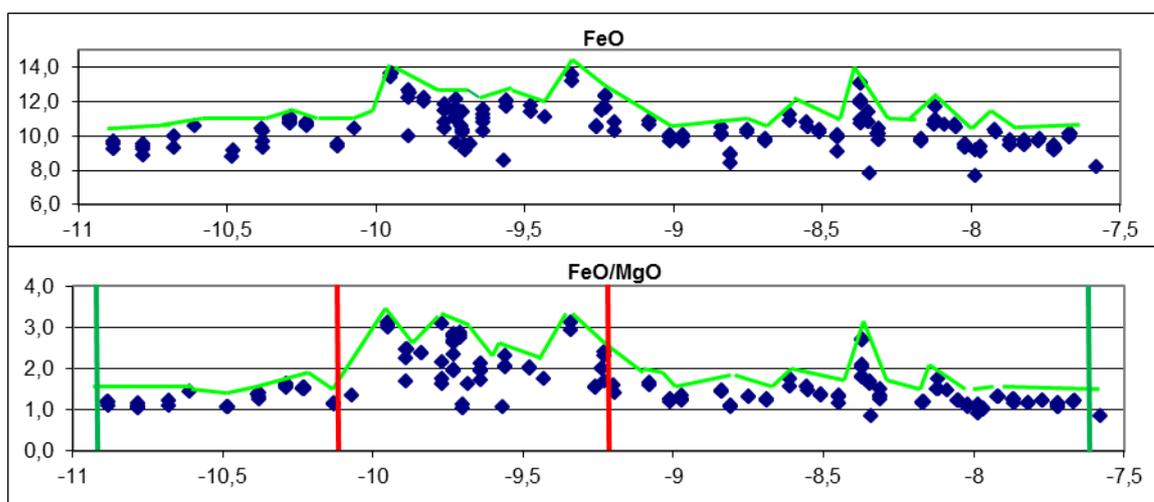


Рис. 4.15 Вдольосевые вариации концентраций петрогенных оксидов в базальтах между разломами Вознесения и Бодэ Верде
 Пояснения на рис. 4.14.

M170,191), с которыми связаны минимумы концентраций MgO, CaO, Al₂O₃ и максимумы - FeO, Na₂O, K₂O, TiO₂ в базальтах. Выше базальты, образующие эти аномалии, были охарактеризованы, как наиболее дифференцированные разности обогащенных базальтов.

Поведение Na₂O во многом близко поведению K₂O, на вдольосевых графиках вариаций Na₂O видны отчетливо выраженные и центральная аномалия с градиентными зонами и все локальные аномалии. Это отражает обогащение расплавов Na₂O вследствие плавления обогащенной мантии, находящейся под этими участками. Там, где влияние обогащенного материала минимально, а это участки краевых сегментов полигона наблюдается развитие низконатровых базальтов. Слабообогащенные базальты с низкими концентрациями Na₂O встречаются и в пределах *Осевого* поднятия, сигнализируя о том, что в этом наиболее прогретом участке мантии плавление, происходящее на малоглубинном уровне, осуществляется при очень высоких степенях частичного плавления.

Вариации концентраций TiO₂ аналогичны таковым для Na₂O. Пространственные вариации концентраций Al₂O₃, MgO и CaO в базальтах во многом зеркально противоположны поведению K₂O, Na₂O и TiO₂. Их наименьшие концентрации наблюдаются в базальтах *Осевой* горы и *Осевого* поднятия в целом, затем с обоих краев они резко возрастают, образуя южную и северную градиентные зоны. Однако в пределах *Осевого* поднятия встречаются базальты с очень высокими концентрациями этих оксидов. Это низконатровые разности. За пределами градиентных зон и до краевых сегментов полигона, где широко распространены базальты высококальциевой серии, продолжается рост значений Al₂O₃, MgO и CaO. Но районы локальных аномалий - это участки низких или пониженных значений Al₂O₃, MgO и CaO.

Заканчивая обзор пространственных вариаций состава базальтов, необходимо отметить, что для большинства аномалий характерен широкий спектр составов базальтов между двумя крайними членами: 1) с низкими концентрациями MgO и CaO и высокими - TiO₂, Na₂O и K₂O и 2) с высокими MgO и CaO и низкими - TiO₂, Na₂O и K₂O.

Обсуждение

Отличительной чертой полигона Габон является широкое развитие в его пределах обогащенных толеитовых базальтов и наличие щелочных базальтов. Максимальное их количество распространено в плюмовой спрединговой ячейке, но и во всех других спрединговых ячейках пространства между разломами Бодэ Верде и Вознесения встречаются разности этих пород, при этом они так или иначе сопряжены с поднятиями дна в осевой или гребневой зонах. Таким образом, в соответствии с данными о составе базальтов все спрединговые ячейки данного пространства являются аномальными.

Основываясь на факте частого расположения сравнительно небольших по размеру участков распространения обогащенных базальтов в этом районе в работах (Bruguier et al., 2003, Minshull et al., 1998, Moeller, 2002, Paulick et al., 2010) считается, что причиной их появления является плавление нескольких небольших мантийных неоднородностей, поднимающихся как под осевой зоной спрединга, так и вне ее. Эти неоднородности имеют высокие содержания летучих компонентов, что приводит к плавлению более значительных объемов расплава в более глубоких условиях в сравнении с плавлением типичной деплетированной мантии, включающей эти неоднородности (Bonatti, 1990).

В то же время по представлениям (Klingelhöfer et al., 2001) о. Вознесения формировался под действием горячей точки, которая возникла 6-7 млн. лет назад.

В настоящей работе причины интенсивного вулканизма в районе полигона Габон и связанного с этим обогащенным характером базальтов видятся в другом. В главе 3 приведены подробные обоснования того, что в пределах полигона Габон имеет место резкое усиление подосевого апвеллинга, обусловленное влиянием плюма Св. Елены. Конкретный механизм этого влияния не рассматривался. Но принимая во внимание предположение о подъеме микроплюмов обогащенной мантии под осевой зоной САХ с низов верхней мантии, принятое выше для объяснения появления обогащенных базальтов на полигонах Кокс и Мур, можно ожидать, что в районе полигона Габон также имеет место подъем микроплюма. Но на данном участке мощность (объем и скорость подъема) этого микроплюма увеличена под влиянием близко расположенного плюма Св. Елены в результате 1) дополнительного нагрева и 2) включения вещества плюма в состав микроплюма. В итоге это приводит не только к интенсификации вулканической активности в осевой зоне САХ, но и к появлению кратковременных горячих точек в близосевой части САХ, к числу которых относятся вулкан

Восточный, банка Хаттан, о Вознесения. *Осевая* гора, расположенная в осевой зоне спрединга вблизи банки Хаттан, это не только или не столько горячая точка, сколько центр подъема микроплюма и одновременно центр астеносферного диапира. Она есть продукт суперпозиции трех ведущих процессов, определяющих тектоническое строение и состав базальтов полигона Габон: подосевого диапиризма, подъема микроплюмов обогащенной мантии и теплового и вещественного влияния плюма глубинной мантии.

Этот вывод находит хорошее дополнение в пространственных вариациях состава базальтов полигона Габон. Толейтовые базальты *Осевой* горы и банки Хаттан по всем параметрам близки друг другу и резко отличаются от щелочных базальтов вулкана *Восточный*. Последний наиболее удален (около 80 км) от оси спрединга, и в соответствии с (Phipps, Morgan et al., 1987) зона магмогенерации его вулканитов располагается вне зоны подосевого апвеллинга, а согласно геохимическим данным на более глубинном уровне, чем зоны магмогенерации банки Хаттан и *Осевой* горы. В то же время изотопные данные показывают, что мантийные источники всех трех горячих точек очень близки друг другу по составу и имеют большое сродство к мантийному компоненту НМУ, свойственному для вулканитов, производных плюма Св. Елены, локализованного в 400-800 км к востоку и юго-востоку от этих точек. Следовательно, отличия в составе вулканитов вулкана *Восточный* и двух других кратковременных горячих точек обусловлены различиями в условиях плавления: более глубинными и при меньших степенях частичного плавления в первом случае. При этом у щелочных и высокообогащенных базальтов существует спектр разностей с одинаковыми изотопными параметрами и значениями отношений высоко некогерентных отношений $((\text{Nb}/\text{La})_n, (\text{Ba}/\text{La})_n)$ при сильно варьирующих значениях показателя глубинности $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$. Такие изменения состава обогащенных и щелочных расплавов указывают на то, что blobs обогащенного мантийного материала испытывают в ходе плавления постоянный подъем.

В работе (Paulick et al., 2010) впервые показано, что вариации значений $(\text{La}/\text{Sm})_n$ и отношений изотопов стронция в базальтах района полигона Габон повторяют вариации высоты рельефа, они максимальны в наиболее высоком центральном сегменте там, где развита *Осевая* гора, и снижаются к краевым сегментам полигона. Выше было показано аналогичное поведение концентраций K_2O , P_2O_5 , и изотопных отношений свинца. Эти закономерности авторы работы (Paulick et al., 2010) справедливо объясняют вдольосевым течением обогащенного мантийного материала от района *Осевой* горы в северном направлении. Это находит подтверждение и в структуре дна, запечатлевшей признаки проградации *Осевого* поднятия к северу (Bruguier et al., 2003). Применив это заключение к идее подъема микроплюмов, в ее развитие можно сказать, что достигнув основного

промежуточного уровня плавления, вещество микроплюма растекается на подлитосферном уровне. При этом если к югу фиксируется сравнительно небольшое (до 40 км) растекание головы микроплюма, то в северном направлении формируется подосевой каналированный поток обогащенного мантийного материала, простирающийся, судя по изотопным данным, на 170 км. Над этим подлитосферным потоком в осевой зоне преимущественно развиты умеренно обогащенные базальты Т-MORB типа. Как было показано выше, они имеют двойственную природу. Одни образуются при смешении обогащенных расплавов, возникающих при плавлении обогащенного материала проксимальной части подосевого потока, и малоглубинных деплетированных расплавов, генерированных при плавлении диапира астеносферной мантии. Образующиеся умеренно обогащенные базальты имеют петро-геохимические и изотопные характеристики промежуточные между деплетированными и высокообогащенными базальтами. Второй тип умеренно обогащенных базальтов кристаллизуется из расплавов, плавящихся в дистальной части подосевого потока. Петро-геохимические характеристики данных умеренно обогащенных базальтов, как и у других аналогичных разновидностей, но изотопные параметры выше и ближе к таковым у высокообогащенных базальтов. Дело в том, что, как показывают вариации петро-геохимических параметров, вещество потока по мере удаления от микроплюма обедняется некогерентными элементами, в силу того, что по пути оно частично плавится и все более ассимилирует вещество деплетированной мантии.

Следует отметить, что в области дистальной части потока встречаются и деплетированные базальты с высокими значениями изотопных параметров.

На участках нетрансформных смещений развиваются узкие геохимические аномалии обогащенных базальтов. Наиболее логично их появление связать с понижением степени частичного плавления обогащенного материала вследствие локального заглубления зоны магмогенерации в потоке под более холодными участками литосферной мантии, каковыми являются зоны нетрансформных смещений.

Помимо основной осевой изотопно-геохимической аномалии *Осевой* горы с ее градиентными зонами имеются локальные аномалии, не связанные с ней. Они могут иметь разную природу. В районе ближайшей с юга аномалии, развитой в районе станций 196, 197 (10,23°-10,29° ю.ш.), происходит причленение к осевой зоне цепи небольших хребтов, идущей от вулкана *Восточный*. Мы считаем, что эта цепь маркирует поток обогащенного мантийного материала,двигающегося от горячей точки вулкана *Восточный*, что и приводит к обогащению мантии в осевой зоне САХ там, где поток достигает подосевой зоны магмогенерации. Возможность существования таких каналированных потоков обогащенной мантии к востоку от оси САХ детально рассматривалась выше в главе 3.

Базальты локальной аномалии, обнаруженной непосредственно севернее разлома Боде Верде, имеют изотопные параметры, близкие к таковым на *Осевой* горе. В то же время состав базальтов, а также низкий рельеф осевой зоны на этом участке отличают ее от *Осевой* горы. Однако на обоих флангах гребневой зоны напротив этой аномалии развиты существенно более обширные и высокие (до 1000 м) симметричные поднятия с вершиной на высоте около 1800 м. Эти наблюдения дают основание считать, что данная осевая изотопно-геохимическая аномалия связана с одним из ответвлений (блэбом) мощного микроплюма, поднимающегося под *Осевой* горой. Начало плавления этого блэба обогащенной мантии около 2 млн. лет назад, на данный момент он уже является угасающим. По составу базальты этой аномалии отличаются от базальтов основной аномалии более низкими значениями K_2O и $(La/Sm)_n$ и более высокими - TiO_2 и P_2O_5 , т.е. у них имеет место увеличение доли умеренно несовместимых элементов по отношению к сильно несовместимым элементам. Это явление уже было описано для ряда базальтовых ассоциаций полигонов Мур и Кокс. Оно указывает на эволюцию вещества блэба обогащенного материала в ходе плавления, проявляющуюся в его последовательном обеднении наиболее несовместимыми элементами. Сказанное справедливо не только по отношению к вертикально поднимающимся блэбам (микроплюмам), но и, как мы видели выше, и по отношению к субгоризонтальному подосевому подлитосферному потоку, отходящему от микроплюма *Осевой* горы.

Обе южных локальных аномалии окружены деплетированными базальтами с высокими отношениями $(Ba/Nb)_n$. Выше было приведено обоснование того, что такие аномальные характеристики деплетированных и слабообогащенных базальтов обусловлены метасоматозом деплетированной мантии под действием расплавов и флюидов, зарождающихся в обогащенной мантии. По-видимому, поставщиками этой обогащенной мантии на данном участке полигона являются поток обогащенного материала от вулкана *Восточный* и микроплюм, локализованный на широте $10,75^\circ$ ю.ш.

Северная локальная аномалия располагается в крайнем северном сегменте напротив о. Вознесения. Этот участок характеризуется как область высокой магматической активности, на что указывает поднятие высотой до 1000 м с вершиной на глубине около 1600 м, развитое на западном плече рифта. Вероятно, эта аномалия связана с подтоком обогащенной мантии со стороны о. Вознесения, под которым можно ожидать наличие линзы обогащенного материала. Изотопный состав базальтов этой аномалии в целом близок к таковому у базальтов *Осевой* горы, за исключением несколько более высоких значений $^{143}Nd/^{144}Nd$ у ряда образцов, однако некоторые петро-геохимические параметры существенно отличаются. Базальты северной аномалии имеют заметно более высокие отношения $(La/Sm)_n$, которые при анализе геохимических данных были объяснены процессами метасоматоза мантийного

источника. Скорее всего, это процессы аутометасоматоза, происшедшие в потоке обогащенной мантии, доставившем обогащенный материал от района о. Вознесения к осевой зоне. Некоторые базальты из района этой аномалии имеют заметно более низкие концентрации FeO, TiO₂, K₂O, P₂O₅, они же характеризуются повышенными концентрациями глинозема и высокими значениями ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. Все эти особенности состава могут быть объяснены тем, что в данном районе в плавлении участвуют, как уже говорилось выше, блоки нижней континентальной коры (НКК), располагающиеся в астеносферной мантии.

Таким образом, аномальные свойства базальтов северного сегмента полигона Габон обусловлены двумя причинами: подтоком материала из линзы обогащенной мантии, локализованной под о. Вознесения, и вовлечением в процесс плавления блоков НКК.

Деплетированные и слабообогащенные базальты напротив о. Вознесения и на участке приращения цепи структур, идущих от о. Вознесения, имеют аномально высокие отношения (Ba/Nb)_n. По-видимому, они имеют такое же происхождение, как и у деплетированных базальтов, встреченных вблизи двух южных локальных аномалий.

Деплетированные базальты полигона Габон в сравнении с таковыми с полигонов Мур и Кокс имеют при тех же самых значениях FeO/MgO более высокий средний уровень концентраций MgO и FeO и более низкий - Na₂O, TiO₂. Это свидетельствует о том, что в данном районе средняя степень частичного плавления толеитовых расплавов выше и происходит оно в среднем на более глубоком уровне. Этот вывод свидетельствует о том, что астеносферная мантия под осевой частью САХ между разломами Боде Верде и Вознесения более высокотемпературная, чем под полигонами Мур и Кокс. На прогретость мантии в этом регионе также указывается в работе (Цехоня, Сущевская, 1995). Этими авторами данный вывод сделан на основании большого распространения в этом районе низконатровых стекол, представляющих более глубокие первичные расплавы типа TOP-1. Очевидно, что прогретость астеносферной мантии в районе полигона Габон обусловлена наличием нескольких горячих точек, связанных с мощным микроплюмом.

Деплетированные базальты в осевой части САХ в пределах полигона практически отсутствуют в районе *Осевой* горы и в проксимальных частях ее градиентных зон. Единичные представители характеризуются очень низконатровым составом, свидетельствующим об очень высоких степенях частичного плавления диапира деплетированной мантии и соответственно об очень высокой прогретости астеносферной мантии под *Осевой* горой.

Деплетированные базальты других сегментов полигона Габон разделяются на высоко- и низкокальциевую серии, являющиеся аналогами высококальциевой низкотитанистой и

низкокальциевой высокотитанистой серий полигонов Мур и Кокс. Отсутствие отчетливой обратной корреляции между TiO_2 и CaO в деплетированных базальтах полигона Габон, вероятно, есть следствие широкого распространения в этой области обогащенной мантии и влияния, которое она оказывает на деплетированную мантию. В то же время среди высококальциевых базальтов встречаются разности с очень низкими концентрациями TiO_2 и Na_2O , сигнализирующими об очень высоких степенях частичного плавления там, где они развиты. Очевидно, что в случаях с этими базальтами коррелятивного увеличения концентраций CaO не происходит потому, что весь клинопироксен перидотитового субстрата расплавился еще раньше.

Как и на других полигонах, породы высококальциевой серии, а также низкотитанистые и низконатровые разности преимущественно развиты в центральных частях спрединговых ячеек, а базальты низкокальциевой серии – в дистальных частях.

Примечательной особенностью обедненных базальтов полигона Габон является повышенная концентрация P_2O_5 : 0,12-0,3% против 0,06-0,2% у аналогичных базальтов других провинций Центральной части Атлантики. Судя по пространственному распространению базальтов, обогащенных P_2O_5 , а таковые встречаются и севернее разлома Вознесения вплоть до разлома Шарко, обогащение расплавов фосфором не связано с современными горячими точками, развитыми только в южной части этого региона. В работах (Hanan et al., 1986, Fontignie, Schilling, 1996) на основании изучения изотопии базальтов, сделан вывод, что астеносферная мантия в районе провинции Св. Елены была заражена материалом плюма Св. Елены еще на предраскольной стадии. Об этом свидетельствуют очень пологие тренды повышения $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$ и понижения $^{143}Nd/^{144}Nd$ от 20° ю.ш. до разлома Вознесения. Заражение произошло в результате метасоматоза под воздействием расплавов, выплавлявшихся из плюмового материала уже претерпевшего частичное плавление и в силу этого в определенной степени обедненного наиболее несовместимыми элементами (K, La). Очевидно, можно ожидать, что метасоматизирующие расплавы в этом случае были обогащены умеренно несовместимыми элементами, в частности, фосфором. Таким образом, повышенные концентрации P_2O_5 в базальтах из района полигона Габон и севернее его есть результат заражения астеносферной мантии под влиянием плюма Св. Елены, произошедшего на предраскольной или ранней стадии раскрытия этого сегмента Южной Атлантики. В соответствии с кинематикой абсолютного движения плит, именно сегмент САХ между разломами Боде Верде и Шарко был наиболее подвержен влиянию плюма Св. Елены на ранней стадии раскрытия океана. К югу от разлома Боде Верде зараженности деплетированных базальтов P_2O_5 не наблюдается.

Изотопно-геохимический анализ позволяет выделить еще несколько разновидностей деплетированных базальтов. Значительная их часть обогащена Nb и Ta, т.е. элементами, показательными для мантийного компонента NIMU, а также Ba. Эти базальты близки к слабообогащенным базальтам и вместе они отличаются от обогащенных базальтов, у которых эти геохимические черты проявлены более интенсивно, тем, что плавилась на малоглубинном уровне, и не обнаруживают признаков смешения с более глубинными расплавами. Деплетированные и слабообогащенные базальты, с повышенными концентрациями Ba, Nb и Ta наиболее широко распространены в краевой зоне подосевого потока обогащенного мантийного материала. Какова может быть природа гетерогенности малоглубинного мантийного источника? Как было сказано выше, слабообогащенные базальты и большая часть деплетированных базальтов не только имеют аномалию $(Nb)_n$, но и $(Ba)_n$. На последнюю указывают повышенные значения таких отношений как $(Ba/Th)_n$ (1,3-1,5), $(Ba/Nb)_n$ (0,78-0,93), $(Ba/La)_n$ (0,82-1), что выше, чем у большей части базальтов Центральной части Атлантики. Особенно резкая разница наблюдается по показателю $(Ba/Nb)_n$, это хорошо видно на диаграмме $(La/Sm)_n - (Ba/Nb)_n$ (рис. 4.4). В то же время деплетированные базальты с такими необычно высокими значениями этих параметров, включая и высокие $(Nb/La)_n$, распространены на полигоне Кокс, что связано с загрязнением местной мантии продуктами жильного метасоматоза, произошедшего под действием плюма Тристан. Однако предполагать, что и в районе полигона Габон мантия модифицирована таким же образом, вряд ли возможно. Во-первых, на данном участке мантия находится и находилась в сфере активности плюма Св. Елены, во-вторых, до плюма Тристан очень большое расстояние, в третьих, эти базальты пространственно и геохимически связаны с обогащенными базальтами промежуточных уровней плавления. Все это позволяет предположить, что гетерогенность малоглубинного источника обусловлена метасоматозом деплетированной мантии, происходящим под действием обогащенных расплавов, генерированных на промежуточных глубинах.

Часть деплетированных базальтов имеет пикообразную положительную аномалию Sr_n и небольшую положительную аномалию Eu_n на своих спайдерграммах и повышенные значения $^{143}Nd/^{144}Nd$. Эти особенности геохимии и изотопии свидетельствуют об участии в процессах плавления высоконеодимового источника, отождествляемого нами с блоками НКК. Не противоречит этому и состав базальтов, характеризующийся повышенными концентрациями Na_2O и Al_2O_3 и пониженными FeO и CaO . Подобные деплетированные базальты распространены непосредственно у южной части зоны трансформного разлома Вознесение, т.е. там, где были обнаружены признаки участия НКК в плавлении обогащенных расплавов. Очевидно, что эти блоки НКК имеют одну и ту же природу.

К числу закономерностей пространственных вариаций состава базальтов относится наличие участков, где распространены наиболее дифференцированные базальты. Как и на других полигонах, эти участки располагаются в краевых частях осевых поднятий дна, указывая на коровую миграцию расплавов от магматического центра.

4.2.4 Полигон Мартин Вас

Этот полигон охватывает гребневые и осевые зоны двух рифтовых сегментов, смещенных друг относительно друга по нетрансформному смещению 20°ю.ш. (рис. 1.1) Полигон имеет две структурные особенности. Во-первых, здесь в осевой части нетрансформной зоны развито поднятие, тогда, как правило, эти участки дна характеризуются большой глубиной (4500 м и более) (рис. 3.6). Во-вторых, к северу от разлома 20°ю.ш. и в 20 км к западу от осевой зоны располагается небольшое овальное поднятие, сложенное обогащенными базальтами (в дальнейшем *Обогащенное* поднятие), тогда как на других участках полигона распространены деплетированные базальты. Опробование на полигоне производилось в 10-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (Сколотнев и др., 2003б), результаты анализа состава и геохимии базальтов опубликованы в работах (Сколотнев и др., 2006а, 2009), данные изотопных исследований приведены в табл. 4.1. Схема опробования полигона представлена на рис. 3.6. Базальты характеризуют центр (станция 1052) и промежуточную часть (ст. 1048) южной ячейки, ее западный фланг (ст. 1047), *Обогащенное* поднятие (ст. 1050) и зону нетрансформного смещения (ст. 1049, 1051).

Особенности состава, геохимии и изотопии базальтов

На вариационной диаграмме FeO/MgO - K₂O отчетливо выделяются два субпараллельных тренда: обогащенных и деплетированных базальтов (рис. 4.16).

Деплетированные базальты на вариационных диаграммах FeO/MgO – оксид образуют дифференцированную серию с FeO/MgO от 1,05 до 1,69, в которой возрастают концентрации FeO (9,38-12,09%), K₂O (0,08-0,21%), P₂O₅ (0,11-0,17%), Na₂O (2,83-2,95%) и убывают - MgO (8,93-7%), SiO₂ (49,23-48,64%), CaO (11,16-10,19%), Al₂O₃ (15,85-12,82%) (рис. 4.16). На этих диаграммах выделяется небольшая группа слабообогащенных базальтов, имеющих при данных FeO/MgO более высокие значения K₂O (0,23-0,29%) и P₂O₅ (0,16-0,17%). На диаграмме FeO/MgO - TiO₂ наблюдаются два тренда возрастания TiO₂: высоко (1,95-1,98%) и низкотитанистых (1,54-1,67%) базальтов. Высокотитанистые разности встречены на станциях 1047 и 1049, расположенных вблизи дистальных частей южной и северной спрединговых ячеек. Очевидно, что они аналоги низкокальциевой высокотитанистой серии полигона Мур, характерной для дистальных частей ячеек. Низкотитанистые базальты встречены вблизи центра южной ячейки на станциях 1048, 1052, и являются аналогами

базальтов высококальциевой низкотитанистой серии. Не обычны низкие концентрации CaO, примерно на 0,8% меньшие, чем у базальтов полигона Мур. Можно предположить, что в районе полигона Мартин Вас расплавы испытывают высокобарическое фракционирование клинопироксена.

Среди высокотитанистых разностей выделяется группа базальтов станции 1047, характеризующихся более низкими концентрациями Al_2O_3 (12,82-13,95%) и более высокими - FeO (11,5-12,59%) и MgO (8,24-7,51%) и отношениями CaO/ Al_2O_3 (0,77-0,79) при данных FeO/MgO (1,38-1,69). Эти особенности петрохимии указывают на то, что расплавы, из которых кристаллизовались базальты станции 1047, претерпели высокобарическое фракционирование плагиоклаза.

Сравнение составов деплетированных базальтов полигона Мартин Вас с таковыми полигона Мур показывает, что они более магниевые (на 0,7% MgO), железистые (на 0,6% FeO) и калиевые (на 0,05% K_2O). Эти отличия указывают на то, что базальты полигона Мартин Вас плавилась в более глубинных условиях (более высокие FeO) и одновременно при более высоких степенях частичного плавления (большие MgO). Такие базальты близки к производным расплавов типа TOP-1, плавящихся при более глубинных и высоко температурных условиях по сравнению с более распространенными базальтами типа TOP-2. Базальты типа TOP-1 в соответствии с (Цехоня, Сушевская, 1995) характеризуют и полигон Габон. По сравнению с ними базальты полигона Мур более титанистые (на 0,4% TiO_2) и натровые (на 0,4% Na_2O), но существенно менее фосфористые (на 0,15% P_2O_5) при одинаковых FeO/MgO. Это говорит о том, что они формировались при более низких степенях частичного плавления и соответственно прогретость мантии в районе полигона Мартин Вас ниже, чем в районе полигона Габон.

У обогащенных базальтов концентрации K_2O варьируют от 0,25% до 0,45% при изменении FeO/MgO от 0,92 до 1,39, при дальнейшем росте FeO/MgO до 2,06 происходит снижение концентраций K_2O до 0,32%. Эти базальты также имеют повышенные значения P_2O_5 (0,15-0,32%).

Литофильные элементы-примеси в деплетированных базальтах полигона Мартин Вас ведут себя закономерно, их содержания незначительно возрастают по мере дифференциации: Rb (1- 3,6 г/т), Ba (8-50 г/т), Nb (2,4-3 г/т), La (2,9-6,4 г/т), Th (0,09-0,18 г/т), Zr (94-130 г/т) и Y (29- 41 г/т). В наиболее дифференцированных разностях концентрации Zr и Y снижаются до 110 г/т и 25 г/т, соответственно, что указывает на садку из расплавов зерен циркона. Концентрации Sr (110-130 г/т) практически не изменяются. У обогащенных базальтов содержания этих элементов заметно выше: Rb (5-7 г/т), Ba (99-140 г/т), Sr (220-240 г/т), Nb (6,9-18 г/т), La (7,8-10,2 г/т), Sr (180-240 г/т), Th (0,52-1,47 г/т), за исключением Zr (98-110

г/т) и Y (23- 28 г/т). Концентрации Cr и Ni у деплетированных базальтов закономерно уменьшаются по мере увеличения степени дифференциации соответственно 430-240 г/т и 200-86 г/т. Обогащенные базальты разбиваются по этим показателям на две группы: с

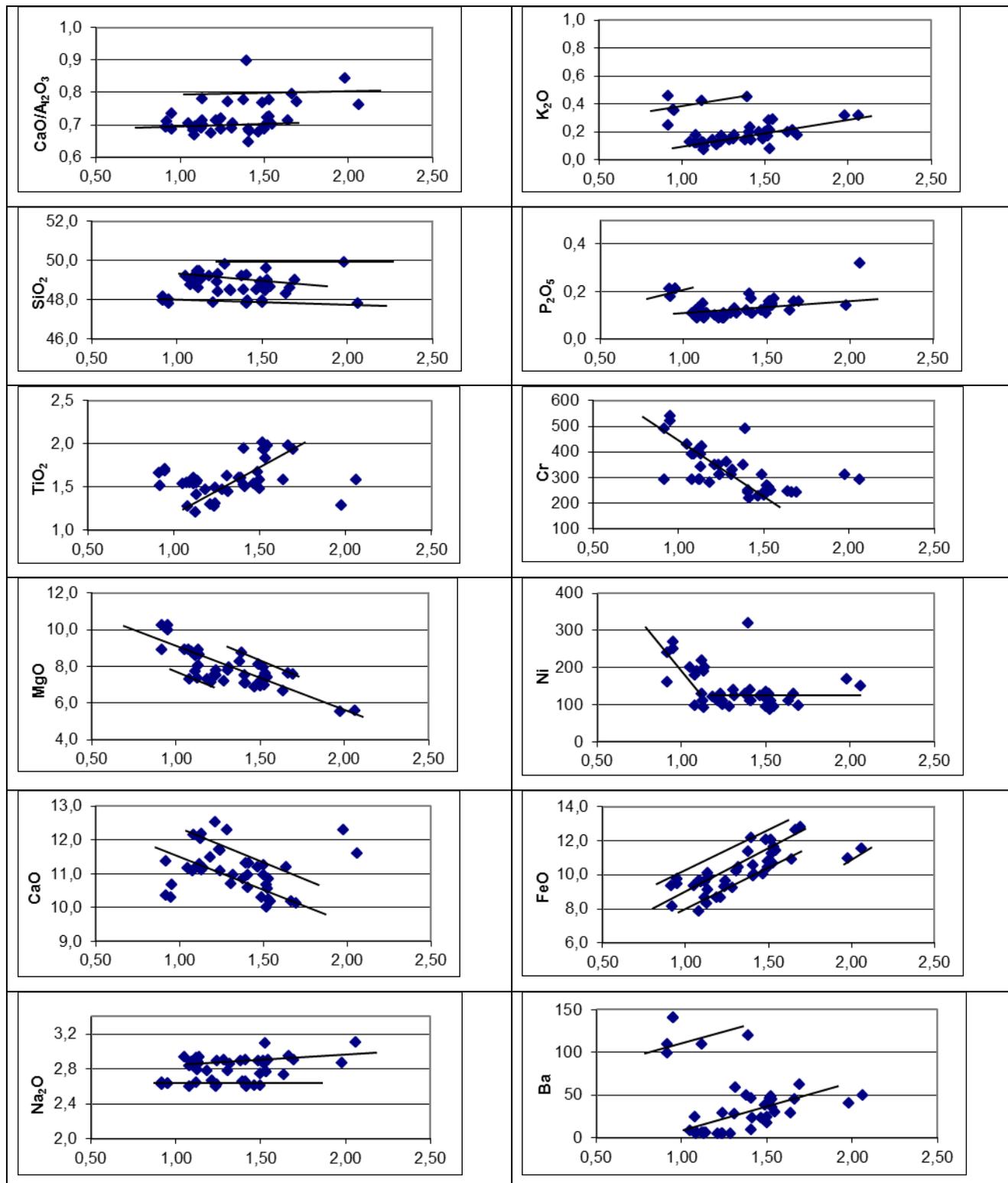


Рис. 4.16 Вариации состава петрогенных оксидов и ряда элементов-примесей в зависимости от степени дифференцированности базальтов полигона Мартин Вас.

высокими концентрациями Cr (490-540 г/т) и Ni (240-320 г/т) и низкими 250-290 г/т и 130-

160 г/т, соответственно. Первые в сравнении со вторыми имеют более высокие концентрации MgO, FeO, TiO₂ и более низкие - Al₂O₃. У деплетированных базальтов уровень Cr близок к таковому у базальтов полигона Мур, но заметно выше (на 100 г/т), чем у деплетированных базальтов полигона Габон при тех же самых значениях FeO/MgO, у обогащенных базальтов он существенно выше, чем у таковых полигона Габон при тех же самых значения K₂O: у высокохромистых на 300 г/т, у низкохромистых на 150 г/т.

Следует отметить, что такие высокие содержания Cr как у высокохромистых обогащенных разностей встречаются очень редко и отмечены еще у базальтов, распространенных вблизи разлома Зеленый Мыс. Содержания Ni близки в деплетированных базальтах всех трех сравниваемых полигонах, но у обогащенных разностей они выше, чем у таковых полигона Габон при тех же самых значения K₂O: у высокохромистых на 150 г/т, у низкохромистых на 100 г/т.

Спайдерграммы деплетированных базальтов ((La/Sm)_n (0,42-0,52)) имеют вид промежуточный между деплетированными базальтами полигонов Мур и Габон (рис. 4.17) и соответственно у этих базальтов промежуточные значения отношений (Nb/La)_n (0,48-0,91), (Ba/La)_n (0,18-0,31), (Ba/Nb)_n (0,34-0,39), (Ba/Th)_n (0,68-0,76), существенно более высокие, чем у базальтов полигона Мур и более низкие, чем у базальтов полигона Кокс. Линии их спектров имеют слабые положительные аномалии Zr, Hf и иногда слабые отрицательные – U, Sr, Eu. Общими чертами спайдерграмм обогащенных базальтов ((La/Sm)_n (1,02-1,65)) являются слабый подъем спектра в области тяжелых и средних РЗЭ, отчетливый Nb-Ta максимум и положительные аномалии Zr, Hf. Среди них выделяются четыре образца с более высокими уровнями спектра (1050/3,5,23,25), которые имеют положительную аномалию Ba,

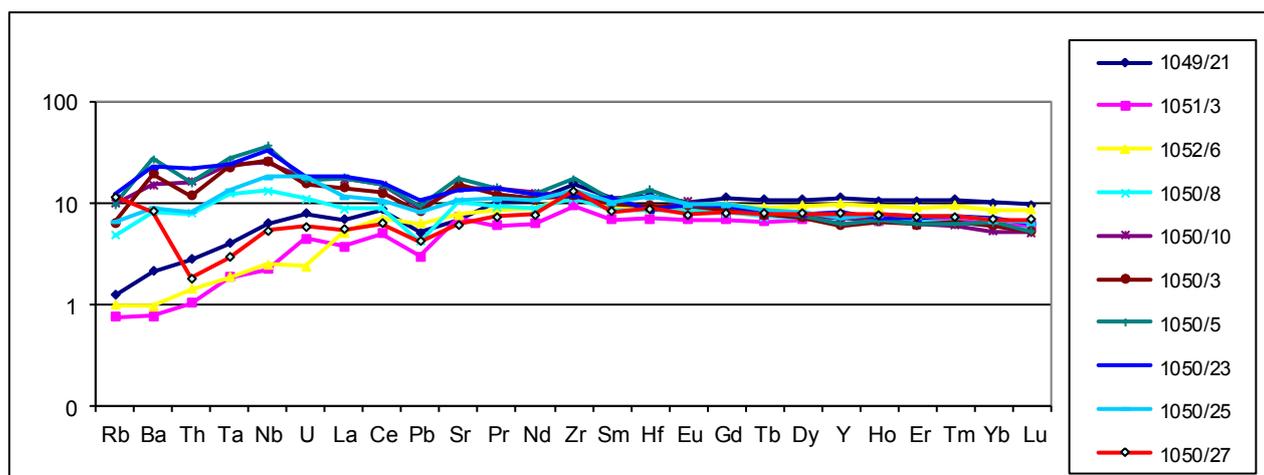


Рис. 4.17 Спайдерграммы базальтов полигона Мартин Вас.

образец	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ abs	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	2σ abs	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
Полигон					Мартин					Вас					
I1050/3	7,2	216	0,09597	0,702766	0,000013	3,5	12,3	0,17105	0,513094	0,000002	19,4922	0,0029	15,6422	0,0024	38,9828
I1050/5	11,4	238	0,13916	0,702793	0,000007	3,8	13,8	0,16693	0,513084	0,000002	19,4019	0,0023	15,6339	0,0019	38,9434
I1049/21	4,8	109	0,12620	0,702730	0,000015						18,6999	0,0031	15,5488	0,0025	38,1654
I1050/8	10,5	182	0,16708	0,702877	0,000008						19,1697	0,0038	15,6099	0,0030	38,6694
I1050/10	10,4	243	0,12392	0,702841	0,000009						19,4282	0,0024	15,6420	0,0020	38,9630
Полигон					Романш										
S1628/2	10,5	200		0,702995					0,513105	0,000002					
S1644/2	11,4	350		0,702685											
S1312/42	15,4	500		0,703135											
S1311/3	9,4	250		0,702877					0,512896	0,000003					
S1331/3	5,6	155		0,702438					0,513139	0,000002					
S1313/6									0,513124	0,000004					
S1321/1									0,513046	0,000003	19,0732	0,0029	15,5723	0,0035	38,5345
S1325/7b											18,7745	0,0031	15,5212	0,0025	38,3236
S1327/1									0,513073	0,000004	18,7431	0,0038	15,5234	0,0028	38,1231
Полигон					Сьерра					Леоне					
I1046/1	12,5	180	0,20112	0,702960	0,000008						19,7116	0,0031	15,6267	0,0025	39,3971
I1060/7	9,1	112	0,23361	0,702810	0,000009						19,3816	0,0028	15,6090	0,0023	39,0383
I1057/3	9,9	340	0,08388	0,703309	0,000012						20,3723	0,0029	15,6793	0,0023	40,1300
I1068/16	5,6	118	0,13720	0,702843	0,000012						19,6051	0,0033	15,6267	0,0027	39,3168
I1072/1	7,9	119	0,19267	0,702630	0,000007						18,9193	0,0032	15,5510	0,0026	38,4727
I1003/2	3,4	131	0,07515	0,702526	0,000005	3,8	11,5	0,20206	0,513214	0,000004	18,4511	0,0012	15,5247	0,0010	38,0230
I1003/4	10,8	217	0,14424	0,702704	0,000006	3,4	11,3	0,18252	0,513110	0,000004	18,7481	0,0015	15,5332	0,0014	38,3338
Полигон					Зеленого					Мыса					
S0941/10	25,5	531	0,13900	0,702995	0,000004	7,8	34,8	0,13581	0,513053	0,000002	18,2247	0,0006	15,5685	0,0008	38,1751

Таблица 4.1 Новые данные об изотопном составе базальтов полигонов Мартин Вас, Романш, Сьерра Леоне, Зеленого Мыса

Методика и место измерений описаны в главе 1. Для нормализации использовались значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$ и $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Погрешность соответствующего изотопного отношения в таблице приведена при 95% уровне значимости в абсолютных величинах (2s, abs).

и иногда слабую положительную - Sr. Спайдерграммы первой группы характерны для продуктов плавления мантийного источника типа NIMU (Weaver et al., 1987) и похожи на таковые обогащенных базальтов полигона Габон, эта схожесть подтверждается и близостью значений $(\text{Nb/La})_n$ (1,46-1,49), $(\text{Ba/La})_n$ (0,87-0,93), $(\text{Ba/Nb})_n$ (0,6-0,62), $(\text{Ba/Th})_n$ (1,05). Другая группа имеет более высокие значения этих параметров, одни из наиболее высоких среди базальтов Центральной части Атлантики (исключая базальты полигона Кокс): $(\text{Nb/La})_n$ (1,57-2,05), $(\text{Ba/La})_n$ (1,24-1,52), $(\text{Ba/Nb})_n$ (0,69-0,75), $(\text{Ba/Th})_n$ (1,63-1,7). Особенно высоки значения $(\text{Nb/La})_n$, по уровню которых они совпадают с деплетированными базальтами полигона Кокс, однако в отличие от последних они имеют существенно меньший уровень $(\text{Ba/Nb})_n$.

На диаграмме $(\text{Nb/La})_n - (\text{Sm/Yb})_n$ (рис. 4.4), позволяющей разделить базальты по глубинности происхождения их исходных расплавов, базальты полигона Мартин Вас образуют три поля. Деплетированные базальты формируют субгоризонтальное поле с $(\text{Sm/Yb})_n$ около 1,1, совпадающее с таковым у базальтов полигона Габон. Обогащенные базальты без положительной аномалии Ba_n с $(\text{Sm/Yb})_n = 1,45-2,05$ и $(\text{Nb/La})_n = 1,46-1,5$ находятся в вертикальном поле обогащенных базальтов полигона Габон, свидетельствуя о близости их мантийных источников. Это базальты промежуточного уровня глубинности. В сравнении с составами наименее дифференцированных деплетированных базальтов обогащенные расплавы имеют меньшие концентрации SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , но большие - Na_2O , TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , FeO/MgO , $(\text{La/Sm})_n$.

Обогащенные базальты с положительными аномалиями Ba_n образуют субгоризонтальное поле на уровне $(\text{Sm/Yb})_n = 1,51-1,67$, соответствующем основному промежуточному уровню глубинности, с высокими значениями $(\text{Nb/La})_n = 1,57-2,05$, которые не встречается у обогащенных базальтов других районов Центральной части Атлантики, в том числе и полигона Габон.

Наблюдаются отчетливые корреляции между возрастанием значений $(\text{Nb/La})_n$ (рис. 4.18) и ростом концентраций Ni (150-270 г/т), Cr (290-540 г/т), MgO (5,59-10,27%) и уменьшением - FeO (11,52-9,77%), CaO (11,6-10,67%), Na_2O (3,1-2,63%), K_2O (0,42-0,32%), P_2O_5 (0,32-0,21%), FeO/MgO (2,06-0,95%), CaO/ Al_2O_3 (0,8-0,73). Концентрации TiO_2 (1,51-1,69%), и SiO_2 (47,8-48,5%), имеют примерно одинаковый уровень, а - Al_2O_3 (14,55-16,04%) закономерно варьируют в широком диапазоне. Наиболее высокохромистые и высоконикелистые обогащенные базальты имеют наиболее высокие концентрации Nb (13-18 г/т), La (9-10 г/т) и Ba (110-140 г/т).

Изотопными исследованиями охвачены все геохимические группы базальтов (рис. 4.5, табл. 4.1): наблюдается закономерное возрастание отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (от 15,55 до 15,64),

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (от 38,16 до 38,98) с ростом $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (от 18,5 до 19,7). На диаграммах вариаций отношений изотопов свинца они совпадают с верхней частью поля базальтов полигона Габон, располагаясь между мантийными компонентами HIMU и DMM, выше таковых в базальтах полигона Мур и перекрываются с таковыми полигона Кокс.

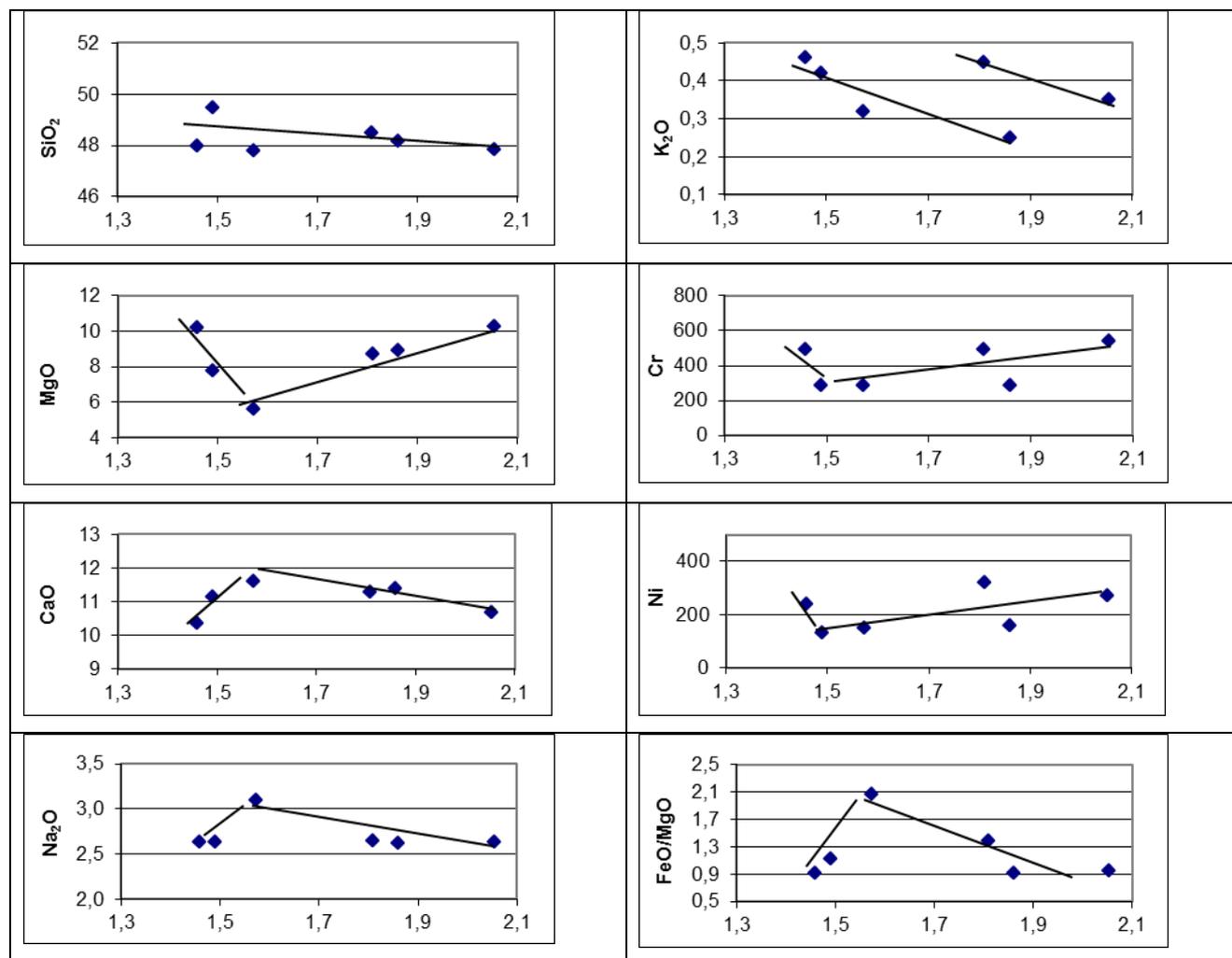


Рис. 4.18 Вариации состава ряда петрогенных оксидов и элементов-примесей в зависимости от величины показателя $(\text{Nb}/\text{La})_n$ в базальтах полигона Мартин Вас.

Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьируют в небольших пределах (0,70273-0,70288), с возрастанием их величины в целом уменьшаются отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51309-0,51297). На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ они также совпадают с полем базальтов полигона Габон, но на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ исследованные базальты располагаются выше этого поля, т.е. в области более высоких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при тех же самых значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, образуя единый тренд с осевыми базальтами полигона Мур. В то же время значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у них существенно ниже, чем таковые у базальтов с гор полигона Мур, а также геохимически деплетированных базальтов с полигона Кокс.

Сравнение изотопных и геохимических данных показывает, что наблюдаются отчетливые прямые корреляции между ростом геохимических показателей таких как $(La/Sm)_n$ и $(Nb/La)_n$ и изотопных отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$. Это значит, что наиболее магнезиальные базальты с наиболее высокими концентрациями Sr и Ni имеют и наиболее высокие отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$. Следует также отметить, что при тех же самых значениях $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения $(La/Sm)_n$ в базальтах полигона Мартин Вас ниже, чем таковые в базальтах полигона Габон.

Обсуждение результатов

Наиболее примечательной чертой полигона Мартин Вас является наличие обогащенных базальтов, слагающих *Обогащенное* поднятие. Последнее формировалось в осевой зоне спрединга 2,5 млн. лет назад, являясь магматическим центром мантийного апвеллинга (Сколотнев и др., 2009). Слагающие его обогащенные базальты могут быть отнесены к P и T-MORB типам и кристаллизовались из расплавов, генерированных на промежуточном уровне глубинности ($(Sm/Yb)_n = 1,45-2,08$) из обогащенного мантийного источника, имеющего сродство к мантийному компоненту HIMU, о чем свидетельствуют Nb-Ta выступ на спайдерграммах этих базальтов и изотопия свинцов, в соответствии с которой их мантийный источник располагается на линии NHRL.

По изотопным данным обогащенные базальты наиболее близки к обогащенным базальтам полигона Габон, и имеют таким образом изотопное сродство к веществу плюма Св. Елены. В работах (Сколотнев и др., 2006а, 2009) было сделано предположение, что от плюма Св. Елены идет субгоризонтальный подлитосферный поток плюмового материала в сторону разлома 20° ю.ш. на основании того, что между участком САХ вблизи разлома 20° ю.ш. и кустом горячих точек вблизи острова Св. Елены существует структурная связь в виде продолговатых небольших поднятий, образующих три цепочки, протягивающиеся от куста горячих точек к этому участку САХ (рис. 3.7). Более подробно об этом написано в главе 3, где дается обоснование тому, что эти цепочки поднятий с простиранием около 215° маркируют подлитосферный поток горячего мантийного материала.

По геохимическим данным обогащенные базальты разделяются на два типа: 1) с постоянной величиной $(Nb/La)_n$ (1,45-1,49) и 2) с положительной аномалией Ba_n на спайдерграммах и высокими варьирующими значениями $(Nb/La)_n$ (1,57-2,05), при этом с ростом $(Nb/La)_n$ в породах возрастают концентрации Nb, Ba, La, Mg, Sr и Ni и изотопные отношения свинцов. Первый тип базальтов по многим параметрам, включая и изотопные данные, близок к обогащенным базальтам аномалии 33° ю.ш. и можно ожидать, что данные базальты имеют и такое же происхождение, т.е. они плавилась из микроплюма обогащенной мантии, поднявшегося с низов верхней мантии.

Второй тип базальтов с уникальными свойствами очень редок в пределах Центральной части Атлантики. Учитывая высокие свинцовые изотопные отношения и очень высокие значения $(\text{Nb/La})_n$ у базальтов этого типа, очевидно, что именно они и могут представлять вещество сублитосферного потока, идущего со стороны о. Св. Елены от одноименного плюма. Очень высокие концентрации Mg, Cr и Ni в обогащенных базальтах этого типа также подтверждают эту связь, поскольку очень высокие концентрации этих элементов свойственны для слабо дифференцированных трахипикробазальтов о. Св. Елены (Kawabata et al., 2010). Еще одной особенностью базальтов этого типа являются повышенные концентрации Ba, которые не могут быть напрямую связаны с мантийным компонентом НМУ. Наиболее логично предположить, что обогащение Ba произошло вследствие автометасоматоза вещества потока плюмового материала в ходе его движения от горячей точки к осевой части САХ.

Таким образом, непосредственно к северу от разлома 20° ю.ш. сочленяются два потока горячего обогащенного мантийного материала: субвертикальный, связанный с микроплюмом обогащенной мантии, и субгоризонтальный, связанный с подлитосферным потоком материала плюма Св. Елены, плавление которых привело к образованию *Обогащенного* поднятия. При этом очевидно, что локализация микроплюма предопределена приближением к САХ подлитосферного потока горячего мантийного материала, дополнительно нагревающего близосевую астеносферную мантию.

Состав, геохимия и изотопия базальтов, слагающих *Обогащенное* поднятие, свидетельствуют о том, что между этими разными мантийными источниками происходит смешение то ли непосредственно, то ли через расплавы, генерированные в их недрах.

Деплетированные базальты полигона близки к типу TOP-1 (по классификации Л.В. Дмитриева, Н.М. Суцевской и др.), характеризующему относительно высокие температуру и давление, при которых происходит частичное плавление. Этот факт в определенной мере сближает условия апвеллинга на полигонах Мартин Вас и Габон, для которых характерна повышенная температура астеносферной мантии, но на полигоне Габон прогретость мантии в подосевом диапазоне на уровне зоны магмогенерации больше.

Основные вариации состава деплетированных базальтов, как и на других полигонах, подчиняются 3-D геометрии подосевого апвеллинга астеносферной мантии и внутрикоровой дифференциации расплавов.

Как показывают изотопные и геохимические данные, базальты в целом близкие к базальтам полигона Габон, отличаются от них более высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и более низкими $(\text{La/Sm})_n$ при тех же самых величинах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. По-видимому, это означает, что астеносферная мантия в этом в этом районе заражена веществом, отличающимся высокими

значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Это вещество широко присутствует в мантии под полигоном Кокс и в соответствии с (Fontignie, Schilling, 1996) имеет шпирово-жильную метасоматическую природу, при этом метасоматоз осуществился под действием расплавов, генерированных в голове плюма Тристан на ранней стадии его развития.

4.2.5 Полигон Романш

В пределах этого полигона находятся крупнейшие трансформные разломы Атлантики: Чейн, Романш и Сан Паулу (рис. 1.1, 1.2). Между разломами Романш и Чейн имеется несколько нетрансформных смещений рифтовой долины на широтах: $0,6^\circ$ ю.ш., $0,22^\circ$ ю.ш., $0,02^\circ$ ю.ш., разломная зона Сан Паулу состоит из 4 разломных долин, разделенных короткими сегментами рифта (рис. 3.11,3.12). Вблизи северного интерсекта этого разлома в качестве межразломного поднятия выступает сложно тектонически построенный массив Св. Петра и Павла, увенчанный одноименным островом, на котором также обнаружены базальты.

Этот регион САХ является объектом пристального внимания исследователей. Сюда были совершены 13 и 16-й рейсы НИС «Академик Страхов» (Bonatti et al., 1991, 1994, Пущаровский и др., 1993), G96 НИС «Геленджик» (Gasperini et al., 1997a), НИС "Conrad" в 1987 г. (Schilling et al., 1994). В зоне политрансформа Сан Паулу проведены работы с помощью ПОА "Nautile" (Hekinian et al., 2000).

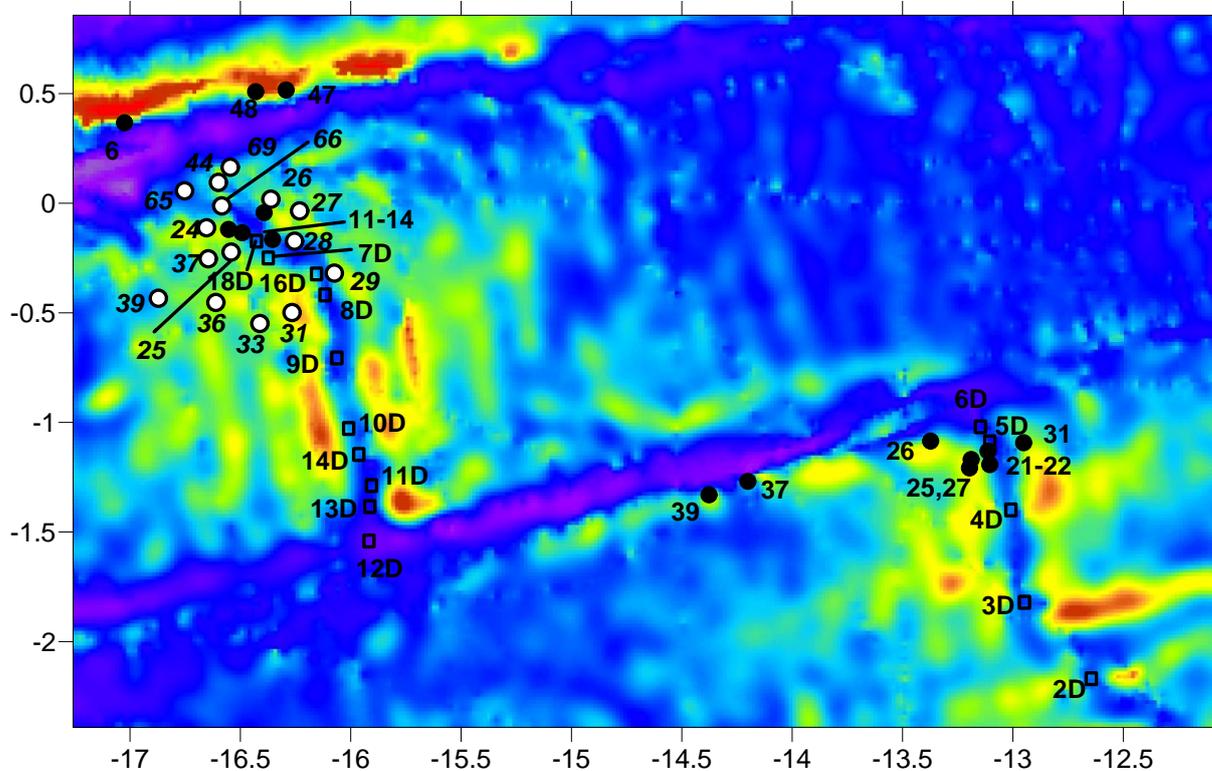


Рис. 4.19 Схема опробования южной части полигона Романш.

Станции драгирования: черный круг – 13-го рейса, белый круг – 16-го рейса НИС «Академик Страхов», квадрат – НИС "Conrad" (Schilling et al., 1995).

Особенности состава, изотопии и геохимии вулканитов разбираются по оригинальным и литературным данным, почерпнутым из работ (Hekinian et al., 2000, Сушевская и др., 1994, 1995, 2002, Schilling et al., 1994, 1995, Кашинцев и др. 2008, Roden et al., 1984, Melson et al., 1972, Kamenetsky et al., 2003).

Неопубликованные данные приведены в таблицах: табл. 4.1 - по изотопии, табл. 4.2 - по валовому составу и табл. 4.3 - геохимии базальтов. Схема опробования полигона приведена на рис. 3.12 и 4.19.

В реферируемых работах в основном приведены данные по закалочным стеклам, в таблицах данные - по валовому составу базальтов. Их сопоставление показывает, что за исключением значений SiO_2 , которые резко завышены в стеклах, для других петрогенных оксидов существует неплохое совпадение концентраций (рис. 4.1).

Таблица 4.2 Валовой состав базальтов полигона Романш

№	образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.	сумма
1	S13-06/1 a	50,07	1,44	15,46	8,18	0,12	6,78	12,04	3,16	0,36	0,12	2,16	99,89
2	S13-06/1 d	49,47	1,44	15,57	8,10	0,13	7,00	12,16	3,07	0,36	0,12	2,16	99,58
3	S13-06/2	48,17	1,37	15,01	9,15	0,13	7,20	12,18	2,98	0,38	0,15	1,89	98,61
4	S1347/21	50,29	1,44	15,07	7,46	0,11	7,69	11,43	3,52	0,34	0,12	1,97	99,44
5	S1347/22	49,79	1,69	14,69	8,61	0,11	7,86	10,61	3,34	0,34	0,12	2,21	99,37
6	S1347/23	49,79	1,69	14,69	8,98	0,11	8,17	11,15	3,52	0,41	0,12	1,32	99,95
7	S1347/24	50,63	1,38	14,83	8,77	0,14	8,65	10,07	3,45	0,23	0,10	1,12	99,36
8	1665/01	50,53	2,25	13,23	9,87	0,16	9,40	8,73	3,84	0,73	0,34	0,02	99,10
9	1665/02	50,90	2,26	13,71	9,77	0,16	8,72	8,80	3,53	0,70	0,34	0,08	98,97
10	1666/02	48,93	2,04	15,26	8,31	0,15	8,86	10,26	3,55	1,12	0,46	0,64	99,58
11	1666/03	50,99	1,83	14,94	10,43	0,16	9,00	8,65	3,01	0,30	0,16	0,38	99,86
12	S1669/4	51,60	0,96	16,59	8,70	0,16	8,70	9,22	3,03	0,18	0,08	0,04	99,26
13	1644/1	52,09	1,62	15,51	9,09	0,15	7,74	8,87	3,06	0,41	0,18	0,42	99,14
14	S13-11/1	49,22	1,70	16,65	8,85	0,13	7,20	10,83	3,38	0,53	0,20	0,71	99,40
15	S13-11/2	46,62	2,77	13,54	12,07	0,03	6,48	10,83	3,38	1,30	1,17	1,24	99,43
16	S13-13/1	50,78	2,12	15,50	9,29	0,10	6,44	9,67	3,74	0,81	0,30	1,53	100,28
17	S13-13/2	50,96	2,09	15,67	8,53	0,18	6,11	8,86	4,03	1,07	0,26	1,57	99,33
18	S13-13/9	50,20	2,09	16,26	8,81	0,10	6,44	9,67	3,84	0,91	0,24	1,53	100,09
19	S13-13/12	50,31	2,28	16,09	8,73	0,18	6,22	8,86	4,03	0,97	0,31	1,81	99,79
20	S13-13/16	49,37	2,24	15,50	9,09	0,18	6,19	10,28	4,48	0,94	0,29	1,08	99,64
21	S13-14/1	51,25	2,12	15,28	10,45	0,10	6,22	8,86	3,59	0,54	0,23	1,08	99,72
22	S13-12/12	49,03	2,50	13,64	10,82	0,04	5,47	10,13	4,31	1,22	0,45	1,49	99,10
23	S13-12/13	49,02	2,84	13,51	10,90	0,13	6,55	9,56	4,22	1,26	0,74	1,96	100,69
24	S13-12/14	48,66	2,69	15,48	9,13	0,13	5,47	9,56	4,31	1,08	0,46	1,85	98,82
25	S1312/26	49,87	2,42	14,89	9,13	0,15	6,28	9,12	3,83	0,92	0,45	1,30	98,36
26	S1312/27	49,74	2,45	14,95	9,41	0,15	6,28	8,99	3,98	0,81	0,46	1,42	98,64
27	S1312/38	49,27	2,35	14,67	8,96	0,15	6,86	9,02	3,45	1,12	0,45	1,99	98,28
28	S13-12/47	48,90	1,72	14,83	9,68	0,13	8,21	11,39	2,96	0,46	0,30	0,72	99,30
29	S13-12/49	41,56	3,31	13,23	9,97	0,13	9,48	12,08	3,21	2,33	1,18	3,42	99,90
30	S13-12/66	42,02	3,34	13,71	9,16	0,13	10,13	11,42	3,49	2,27	0,92	3,39	99,98
31	S13-12/48	48,78	1,67	14,83	9,86	0,16	8,21	10,48	3,21	0,53	0,26	0,62	98,61

32	S13-12/50	49,03	1,52	15,48	8,73	0,13	8,95	11,39	3,04	0,53	0,29	0,66	99,75
33	S1312/56	50,60	1,28	16,41	7,42	0,15	9,03	10,49	2,46	0,41	0,26	0,19	98,69
34	S13-12/69	49,37	1,45	17,31	8,18	0,08	6,75	11,59	3,59	0,57	0,28	0,76	99,93
35	S13-12/77	48,99	2,79	15,28	9,13	0,10	5,35	10,28	4,48	0,94	0,53	1,21	99,08
36	S13-12/78	45,60	2,24	14,87	10,93	0,08	6,20	11,59	3,39	1,37	0,54	1,82	98,63
37	1626/01	50,21	2,00	15,26	8,76	0,16	6,43	9,59	3,83	1,07	0,35	1,20	98,84
38	1626/02	49,67	1,97	15,19	8,61	0,15	6,65	9,77	4,15	0,68	0,35	1,63	98,82
39	1626/04	50,27	2,02	15,60	8,30	0,14	5,30	9,76	4,26	1,03	0,36	1,90	98,94
40	1626/05	50,74	2,01	15,52	8,87	0,18	6,93	9,49	3,55	0,83	0,36	0,36	98,84
41	1626/06	50,26	2,02	15,66	8,75	0,16	6,43	9,75	3,39	0,88	0,37	1,18	98,85
42	1626/07	50,20	2,05	15,49	8,90	0,17	8,53	9,66	3,99	0,94	0,33	0,68	100,94
43	1626/10	50,82	2,02	15,61	8,99	0,16	6,61	9,61	3,55	0,90	0,68	0,38	99,34
44	1626/11	51,32	1,75	15,68	8,68	0,17	6,65	9,28	3,78	0,73	0,27	0,72	99,02
45	1628/01	50,23	1,57	15,69	8,02	0,17	8,27	10,04	3,68	0,69	0,26	0,50	99,12
46	1628/02	49,75	1,71	15,56	8,64	0,19	8,47	10,36	3,47	0,67	0,30	0,48	99,59
47	1624/19	51,22	1,74	15,90	7,47	0,17	8,28	9,78	3,51	0,57	0,28	0,08	98,99
48	1624/22	52,78	1,14	15,87	7,81	0,14	8,85	9,42	2,51	0,22	0,09	0,30	99,13
49	1624/24	50,59	1,10	16,32	8,20	0,16	9,48	10,40	2,23	0,22	0,11	0,08	98,88
50	1624/25	50,92	1,05	16,86	7,62	0,14	8,86	10,29	2,33	0,33	0,13	0,34	98,87
51	1625/01	50,70	1,57	15,33	9,33	0,18	7,98	10,08	2,55	0,54	0,14	0,48	99,98
52	S1625/02	50,48	1,66	16,00	7,48	0,15	8,00	9,74	3,96	0,74	0,26	0,56	99,04
53	S1625/04	50,71	1,64	16,98	7,48	0,15	7,99	9,83	3,52	0,76	0,25	0,50	99,31
54	S1625/05	50,61	1,64	15,73	7,34	0,13	7,65	9,97	3,67	0,69	0,27	1,32	99,01
55	S1625/11	50,35	1,67	16,00	7,70	0,15	7,93	9,85	4,08	0,59	0,26	0,34	98,92
56	1629/01	50,49	1,61	15,85	8,45	0,17	7,31	11,00	2,99	0,49	0,17	0,28	98,81
57	1629/02	49,68	1,31	16,65	7,87	0,16	7,38	11,64	3,08	0,31	0,14	0,72	98,94
58	1629/03	49,87	1,55	16,24	8,84	0,18	7,51	11,23	2,92	0,45	0,18	0,30	99,27
59	1629/04	49,93	1,52	16,46	8,30	0,17	7,63	11,22	2,89	0,46	0,19	0,36	99,12
60	1629/05	50,09	1,34	16,30	8,24	0,16	7,71	11,39	2,82	0,43	0,13	0,44	99,06
61	1629/06	49,69	1,35	16,27	8,08	0,16	8,11	11,49	3,04	0,47	0,15	0,40	99,21
62	1629/07	50,23	1,70	15,63	8,91	0,18	7,25	10,64	3,60	0,45	0,17	0,32	99,08
63	1629/08	50,18	1,72	15,67	9,35	0,19	7,22	10,74	3,36	0,39	0,17	0,12	99,11
64	1629/9	50,09	1,74	15,55	9,50	0,19	7,27	10,74	3,53	0,45	0,18	0,13	99,37
65	1629/10	49,95	1,36	15,97	9,59	0,20	6,99	10,60	3,43	0,48	0,19	0,18	98,95
66	1629/11a	50,18	1,89	15,84	9,85	0,19	6,97	10,63	2,90	0,33	0,19	0,10	99,07
67	1629/12	50,15	1,84	15,75	9,46	0,18	6,82	10,57	3,13	0,41	0,18	0,48	98,97
68	1629/15	49,92	1,57	16,36	8,97	0,18	7,38	11,17	3,08	0,45	0,18	0,16	99,42
69	1629/16	49,97	1,56	16,02	8,91	0,18	7,50	11,22	3,28	0,42	0,18	0,10	99,33
70	1629/17	50,41	1,91	15,71	9,42	0,19	6,62	10,75	3,60	0,45	0,20	0,28	99,54
71	1629/18	50,41	1,93	15,63	9,67	0,19	6,28	10,69	3,77	0,39	0,20	0,30	99,45
72	1629/19	50,60	1,70	15,33	9,22	0,18	7,11	10,72	3,36	0,42	0,17	0,18	99,00
73	1629/20	50,54	1,72	15,41	9,17	0,18	7,17	10,86	3,20	0,42	0,17	0,23	99,07
74	1629/21	49,21	1,89	15,79	9,76	0,19	6,86	10,47	3,67	0,35	0,19	0,92	99,29
75	1629/22	48,97	1,96	16,16	9,62	0,17	6,84	10,77	3,83	0,29	0,20	0,56	99,36
76	1629/23	49,76	1,90	16,12	9,69	0,18	6,33	10,43	3,41	0,35	0,21	0,72	99,10
77	S1629/30	49,91	1,85	16,10	9,67	0,18	5,93	11,07	3,64	0,33	0,20	0,40	99,28
78	S1631/1	48,95	1,26	16,21	8,22	0,16	8,87	11,40	2,92	0,20	0,13	1,20	99,53
7	S1631/2	48,66	1,01	16,48	7,79	0,16	9,44	11,36	2,50	0,19	0,08	1,52	99,19
80	S1631/3	49,99	1,44	15,45	8,82	0,18	8,00	10,78	3,16	0,22	0,15	1,00	99,19
81	1631/5	49,29	1,74	15,89	9,31	0,20	7,79	9,74	3,54	0,14	0,20	1,40	99,24
82	1633/01	49,86	1,55	16,23	8,20	0,18	7,06	10,18	3,92	0,18	0,21	1,86	99,43
83	1633/5	50,21	1,40	14,50	8,72	0,18	7,19	11,35	3,63	0,26	0,18	1,56	99,17
84	1633/12	50,71	1,75	14,82	8,51	0,16	4,30	11,91	3,17	0,55	0,21	0,92	97,00
85	S1633/16	51,76	1,33	15,09	7,37	0,18	6,57	10,09	3,02	0,26	0,18	1,70	97,55

86	S1633/17	50,17	1,98	15,93	9,11	0,15	5,36	10,64	3,75	0,46	0,26	1,50	99,31
87	S1633/23	49,51	2,05	14,39	10,40	0,23	6,45	10,02	3,73	0,20	0,23	1,44	98,66
88	1636/01	50,92	1,71	16,14	8,09	0,15	6,67	10,88	3,11	0,41	0,20	0,60	98,88
89	1636/02	50,51	1,78	15,77	9,18	0,17	6,48	10,81	3,34	0,54	0,21	0,58	99,38
90	1639/03	49,26	1,61	15,43	9,47	0,17	7,41	11,22	2,99	0,51	0,17	1,12	99,35
91	1639/04	48,87	1,61	15,57	9,82	0,13	7,36	11,15	3,10	0,47	0,17	0,96	99,21
92	1639/05	49,57	1,59	15,46	9,26	0,17	7,77	11,08	2,83	0,37	0,16	0,96	99,23
93	S1326/3	48,87	1,69	17,79	7,51	0,14	5,78	12,28	3,27	0,24	0,11	1,39	99,07
94	S1326/14	46,89	1,69	15,95	9,88	0,12	8,33	12,05	2,99	0,22	0,12	0,58	98,82
95	S1331/1	46,93	1,79	16,42	11,06	0,07	6,60	11,87	3,20	0,29	0,13	0,48	98,84
96	S1337/1	46,89	1,70	16,71	10,83	0,16	7,45	11,06	2,79	0,26	0,04	1,70	99,59
97	S1337/3	47,19	1,42	16,09	10,94	0,18	6,82	11,37	2,60	0,18	0,07	1,42	98,28
98	S1337/10	48,02	1,41	15,85	10,87	0,18	7,92	11,29	2,43	0,12	0,06	0,18	98,34
99	S1339/12	48,30	2,07	15,28	8,71	0,18	8,07	10,61	3,27	0,29	0,12	2,39	99,29
100	S1339/13	47,18	1,41	15,79	10,07	0,18	8,81	9,69	2,56	0,14	0,10	2,45	98,38
101	S1321/1	46,11	2,69	14,01	10,58	0,12	9,41	11,81	3,18	0,86	0,36	1,08	100,21
102	S1321/2	45,88	2,69	13,61	10,33	0,12	9,41	11,81	3,18	0,94	0,32	1,08	99,37
103	S1321/3	46,28	2,94	14,01	9,17	0,12	10,44	11,81	3,18	0,84	0,32	0,00	99,11
104	S1322/1	47,93	1,66	15,61	8,33	0,12	10,72	10,76	2,99	0,23	0,34	0,00	98,69

Примечание к табл. 4.2, 4.3. Методики измерения описаны в главе 1. S13 - 13-й рейс, S16 - 16 рейс НИС «Академик Николай Страх»

Таблица 4.3 Концентрации некоторых элементов-примесей в базальтах полигона

Романш

	образец	Rb	Ba	Sr	Y	Zr	Nb	Co	Cr	Ni	La	Sm
№	S13-06/1 a			99	34	62						
1	S13-06/1 d			100	37	59						
2	S13-06/2			99	32	55						
3	S1347/21		15	140	36	71				110		
4	S1347/22		13	140	36	69				120		
5	S1347/23			120	38	61				220		
6	1665/01	12,0		340	25	150	23,0					
7	1665/02	11,0		320	24	150	22,0					
8	1644/1	4,9		220	23	99	7,8					
9	S13-11/1		15	130	12	24					10,6	4,5
10	S13-11/2	23,0	200	530	23	220	21,0			170	34,0	6,1
11	S13-13/1		66	160	44	130				220		
12	S13-13/2		71	190	41	160	19,0					
13	S13-13/9	12,0	90	180	37	150				170		
14	S13-13/12	10,0	140	200	43	170	19,0			190		
15	S13-13/16		58	160	42	140						
16	S13-14/1		43	140	35	120				140	7,7	3,7
17	S13-12/12	10,0	190	290	50	220	18,0			120	20,0	
18	S13-12/13		190	300	53	220	17,0				20,0	
19	S13-12/14	12,0	190	290	52	220	16,0			170	20,0	
20	S13-12/47		53	160	31	92				150		
21	S13-12/49	23,0	420	730	22	300	34,0			150	62,0	10,5
22	S13-12/66	21,0	430	730	21	290	33,0			150	40,0	
23	S13-12/48		41	170	20	89					6,1	3,1
24	S13-12/50		65	160	32	96				190		
25	S13-12/69		54	150	39	94						
26	S13-12/77	10,0	220	290	54	210	15,0			240		

27	S13-12/78	10,0	250	400	25	170	16,0			140	50,4	10,2
28	1626/01	18,0		300	31	170	26,0	37	200		14,0	3,5
29	1626/02	6,2		300	31	160	27,0	37	210		13,0	3,4
30	1626/04	17,0		310	31	170	28,0	28	200		20,0	4,8
31	1626/05	16,0		290	30	170	28,0					
32	1626/06	10,0		300	31	165	27,0	37	200		21,0	4,7
33	1626/07	13,0		300	32	170	27,0					
34	1628/01	9,6		260	29	135	18,0					
35	1628/02		1200					42	430		15,0	4,0
36	1624/19	11,0		230	29	145	16,0					
37	1625/01	9,3		230	32	130	15,0	39	320		20,0	4,2
38	1629/01	5,0		140	34	115	6,2					
39	1629/9							29	170		7,5	3,2
40	1629/12	3,7		140	39	130	5,9					
41	1629/15	4,8		150	31	110	8,1					
42	1629/19	3,7		140	34	120	5,5					
43	1629/21	9,1		150	36	120	5,4					
44	S1629/30	8,6		155	37	130	5,7					
45	S1631/1	1,0		150	25	78	4,7					
46	S1631/3	1,0		140	29	100	6,2					
47	1633/01	1,3		200	29	110	11,0					
48	1639/03	8,3	240	165	31	105	8,1	43	240		6,0	3,0
49	S1326/3			110	46	81						
50	S1326/14			110	34	79						
51	S1331/1		20	130	40	120				180	5,5	3,4
52	S1337/1			120	27	54				170		
53	S1337/3										2,2	2,4
54	S1339/12		34	120	40	110				140		
55	S1321/1		230	350	43	210	26,0				27,0	6,0
56	S1321/2	13,0	230	350	41	200	25,0			130		
57	S1321/3			430	66	230				340		
58	S1322/1			140	53	72				230		

Валовой состав и геохимия вулканитов

Щелочные вулканиты

В пределах полигона имеется несколько участков, на которых встречены щелочные нефелин нормативные вулканиты. Более всего они распространены на поднятии с центром на широте 0,07° ю.ш. (в дальнейшем *Щелочное* поднятие), расположенном на восточном плече рифта южнее разлома Романш, и в рифтовой долине, примыкающей к этому поднятию (станции 1311, 12, 13). Одна группа щелочных вулканитов этого района представлена ультраосновными низкокремнистыми разностями ($\text{SiO}_2 = 41,56-42,29\%$). Они выделяются среди всех пород полигона наиболее высокими концентрациями TiO_2 (3,18-3,34%), K_2O (1,86-2,33%), P_2O_5 (0,86-1,18%), одними из наиболее высоких - MgO (9,48-10,74%) и CaO (11,41-12,34%) и одними из наиболее низких - Al_2O_3 (12,71-13,71%), для них характерны умеренно высокие концентрации Na_2O (3,04-3,49%) и FeO (9,16-9,97%) и очень высокие значения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,83-0,91). По совокупности параметров они могут быть

охарактеризованы как базаниты (рис. 4.9) (Богатиков и др., 1983). Они имеют очень высокие концентрации Rb (21-42 г/т), Ba (420-540 г/т), Sr (618-841 г/т), Zr (269-300 г/т), Nb (33-34 г/т), La (40-62 г/т), низкие – Y (21-22 г/т) и умеренные – Ni (150 г/т).

Другая группа щелочных вулканитов со *Щелочного* поднятия представлена базальтами (обр. 1311/2, 1312/49,78, 1313/21) ($\text{SiO}_2 = 45,6-46,62\%$). По многим петро-геохимическим параметрам они приближаются к выше описанным базанитам, выделяясь при тех же самых значениях FeO/MgO (1,76-1,86) высокими значениями CaO/Al₂O₃ (0,78-0,8) и концентрациями TiO₂ (2,77%), K₂O (1,3-1,37%), P₂O₅ (0,54%), FeO (10,93%) и CaO (10,83-11,59%) и низкими - Al₂O₃ (13,54%). Щелочные базальты имеют умеренно высокие концентрации MgO (6,2-6,48%) и Na₂O (3,39%), концентрации редких элементов в них существенно ниже, чем в базанитах: (Rb (18-23 г/т), Ba (200-250 г/т), Sr (400-530 г/т), Zr (170-220 г/т), Nb (16-21 г/т), La (34-50 г/т), только Y (23-25 г/т) и Ni (140-170 г/т) имеет близкие с ними уровни. Данные щелочные базальты занимают промежуточное положение между базанитами и оливинowymi щелочными базальтами (рис. 4.9).

К щелочным породам *Щелочного* поднятия близок щелочной вулканит ультраосновного состава с массива скал Св. Петра и Павла ($\text{SiO}_2 = 43,15\%$, Al₂O₃ = 13,46%, Na₂O = 3,47%, MgO = 10,8%, Rb = 45 г/т, Ba = 300 г/т, Sr = 500 г/т, Zr = 200 г/т, Ni = 270 г/т, Cr = 250 г/т), отличаясь меньшими концентрациями K₂O (1,63%), P₂O₅ (0,75%), TiO₂ (2,7%) и CaO (9,8%) и более высокими – FeO (12,29%).

По многим параметрам к щелочным породам ультраосновного состава близки щелочные базальты ($\text{SiO}_2 = 45,88-46,28\%$), встреченные в зоне южного интерсекта разлома Чейн (ст.1321). В них близки к базанитам *Щелочного* поднятия концентрации TiO₂ (2,69-2,94%), Al₂O₃ (13,61-14,01%), MgO (9,41-10,44%), CaO (11,81%), Na₂O (3,18%) и FeO (10,33-10,58%), значения CaO/Al₂O₃ (0,84-0,87), но существенно более низкие концентрации K₂O (0,84-0,94%) и P₂O₅ (0,32-0,36%).

Следует отметить, что охарактеризованные щелочные вулканиты с трех различных структур полигона: массива Св. Петра и Павла, *Щелочного* поднятия и зоны южного интерсекта разлома Чейн за исключением базанитов по многим петрохимическим параметрам близки друг другу. На вариационных диаграммах SiO₂ - оксид (рис. 4.10) они образуют единые тренды вариаций резкого снижения концентраций MgO, CaO и возрастания Al₂O₃, TiO₂, FeO, Na₂O, K₂O и P₂O₅ с ростом SiO₂. Аналогично MgO ведут себя Ni и Cr, аналогично K₂O - несовместимые элементы-примеси. Эти тренды совпадают с таковыми для вулканитов о. Св. Елены (Kawabata et al., 2010), при этом с их наименее дифференцированными частями. На классификационной диаграмме SiO₂ - сумма щелочей

(рис. 4.9) описываемые щелочные базальты относятся к дифференцированной серии, исходным расплавом которой являются трахипикробазальты.

Часть описанных щелочных базальтов по некоторым параметрам отличается от основной группы. Базальты из района разлома Чейн имеют более низкие концентрации P_2O_5 при тех же самых значениях SiO_2 . Значительная часть щелочных базальтов со *Щелочного* поднятия резко выделяется очень низкими концентрациями FeO (8,3-9,1%), пониженными - CaO (8,86-9,67%) и TiO_2 (2,04-2,35%) и повышенными Na_2O (3,55-4,48%).

Щелочные базальты широко развиты на участке, вблизи которого долина разлома Романш резко изменяет свое простирание (около $22,5^\circ$ з.д.) (в дальнейшем *Зона перегиба*) (рис. 3.12). Станция G9634, на которой они были подняты, приурочена к самым низам склона разломной долины. Базальты, драгированные на ней, отличаются от базальтов соседних станций, приуроченных к более высоким частям склона долины, свежестью, подтверждаемой не только петрографическими наблюдениями, но и магнитными свойствами базальтов. Это позволило Г.Л. Кашинцеву с коллегами (2008) квалифицировать базальты этой станции как продукты сравнительно недавнего внутриразломного вулканизма. К этим базальтам по составу близки высокообогащенные базальты станции АП-021, тогда как базальты бортов разломной долины (ст. G9629, 42, 43) измененные, более древние и сформировались в осевой зоне спрединга.

По составу щелочные базальты *Зоны перегиба* существенно отличаются от выше охарактеризованных щелочных пород. Они имеют существенно более высокие концентрации Al_2O_3 (16,92-17,34%) и Na_2O (3,93-4,23%) и существенно более низкие содержания FeO (8,46-9,91%), TiO_2 (1,66-1,81%), CaO (9,97-10,32%) и значения CaO/Al_2O_3 (0,57-0,59). Концентрации MgO (6,88-7,68%), P_2O_5 (0,22-0,42%) и K_2O (1,01-1,36%) близки к средним значениям выше описанных щелочных вулканитов. По содержанию редких литофильных элементов, измеренных только в одном образце (G9634/1), в сравнении со щелочными вулканитами *Щелочного* поднятия обнаруживаются существенно более низкие их концентрации за исключением иттрия (Rb = 19 г/т, Ba = 134 г/т, Th = 0,34 г/т, Sr = 257 г/т, Zr = 114 г/т, Nb = 21 г/т, La = 13 г/т, Y = 21 г/т).

Данные щелочные базальты на вариационных диаграммах SiO_2 – оксид (рис. 4.10), а также на классификационной диаграмме (рис. 4.9) располагаются вблизи трендов вариаций вулканитов о. Св. Елены и, по-видимому, их исходными расплавами также были трахипикробазальты. За пределами этих трендов оказываются только более высокие концентрации Al_2O_3 и Na_2O и низкие- FeO. За исключением более высокого содержания Al_2O_3 данные базальты близки к некоторым щелочным базальтам *Щелочного* поднятия, описанным выше, характеризующимся низкими содержаниями FeO и высокими - Na_2O .

Таким образом, очевидно, что расплавы щелочных базальтов *Зоны перегиба* резко отличаются от таковых *Щелочного* поднятия. Последние выделяются очень высокими концентрациями TiO_2 , MgO , FeO и отношениями CaO/Al_2O_3 и TiO_2/Na_2O и очень низкими - Al_2O_3 . Расплавы же щелочных базальтов *Зоны перегиба* выделяются очень высокими концентрациями Al_2O_3 и Na_2O , пониженными - CaO и очень низкими значениями TiO_2 , CaO/Al_2O_3 и TiO_2/Na_2O . Их общими характеристиками являются высокие концентрации K_2O и P_2O_5 . Отмеченные выше различия невозможно объяснить только разными условиями плавления. Можно было бы ожидать, что в зоне крупного трансформного разлома, каковым является Романш, имеют место более низкие степени частичного плавления глубинных расплавов, на что указывают более высокие концентрации Na_2O , и меньшая глубина их плавления (более низкие концентрации FeO), чем на *Щелочном* поднятии. Однако, во-первых, при более низких степенях частичного плавления возрастают и концентрации TiO_2 , тогда как в базальтах *Зоны перегиба* они сильно снижаются, и, во-вторых, в районе *Щелочного* поднятия встречаются базальты также с очень высокими концентрациями Na_2O и очень низкими - FeO , петрохимически близкие к базальтам *Зоны перегиба*. Следовательно, в районе полигона Романш имеются два различных мантийных субстрата, при плавлении которых возникали щелочные расплавы: низкоглиноземистый, но высококальциевый, высокомагнезиальный и высокотитанистый, с ним связаны щелочные расплавы 1-го типа, высокоглиноземистый, высоконатровый, но низкожелезистый и низкотитанистый, в нем возникают расплавы 2-го типа.

Высокообогащенные толеитовые базальты

На участках развития щелочных вулканитов широко распространены обогащенные толеитовые базальты. Они могут быть разделены на высоко, умеренно и слабо обогащенные разновидности. Высокообогащенные базальты более всего развиты на *Щелочном* поднятии и в его окрестностях (ст. S1311-14, S1624-29).

Одна часть высокообогащенных базальтов *Щелочного* поднятия и его окрестностей образует протяженную дифференцированную серию ($FeO/MgO = 0,97-1,98$). Эта серия пород в сравнении с другими толеитовыми базальтами объединяет существенно более калиевые ($K_2O = 0,53-1,37\%$) и фосфористые ($P_2O_5 = 0,29-0,54\%$) породы (рис. 4.20). Они относятся к серии более кальциевых ($CaO = 9,56-11,39\%$), титанистых и глиноземистых ($Al_2O_3 = 16,35-13,64\%$), но наименее железистых и менее кремнистых пород. В них умеренные значения MgO (9-5,35%) и CaO/Al_2O_3 (0,61-0,66). По мере увеличения степени дифференциации до величины $FeO/MgO = 1,67$ в них возрастают концентрации FeO (7,91%-11,06%), TiO_2 (1,52-2,84%) и P_2O_5 (0,29-0,53%), а затем снижаются до 10,82%, 2,5% и 0,45%, соответственно, свидетельствуя о раннем фракционировании апатита и Fe-Ti минерала из этих расплавов.

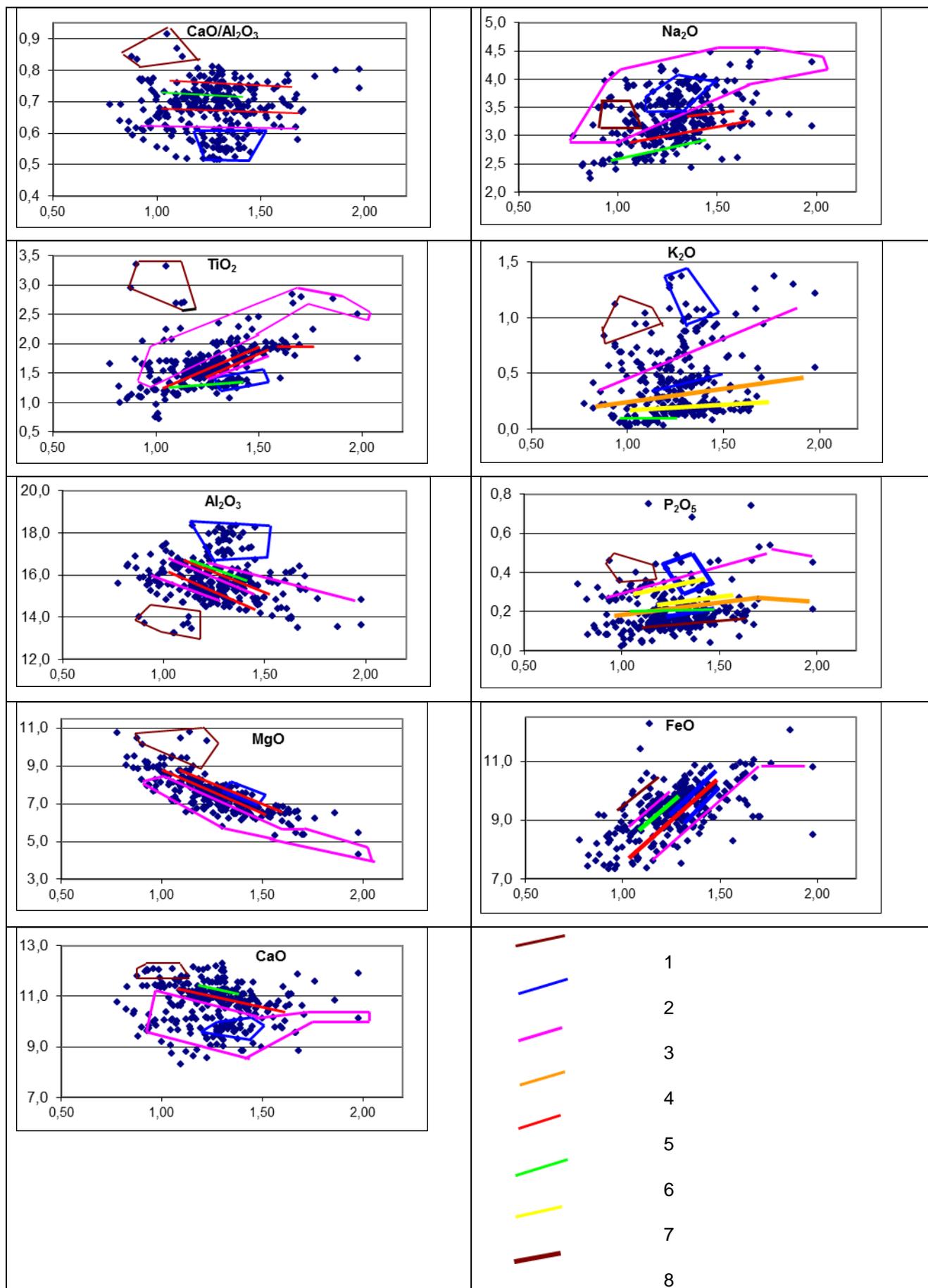


Рис. 4.20 Вариации концентраций петрогенных оксидов в базальтах полигона Романш в зависимости от степени их дифференцированности (FeO/ MgO).

Условные обозначения к рис. 4.20. Контуры полей и трендов базальтов: 1 - щелочных Щелочного поднятия и разлома Чейн, 2 - высокоглиноземистых высоконатровых Зоны перегиба, 3 – высокообогащенных и 4 - умеренно обогащенных Щелочного поднятия, 5 - наиболее распространенных, 6 – типичных деплетированных южнее разлома Чейн, 7 - слабообогащенных с высокими концентрациями P_2O_5 к северу от разлома Романи, 8 - деплетированных с повышенными концентрациями Na_2O .

Это подтверждается и тем, что среди них имеются базальты с аномально высоким содержанием P_2O_5 (0,68-1,17%), скорее всего, обусловленным захватом расплавом зерен апатита из промежуточной камеры. Na_2O возрастает от 2,96% до очень высоких значений - 4,41%, у наиболее дифференцированного образца ($FeO/MgO = 1,98$) содержание Na_2O снижается до 4,31%, свидетельствуя о подключении к малоглубинному фракционированию кислого плагиоклаза. У некоторых базальтов этой группы более низкие концентрации CaO при тех же самых значениях FeO/MgO , что, по-видимому, связано с высокобарической кристаллизацией клинопироксена.

Другую более значительную часть высокообогащенных базальтов района Щелочного поднятия составляют разности, имеющие заметно более низкие концентрации CaO (8,86-10,36%), TiO_2 (1,57-1,74%) и более высокие - Na_2O (3,37-4,15%) и Al_2O_3 (15,98-16,98%) при тех же самых значениях FeO/MgO (0,9-1,5) по сравнению с предыдущей группой высокообогащенных базальтов. По совокупности параметров: высокие значения Na_2O и Al_2O_3 и низкие - CaO и TiO_2 , а также по характеру их вариаций данные низкокальциевые базальты близки к щелочным базальтам Зоны перегиба.

Концентрации редких элементов в высокообогащенных толеитовых базальтах существенно ниже, чем в щелочных породах (Rb (6-18 г/т), Ba (41-220 г/т), Sr (160-340 г/т), Zr (90-220 г/т), Nb (9-21 г/т), La (6-21 г/т), за исключением более высоких содержаний Y (29-54 г/т), Ni (120-240 г/т) и Cr (200-260 г/т), которые имеют близкий с ними уровень.

Таким образом, среди высокообогащенных толеитовых базальтов Щелочного поднятия имеются два типа. Базальты одного из них по многим параметрам: низкие концентрации CaO и TiO_2 и высокие - Al_2O_3 близки к щелочным базальтам Зоны перегиба. Высокообогащенные толеиты дифференцированной серии не обнаруживают близости к щелочным расплавам ни 2-го, ни 1-го типа, на вариационных диаграммах они образуют независимые поля. От последних их отличают очень высокие концентрации Na_2O и заметно более низкие - MgO и CaO и значения CaO/Al_2O_3 (0,60-0,74) и TiO_2/Na_2O (0,5-0,68). Это показывает, что под Щелочным поднятием и его окрестностями генерируются расплавы 3-го типа, обогащенные литофильными элементами. В целом базальты этих расплавов близки к высокообогащенным базальтам полигона Габон, но имеют резко более высокие концентрации Na_2O и более

низкие – FeO, что указывает на более низкие степени их плавления. В работах Э. Бонатти и др. (1993б), Дж. Шиллинга и др., (1995) показано, что плавление базальтов вблизи разлома Романш происходит в условиях термального мантийного минимума, понижающего степень частичного плавления субстрата и глубину плавления.

Высокообогащенные толеиты, встреченные в зоне южного сочленения рифта и разлома Романш (ст. S1665, 66), по концентрации K₂O (0,70-1,12%), P₂O₅ (0,34-0,46%) и Na₂O (3,53-3,84%) близки к высокообогащенным базальтам, распространенным в районе *Щелочного* поднятия, но по содержаниям других оксидов резко отличаются от них, они имеют при тех же самых FeO/MgO (0,9-1,12) заметно более высокие концентрации FeO (8,31-9,87%), TiO₂ (2,04-2,26%) и MgO (8,72-9,4%) и существенно низкие - Al₂O₃ (13,23-13,71%) и CaO (8,73-8,8%). Особенности состава этих базальтов указывают на то, что они кристаллизовались из расплавов, близких к расплавам 3-го типа, но по сравнению с районом *Щелочного* поднятия, выплавлявшихся при более низких степенях частичного плавления (более высокие значения TiO₂ и низкие - CaO и Al₂O₃) и на более глубинном уровне (более высокие значения FeO), что указывает на проявление эффекта трансформного разлома.

Высокообогащенные базальты, обнаруженные на массиве скал Св. Петра и Павла (ст. SP-08, 13), близки к таковым из района *Щелочного* поднятия: K₂O (0,55-0,57%), P₂O₅ (0,21-0,44%), MgO (7,19-7,44%), Al₂O₃ (14,88-15,45%), но имеют при тех же самых FeO/MgO (1,18-1,23) более низкие концентрации Na₂O (2,54-3,37%) и TiO₂ (1,57-1,65%) и более высокие - FeO (8,747-8,84%) и CaO (11,11-11,61%). Повышение концентрации CaO при одновременном уменьшении содержаний Na₂O и TiO₂ указывают на увеличение степени частичного плавления. Поскольку в зонах трансформных разломов (в данном случае Сан Паулу) следует ожидать уменьшения степени частичного плавления мантии, то, по-видимому, в этой области плавления действовал дополнительный источник тепла. Наличие на этом участке щелочных базальтов позволяет предположить, что этот источник тепла так или иначе связан с процессами плавления щелочных расплавов.

Высокообогащенные базальты распространены в *Зоне перегиба* (станция АП-21) (Melson, O'Hearn, 2003). Они близки по составу к щелочным базальтам этого района и отличаются от высокообогащенных базальтов *Щелочного* поднятия. В сравнении с первыми при тех же самых FeO/MgO (1,21-1,39) они имеют более низкие концентрации TiO₂ (1,5-1,66%), Na₂O (3,56-3,82%), K₂O (0,62-0,79%), P₂O₅ (0,17-0,24%). Отмечаются близкие уровни Al₂O₃ (16,86-17,23%), CaO (9,62-10,09%), MgO (7,31-8,53%) и FeO (9,88-10,82%). Выявленные отличия между обогащенными и щелочными базальтами *Зоны перегиба* свидетельствуют о том, что первые выплавлялись при более высоких степенях частичного плавления близкого по составу мантийного источника.

Слабо и умеренно обогащенные толеитовые базальты

Слабо и умеренно обогащенные базальты *Щелочного* поднятия в совокупности образуют протяженную дифференцированную серию FeO/MgO (0,82-1,98) и отличаются от высокообогащенных базальтов этого района при тех же самых значениях FeO/MgO более низкими концентрациями K₂O (0,33-0,55%, у некоторых образцов до 0,65%), P₂O₅ (0,13-0,26%, до 0,3-0,5%), TiO₂ и более высокими - MgO (4,3-9,03%) и FeO (рис. 4.20). Концентрации Al₂O₃ (16,86-14,82%) близки к таковым у высокообогащенных базальтов. По уровню CaO выделяются три группы. Наиболее распространенные базальты имеют пределы вариаций CaO от 10,02% до 11,49%, они же образуют крутой тренд вариаций концентраций Na₂O (2,33-3,77%), субпараллельный таковому у высокообогащенных базальтов. Вариации концентраций TiO₂ (1,05-1,93%) образуют положительный тренд до значения FeO/MgO (1,54), а затем медленно снижаются до 1,75%. Такое же поведение и у FeO: сначала рост от 7,42% до 9,8%, а затем снижение до 8,5%. Эти данные указывают на включение в процессы малоглубинной дифференциации на поздних этапах Fe-Ti фаз. Таким образом, эти умеренно кальциевые и умеренно обогащенные базальты близки к высоко обогащенным базальтам этого района, происходящим из расплавов 3-го типа. Но, судя по наблюдающемуся различию петрохимических параметров, их исходные расплавы представляют собой смесь расплавов 3-го типа и расплавов, генерированных из деплетированной или слабо обогащенной мантии. Если эти базальты сравнить с аналогичными базальтами других областей САХ, то обнаружится, что они существенно более натровые и менее железистые.

Встречаются базальты с более низкими концентрациями CaO (8,86-10,29%) и с высокими - Na₂O (3,53-3,92%), в чем они близки к низкокальциевым разностям высокообогащенных базальтов этого района и *Зоны перегиба*. Концентрации Na₂O образуют пологий тренд вариаций в области высоких значений.

На станции S1629, приуроченной к центру спрединговой ячейки к югу от нетрансформного смещения 0,22° ю.ш., имеется небольшая группа высококальциевых базальтов (CaO = 11,55-11,98%), не выделяющихся по концентрации других оксидов.

Среди умеренно обогащенных базальтов выделяется группа очень низкомагнезиальных пород, развитых в пределах *Щелочного* поднятия и его окрестностей (станции С-18, S1312, 25, 26, 27, 28). Такой низкий уровень MgO практически не встречается среди базальтов других полигонов. Они имеют повышенные концентрации Al₂O₃ и TiO₂, пониженные - CaO и FeO и очень высокие - Na₂O.

Содержания редких элементов в умеренно и слабо обогащенных базальтах следующие: (Rb = 4-9 г/т, Ba = 40-65 г/т, но имеется до 240 г/т, Sr = 140-170 г/т, Zr = 89-130 г/т, Nb = 5-9 г/т, La = 6-8 г/т, Y = 31-39 г/т, Cr = 170-260 г/т, Ni = 150-190 г/т) (табл. 4.3).

Слабо и умеренно обогащенные базальты из зоны южного интерсекта разлома Романш (станции S1644, 66) близки к низкокальциевым разностям ($\text{CaO} = 8,65-9,07\%$) аналогичных базальтов из района *Щелочного* поднятия. Такая же специфика состава была отмечена выше и для высокообогащенных базальтов этого участка.

В пределах политрансформа Сан Паулу слабо и умеренно обогащенные базальты распространены в северном (станции С-34,33, SP-07) и южном (станции SP-01, 02, 06, С-31) рифтах. Эти базальты во многом близки аналогичным базальтам из района *Щелочного* поднятия: K_2O (0,33-0,66%), TiO_2 (1,5-1,85%), P_2O_5 (0,21-0,27%, но есть до 0,36%), CaO (9,75-10,88%), Al_2O_3 (15,28-16,1%), Na_2O (3,02-3,74%), MgO (6,07-7,7%) и FeO (9,02-9,89%). Среди них также выделяются умеренно и низкокальциевые разности. Следует отметить следующую специфику этого района: слабо обогащенные разности с K_2O (0,15-0,25%) имеют сравнительно высокие концентрации фосфора P_2O_5 (0,17-0,32%).

Слабо и умеренно обогащенные базальты к югу от разлома Чейн встречены вблизи станции S1321, в зоне южного интерсекта (станции S1322 и С-05), а также в центре (станции E1, С-04) и на южном окончании спрединговой ячейки (станция С-03), расположенной между разломом Чейн и нетрансформным смещением 2° ю.ш. По вариациям концентраций TiO_2 , CaO , Al_2O_3 и MgO эти базальты близки к аналогичным базальтам района *Щелочного* поднятия, но резко отличаются от них при тех же самых значениях FeO/MgO (1,19-1,32) более низкими концентрациями Na_2O (2,86-2,99%) и более высокими FeO (9,5-9,96%). Таким образом, на этом участке влияние термального мантийного минимума на плавление базальтовых расплавов существенно ослаблено. Вариации уровня Na_2O образуют очень пологий тренд, а их средний уровень находится между щелочными и деплетированными базальтами этого района. Очень неравномерны вариации концентраций K_2O и P_2O_5 , могут встречаться разности с $\text{K}_2\text{O} = 0,88\%$ при $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,15\%$ и с $\text{K}_2\text{O} = 0,23\%$ при $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,34\%$.

Слабо и умеренно обогащенные базальты из *Зоны перегипа* только по концентрации K_2O (0,32-0,47%) сходны с другими аналогичными базальтами, и заметно отличаются от них по другим параметрам. Они наследуют, а по ряду показателей и усиливают специфику состава, характерную для щелочных и высокообогащенных базальтов этого участка, а именно имеют близкие концентрации MgO (7-7,96%) и FeO (9,6-10,49%), еще более низкие концентрации TiO_2 (1,15-1,38%) и P_2O_5 (0,07-0,19%) и еще более высокие - Al_2O_3 (17,26-18,32%). У них высокий уровень Na_2O (3,62-3,99%) и низкий уровень CaO (9,32-9,82%). Очевидно, что эти базальты плавилась из мантийного источника близкого к таковому, из которого выплавлялись щелочные и высокообогащенные базальты, но более низкие концентрации K_2O , TiO_2 и P_2O_5 по сравнению с высокообогащенными базальтами указывают на их более высокую степень частичного плавления.

Деплетированные базальты

Деплетированные базальты в рассматриваемой области распространены ограниченно, например, отсутствуют на *Щелочном* поднятии и в *Зоне перегиба*. Они встречаются на периферии *Щелочного* поднятия. Районами преимущественного распространения деплетированных базальтов являются сегмент САХ между разломами Сан Паулу и Романш, южный борт разлома Романш, сегмент рифта между нетрансформным смещением 0,57° ю.ш. и разломом Чейн, южный борт разлома Чейн и сегмент САХ между нетрансформными смещениями 2° ю.ш. и 2,33° ю.ш.

Наиболее типичные деплетированные базальты распространены в самом южном сегменте полигона между нетрансформными смещениями 2° ю.ш. и 2,33° ю.ш. (станции 5PD-48, 52, АВР-52, Е-02, С-02). Они образуют умеренно дифференцированную серию ($\text{FeO/MgO} = 0,96-1,24$) и относятся к высококальциевой ($\text{CaO} = 10,98-12,8\%$) и высокоглиноземистой ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,91-16,92\%$) серии пород (рис. 4.20). Среди других деплетированных пород они выделяются наиболее низкими концентрациями Na_2O (2,4-2,89%), TiO_2 (1,18-1,24%) и K_2O (0,04-0,08%) и наиболее высокими - FeO (8,54-10,05%) при тех же самых значениях FeO/MgO . Концентрации P_2O_5 возрастают с севера на юг от 0,05% до 0,15%. На крайнем юге около разлома Шарко встречаются разности с $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,36\%$. Очевидно, что это следствие зараженности мантии фосфором к северу от разлома Вознесения, как об этом говорилось выше. Концентрации $\text{MgO} = 7,21-9,01\%$.

Деплетированные базальты разломной зоны Чейн встречены на южном поперечном хребте (станции S1337, 39), внутреннем (S1326) и внешнем (S1331) угловых поднятиях и непосредственно в зоне сочленения южного рифта и разлома (С-06). Они сильно варьируют по составу, но их средние показатели близки к таковым у более южных деплетированных базальтов по концентрации FeO , Na_2O и MgO . Очевидно, что на их составе не отражается эффект трансформного разлома и это может быть связано с дополнительным прогревом мантии на этом участке за счет тепла источника щелочных расплавов. С этим же, по-видимому, связано и появление высококальциевых базальтов ($\text{CaO} = 11,37-12,28\%$) в этом районе. В сравнении с предыдущими базальтами они имеют более высокие концентрации TiO_2 (1,41-1,79%), а часть из них слабо обогащена K_2O (0,22-0,29%) и P_2O_5 (0,1-0,13%). Очевидно, что сравнительно небольшое обогащение базальтов TiO_2 , K_2O и P_2O_5 произошло также под влиянием источника щелочных базальтов. Встречены базальты с низкими концентрациями CaO (9,69-10,61%) и Al_2O_3 (14,86-15,28%). Вероятно, их происхождение связано с высокобарическим фракционированием плагиоклаза и клинопироксена в их исходных расплавах.

Близки между собой деплетированные базальты из сегментов САХ между разломом

Чейн и нетрансформным смещением $0,22^\circ$ ю.ш. (станции С-08, 09, 10, 11, 12, 13, 14, Gil-175) и между разломами Романш и Сан Паулу (станции С – 19-29, Gil-194), а также с южного борта разлома Романш (станции G9629, 42). К южным деплетированным базальтам они близки по уровню и характеру вариаций концентраций CaO и MgO, но отличаются от них при тех же самых значениях FeO/MgO (1,13-1,63) более низкими концентрациями FeO (9-10,54%) и Al₂O₃ (13,93-15,79%), и более высокими концентрациями Na₂O (3,05-3,43%), TiO₂ (1,3-2%), K₂O (0,11-0,24%), P₂O₅ (0,11-0,20%). Следует отметить, что уровень Na₂O в деплетированных базальтах этих сегментов заметно выше, чем в аналогичных базальтах других полигонов Центральной части Атлантики.

Деплетированные базальты из окрестностей *Щелочного* поднятия близки к таковым из зоны разлома Романш, включая близкий уровень и характер вариаций Na₂O. Но среди этих базальтов, также как и среди обогащенных базальтов этого района выделяются разности с высоким (10,64-12,12%), умеренным (10,78-11,4%) и низким (9,07-9,64%) уровнем CaO. Аналогично обогащенным базальтам высококальциевые разности представляют расплавы, характерные для центров апвеллинга, а низкокальциевые базальты указывают на участие в их плавлении мантийного источника, порождающего глубинные расплавы 2-го типа.

Среди деплетированных базальтов, встреченных в политрансформе Сан Паулу (станции SP-01, 02, 05, С-30 (южный рифт), С-32 (северный рифт)), имеются разности близкие к таковым из разломной зоны Романш. Однако часть деплетированных базальтов южного рифта выделяется очень низкими концентрациями SiO₂ (47,39-48,13%), TiO₂ (0,72-0,82%), Na₂O (2,66-2,84%), K₂O (0,03-0,06%) и P₂O₅ (0,02-0,05%), высокими - Al₂O₃ (17,14-17,46%) и повышенными - FeO (9,13-9,52%) и MgO (9,03-9,4%). Наблюдающиеся отличия объясняются более высокими степенями частичного плавления субстрата, обогащенного Al₂O₃, при больших глубинах. Это находится в противоречии с тем фактом, что данные базальты находятся в зоне трансформного разлома. По аналогии с встреченными здесь обогащенными базальтами, обладающими такими же качествами, данное противоречие можно разрешить тем, что на условия плавления в южном рифте влиял дополнительный источник тепла.

Геохимические особенности изученных вулканитов

Спайдерграммы разных вулканитов полигона Романш закономерно отличаются друг от друга (рис. 4.21). Спайдерграммы базанитов указывают на их большую глубинность, свидетельствуя о том, что они выплавлялись в условиях гранатовой фации глубинности (Kamenetsky et al., 2003). Линии их спектров постоянно поднимаются от тяжелых к легким РЗЭ ((Sm/Yb)_n = 6,14-6,3) и далее до Nb, который формирует небольшую положительную

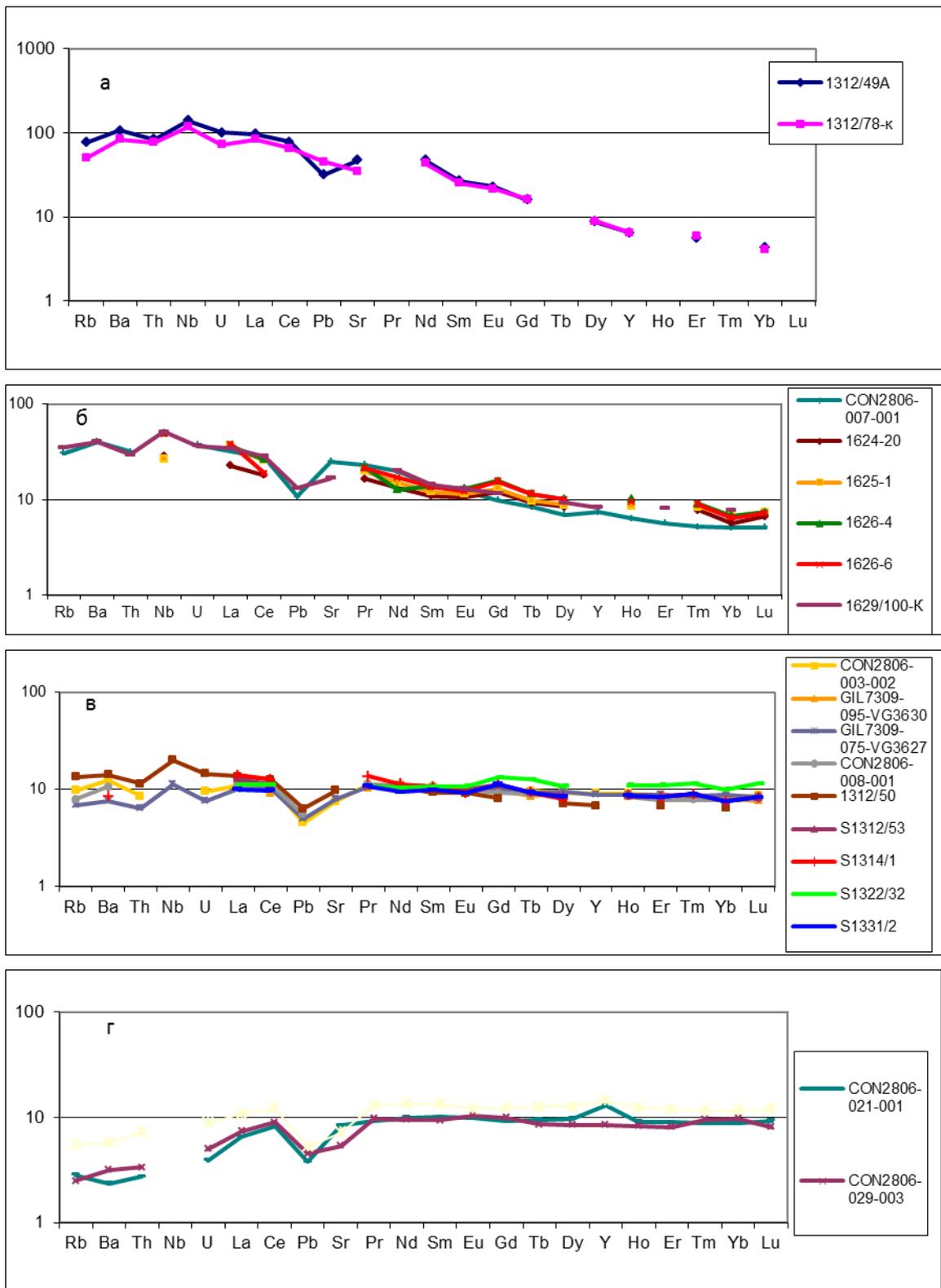


Рис. 4.21 Спайдерграммы вулканитов полигона Романш.

а - щелочных вулканитов, *б* - обогащенных, *в* – слабообогатенных, *г* - деплетированных базальтов.

аномалию, после которой спектры незначительно снижаются. Наличие положительной аномалии Nb есть указание на присутствие в составе базальтов вещества мантийного

компонента NIMU (Weaver et al., 1986, 1987). На спайдерграммах щелочных базальтов аналогичный подъем линий спектра начинается на более высоком уровне, а заканчивается на более низком уровне ($(Sm/Yb)_n = 2,62-4,34$). Эта тенденция продолжается в сторону обогащенных базальтов ($(Sm/Yb)_n = 1,64-2,21$ у высокообогащенных разностей) таким образом, что на спектрах умеренно обогащенных базальтов линии спектров в области тяжелых и средних земель субгоризонтальны, что характерно для базальтов, выплавлявшихся в условиях шпинелевой фации глубинности.

Такая картина и на спектрах деплетированных базальтов, но у последних понижение линии спектра начинается от Sm, а ниобиевый максимум отсутствует. На спайдерграммах всех вулканитов отмечается небольшая отрицательная аномалия U. У щелочного высокоглиноземистого базальта G9634/1 и высокообогащенных низкокальциевых базальтов 1628/1,2 наблюдаются глубокие отрицательные аномалии Th.

На графике зависимости $(La/Sm)_n - (Nb/La)_n$ (рис. 4.22), двух показателей, характеризующих составы мантийного источника, наблюдаются два тренда корреляции. До значений $(La/Sm)_n = 2-2,08$ происходит коррелятивный рост обоих показателей от деплетированных базальтов ($(La/Sm)_n = 0,38-0,41$, $(Nb/La)_n = 0,69-0,74$) до высокообогащенных базальтов ($(Nb/La)_n = 1,38-1,72$). При дальнейшем росте $(La/Sm)_n$ до 3,52-3,64 значения $(Nb/La)_n$ не изменяются. Первый из этих трендов отражает смещение деплетированных и обогащенных расплавов. Второй тренд показывает вариации состава обогащенных расплавов в зависимости от степени частичного плавления их мантийного источника, состав которого относительно постоянен, поэтому $(La/Sm)_n$ растет, а $(Nb/La)_n$ не изменяется, являясь геохимической меткой этого мантийного источника.

На графике $(Nb/La)_n - (Sm/Yb)_n$ (рис. 4.22) выделяются три глубинных уровня генерации исходных расплавов вулканитов *Щелочного* поднятия. На самом глубинном уровне находятся базаниты с $(Sm/Yb)_n = 6,28-6,3$, плавившиеся в условиях гранатовой фации глубинности. Наименее глубинный уровень с $(Sm/Yb)_n = 2,32-2,62$ соответствует основному промежуточному уровню, на котором плавилась обогащенная толеитовые расплавы полигона Габон. Щелочные базальты с промежуточными значениями $(Sm/Yb)_n = 3,67-4,33$ близки по этому показателю к вулканитам о. Св. Елены. Поскольку вулканиты 3-х разных глубинных уровней встречаются в пределах одной сравнительно небольшой структуры - *Щелочного* поднятия то, очевидно, что они отражают меняющиеся условия плавления по мере подъема блока обогащенной мантии. На самом глубоком уровне плавятся базаниты, выше трахипикробазальты и еще выше обогащенные толеитовые расплавы. Эти выкладки оправданы, поскольку величины показателей $(Nb/La)_n$, $(Ba/Nb)_n$, $(Ba/La)_n$, наиболее строго характеризующие состав мантийного источника, во всех вулканитах близки. Величины

$(\text{Nb/La})_n = 1,39-1,54$ у щелочных и высокообогащенных расплавов аналогичны таковым у вулканитов о. Св. Елены и полигона Габон.

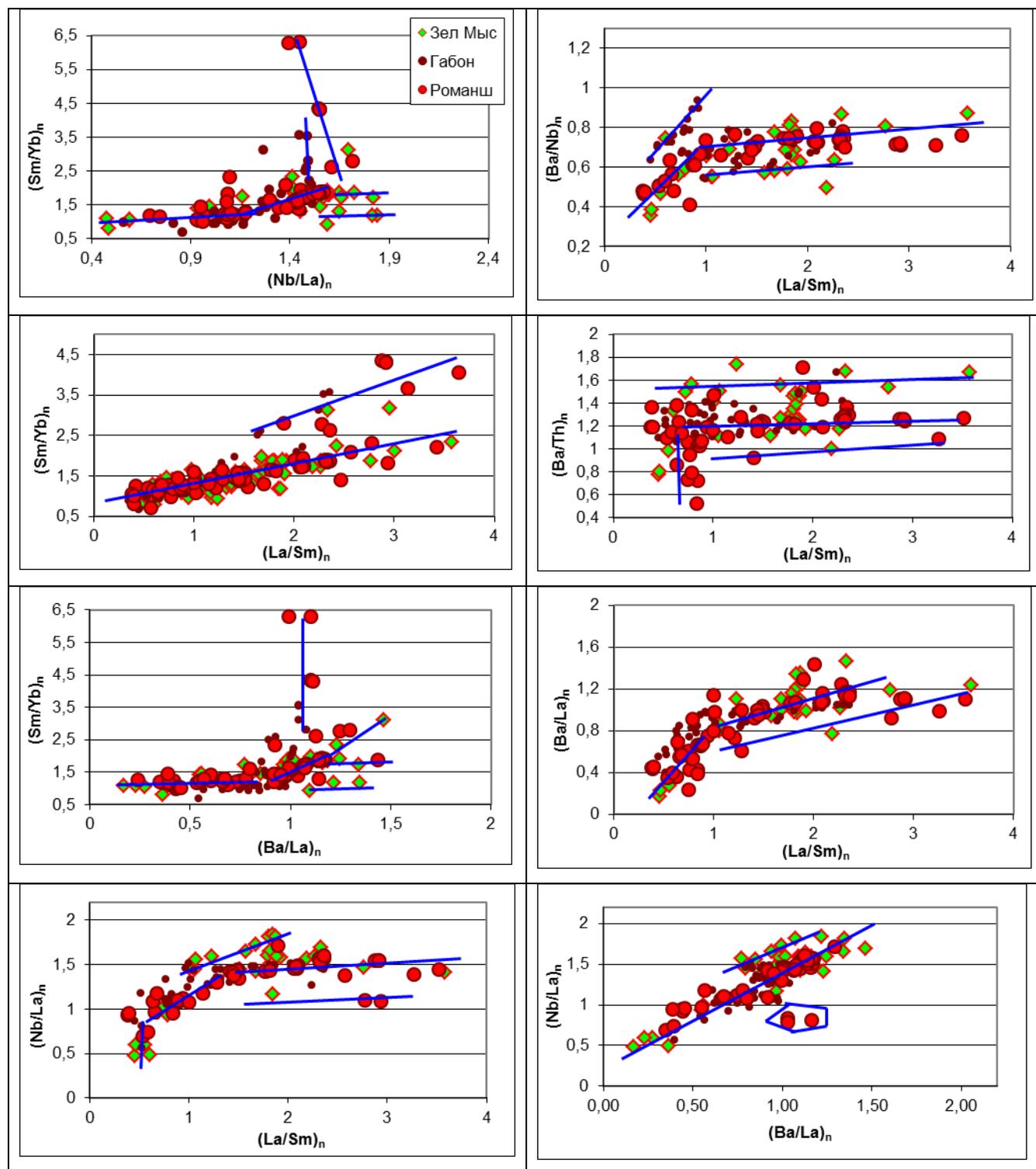


Рис. 4.22 Двойные диаграммы вариаций геохимических показателей в базальтах полигонов Романш и Зеленого Мыса

Для сравнения добавлены данные по полигону Габон.

На графике $(\text{Nb/La})_n - (\text{Sm/Yb})_n$ (рис. 4.22) высокообогащенные базальты с других участков полигона образуют короткий субвертикальный тренд, продолжающий тренд щелочных базальтов в область более низких значений $(\text{Sm/Yb})_n$ (1,73-2,21).

Единственный геохимически изученный щелочной базальт, связанный со щелочными расплавами 2-го типа ($(\text{Nb/La})_n = 1,61$, $(\text{Sm/Yb})_n = 2,63$), располагается в области плавления промежуточных расплавов.

Слабо и умеренно обогащенные базальты с $(\text{La/Sm})_n = 0,9-1,7$ на графике $(\text{Nb/La})_n - (\text{Sm/Yb})_n$ (рис. 4.22) образуют косой тренд смещения между промежуточными расплавами 3-го типа ($(\text{Nb/La})_n = 1,48$, $(\text{Sm/Yb})_n = 1,74$) и малоглубинными базальтами ($(\text{Nb/La})_n = 1,17$, $(\text{Sm/Yb})_n = 1,29$).

Все выявленные зависимости геохимических параметров вулканитов от степени частичного плавления, глубины плавления и состава мантийного источника хорошо видны и на графике $(\text{La/Sm})_n - (\text{Sm/Yb})_n$ (рис. 4.22).

Отношение $(\text{Ba/Nb})_n$ также характеризует особенности состава мантийного источника, поэтому на диаграмме $(\text{Nb/La})_n - (\text{Ba/Nb})_n$ (рис. 4.22) между двумя этими показателями наблюдается прямая корреляция, в то же время выделяются три тренда корреляции. Большая часть базальтов варьирует в области умеренных значений $(\text{Ba/Nb})_n$ от 0,51 до 0,78 и объединяет разности, образовавшиеся при смешении деплетированных и промежуточных обогащенных расплавов 3-го типа. К тренду базальтов более высокого уровня $(\text{Ba/Nb})_n$ (0,74-0,8) относятся базаниты и несколько высокообогащенных базальтов *Щелочного* поднятия и его окрестностей (образцы S1312/43,100, S1644/2, S1669/2). К тренду базальтов более низкого уровня $(\text{Ba/Nb})_n$ (0,41-0,7) относятся по одному щелочному базальту из *Зоны перегиба* и со *Щелочного* поднятия (обр. S1312/49), а также слабо обогащенный базальт из *Зоны перегиба* (обр. G9642/17). Таким образом, более низкий уровень $(\text{Ba/Nb})_n$ характерен для расплавов, в плавлении которых участвовал мантийный субстрат, из которого выплавлялись щелочные расплавы 2-го типа.

Как следует из рис. 4.21, важной характеристикой вулканитов являются значения Th_n в сопоставлении со значениями элементов, близлежащих на спайдерграмме. Для большинства базальтов значения $(\text{Ba/Th})_n$ варьируют в небольшом диапазоне: 1,06-1,72. К группе базальтов с более низкими $(\text{Ba/Th})_n$ (0,72- 0,86) относится ряд базальтов с сегмента Романш - Сан Паулу (обр. C21/1, C24/1) и из южного рифта политрансформа Сан Паулу (обр. C31/1). Следует отметить, что эти базальты выделяются среди прочих также наиболее низкими значениями $(\text{Th/U})_n$ (0,63-0,7) и $(\text{Ba/La})_n$ (0,24-0,43), т.е. характеризуются пониженными концентрациями Ba и повышенными U. Группа с более высокими $(\text{Ba/Th})_n$ (3,44 - 5,1) объединяет два высокообогащенных низкокальциевых базальта с южных окрестностей

Щелочного поднятия (обр. S1628/1,2) и щелочной базальт из *Зоны перегиба* (обр. G9634/1). В соответствии с валовым составом всех этих базальтов в их формировании в значительной степени участвовал мантийный субстрат, генерирующий щелочные расплавы 2-го типа.

По значению отношения $(Th/U)_n$ выделяются две группы. Группа с более высокими значениями $(Th/U)_n$ (0,79-1,05 против 0,63-0,85) при данных $(La/Sm)_n$ образована базанитами, несколькими высокообогащенными базальтами (обр. S1312/49,100-2, C18/1) *Щелочного* поднятия и несколькими базальтами южного интерсекта разлома Чейн (обр. C3/2, C4/3, C5/1, C13/3). Очевидно, что все перечисленные вулканы имеют вклад вещества мантийного источника, генерирующего щелочные расплавы 1-го типа.

В целом следует отметить, что охарактеризованные вариации индикаторных отношений $(La/Sm)_n$, $(Nb/La)_n$, $(Ba/Nb)_n$, $(Ba/La)_n$, $(Ba/Th)_n$ и $(Th/U)_n$ у основной массы обогащенных и щелочных базальтов полигона Романш совпадают или близки к таковым для вулканических полигона Габон (рис. 4.22), расплавы которых формировались в мантийном источнике близком по составу к мантийному компоненту HIMU, в этом отношении особенно близки вариации отношения $(Nb/La)_n$.

Деплетированные базальты наименее глубинные породы, характеризуются наименьшими значениями $(Sm/Yb)_n$ (1,02-1,22), по другим геохимическим показателям они образуют в целом компактные группы близкие к таковым у деплетированных базальтов полигона Габон: $(La/Sm)_n$ (0,4-1,01), $(Nb/La)_n$ (0,69-1,17), $(Ba/Nb)_n$ (0,4-0,66), $(Ba/La)_n$ (0,5-0,9) и $(Ba/Th)_n$ (0,82-1,19).

Таким образом, от мантийных источников расплавов 3-го типа, которые по составу наиболее близки к мантийному компоненту HIMU, мантийные источники расплавов 1-го типа отличаются более высокими концентрациями Ba и Th, а расплавов 2-го типа меньшими концентрациями этих элементов.

Представляет интерес сопоставление отношения $(La/Sm)_n$ с петрохимическими параметрами, особенно в области $(La/Sm)_n > 2$, при которых вариации состава базальтов определяются вариациями степени частичного плавления (рис. 4.23). Наблюдаются прямые тренды роста концентраций TiO_2 , Na_2O , K_2O и P_2O_5 с ростом $(La/Sm)_n$ во всем диапазоне его значений. Это означает, что содержания этих оксидов растут не только от добавки обогащенного компонента, но и при уменьшении степени частичного плавления. Базаниты отличаются от общей массы существенно более высокими концентрациями TiO_2 , K_2O и P_2O_5 . Вместе со щелочными базальтами массива Св. Петра и Павла, *Щелочного* поднятия и южного интерсекта разлома Чейн базаниты в области больших значений $(La/Sm)_n (> 2)$ образуют группу, в вулканических породах которой не происходит увеличения концентраций Na_2O (рис. 4.23). В области низких значений $(La/Sm)_n$ выделяется группа базальтов с повышенными

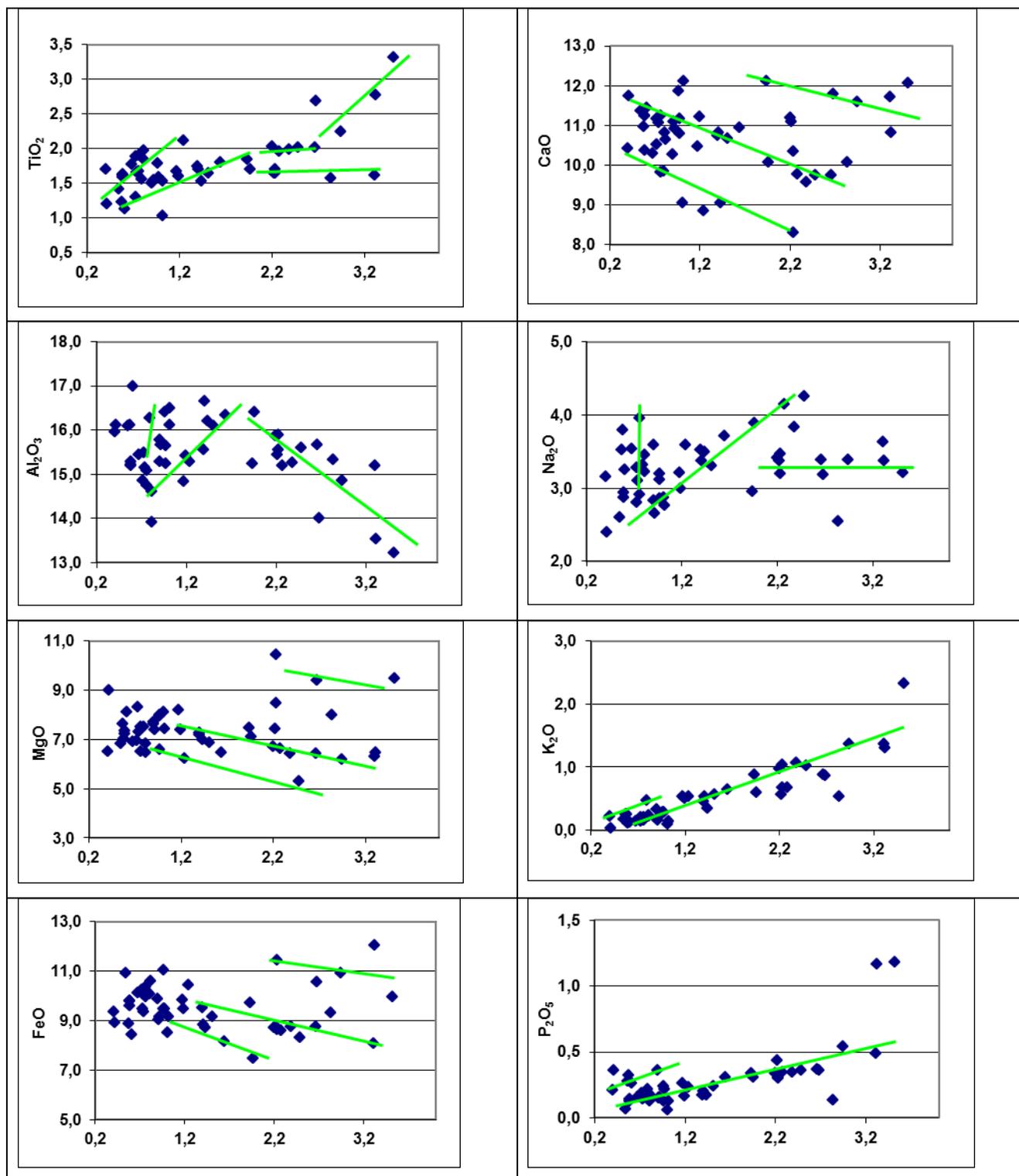


Рис. 4.23 Вариации концентраций петрогенных оксидов в зависимости от величины отношения $(La/Sm)_n$ в базальтах полигона Романш.

концентрациями P_2O_5 (0,26-0,36%), распространенных в южном внутриразломном рифте политрансформа Сан Паулу (станции SP-01, 02, 06). Данные базальты пространственно сочетаются с базальтами, имеющими очень низкие значения P_2O_5 . Последние также характеризуются низкими концентрациями K_2O , TiO_2 и Na_2O и высокими MgO и FeO .

Специфика состава низкофосфористых разностей указывает на то, что они плавилась при высоких степенях частичного плавления, для реализации которых в условиях трансформного разлома необходим дополнительный источник тепла.

На диаграмме $(La/Sm)_n - CaO$ (рис. 4.23) в области больших значений $(La/Sm)_n > 1,5$ выделяются три тренда уменьшения концентраций CaO с ростом $(La/Sm)_n$. Наиболее высокий из них образован щелочными вулканитами, связанными со щелочными расплавами 1-го типа. Наиболее низкий тренд образован низкокальциевыми базальтами южного интерсекта разлома Романш. Слабо и умеренно дифференцированные разности этой группы имеют более низкие концентрации FeO . На среднем тренде располагается большая часть базальтов, это продукты промежуточных базальтов со сравнительно небольшой долей вещества щелочных расплавов 2-го типа.

Концентрации Al_2O_3 , MgO и FeO в породах в области значений $(La/Sm)_n > 2$ уменьшаются с ростом $(La/Sm)_n$ (рис. 4.23), т.е. по мере уменьшения степени частичного плавления, при этом ультраосновные породы *Щелочного* поднятия и южного интерсекта разлома Чейн выделяются более высокими концентрациями MgO и FeO .

Изотопия вулканитов

Изотопные составы вулканитов приэкваториальной части САХ были обстоятельно проанализированы Дж. Шиллингом с коллегами (1994). Однако с тех пор появились новые данные (Kamenetsky et al., 2003), в том числе оригинальные (табл. 4.1), позволяющие по-новому взглянуть на некоторые дискуссионные вопросы.

Значительная часть базальтов полигона Романш на диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$ образует единый тренд, совпадающий с линией NHRL (рис. 4.5), при этом часть базальтов *Щелочного* поднятия и его окрестностей и южного интерсекта разлома Чейн с $^{206}Pb/^{204}Pb = 18,542-19,1$ и $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,526-15,6$ образуют протяженное поле, совпадающее с полем базальтов полигона Габон, еще более протяженное поле характерно для базальтов политрансформа Сан Паулу: $^{206}Pb/^{204}Pb = 18,627-19,528$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,512-15,625$. В нижней части этого тренда располагаются базальты сегментов Романш – Сан Паулу и Чейн - *Щелочное* поднятие. Однако на диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb - (La/Sm)_n$ (рис. 4.5) образцы этого единого тренда разделяются на две группы. В базальтах из нижней части тренда, куда помимо названных попадают вулканиты окрестностей *Щелочного* поднятия (станции С-08 и С-16) и южного (ст. 31) и среднего (ст. 32) рифтов политрансформа Сан Паулу, с ростом изотопных отношений не происходит увеличения отношений $(La/Sm)_n$ (0,63-1,03) (рис. 4.5). У второй группы базальтов этого тренда вместе с ростом изотопных отношений происходит и возрастание значений $(La/Sm)_n$ (рис. 4.5).

На диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$ вулканиты полигона Романш образуют и второй

тренд, который проходит выше линии NHRL (рис. 4.5). В нижней части этого тренда располагаются деплетированные базальты из южного интерсекта разлома Чейн, в средней части тренда – некоторые из высокообогащенных базальтов южного интерсекта разлома Чейн, *Щелочного* поднятия и его окрестностей и среднего рифта политрансформа Сан Паулу. Наиболее высокое положение с $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (19,475-19,62) и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,66-15,68) занимают базаниты *Щелочного* поднятия. У вулканитов этого тренда наблюдается одновременный рост и изотопных отношений, и отношения $(\text{La}/\text{Sm})_n$ (рис. 4.5).

На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 4.7) вулканиты полигона Романш вместе с базальтами полигона Габон образуют единый узкий тренд, проходящий незначительно выше линии NHRL.

На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 4.5) наблюдаются два отчетливых тренда. Распределение базальтов по этим трендам в целом соответствует таковому на изотопной диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Базальты нижнего тренда совпадают с полем базальтов полигона Габон. У базальтов верхнего тренда при данных значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70259-0,70289 против 0,702483-0,70283), очевидно, что они имеют вклад вещества обогащенной мантии EM.

На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ (рис. 4.5) большая часть базальтов также распределяется по двум трендам, при этом базальты верхнего тренда диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ образуют более нижний тренд и наоборот. Таким образом, базальты с более высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при тех же самых отношениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ имеют более низкие отношения $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ (0,51312-0,512869 против 0,51313-0,51298).

Дополнительно на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ (рис. 4.5) выделяются базальты, которые при данных значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ имеют заметно более высокие отношения $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ (0,513193-0,513262). Это базальты *Щелочного* поднятия и его окрестностей, которые на предыдущих диаграммах принадлежали к обоим трендам. Они располагаются выше линии, соединяющей мантийные компоненты DMM и HIMU, и поэтому никак не могут быть объяснены избыточным вкладом мантийного компонента DMM в вещество этих базальтов. Это подразумевает наличие в верхней мантии приэкваториальной части Атлантики дополнительного компонента, обладающего высокими значениями $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ (условно высоконеодимовый источник). Этот тренд объединяет базальты, так или иначе связанные со щелочными расплавами 2-го типа.

На этой изотопной диаграмме можно заметить, что и другие базальты, принадлежавшие на других изотопных диаграммах обоим трендам, обладают повышенными значениями $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ и тем самым выходят за пределы составов своей группы. Среди них значительная

часть базальтов *Щелочного* поднятия и его окрестностей: это высокообогащенные толеиты нижнего тренда и верхнего тренда как с высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, так и с высокими значениями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ одновременно; единичные базальты из южного интерсекта разлома Чейн и политрансформа Сан Паулу с только высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Примечательно, что к ним относятся базальты северной части сегмента Романш - Сан Паулу (станции 26-29), которые по геохимическим критериям относятся к деплетированным, а по изотопии свинца - к умеренно обогащенным разностям. Очевидно, что во всех перечисленных базальтах также имеется вклад вещества мантийного компонента с высокими значениями $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$.

Базальты с очень высокими значениями $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ также отчетливо проявляются и на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ (рис. 4.5). На этой диаграмме отдельно от других вулканитов располагаются ультраосновные щелочные базальты массива Св. Петра и Павла (обр. SE-6, 43-49), характеризующиеся очень высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70341 - 0,70347$ при $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd} = 0,512927 - 0,512981$. В этом отношении они близки к роговообманковым ультраосновным милонитам о. Св. Петра и Павла (Roden et al., 1984).

Вдольосевые вариации состава вулканитов

На вдольосевых профилях (рис. 4.24) отмечается коррелятивное резкое изменение фоновых значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,702498 до 0,702510, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 17,83 до 18,55, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 15,47 до 15,52 и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 37,32 до 38,12 на отрезке от нетрансформного смещения 2,33°ю.ш. до разлома Чейн, а затем постепенное возрастание этих отношений до южного разлома политрансформа Сан Паулу $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0,702560, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 18,92, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 15,57, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 38,50. Зеркальное поведение у значений $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ на этом вдольосевом профиле, соответственно сначала резкое уменьшение с 0,51323 до 0,51309 и затем постепенное уменьшение до 0,51306. Фоновым изотопным вариациям не соответствуют вариации фоновых значений $(\text{La}/\text{Sm})_n$ (рис. 4.24) и K_2O (рис. 4.25). Значения этих параметров увеличиваются на отрезке от нетрансформного смещения 2,33°ю.ш. до разлома Чейн: $(\text{La}/\text{Sm})_n$ от 0,47 до 0,72 и K_2O от 0,06% до 0,13%, но далее от разлома Чейн до разлома Сан Паулу градиент отсутствует. Более того, на более южном сегменте Чейн – Романш они выше: $(\text{La}/\text{Sm})_n = 0,83$ и $\text{K}_2\text{O} = 0,16\%$, чем на сегменте Романш - Сан Паулу $(\text{La}/\text{Sm})_n = 0,75$ и $\text{K}_2\text{O} = 0,14\%$.

На вдольосевых профилях на фоне выше описанных градиентов фоновых изотопных показателей резко выделяются участки, где распространены базальты с аномально высокими для осевых базальтов изотопными отношениями (для $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ – аномально низкими).

Наиболее амплитудная и широкая из них локализована в районе *Щелочного* поднятия. Здесь встречены базаниты с наиболее высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0,703135, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до

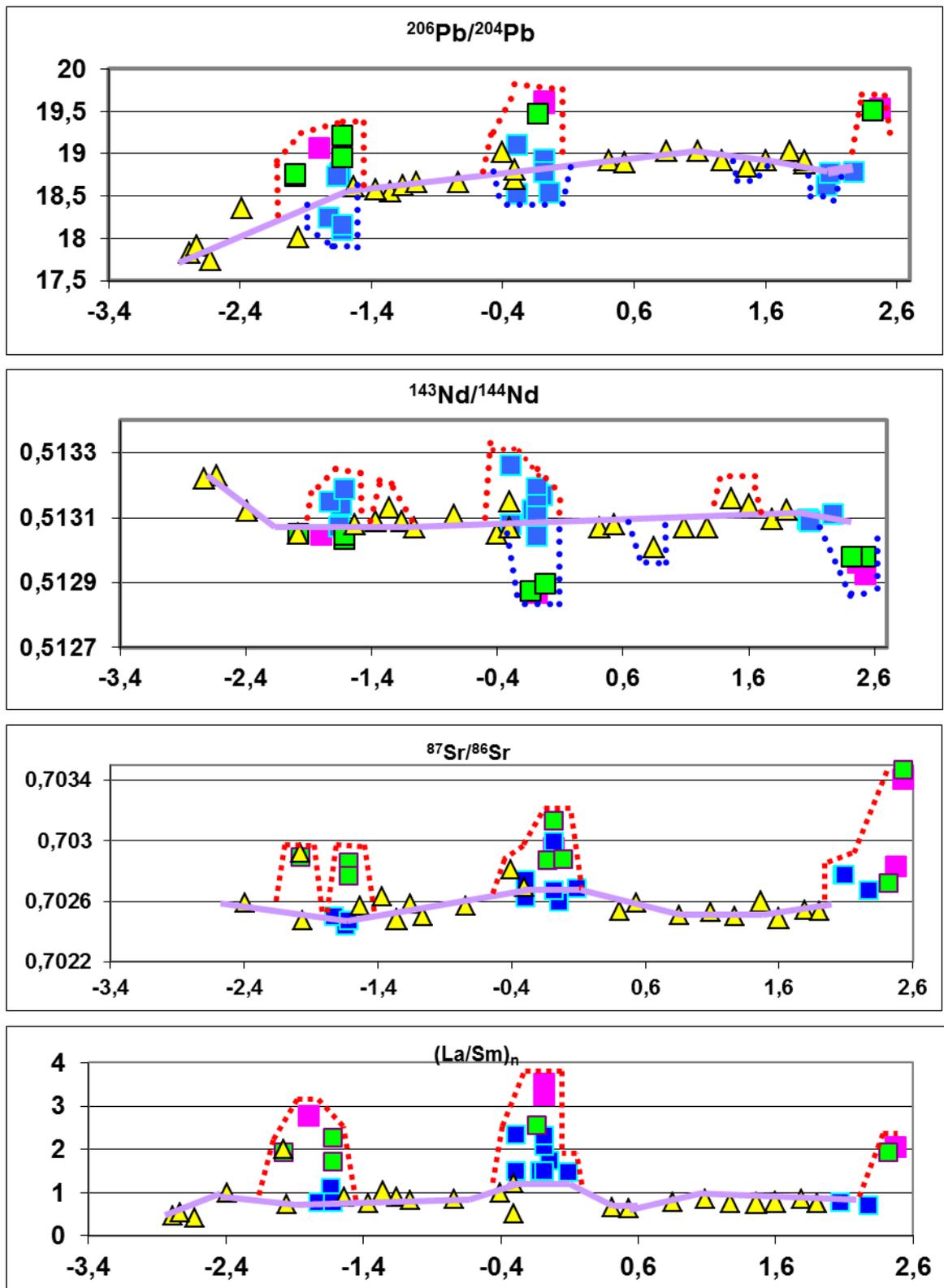


Рис. 4.24 Вдольосевые вариации изотопных и геохимических показателей базальтов полигона Романш.

Сиреневая линия - фоновые значения, пунктирные линии: красные - положительные, синие - отрицательные аномалии значений. Условные обозначения: квадраты: сиреневые – щелочные базальты 1-го типа, синие - высокоглиноземистые высоконатровые базальты, зеленые - высокообогатенные базальты, желтый треугольник - деплетированные базальты.

19,59, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 15,68, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 39,09, $(\text{La}/\text{Sm})_n$ до 3,52 и K_2O до 2,27% и низкими $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ до 0,512869. В то же время к этой аномалии приурочены и базальты с очень высокими отношениями $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ до 0,513262, одновременно характеризующиеся высоким уровнем $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (до 0,702995). В основном это очень высоконатровые, низкокальциевые базальты с повышенным глиноземом, среди них и деплетированные разности. Они не только изотопно, но и петрохимически контрастируют с пространственно совмещенными базанитами *Щелочного* поднятия.

К аномалии *Щелочного* поднятия по характеру корреляций между различными параметрами близка аномалия южного интерсекта разлома Чейн ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0,70292, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 19,21, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 15,61, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 38,58, $(\text{La}/\text{Sm})_n$ до 2,78, K_2O до 0,94% и $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ до 0,513034), отличаясь меньшими пиковыми значениями. Здесь также имеются базальты со сравнительно высокими значениями $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ при данном высоком уровне $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В них вместе с ростом отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возрастают и значения $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$, но снижаются свинцовые отношения, незначительно возрастают концентрации K_2O и сохраняется фоновый уровень $(\text{La}/\text{Sm})_n$.

Третья аномалия связана с северным рифтом политрансформа Сан Паулу. Эта аномалия отличается большими отношениями изотопов свинца: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 19,528, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 15,62, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 39,02 и меньшими стронция: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0,702835 при $(\text{La}/\text{Sm})_n$ до 2,05, K_2O до 0,64% и $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ до 0,51296. В то же время в районе среднего и южного рифтов политрансформа Сан Паулу и непосредственно к югу от него (станции С-26-29) распространены базальты с повышенным уровнем $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ (до 0,513094).

Вдольосевые вариации концентраций K_2O и P_2O_5 (рис. 4.25) дополнительно к изотопным данным выявляют еще одну аномалию, связанную с базальтами *Зоны перегиба*. Вариации этих компонентов также оконтуривают крутые градиентные зоны вокруг *Щелочного* поднятия. Северная градиентная зона простирается на 30 км к северу до разлома Романш, включая район южного интерсекта этого разлома. Южная зона (около 40 км) достигает нетрансформного смещения на 0,6° ю.ш.

Небольшие по амплитуде аномалии значений K_2O и P_2O_5 наблюдаются в районе северного и южного внутриразломных рифтов политрансформа Сан Паулу. У базальтов северного рифта более высокие концентрации K_2O при близких значениях P_2O_5 ($\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5 = 2,33-2,62$ против 0,46-0,92).

Отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 4.25) используется в качестве показателя степени частичного плавления толеитовых расплавов, однако в базальтах полигона Романш его вариации выходят далеко за рамки диапазона, ограничивающего базальты с разными степенями частичного плавления. Очень высокие значения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,75-0,9) свойственны

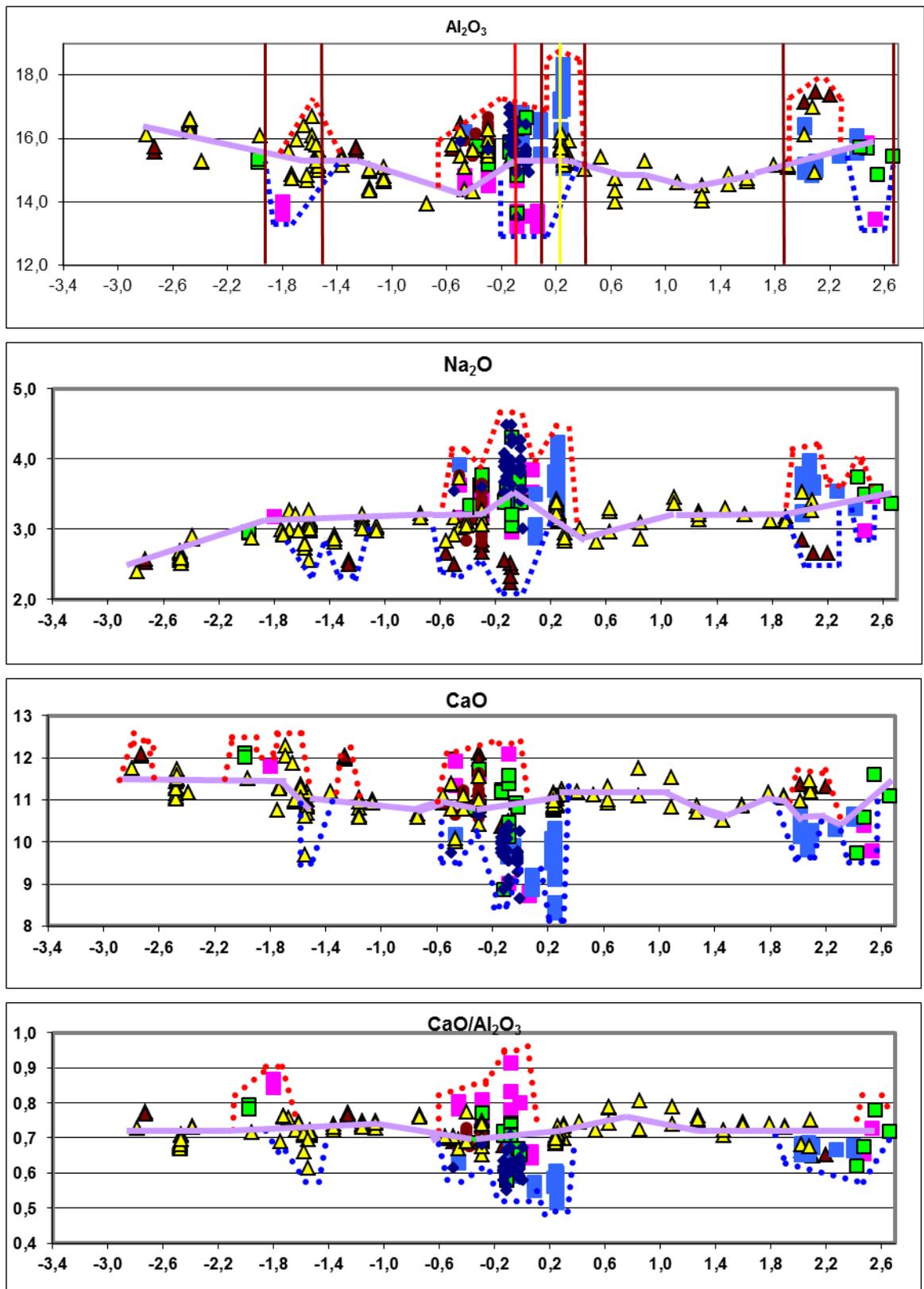
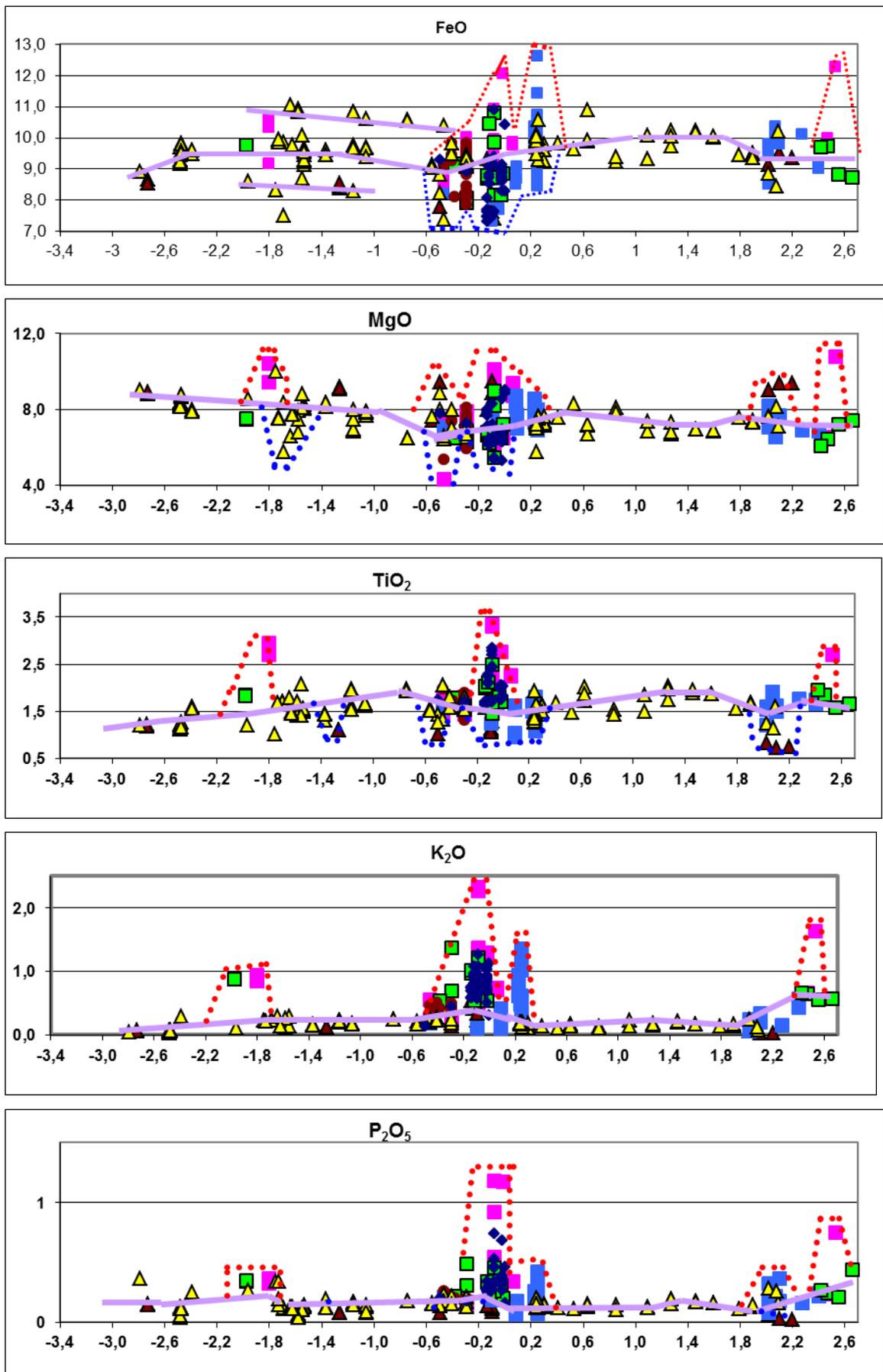


Рис. 4.25 Вдольосевые вариации петрогенных оксидов в базальтах полигона Романш.

Условные обозначения на рис. 4.24. Дополнительно: коричневый треугольник - высококальциевые, коричневый круг - умеренно обогащенные базальты, синий ромб - смешанные базальты. Вертикальные линии: коричневые - трансформные разломы с севера на юг: Сан Паулу, Романи, Чейн, красная - Щелочное поднятие, желтая - Зона перегиба.



Продолжение Рис. 4.25.

для вулканитов *Щелочного* поднятия и его градиентных зон; единичные образцы таких

базальтов встречены на массиве Св. Петра и Павла и в южном интерсекте разлома Чейн. Очень низкие значения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,52-0,68) помимо базальтов *Зоны перегиба* встречаются у базальтов *Щелочного* поднятия и в южном и среднем рифтах политрансформа Сан Паулу. При этом в этих районах они распространены гораздо шире, чем базальты с высоким $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$. Уровень средних значений $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ практически не изменен (0,72) до границы с южной градиентной зоной *Щелочного* поднятия, от которой начинается его резкое снижение, достигая минимума в *Зоне перегиба* (0,61), на северной границе разлома Романш происходит резкий скачок отношения вверх до значений 0,76. Этот уровень сохраняется постоянным примерно до центральной части сегмента Романш – Сан Паулу (станция С-25), после чего начинает постепенно убывать до 0,71 до южной границы разломной зоны Сан Паулу, у которой резко снижается до 0,66. Низкие значения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ наблюдаются также в разломной зоне Чейн, однако в данном случае они не коррелируют с низкими значениями TiO_2 и высокими Al_2O_3 , и как говорилось выше, обусловлены, по-видимому, высокобарическим фракционированием клинопироксена.

Очень сложные вдольосевые вариации значений Na_2O в вулканитах полигона Романш (рис. 4.25). Тренд усредненных значений этого параметра относительно резко возрастает с юга до разлома Чейн (с 2,4 до 3%), затем постепенно поднимается до начала южной градиентной зоны *Щелочного* поднятия (до 3,17%), после чего резко возрастает к центру *Щелочного* поднятия (до 3,89%) и несколько снижается к южной границе разломной зоны Романш (до 3,4%). Концентрации Na_2O снова очень высоки в *Зоне перегиба* (до 3,72%) и резко снижаются к северной границе разломной зоны Романш (до 2,87%), после чего постепенно возрастают к центру сегмента Романш – Сан Паулу (до 3,06%), где резко возрастают до 3,25% и этот уровень держится до южной границы разломной зоны Сан Паулу. В самой разломной зоне в базальтах южного и среднего рифтов они резко возрастают до 3,59% и снижаются в северном рифте до 3,18%. На участках резкого возрастания средних концентраций Na_2O , совпадающих с аномальными участками, выделенными по концентрациям K_2O и P_2O_5 , наблюдаются очень контрастные составы базальтов в отношении значений Na_2O . Здесь наряду с очень высоконатровыми разностями встречаются и базальты с очень низкими концентрациями Na_2O (2,23-2,54%). График вдольосевых вариаций TiO_2 близок к таковому для Na_2O для средних значений этих оксидов, однако их высокие концентрации определяются разными причинами. Аномалии концентраций TiO_2 характерны для участков распространения вулканитов, связанных с расплавами 1-го типа, а на участках распространения базальтов, связанных с расплавами 2-го типа, на профилях появляются отрицательные аномалии TiO_2 .

За пределами аномальных участков на сегментах Романш – Сан Паулу и Чейн –

Щелочное поднятие вдольосевые вариации состава базальтов отражают степень их дифференцированности. Выделяются участки широкого распространения высоко дифференцированных пород с повышенными концентрациями TiO_2 , Na_2O и FeO и с пониженными MgO , CaO и Al_2O_3 , приуроченные к небольшим поднятиям дна рифтовой долины амплитудой до 200 м (станции С-14, 23, 24, 25). Очевидно, что эти участки дна являются локусами повышенной магматической продуктивности, связанной с заложением здесь коровых магматических камер. Примерно в центре сегмента Романш – Сан Паулу в районе широты $0,34^\circ$ ю.ш. (станция С-24) сформировалось крупное поднятие дна рифтовой долины высотой до 900 м, указывающее на наличие здесь центра мантийного апвеллинга. Это подтверждается и наличием здесь базальтов, характерных для центров апвеллинга: с повышенными концентрациями MgO , CaO и пониженными Al_2O_3 . Других отчетливо выраженных центров апвеллинга в пределах полигона не наблюдается. На аномальных участках мантийный апвеллинг дезорганизуется, поскольку центры плавления щелочных расплавов перехватывают на себя центры апвеллинга. На этих участках также встречаются слабодифференцированные базальты с повышенными концентрациями MgO , CaO и пониженными - Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O .

Обсуждение

Проведенный анализ обнаруживает два ярких феномена, отличающих приэкваториальную часть САХ. Во-первых, это чрезвычайно пестрый состав базальтов, слагающих так называемые аномальные участки САХ. Во-вторых, это высокие концентрации Na_2O в базальтах этой области, существенно превышающие таковые в аналогичных типах базальтов из других областей Центральной части Атлантики.

Глубинность плавления базальтов. В пределах приэкваториальной части САХ выделяются 4 аномальные участка: наиболее крупный – *Щелочное* поднятие (поднятие на восточном плече рифта с центром на широте $0,07^\circ$ ю.ш.) с градиентными зонами протяженностью 30-40 км, зона южного интерсекта разлома Чейн, северный рифт и массив скал Св. Петра и Павла политрансформа Сан Паулу и *Зона перегиба* разлома Романш. Во всех этих районах преимущественно распространены обогащенные толеитовые базальты, встречаются щелочные базальты, а в районе *Щелочного* поднятия и массива скал Св. Петра и Павла – также и ультраосновные щелочные вулканиты типа базанитов. Одной из причин многообразия составов вулканитов в районах аномальных участков является то, что плавление мантии под этими участками происходит на разных глубинных уровнях. Выделяются три основных уровня плавления. На самом глубоком уровне, соответствующем гранатовой фации глубинности (> 18 кбар), генерируются щелочные расплавы 1-го типа с отношением $(Sm/Yb)_n = 6,1-6,3$, кристаллизующиеся как ультраосновные вулканиты. На

самом мелком уровне в условиях шпинелевой фации глубинности плавятся малоглубинные деплетированные расплавы с $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ около 1, продукты кристаллизации которых базальты N-MORB типа распространены в аномальных участках очень ограниченно. На уровне промежуточном между гранатовой и шпинелевой фациями глубинности формируются высокообогащенные расплавы 3-го типа с $(\text{Sm}/\text{Yb})_n = 2-2,5$. Эти промежуточные расплавы плавильлись в наиболее широком диапазоне глубин, при этом с уменьшением глубины возрастала степень частичного плавления мантийного субстрата, что отразилось в уменьшении величин $(\text{La}/\text{Sm})_n$ (от 3,6 до 2), в росте содержаний Mg, Fe, Ca, Al и уменьшении - Na, Ti, K и P. Производные этих расплавов - толеитовые базальты P-MORB типа.

Между расплавами трех глубинных уровней плавления происходит смешение. При смешении глубинных и промежуточных расплавов, формируются щелочные базальты. В то же время имеются указания на то, что некоторые щелочные базальты *Щелочного* поднятия представляют собой самостоятельные выплавки с $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ около 4 и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ около 3,6. В соответствии с геохимическими и изотопными данными щелочные вулканы ультраосновного и основного состава относятся к OIB-типу вулкаников. Такой вывод впервые был сделан в работе Д. Каменецкого с соавторами (Kamenetsky et al., 2003), в которой также показано, что ликвидусные оливины и шпинели в щелочных породах близки к таковым из базальтов типа OIB.

Из расплавов, получившихся при смешении малоглубинных и промежуточных расплавов, формируется целый ряд в различной степени обогащенных толеитовых базальтов, доминирующих в пределах аномальных участков. Они могут быть классифицированы как P- и T-MORB типы.

В соответствии с величиной $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ генерация первичных расплавов основных и ультраосновных щелочных вулкаников происходила на заметно большей глубине, чем под о. Св. Елены, который располагается на большом расстоянии от оси САХ на значительно более мощной литосфере. Почему под осевой зоной САХ возникли условия для такого глубинного плавления мантии? Наиболее глубинные вулканы несут признаки того, что при их плавлении участвовало вещество метасоматизированной континентальной мантии (см. ниже). Очевидно, что это вещество могло быть источником флюидов, понижавших температуру солидуса обогащенной мантии, вследствие чего она начинала плавиться на большей, чем обычно глубине, как например, в районе полигона Габон.

Характеристика мантийного субстрата. Изотопные и геохимические данные показывают, что в разных базальтах в той или иной мере проявляются геохимические и изотопные черты мантийных компонентов HIMU, EM (EM1-?, EM2-?, EM1+EM2-?), DMM (деплетированная мантия) и четвертого компонента с высокими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$,

названного как высоконеодимовый.

Наиболее сильно черты мантийного компонента HIMU проявлены у высокообогащенных расплавов P-MORB типа. Они имеют относительно высокие значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при умеренных величинах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, но далеки от состава чистого компонента HIMU, располагаясь на изотопных диаграммах на линии смешения между компонентами DMM и HIMU. Геохимической особенностью этого компонента являются очень высокие концентрации Nb и Ta (Weaver et al., 1986, 1987). Поэтому геохимическим индикатором степени участия компонента HIMU в плавящемся мантийном субстрате может выступать отношение $(\text{Nb/La})_n$ в вулканитах. Оно максимально у высокообогащенных базальтов P-MORB типа и постепенно снижается в сторону деплетированных базальтов, подтверждая наличие процессов смешения между промежуточными и малоглубинными расплавами. Мантийный компонент HIMU широко распространен в плавящемся мантийном субстрате аномальных участков: массива Св. Петра и Павла, северного рифта политрансформа Сан Паулу, *Щелочного* поднятия и южного интерескта разлома Чейн.

Черты мантийного компонента EM наиболее проявлены у ультраосновных щелочных вулканитов *Щелочного* поднятия. По сравнению с высокообогащенными толеитами при тех же самых значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ они имеют более высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, более низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, а некоторые разности - более высокие $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. В соответствии с изотопными диаграммами мантийный субстрат, из которого плавилась щелочные расплавы 1-го типа под *Щелочным* поднятием, включает не только компонент EM, но и компоненты DMM и HIMU, при этом последний присутствует в большей мере. Геохимически от обогащенных толеитов они отличаются более высокими отношениями $(\text{Ba/Nb})_n$, $(\text{Th/U})_n$ и более низкими $(\text{Nb/La})_n$, свидетельствующими о том, что этот мантийный источник обогащен Ba, Th и La, что характерно для мантийного компонента EM-1. Специфика состава щелочных вулканитов этого типа это очень низкие концентрации SiO_2 и Al_2O_3 и высокие - TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , CaO , FeO и MgO при умеренных значениях Na_2O , соответственно они характеризуются очень высокими значениями $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и низкими - $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$. Вулканиты, в составе которых имеется вещество мантийного компонента EM, пространственно ассоциируют с вулканитами других мантийных источников в пределах структур океанического дна очень небольших размеров (до 30 км в поперечнике). Следовательно, мантийный компонент EM присутствует в зоне магмогенерации в виде блоков небольших поперечных размеров (первые десятки км).

Как показано в главе 2, природа обогащенной мантии EM различна. Присутствие компонентов EM-1 и EM-2 в мантийных источниках вулканитов окраинно-океанических поднятий объясняется наличием в астеносферной мантии фрагментов литосферной

континентальной мантии (ЛКМ) (например, Doucelance et al., 2003). Для полигона Романш, учитывая пятнистость пространственного распределения вулканитов, имеющих признаки наличия вещества мантийного компонента EM, скорее, можно ожидать наличия в верхней мантии блоков ЛКМ.

Эти блоки широко распространены под *Щелочным* поднятием и зоной южного интерсекта разлома Чейн, в меньшей мере в районе политрансформа Сан Паулу, их нет под *Зоной перегиба*. Очевидно, что они присутствуют в мантии на самом глубинном уровне плавления, но, судя по тому, что деплетированные базальты зоны южного интерсекта разлома Чейн также имеют сдвиг изотопных параметров в сторону компонента EM, эти блоки находятся и на малоглубинном уровне плавления. Таким образом, можно ожидать, что в верхней мантии в приэкваториальной части САХ во всем интервале потенциального магмообразования находятся блоки ЛКМ, которые, как уже говорилось выше, и предопределяют плавление мантийного субстрата на самом глубинном уровне.

Базальты высоконеодимового источника выделяются среди прочих повышенными $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и пониженными $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при тех же самых значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, их геохимическими особенностями являются пониженные концентрации Th и Ba, что проявляется в более низких значениях $(\text{Ba}/\text{Nb})_n$ и в очень высоких $(\text{Ba}/\text{Th})_n$ при тех же самых значениях $(\text{La}/\text{Sm})_n$. О присутствии компонента, характеризующегося низкими концентрациями Ba и аномально низкими - Th относительно N-MORB базальтов, на сегменте САХ между разломами Чейн и Романш также говорится в статье (Hannigan et al., 2001). Наиболее яркими представителями этих вулканитов являются щелочные базальты *Зоны перегиба*, плавившиеся на глубинном уровне промежуточном между плавлением глубинных и промежуточных расплавов. Они имеют очень высокие значения Na_2O , Al_2O_3 и $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ и низкие - TiO_2 , P_2O_5 , CaO , FeO , MgO и $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$. Эти характеристики во многом контрастируют со щелочными породами, являющимися производными более глубинных щелочных расплавов 1-го типа. Однако наблюдающиеся различия в составе щелочных вулканитов 1-го и 2-го типов нельзя объяснить разными глубинными условиями их плавления, поскольку эти типы вулканитов отличаются и величинами таких геохимических показателей как $(\text{Ba}/\text{Nb})_n$ и $(\text{Th}/\text{U})_n$, независимых ни от глубины плавления, ни от степени частичного плавления. Следовательно, указанная выше петрохимическая специфика данных щелочных базальтов является и спецификой состава плавившегося мантийного субстрата.

Базальты с очень низкими концентрациями Ba и Th распространены на полигоне Мур. Как уже говорилось, в работе (Regelous et al., 2009), в которой проводится анализ этих базальтов, сделан вывод о том, что данную геохимическую специфику базальтов можно объяснить участием в их плавлении вещества нижней континентальной коры (НКК). В

настоящей работе также развивается точка зрения о том, что специфику состава щелочных расплавов 2-го типа можно объяснить участием в их плавлении блоков НКК, присутствующих в верхней мантии. Это хорошо согласуется и с валовым составом базальтов, характеризующимся очень высокими концентрациями Al_2O_3 и Na_2O и низкими - FeO и TiO_2 , поскольку в соответствии с (Rudnick, Gao, 2003) нижняя континентальная кора имеет преимущественно плагиоклазовый состав. Блоки НКК, как и блоки ЛКМ, по тем же самым основаниям имеют малые размеры (до первых десятков км в поперечнике).

Помимо *Зоны перегиба* блоки НКК участвуют в плавлении базальтов под *Щелочным* поднятием, в разломной зоне политрансформа Сан Паулу и к югу от нее. Высоконатровые высокоглиноземистые вулканы не обнаружены в районе южного интерсекта разлома Чейн, хотя некоторые базальты из этого района характеризуются повышенными значениями изотопного отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ при данных значениях $^{87}Sr/^{86}Sr$. Очевидно, что в этом районе имеются блоки НКК, но со своей спецификой состава. По аналогии с блоками ЛКМ присутствие и участие в процессах плавления блоков НКК в Приэкваториальной Атлантике можно ожидать на всех уровнях плавления.

Деплетированная мантия в чистом виде на полигоне Романш нигде не обнаружена, но она присутствует как один из крайних членов во всех мантийных источниках, являющихся продуктом смешения разных мантийных компонентов. Максимальное ее присутствие в мантийном субстрате, претерпевшем жильный метасоматоз. По сравнению с мантийным компонентом DMM этот мантийный источник имеет незначительно более высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, изотопов свинца и более низкие $^{143}Nd/^{144}Nd$, а тренды изотопных корреляций базальтов указывают на то, что данный мантийный источник представляет собой смесь мантийных компонентов DMM и HIMU при явном преобладании первого. Базальты, связанные с этим мантийным источником, отличаются слабой вариабельностью отношения $(La/Sm)_n$ при значительных изменениях изотопных показателей. Такое рассогласование между изотопными показателями и показателями, отражающими степень обогащенности базальтов, не редкость. В работах (Nanan и et al., 1986, Schilling et al., 1994) этот феномен объясняется тем, что астеносферная мантия в приэкваториальной части Атлантики претерпела жильный метасоматоз, который осуществлялся под действием расплавов, возникших при плавлении материала грибообразных головных частей плюмов глубинной мантии с характеристиками мантийного компонента HIMU, уже испытавшего объемное плавление на ранних стадиях жизни плюма, в силу чего оказавшегося обедненным некогерентными элементами. Дж. Шиллинг и др. (1994) связывают этот жильный метасоматоз с действием плюма Фернанду ди Норонья, расположенного на западной окраине Атлантического океана между пассивными частями разломов Чейн и Романш. В настоящей

работе принимается, что таким плюмом, скорее, мог быть плюм Св. Елены. Как было сказано выше, засорение мантии высокофосфористым материалом под действием этого плюма проявляется вплоть до разлома Чейн. Повышение фоновых значений изотопных отношений вблизи разлома Чейн и севернее по сравнению с участками САХ более близкими к плюму Св. Елены связано с резким фоновым понижением степени частичного плавления мантии к северу от разлома Чейн, о чем свидетельствует характер пространственных вариаций концентраций Na_2O в деплетированных базальтах полигона Романш (см. выше). Как утверждается в работе (Langmuir, Bender, 1984), с понижением степени частичного плавления в расплавах возрастает доля вещества жильного обогащенного мантийного материала, если таковой имеется. В то же время засорение мантии к северу от разлома Романш, скорее, произошло под влиянием более близкого к тому региону плюма Сьерра Леоне.

Необычно высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при тех же самых изотопных отношениях свинца и неодима выделяются среди прочих щелочные базальты массива Св. Петра и Павла. Но с нашей точки зрения данные базальты не связаны с самостоятельным мантийным источником. Детальное рассмотрение геологии (Hekinian et al., 2000) и минералогии (Brunelli, Seyler, 2010) ультраосновных пород массива Св. Петра и Павла убеждает в том, что широко распространенные здесь роговообманковые ультраосновные породы сформировались в результате взаимодействия щелочных расплавов с обычными океаническими перидотитами реститовой природы, происходившего на стадии тектонизации перидотитов в ходе их выведения на океаническое дно. Перидотиты также подвергались серпентинизации, что привело к увеличению в них отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В ходе взаимодействия серпентинизированный перидотит – щелочной расплав эта изотопная метка повышенного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ передалась и вулканитам, и роговообманковым перидотитам. Следовательно, аномально высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в щелочных вулканитах массива Св. Петра и Павла, скорее всего, есть результат взаимодействия их расплавов с серпентинизированными перидотитами.

Происхождение мантийного компонента HIMU. Наиболее общепринятая точка зрения о природе мантийного компонента HIMU заключается в том, что он представляет вещество плюмов горячей глубинной мантии, поднимающихся в большинстве случаев с границы ядро – мантия (Zindler et al., 1982, White, Hofmann, 1982, Hofman, 1997, Hart, 1988, Allegre et al., 1987, 1995). Области плюмовой активности на океаническом дне представлены высокими и обширными поднятиями, сформировавшимися в результате высокой продуктивности магматизма (например, Азорское и Исландское поднятия). Ничего подобного нет в Приэкваториальной Атлантике, проявления вулканитов с характеристиками мантийного

компонента НМУ здесь не образуют или образуют очень невыразительные мелкие поднятия. Поэтому говорить о самостоятельном плюме глубинной мантии в этом районе нет оснований.

В работах Н.М. Суцевской с соавторами (2002) проводится точка зрения о том, что источником щелочных и обогащенных расплавов в этом районе являются блоки метасоматизированной мантии, возникшие на границе континент-океан на ранней стадии раскрытия Южной Атлантики под действием плюма Св. Елены. Этот метасоматоз мог произойти на стадии разрастания головы плюма Св. Елены около 118 млн. лет назад. В настоящей работе данная точка зрения оспаривается по двум причинам. Во-первых, между областью локализации плюма Св. Елены (в настоящее время вблизи острова Св. Елены) и Экваториальным сегментом Атлантики имеется коридор между разломами Вознесения и Шарко, где распространены только деплетированные базальты (Schilling et al., 1994). Таким образом, имеется ничем не объяснимая брешь в распространении возможных блоков метасоматизированной океанической мантии. На этом пространстве действительно имело место раннее влияние плюма Св. Елены на состав астеносферной мантии, но оно, как говорилось выше, проявилось в жильном метасоматозе, приведшем к незначительному повышению фоновых значений изотопных отношений стронция и свинца и обогащению фосфором. Во-вторых, повсеместно в пределах разлома Романш, где распространены ОИВ вулканы и базальты P-MORB типа, имеются свидетельства того, что здесь в верхней мантии есть источники дополнительного тепла. Это, во-первых, наличие базальтов высоких степеней частичного плавления во внутриразломных зонах крупных трансформов. Во-вторых, центры плавления щелочных расплавов одновременно выступают и центрами астеносферного апвеллинга, поскольку создают вокруг себя в мантии зоны повышенных температур. Холодное вещество более древней мантии не может быть дополнительным источником тепла.

Дж. Шиллинг с соавторами (1994) предполагают, что астеносферная мантия в Приэкваториальной Атлантике на ранних стадиях ее раскрытия была заражена жилами и более крупными скоплениями вещества с характеристиками мантийного компонента НМУ под действием плюма Фернанду ди Норонья. Жильные проявления обуславливают фоновое заражение мантии в этой области веществом компонента НМУ. Как было показано выше, этот мантийный метасоматоз, скорее, произошел при диспергации головных частей более близких плюмов Сьерра Леоне и Св. Елены. В соответствии с (Schilling et al., 1994) плавление более крупных скоплений этого жильного вещества приводит к генерации щелочных и высокообогащенных расплавов. Выше было показано, что у базальтов, возникших при плавлении мантии, претерпевшей жильный метасоматоз, наблюдается

рассогласование между геохимическими и изотопными параметрами, проявляющееся в том, что при увеличении в них значений изотопных отношений не происходит роста отношения $(La/Sm)_n$, и этим они отличаются от щелочных и обогащенных базальтов, у которых происходит коррелятивный рост этих параметров. Это означает, что крупные скопления, по крайней мере, должны иметь другой механизм и, возможно, другое время образования, чем жильные выделения этого вещества.

Как уже неоднократно говорилось выше, в настоящей работе такие мелкомасштабные проявления обогащенных базальтов связываются с плавлением вещества микроплюмов обогащенной мантии с характеристиками близкими к мантийному компоненту НМУ, поднимающихся под осевой частью САХ примерно с подошвы верхней мантии. Очевидно, что в пределах полигона Романш может быть несколько таких микроплюмов (Сколотнев, 2013а). Один из таких микроплюмов локализуется под *Щелочным* поднятием, т.е. на участке, на котором наиболее широко развиты обогащенные базальты со значительным вкладом вещества мантийного компонента НМУ.

К местам подъема микроплюмов обогащенной мантии приурочены аномальные спрединговые ячейки. Одна из них (см. главу 3) расположена между нетрансформными смещениями $0,52^\circ$ ю.ш. и $0,22^\circ$ ю.ш., где развиты обогащенные базальты, следовательно, здесь может подниматься микроплюм. По соотношению высоты осевого рельефа микроплюм под *Щелочным* поднятием, скорее всего, является ответвлением от более крупного микроплюма, локализованного между нетрансформными смещениями $0,52^\circ$ ю.ш. и $0,22^\circ$ ю.ш. Еще одна аномальная ячейка заключена между разломами Романш и Сан Паулу, следовательно, здесь в области крупного осевого поднятия также может подниматься микроплюм. Базальты, развитые в районе этого осевого поднятия не имеют повышенных концентраций несовместимых элементов, но выделяются повышенными концентрациями умеренно несовместимых элементов: Ti и P. Как говорилось при обсуждении базальтов полигона Габон, такие особенности состава базальтов характеризуют угасающие микроплюмы.

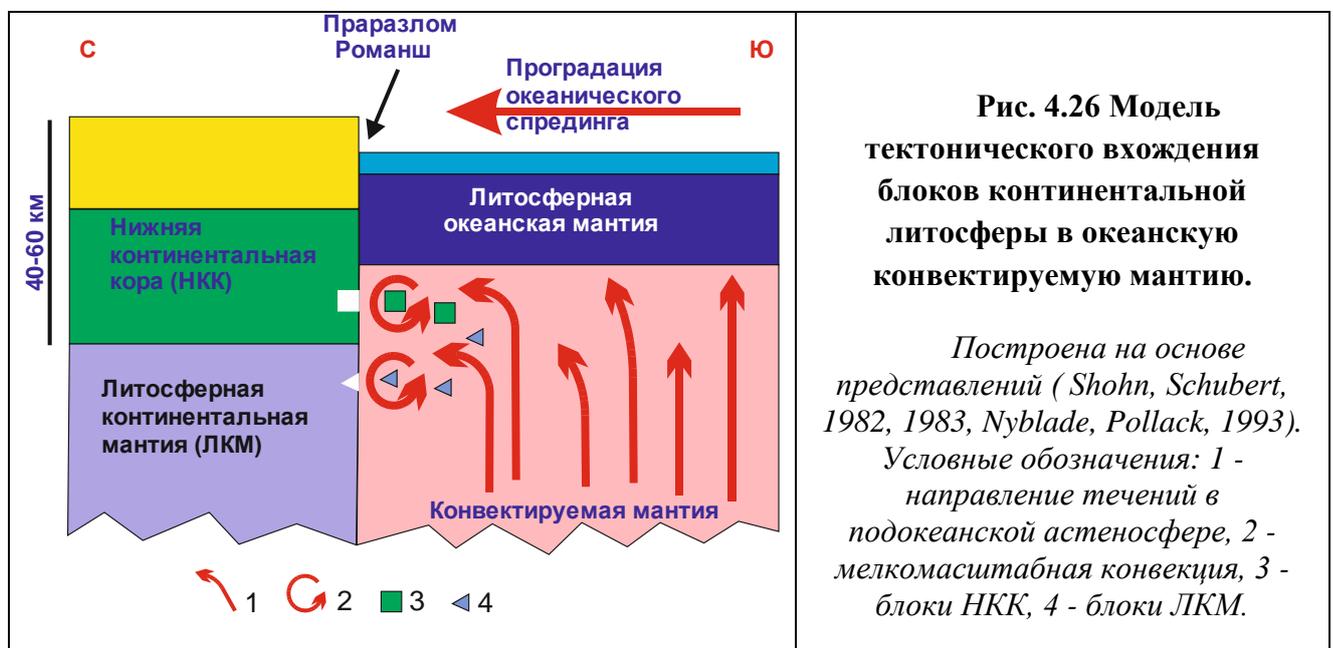
Аномальная спрединговая ячейка находится и южнее разлома Чейн между ним и нетрансформным нарушением 2° ю.ш. Проявления обогащенных базальтов в районе разлома Чейн и непосредственно южнее могут быть связаны с блоками, отчленившимися от этого микроплюма.

Наиболее трудно объяснить распространение щелочных и обогащенных базальтов с высокой долей компонента НМУ в разломных зонах: в северном и южном рифтах и на массиве скал Св. Петра и Павла в политрансформе Сан Паулу, а также в *Зоне перегиба* разлома Романш. В главе 3 было показано, что все эти участки развиваются в обстановках

растяжения поперечного спредингу и соответственно здесь возникают условия для внутриразломного декомпрессионного плавления. Очевидно, молодые вулканиты этих участков являются продуктами этого процесса. Учитывая близость этих участков к месту локализации плюма Сьерра Леоне, в настоящей работе принимается, что появление здесь в области магмогенерации обогащенного мантийного субстрата с характеристиками, близкими к мантийному компоненту НМУ, связано с подлитосферным растеканием вещества этого плюма. С этим согласуются три факта. В южном рифте политрансформа Сан Паулу и южнее нередко встречаются базальты с повышенными содержаниями P_2O_5 при низких значениях K_2O . Это может быть объяснено тем, что плюмовый материал при движении потока плавится и обогащается умеренно некогерентными элементами по отношению к высоко некогерентным элементам. Петрохимические особенности некоторых базальтов южного рифта указывают на дополнительный нагрев их зоны магмогенерации, источником которого может быть тепло более горячего мигрирующего плюмового материала. Шеллачные и обогащенные базальты политрансформа Сан Паулу имеют наибольшую долю вещества компонента НМУ среди базальтов полигона Романш, что наиболее правдоподобно может быть объяснено тем, что его поставщиком является глубинный плюм, тогда как в других щелочных и обогащенных базальтах – микроплюмы.

Происхождение блоков НКК и ЛКМ. Каким образом, блоки континентальной литосферы оказались в астеносферной мантии Приэкваториальной Атлантики? Фрагменты континентальной литосферы рекогносцируются в астеносферной подокеанской мантии под окраинно-океаническими тектоно-вулканическими поднятиями, такими как острова Зеленого Мыса (например, Doucelance et al., 2003) или Канарские острова (Hoerlne et al., 1991) по результатам расшифровки изотопных и геохимических параметров вулканитов, слагающих эти поднятия. По мнению авторов этих работ, эти фрагменты попадают в океанскую мантию на стадии рифтинга, предшествующей спредингу, в результате тектонической деламинации континентальной литосферы. Известно (Klitgaard, Shouten, 1986, Nürnberg, Müller, 1991), что континентальный блок Экваториального сегмента Гондваны раскрылся позже прилегающих к нему областей Центральной и Южной Атлантики. С нашей точки зрения фрагменты континентальной литосферы именно этого континентального блока проникали в подосевую астеносферную мантию уже раскрывшейся Южной Атлантики (Сколотнев, 2013). Проникновение началось еще до раскола Экваториального сегмента Гондваны и продолжалось и на стадии раскола, и на ранних стадиях раскрытия этой части океана (рис. 3.26). Барьер из континентальной литосферы между уже раскрывшимися Центральной и Южной Атлантикой был сложен очень холодной литосферой Западно-Африканского архей-протерозойского кратона, имеющего очень глубокие корни (до 400 км) (Burke, Dewey, 1974,

Scrutton, 1982). Астеносферные потоки соседних спрединговых центров на контакте с этим холодным блоком охлаждались, порождая мелкомасштабную конвекцию (Shohn, Schubert, 1982, 1983, Nyblade, Pollack, 1993) в силу большого градиента температур в контактной зоне. По нашему мнению, эти конвективные течения, поперечные к этому контакту, осуществляли тектоническую эрозию континентального барьера, "вырывая" блоки континентальной литосферы как нижней коры, так и литосферной мантии, и вовлекая их в конвектируемую океанскую астеносферу, которой они поставляются к зоне подосевого апвеллинга вплоть до нашего времени (рис. 4.26). В соответствии со средним уровнем генерации базальтов в астеносфере на глубине 30-50 км, и исходя из средней мощности континентальной коры около 40 км, взаимодействие между океанской астеносферой и континентальной литосферой происходило на уровне низов континентальной коры и верхов мантии.



Эта точка зрения хорошо согласуется с пространственным распределением блоков НКК, которое устанавливается по характеру вдольосевых вариаций концентраций Na_2O и TiO_2 и изотопных отношений в базальтах. Они показывают, что блоки НКК концентрируются у южных границ разломов Романш и Сан Паулу и в пределах этих разломов. В частности, вблизи южной границы разлома Романш находится *Щелочное* поднятие. Разломы Романш и Сан Паулу ограничивали террейн континентальной литосферы с юга, и с южного направления вблизи них происходило воздействие горячей астеносферы на холодную континентальную литосферу Экваториального блока Гондваны. Тектонически вырванные фрагменты континентальной литосферы в этом случае также концентрировались на границе, каковой являлись эти разломы, и непосредственно к югу от них. На южной стороне разлома

Романш данный процесс происходил, начиная еще с предраскольной стадии этой части Гондваны, продолжаясь и на ранних стадиях ее раскрытия. На южной стороне разлома Сан Паулу взаимодействие происходило лишь на стадии раннего раскрытия Экваториальной Атлантики. Поэтому вблизи разлома Романш блоков больше, чем вблизи разлома Сан Паулу. Это и привело к широкому развитию в районе *Щелочного* поднятия и его окрестностях высоконапоровых, высокоглиноземистых пород. С другой стороны, *Щелочное* поднятие это участок действия микроплюма обогащенной мантии. Можно ожидать, что наличие здесь горячего вещества микроплюма способствует плавлению холодного вещества континентальной литосферы.

Природа термального минимума верхней мантии. Другим важнейшим феноменом этого региона является термальный минимум верхней мантии, описанный в работах (Schilling et al., 1995, Bonatti et al., 1993, 2001). Э. Бонатти и др. (1993, 2001) связывают термальный минимум в экваториальной области с даунвеллингом астеносферы вблизи экватора. Даунвеллинг возник в результате длительного охлаждения мантии на контакте с холодной литосферой на предраскольной и ранней стадиях раскрытия континентального блока Экваториального сегмента и в дальнейшем поддерживался за счет ротационных сил, возникающих при вращении Земли. С точки зрения Дж. Шиллинга с коллегами (1995) в данном регионе в верхней мантии располагается крупный инородный блок более холодной мантии. В соответствии с сейсмотомографическими построениями в этой части Экваториальной Атлантики в верхней мантии устанавливается область более высоких скоростей, которая, по мнению (Sichel et al., 2008), обусловлена наличием здесь холодного слэба субдуцированной океанической литосферы, погрузившегося в соответствии с палеотектоническими реконструкциями между 460 и 300 млн. лет назад.

Как говорилось выше, важным индикатором термального минимума в верхней мантии этого региона являются широко распространенные здесь высоконапоровые базальты. Такого высокого уровня Na_2O не встречено среди базальтов других полигонов. Они выделены Н.М. Суцевской с коллегами (1994) в особый тип толеитов Na-TOP, свойственный районам Мирового океана, характеризующимся пониженной температурой верхней мантии, что приводит к понижению степени частичного плавления слабо обогащенного мантийного субстрата и уменьшению глубины плавления.

Следовательно, топография области термального минимума может быть установлена, прежде всего, по вдольосевым вариациям концентраций Na_2O в базальтах. В работе Дж. Шиллинга и др. (1995) приводится вдольосевой профиль нормированных значений концентраций Na_2O в базальтах - Na_8 и делается вывод о постоянном нарастании этого параметра от разлома Шарко до северной границы разлома Сан Паулу, в независимости от

положения крупных трансформов Романш и Сан Паулу. На севере область термального минимума резко обрывается, будучи ограниченной сферой деятельности плюма Сьерра Леоне. Однако, очевидно, что применять величину Na_8 в качестве показателя степени частичного плавления, температуры мантии и пр. для базальтов с высокими концентрациями Na_2O в районе Приэкваториальной Атлантики некорректно, поскольку здесь имеются дополнительные источники Na_2O : блоки НКК и вещество микроплюмов, чужеродные для деплетированной астеносферной мантии. Именно там, где проявляют себя эти факторы: *Щелочное* поднятие и его градиентные зоны, *Зона перегиба*, северная часть сегмента Романш – Сан Паулу и разломная зона Сан Паулу распространены базальты с очень высокими концентрациями Na_2O . Более того, на сегменте к северу от разлома Романш средний уровень концентраций Na_2O заметно ниже, чем на сегменте к северу от разлома Чейн. Следовательно, закономерность, обнаруженная Дж. Шиллингом и др. (1994), не выполняется, но имеет место другая закономерность: и к югу от разлома Сан Паулу, и к югу от разлома Романш как и в самих разломных зонах имеются участки широкого распространения в мантии доменов НКК, с плавлением которых и связаны очень высокие концентрации Na_2O в базальтах.

Необходимо еще обратить внимание на следующее. На глобальном тренде вариаций составов базальтов (Klein, Langmuir, 1987) высоконатровые базальты Приэкваториальной Атлантики занимают одно из крайних положений тренда, соответствующее условиям пониженных мантийных температур и степеней частичного плавления базальтовых расплавов. Но одновременно эти базальты характеризуются пониженными концентрациями FeO . Однако, как показал наш анализ, на аномальных участках, где распространены высоконатровые образцы, среди них имеются как высокожелезистые, так и низкожелезистые различия, что лишним раз подчеркивает, что определяющим фактором при образовании очень высоконатровых базальтов являются не условия их плавления, а обогащенность натрием мантийного источника.

Наш анализ показывает, что имеются три участка, где влияние дополнительных источников Na_2O минимальны: к югу от разлома Чейн южнее области распространения обогащенных базальтов, сегмент между разломом Чейн и границей южной градиентной зоны *Щелочного* поднятия и южная половина сегмента Романш – Сан Паулу. На всех трех участках уровень концентраций Na_2O существенно более высокий, чем у аналогичных базальтов других районов Южной и Центральной Атлантики. И этот факт является очевидным свидетельством того, что в районе Приэкваториальной Атлантики существуют относительно низкотемпературные условия в верхней мантии, приводящие к уменьшению степени частичного плавления базальтовых расплавов.

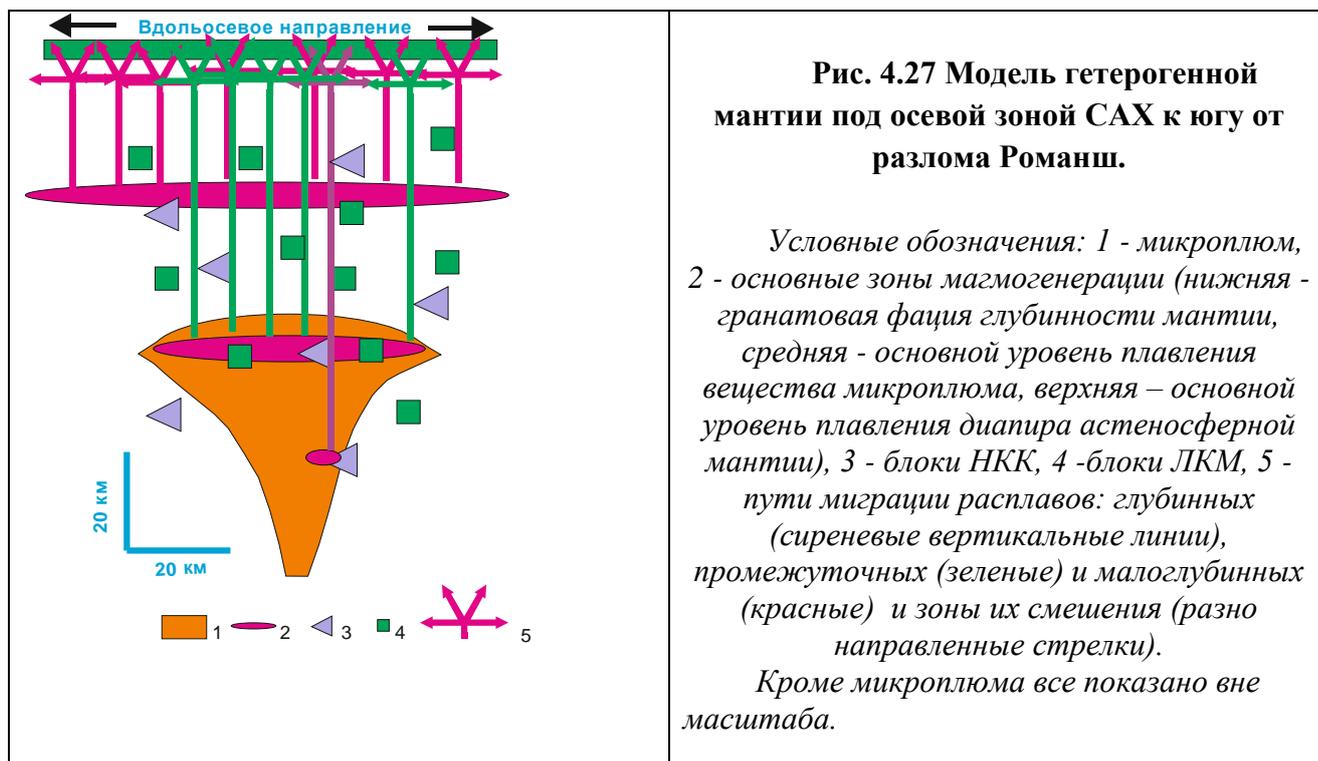
Таким образом, реальная картина вдольосевых вариаций концентраций Na_2O в

базальтах расходятся и со взглядами Э. Бонатти, и со взглядами Дж. Шиллинга с коллегами на происхождение термального минимума. С нашей точки зрения, термальный мантийный минимум в Приэкваториальной Атлантике обусловлен присутствием в конвектируемой мантии большого количества холодных блоков континентальной литосферы, связанных своим происхождением с очень холодной литосферой Экваториального сегмента Гондваны. Эти холодные блоки и поддерживают пониженную температуру астеносферной мантии в этом регионе, установившуюся таковой еще на ранних стадиях расхождения этой части Атлантики из-за контакта астеносферы с холодной континентальной литосферой нераскрывшегося Экваториального сегмента.

Несомненно, свою лепту в это явление вносят и трансформные разломы с очень большими оффсетами: Романш и Сан Паулу, хотя пространственные распределения значений Na_2O отчетливо свидетельствует о том, что их вариации в приэкваториальной части САХ не зависят решающим образом от трансформного эффекта. Там, где влияние других факторов ослаблено, как например, в южном интерсекте разлома Романш, базальты обнаруживают по сравнению с базальтами более удаленного *Щелочного* поднятия более высокие концентрации Na_2O и TiO_2 .

О суперпозиции факторов, обуславливающих многообразие состава вулканитов.

Наибольшая пестрота составов вулканитов обнаруживается под *Щелочным* поднятием и его градиентными зонами, где астеносферная мантия насыщена блоками НКК и ЛКМ и блоками горячего мантийного обогащенного материала, что приводит к чрезвычайной гетерогенности мантийного субстрата (рис. 4.27) (Сколотнев, 2013а,б). Все перечисленные неоднородности наряду с деплетированной мантией участвуют в процессах плавления и вносят свой вклад в состав вулканитов. Их конкретный состав зависит от того какая доля того или иного источника вовлекается в плавление и в каких пропорциях смешиваются полученные таким способом расплавы. Но наличие скоплений инородного по отношению к деплетированной мантии вещества влияет и на условия плавления. Блоки холодной континентальной литосферы понижают температуру мантии во всей области Приэкваториальной Атлантики и тем самым уменьшают степень ее частичного плавления. Благодаря этому во всей этой области широко развиты высоконатровые базальты и обнаруживает себя повсеместная зараженность деплетированной мантии незначительным количеством вещества с изотопными характеристиками компонента НМУ, но обедненного некогерентными элементами. Участие в плавлении вещества блоков НКК в условиях очень низких степеней частичного плавления привело к появлению в пределах *Щелочного* поднятия и его окрестностей умеренно обогащенных базальтов с очень низкими концентрациями MgO . Такой низкий уровень MgO практически не встречается среди базальтов других полигонов.



Блобы горячего плюмового материала, напротив, повышают температуру мантии, но локально, увеличивая степень частичного плавления. В результате на участках распространения высоконатровых обогащенных и щелочных базальтов появляются очень низконатровые базальты, характеризующиеся также низкими концентрациями TiO_2 и высокими – MgO . Совокупность этих признаков указывает на то, что первичные расплавы этих базальтов плавилась при высокой степени частичного плавления деплетированной мантии. Очевидно, что такие условия плавления в условиях термального минимума в мантии возможны при наличии дополнительных источников тепла, которые, скорее всего, связаны с плавлением на этих участках щелочных расплавов.

Наличие блоков ЛКМ вызывает более глубинное плавление микроплюмов и появление очень высокомагнезиальных щелочных вулканитов. Микроплюмы дезорганизуют подосевой мантийный апвеллинг, становясь центрами апвеллинга деплетированной мантии, о чем свидетельствуют встречающиеся здесь базальты с петрохимическими признаками высоких степеней частичного плавления: низкие концентрации Na_2O и TiO_2 и высокие - CaO и MgO .

4.2.6 Полигон Св. Петра

Этот полигон охватывает площадь гребневой и осевой зон САХ от разлома Сан Паулу на юге примерно до $5^{\circ}с.ш.$ В его пределах находится трансформный разлом Страхова (около $4^{\circ}с.ш.$) и разлом Св. Петра (около $2,57^{\circ}с.ш.$), представляющий собой нетрансформное смещение, а также несколько более мелких нетрансформных смещений, разграничивающих

данный сегмент САХ на несколько (не менее 9) спрединговых ячеек протяженностью 40-110 км. Между разломами Сан Паулу и Св. Петра дно рифтовой долины поднимается на наибольшую высоту примерно на 1000 м относительно соседних участков, центр поднятия на широте 1,85°с.ш. (в дальнейшем *Аномалия 1,7°с.ш.*). На данном участке полигона рифтовая долина выражена слабо, на пространстве между этими разломами в гребневой зоне встречается целый ряд более мелких поднятий.

Анализ состава, геохимии и изотопии базальтов дается на основании работ Суцевской Н.М. и др. (Суцевская и др., 1992в, 2002) и Дж. Шиллинга и др. (1994, 1995), выполненных по результатам опробования, проведенного в рейсах НИС «Академик Страхов» и «Konrad». В данной выборке представлены только закалочные стекла. Схема опробования представлена на рис. 3.16.

Особенности состава базальтов

В пределах полигона описан один образец щелочного базальта, встреченный на западном фланге северного поперечного хребта разлома Сан Паулу (станция С-02). По валовому составу и по концентрациям элементов-примесей он наиболее близок щелочным базальтам полигона Габон: Al₂O₃ (17,91%), TiO₂ (3,27%), P₂O₅ (0,9%), FeO (10,55%), MgO (4,1%), FeO/MgO (2,57), но в отличие от последних имеет заметно более низкие концентрации SiO₂ (45,67%) и Na₂O (3,34%) и более высокие - CaO (10,07%) и K₂O (2,15%). Почти на всех вариационных диаграммах, в том числе, и на SiO₂ - Na₂O + K₂O, он попадает в область умеренно дифференцированных разностей трендов вариаций петрогенных оксидов вулканитов о. Св. Елены (рис. 4.9, 4.10). Таким образом, его исходный расплав был близок к трахипикробазальту.

Другие базальты полигона на диаграмме FeO/MgO – K₂O (рис. 4.28) формируют ряд полей. Самое низкое поле объединяет деплетированные базальты, которые образуют тренд слабого накопления K₂O (0,08-0,11%). Несколько выше проходит тренд слабообогатченных базальтов с вариациями K₂O от 0,15 до 0,25%, которые встречены на южном фланге *Аномалии 1,7°с.ш.* (станции RC-04, С-38), в окрестностях поднятия 4,61°с.ш. (станции 1158, 1154, 1159, 1161, С-55) и широко распространены между разломами Страхова и Св. Петра (станции 1145, С-45, С-47, С-48). Еще выше располагается поле умеренно обогатченных базальтов с K₂O = 0,27-0,35%, которые образуют крутой тренд роста K₂O с увеличением FeO/MgO (1,15-1,23). Данные базальты представляют станции, окаймляющие с севера (станция С-43) и с юга (станции С-35, С-36) *Аномалию 1,7°с.ш.* В области слабо дифференцированных разностей располагаются три группы базальтов с последовательно все более высокой концентрацией K₂O: 0,35-0,36% (станция С-37), 0,54-0,58% (станции С-42, С-

39, С-41, 1154) и 0,85-0,88% (станция С-40), которые могут быть отнесены к высокообогащенным базальтам.

Деплетированные и слабообогащенные базальты разбиваются на две серии: низко- и высококальциевых (рис. 4.28). Концентрации СаО в низкокальциевых разностях убывают от 11,59% до 11,02% при росте FeO/MgO (1,04-1,27). Эти базальты обладают в среднем более высокими концентрациями Na₂O (2,5-3,12%) и FeO (8,7-10,22%) и пониженными значениями СаО/Al₂O₃ (0,66-0,73). Низкокальциевые базальты распространены в дистальных (станции 1158,1102,1120,1145, С48, С50,51) и промежуточных (станции 1159,1154,1157,1121, С57,59,44), реже в центральных (станции С55) частях спрединговых ячеек. Часть из тех базальтов, которые встречены в дистальных частях ячеек, выделяется либо пониженными концентрациями SiO₂ (49,15-49,76%) (станции 1102,1120, С51), либо повышенными концентрациями TiO₂ (1,67-1,73%) (станции 1158,1145).

Высококальциевые разности (СаО = 12,42-10,84%) широко распространены на полигоне, они имеют также более низкие концентрации FeO (8,76-11,38%). Вариации значений других оксидов перекрывают таковые для низкокальциевых разностей: Na₂O (2,27-3,26%), TiO₂ (1,11-1,84%), SiO₂ (51,4-50,49%), Al₂O₃ (15,98-14,24%), MgO (9,0-6,74%), P₂O₅ (0,07-0,16% - для деплетированных и 0,09-0,2% - для слабообогащенных разностей), СаО/Al₂O₃ (0,73-0,79) при значениях FeO/MgO (0,99-1,56). Они встречены на угловом поднятии северного интерсекта разлома Страхова (станции 1107,1108,1110,1149, 1150), в центральных (1143, С46,47,55, С49), промежуточных (1156,1159, С38,56,58) и дистальных (1158, С53,54) частях спрединговых ячеек.

На фоне основного разделения деплетированных и слабообогащенных базальтов на две серии среди них выделяется несколько малочисленных групп.

Группа относительно низкоглиноземистых образцов (Al₂O₃ = 13,93-14,91%), среди которых преобладают разности с пониженными концентрациями Na₂O (2,27-2,77%) и повышенными SiO₂ (51,41-51,94%) и наиболее высокими значениями СаО/Al₂O₃ (0,78-0,84) (рис. 4.28) встречена в южной нодальной впадине разлома Страхова (станция С-53), где более закономерны были бы базальты более натровые и менее кремнистые. Наиболее приемлемое объяснение этому, вероятно, заключается в том, что расплавы этих базальтов претерпели высокobarическое фракционирование плагиоклаза. В особую группу выделяются слабообогащенные базальты станции 1161, характеризующей западный фланг поднятия 4,61° с.ш. При тех же самых значениях FeO/MgO и относительно низких значениях K₂O (0,21%) они имеют высокие концентрации TiO₂ (2,17%) и повышенные - P₂O₅ (0,21%) (рис. 4.28). Близкие базальты встречены на станциях 1107 и 1108 (TiO₂ = 1,65-1,88%, P₂O₅ (0,16-0,2%) северного углового поднятия разлома Страхова, имеющие также повышенные

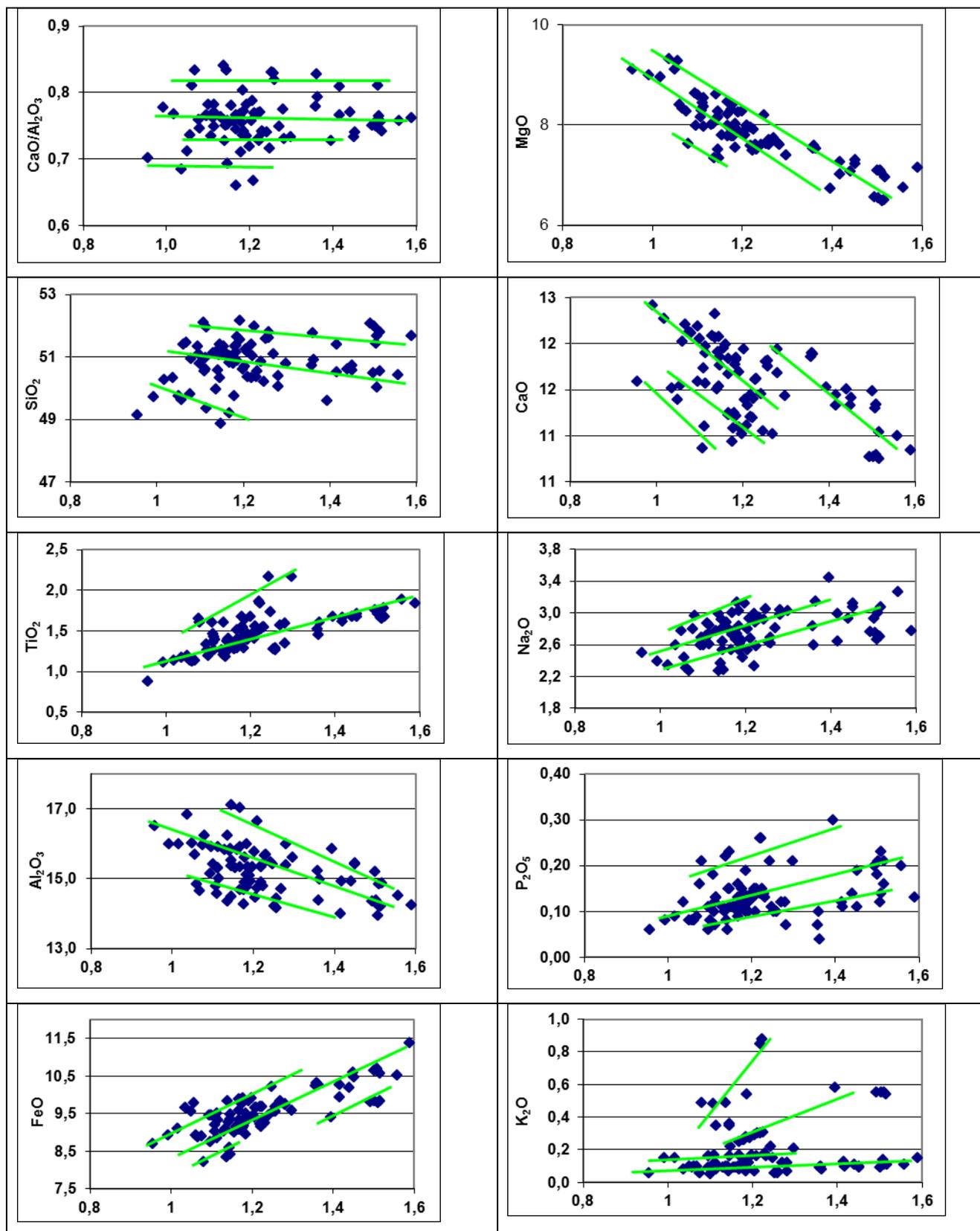


Рис. 4.28 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) в зависимости от степени дифференцированности базальтов (FeO/MgO) полигона Св. Петра.

концентрации Na_2O (2,8-3,26%). Если учесть, что в пределах этого углового поднятия широко распространены базальты характерные для центров спрединговых ячеек, то можно

ожидать, что данное поднятие сформировалось как осевое поднятие аномальной спрединговой ячейки.

На южном фланге *Аномалии 1,7°с.ш.* (станции С-37, С-04) встречаются базальты, отличающиеся от основной массы деплетированных базальтов пониженными концентрациями SiO_2 (48,88-50,33%). Здесь же на станции С-38, приуроченной к дистальной части ячейки, подняты базальты с пониженными концентрациями SiO_2 (49,72-50,28%) и повышенными – FeO (8,93-9,1%), что указывает на более глубокие зоны магмогенерации этих базальтов.

В разломной зоне Страхова (станции С-06, 1102, 1120, 1121) и к югу от *Аномалии 1,7°с.ш.* (станции С-38,39) развиты высокомагнезиальных базальты с $\text{MgO} = 8,9-9,4\%$ (при $\text{FeO}/\text{MgO} = 0,95-1,06$) с повышенными концентрациями FeO (8,9-9,8%) и пониженными – Na_2O (2,3-2,6%) и TiO_2 (0,8-1,15%) (рис. 4.28).

Если сравнить составы рассматриваемых базальтов с аналогичными базальтами других полигонов, то наиболее близкими они окажутся к базальтам полигона Габон: близкие уровни концентраций Al_2O_3 , CaO , SiO_2 , K_2O , FeO и MgO , значений $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, более высокие концентрации TiO_2 (в среднем на 0,2%), Na_2O (на 0,5%) и существенно более низкие – P_2O_5 (на 0,14%). Эти отличия, с одной стороны, однозначно говорят об отличном составе мантийного источника (более низкие значения P_2O_5 и, возможно, более высокие – Na_2O и TiO_2), а, с другой стороны, в среднем о более низких степенях частичного плавления.

Вариации состава обогащенных базальтов представлены на диаграммах K_2O – петрогенный оксид (рис. 4.29). На большинстве из этих диаграмм особое место занимают обогащенные базальты поднятия 4,61°с.ш., полученные на станции 1154 с восточного фланга гребневой зоны САХ. Они выделяются среди прочих существенно более высокими концентрациями Na_2O (2,96-3,44%), Al_2O_3 (15,85-16,23%) и CaO (11,53-12,32%), большими – P_2O_5 (0,21-0,3%) и меньшими – MgO (6,74-7,62%), FeO (8,23-8,34%) и SiO_2 (49,61-49,96%) при значениях K_2O от 0,49% до 0,58%. Другие обогащенные базальты, представленные слабо дифференцированными разностями ($\text{FeO}/\text{MgO} = 1,11-1,21$), на этих диаграммах образуют закономерные тренды возрастания концентраций TiO_2 (1,44-1,86%), Na_2O (2,44-2,99%), P_2O_5 (0,12-0,26%) и снижения – CaO (12,08-11,33%), MgO (8,54-7,8%) и отношений $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,73-0,8) с ростом K_2O (0,27-0,88%) (рис. 4.29). Подобная направленность вариаций и у аналогичных базальтов полигона Габон.

Высокодифференцированные ($\text{FeO}/\text{MgO} = 1,49-1,52$) и высокообогащенные ($\text{K}_2\text{O} = 0,54-0,55\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,2-0,23\%$) базальты встречены только на станции С-41, они имеют существенно более низкие концентрации Al_2O_3 (14,22-14,38%), CaO (до 10,77-10,79%) и MgO (до 6,49-6,57%) и высокие – FeO (9,8-9,85%).

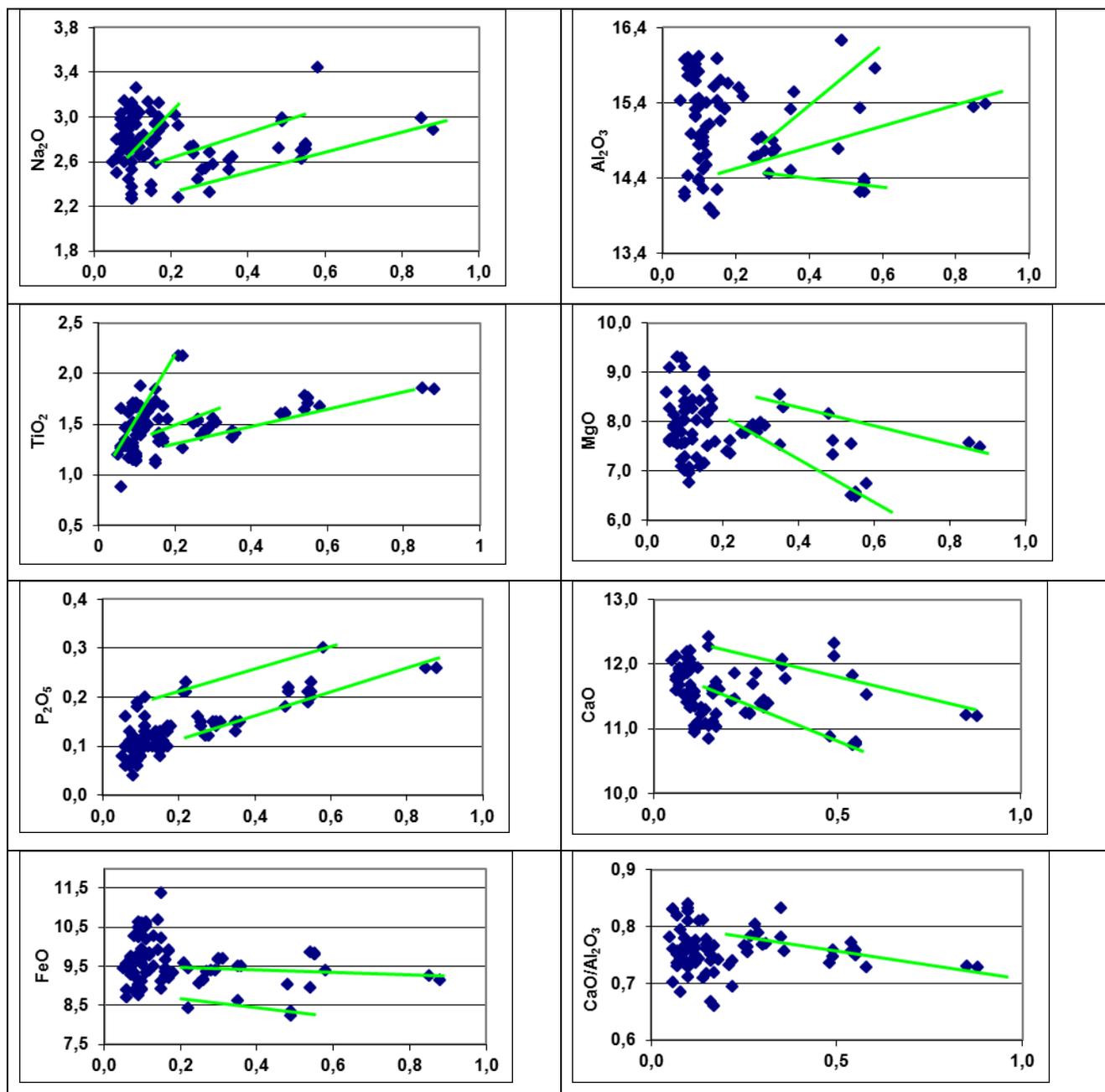


Рис. 4.29 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) в зависимости от значений K_2O (в %) в базальтах полигона Св. Петра.

Высокообогатенные базальты полигона Св. Петра сильно отличаются от таковых полигона Габон, хотя диапазон вариаций K_2O у них различается незначительно (до 0,88% и 0,73%, соответственно). Они имеют более высокие концентрации SiO_2 (в среднем на 1,5%), MgO (на 1,3%), CaO (на 0,7%) и отношения CaO/Al_2O_3 (на 0,07), более низкие - Na_2O (на 0,2%), TiO_2 (на 0,3%), P_2O_5 (на 0,25%), FeO (на 1,5%), FeO/MgO (на 1) при тех же самых значениях K_2O . Эти отличия свидетельствуют о том, что они в среднем выплавлялись на меньшей глубине и при больших степенях частичного плавления.

Особенности геохимии базальтов

Деплетированные и слабообогатенные базальты полигона Св. Петра имеют низкие содержания литофильных элементов-примесей: Rb = 0,6-3,6 г/т, Ba = 8-37 г/т, Sr = 77-132 г/т, Zr = 85 г/т, Nb = 5 г/т, Th = 0,09-0,39 г/т, La = 2-5,3 г/т. В высокообогатенных разностях их значения существенно возрастают: Rb = 6,6-18,7 г/т, Ba = 68-215 г/т, Sr = 160-350 г/т, Th = 1-2,26 г/т, La = 8,8-19,7 г/т, становясь максимальными в щелочном базальте: Rb = 20 г/т, Ba = 540 г/т, Sr = 680 г/т, Zr = 210 г/т, Nb = 65 г/т, La = 30 г/т.

Щелочной базальт характеризуется высокими концентрациями Cr (240 г/т) и Ni (145 г/т), широкие диапазоны вариаций этих элементов в высокообогатенных (Cr = 94-453 г/т) и деплетированных (Cr = 203-463 г/т и Ni = 160 г/т) базальтах.

Уровни литофильных элементов во всех типах базальтов близки к таковым у аналогичных базальтов полигона Габон. Близкие уровни Cr и Ni в деплетированных базальтах обоих полигонов, в то время как у высокообогатенных и щелочных базальтов концентрации Cr и Ni существенно выше на полигоне Св. Петра.

Спайдерграммы и обогатенных, и деплетированных базальтов полигона Св. Петра в основном близки к таковым для аналогичных базальтов полигона Габон (рис. 4.30). Щелочной базальт имеет наиболее высокий показатель глубинности - отношение $(Sm/Yb)_n = 4,61$, которое приближается к таковому у наиболее глубинных пород о. Св. Елены. У деплетированных и слабообогатенных базальтов отношения $(Sm/Yb)_n$ близки к 1.

Промежуточные значения $(Sm/Yb)_n$ отмечены у умеренно (1,23-1,31) и высоко обогатенных толеитовых базальтов (1,66-2,06).

Для базальтов полигона Св. Петра весьма ограничены данные по величине $(Nb/La)_n$, они имеются только для щелочного базальта и составляют 2,13, что намного больше, чем у аналогичных базальтов полигонов Габон и Романш (1,44-1,55) и близко к таковому у обогатенных базальтов полигона Мартин Вас.

Вместо показателя $(Nb/La)_n$ для характеристики состава мантийного источника можно использовать показатель $(Ba/La)_n$, который подобно показателю $(Nb/La)_n$ слабо зависит от степени частичного плавления. На диаграмме $(Ba/La)_n - (Sm/Yb)_n$ базальтов полигона Св. Петра (рис. 4.31) наблюдаются два поля: субгоризонтальное поле с наиболее низкими $(Sm/Yb)_n$ (1,12, до 1,31) с широким диапазоном $(Ba/La)_n$ (0,41-1,18), объединяющее деплетированные и слабообогатенные базальты, и компактное поле обогатенных толеитов с $((Ba/La)_n = 1,03-1,18$ и $(Sm/Yb)_n = 1,51-2,05$. Это поле совпадает с нижней частью поля высокообогатенных базальтов полигона Габон, что, с одной стороны, говорит о близости их мантийных источников, а, с другой стороны, показывает, что изученные базальты *Аномалии 1,7°с.ш.* плавилась на основном промежуточном уровне глубинности. Значение $(Ba/La)_n$ (1,9) у щелочного базальта очень высокое, что, скорее, связано с процессами автотасоматоза

его мантийного источника, о чем свидетельствуют и очень высокие значения $(\text{Nb/La})_n$ (см. полигон Мартин Вас). На диаграмме $(\text{La/Sm})_n - (\text{Sm/Yb})_n$ (рис. 4.31) компактное поле обогащенных базальтов,

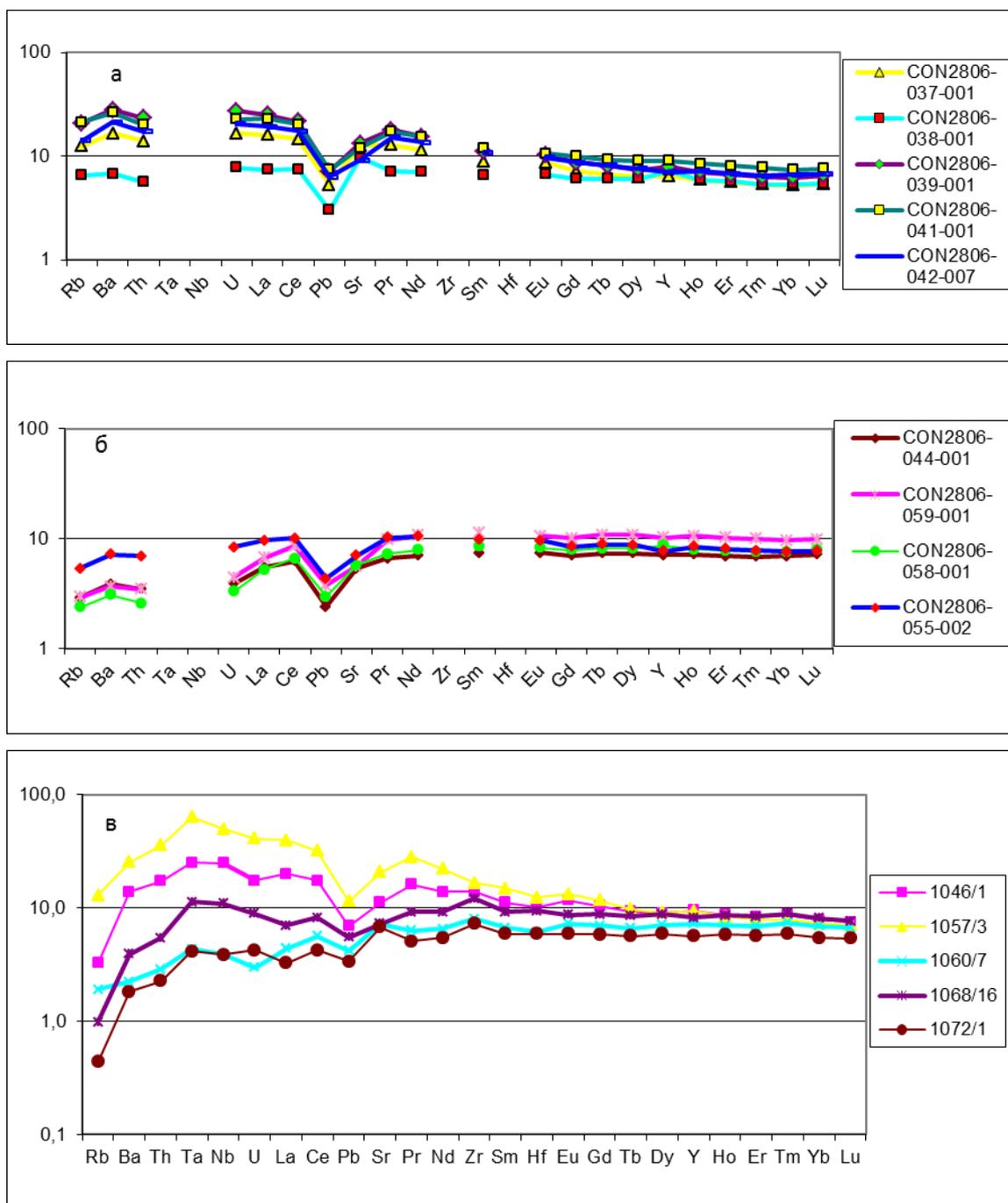


Рис.4.30 Спайдерграммы базальтов провинции Сьерра Леоне

а - обогащенные, б - деплетированные базальты полигона Св. Петра, в - базальты полигона Сьерра Леоне.

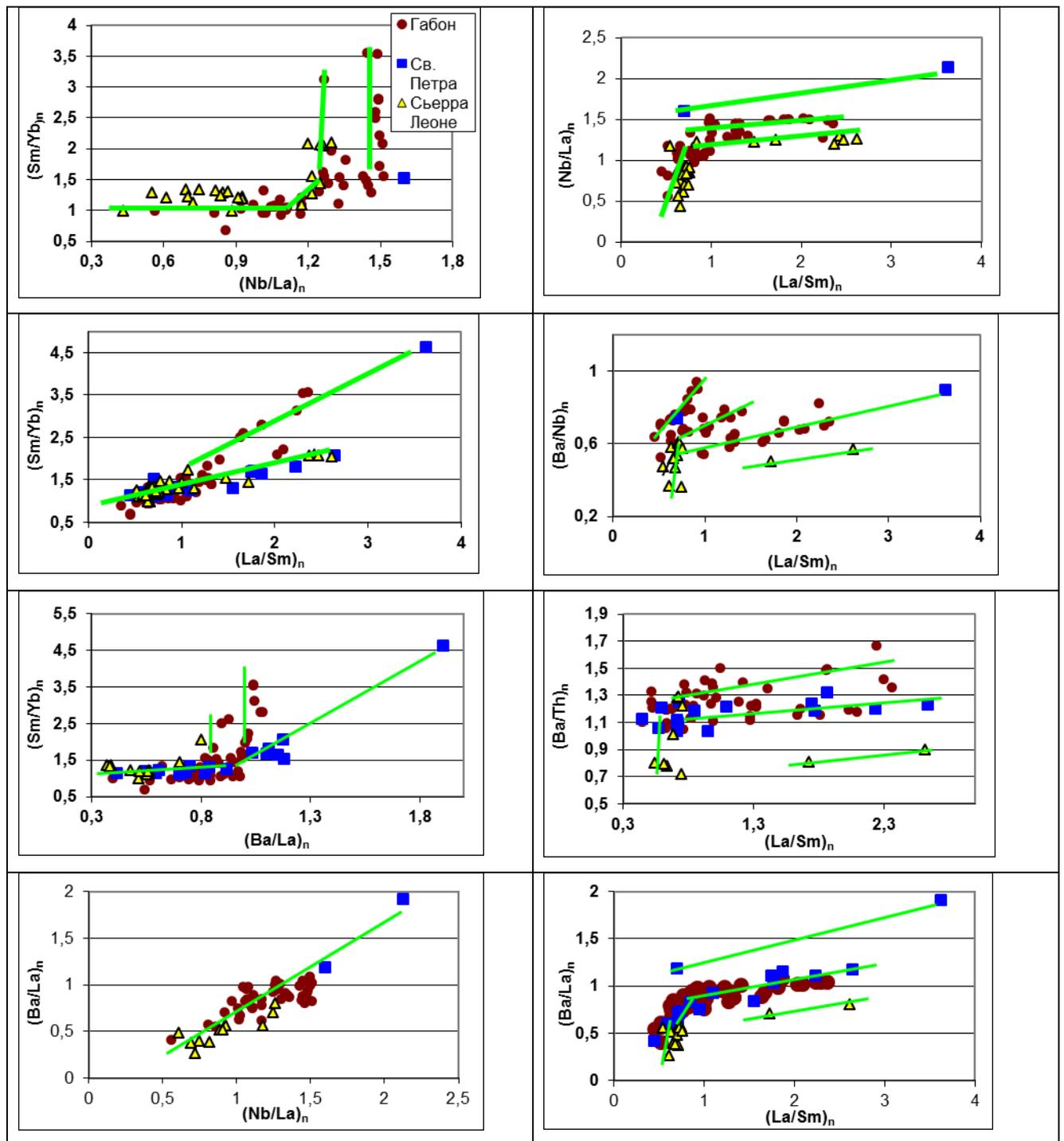


Рис. 4.31 Диаграммы вариаций геохимических показателей базальтов полигонов Св. Петра и Сьерра Леоне.

как оно выглядело на предыдущей диаграмме, разворачивается в протяженный тренд слабого возрастания $(Sm/Yb)_n$ при росте $(La/Sm)_n$ в широком диапазоне от 1,55 до 2,64, что, как и в предыдущих случаях, свидетельствует о значительных вариациях степени частичного плавления мантии вблизи промежуточного уровня глубинности плавления.

Слабообогатненные базальты с $(La/Sm)_n = 0,95-1,09$ по всем параметрам близки к аналогичным базальтам полигонов Габон и Романш и также являются результатом

малоглубинного плавления деплетированной мантии, подвергшейся метасоматозу под действием более глубоких расплавов. Отношения $(La/Sm)_n$ деплетированных базальтов составляют 0,44-0,85.

Уровень $(Ba/Th)_n$ (1,03-1,35) во всех типах базальтов близок к таковому у основной массы базальтов полигона Габон.

Особенности изотопии базальтов

В соответствии с изотопными диаграммами $^{87}Sr/^{86}Sr - ^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ диапазоны вариаций изотопных отношений базальтов полигона Св. Петра по сравнению с базальтами других полигонов Центральной части Атлантики смещены в сторону компонента НМУ: $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70255-0,702956), $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,51312-0,512855), $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18,74-20,06), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15,51-15,66), $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38,28-39,54) (рис. 4.5). На диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$ тренд базальтов полигона Св. Петра проходит ниже линии NHRL, тогда как базальты полигонов Габон и Романш находятся на этой линии (рис. 4.5). При тех же самых значениях $^{206}Pb/^{204}Pb$ базальты полигона Св. Петра имеют более высокие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и более низкие $^{143}Nd/^{144}Nd$, чем базальты полигона Габон и, следовательно, по сравнению с полигоном Габон мантийный источник обогащенных базальтов полигона Св. Петра имеет вклад мантийного компонента ЕМ.

На графиках $(La/Sm)_n$ – изотопные отношения (рис. 4.5) примерно до величины $(La/Sm)_n = 1,7$ происходит совместный рост изотопных отношений (и снижение $^{143}Nd/^{144}Nd$) и $(La/Sm)_n$, при дальнейшем возрастании $(La/Sm)_n$ изотопные параметры изменяются слабо. В области низких значений $(La/Sm)_n$ выделяется поле базальтов с постоянными значениями $(La/Sm)_n$ при варьирующих изотопных отношениях.

Вдольосевые вариации состава, геохимии и изотопии базальтов

На графиках вдольосевых вариаций концентраций различных элементов, их отношений и изотопных отношений в базальтах полигона Св. Петра (рис. 4.32, 4.33) отчетливо проявляются две основные закономерности, связанные с вариациями 1) степени обогащенности базальтов и 2) степени дифференцированности базальтов.

Максимальные значения показателей степени обогащенности осевых базальтов наблюдаются в районе *Аномалии 1,7°с.ш.*: $(Ba/La)_n$ (1,17), $(La/Sm)_n$ (2,55), концентраций K_2O (0,85-0,88%) и P_2O_5 (0,26%), отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,703003), $^{206}Pb/^{204}Pb$ (20,07) (станция С-40). К этому участку также приурочены частные максимумы концентраций TiO_2 и Na_2O . Таким образом, *Аномалия 1,7°с.ш.* – это участок, где изливаются базальты с максимальной для полигона Св. Петра долей мантийного компонента НМУ. *Аномалия 1,7°с.ш.* смещена к югу на 15-20 км от самого высокого осевого поднятия (станция С-41), очевидно, являющегося центром подосевого апвеллинга.

К северу от *Аномалии 1,7°с.ш.* до разлома Св. Петра простирается градиентная зона протяженностью около 110 км постепенного убывания показателей обогащенности и глубинности: K_2O (0,2-0,3%), P_2O_5 (0,14-0,15%), $(Sm/Nd)_n$ (до 1,66), $(La/Sm)_n$ (0,68-0,7), $(Ba/La)_n$ (1,1), $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70283) и $^{206}Pb/^{204}Pb$ (19,79) (рис. 4.32, 4.33). Далее между разломами Св. Петра и Страхова в основном у всех базальтов низкий уровень $(Sm/Nd)_n$ (около 1) и много меньше значения других показателей: $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,702614), $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18,74-19,12), $(Ba/La)_n$ (0,71-0,82), $(La/Sm)_n$ (0,69), K_2O (0,1-0,17%) и P_2O_5 (0,1-0,13%) (рис. 4.32). По геохимии рассматриваемые базальты относятся к деплетированным разностям, но их изотопные характеристики отличаются очень высокими показателями.

Между разломами Св. Петра и Страхова наблюдаются три пикообразных аномалии повышенных значений изотопных отношений (рис. 4.32). Самая амплитудная из них располагается непосредственно севернее разлома Св. Петра (станция С-45): $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,702813), $^{206}Pb/^{204}Pb$ (19,576). Здесь же наблюдаются и небольшие аномалии $(La/Sm)_n$ (1,5), K_2O (0,28%), P_2O_5 (0,17%) и $(Sm/Nd)_n$ (1,29).

Две другие аномалии много меньше по амплитуде, выражены только в изотопии ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,702736$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 19,04$) и приурочены к дистальным частям спрединговых ячеек (станции С-48,51), в том числе, к южному интерсекту разлома Страхова.

Севернее разлома Страхова в осевых базальтах сохраняется наиболее низкий уровень изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,702583), $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18,75), но который, как уже говорилось, довольно высок для деплетированных базальтов. Близки и другие показатели обогащенности расплавов у базальтов к северу и к югу от разлома Страхова.

Далее к северу от широты 4,42°с.ш., откуда начинается подъем осевого рельефа, стартует градиентная зона другой аномалии (рис. 4.32, 4.33). По петрохимическим данным ее центр совпадает с поднятием 4,61°с.ш.: K_2O (0,49-0,58%), P_2O_5 (0,22-0,3%) (станции 1154, 1161), по изотопным данным: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70272$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 19,375$ - с поднятием 4,9°с.ш. (станция С-55). Однако базальты станции С-55 имеют относительно низкие значения K_2O (0,16-0,17%) и $(La/Sm)_n$ (0,92). Поднятие 4,9°с.ш. более подробно будет рассмотрено при описании следующего полигона Сьерра Леоне.

На поднятии 4,61°с.ш. два типа обогащенных базальтов: с высокими концентрациями K_2O (0,49-0,58%) на восточном фланге и с высокими концентрациями P_2O_5 (0,22-0,3%), Na_2O (3,44%) и TiO_2 (2,17%) - на западном фланге.

К югу от *Аномалии 1,7°с.ш.* до разлома Сан Паулу на вдольосевых вариационных графиках наблюдаются три пикообразные аномалии показателей обогащенности базальтов и глубинности их плавления, которые ассоциируют с небольшими осевыми поднятиями, в том

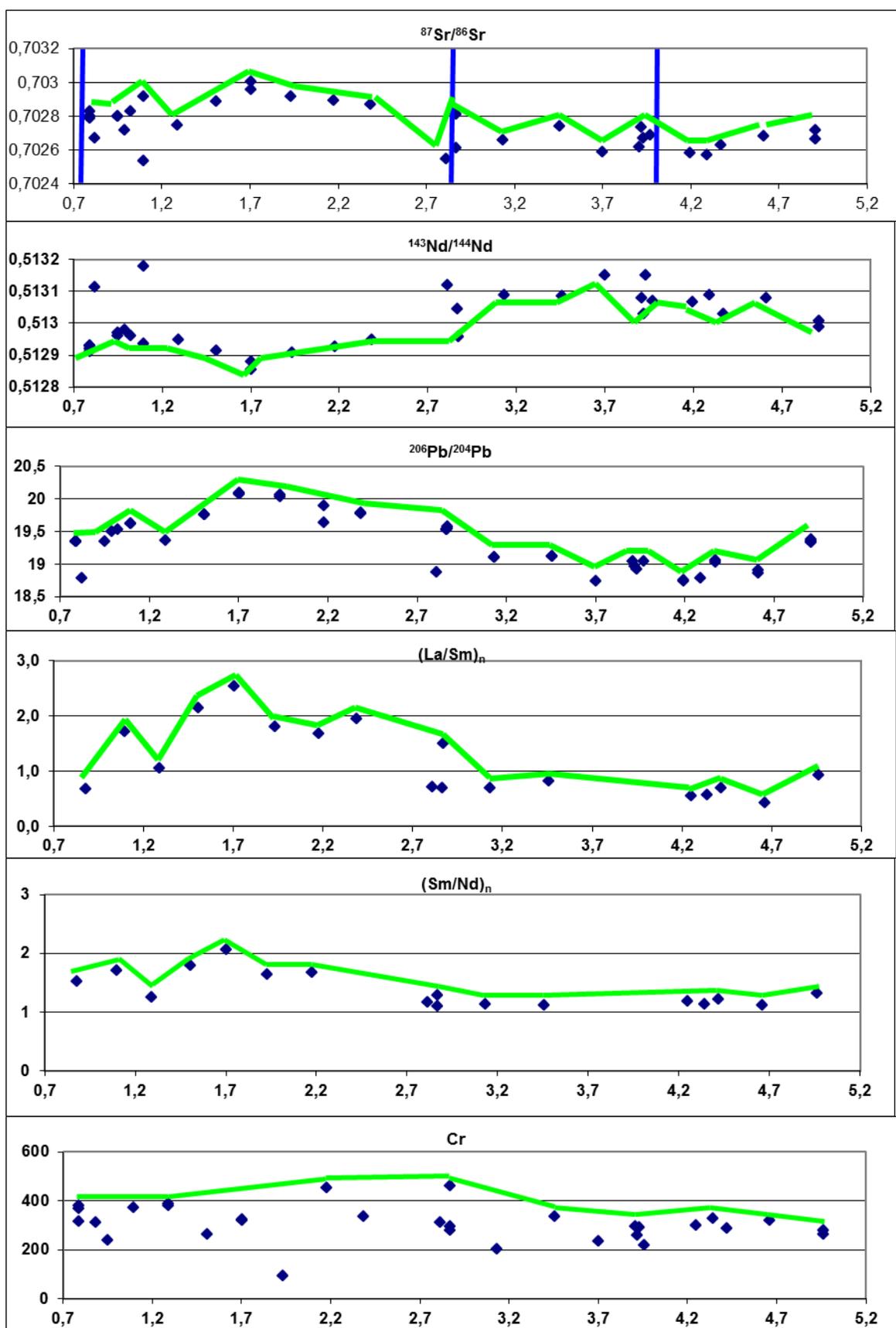


Рис. 4.32 Вдольосевые вариации изотопных и геохимических параметров базальтов полигона Св. Петра.

Вертикальные синие линии - положение разломов: с юга на север: Сан Паулу Св. Петра, Страхова.

числе, расположенном непосредственно в зоне сочленения рифта и разлома Сан Паулу.

Пиковые значения аномалий уменьшаются к югу $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (до 0,70283), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 19,35), $(\text{Ba/La})_n$ (до 1,03) и $(\text{Sm/Nd})_n$ (до 1,51) (рис. 4.32). Аномалии разделены участками (станции С-36,38) с базальтами с низкими значениями этих параметров $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (до 0,702746), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 19,15), $(\text{Ba/La})_n$ (до 0,91) и $(\text{Sm/Nd})_n$ (до 1,24). На геохимических диаграммах базальты этих станций входят в поле базальтов, плавившихся из метасоматизированной деплетированной мантии (см. полигон Габон).

Средний уровень содержания Cr (310-380 г/т до 450 г/т) в базальтах *Аномалии 1,7°с.ш.* и ее градиентных зон выше, чем в таковых к северу от разлома Св. Петра – 230-320 г/т (рис. 4.32). Если принимать во внимание только деплетированные слабодифференцированные базальты, то в целом концентрации Na_2O (2,59-2,84% и 2,27-2,39%) и TiO_2 (1,33-1,59% и 1,13-1,44%) более высокие в базальтах, расположенных севернее градиентной зоны. Эти наблюдения однозначно указывают на то, что между разломами Сан Паулу и Св. Петра плавление астеносферной мантии происходит в целом при более высоких степенях частичного плавления.

Закономерности вдольосевых вариаций концентраций FeO , MgO , Al_2O_3 и CaO определяются степенью малоглубинной коровой дифференциацией их расплавов (рис. 4.33). Области наиболее дифференцированных базальтов связаны с краевыми участками рифтовых поднятий в центрах спрединговых ячеек (станции С-41,47). Высокие значения FeO/MgO и FeO наблюдаются также вблизи трансформных разломов, но очевидно, что это связано не столько с высокой степенью дифференциации, сколько с более глубинными условиями плавления астеносферы вблизи этих разломов, что и приводит к повышению в расплавах концентрации FeO . Касательно Al_2O_3 (16,23-17,02%) следует также отметить его аномалию в области поднятия 4,61°с.ш.

Характер вдольосевого распределения концентраций Na_2O и TiO_2 (рис. 4.33) зависит от степени дифференцированности базальтов и от пространственного распределения обогащенной мантии. В этой связи следует отметить, что эти параметры указывают еще на два участка распространения обогащенных базальтов, что дополнительно подтверждается и высокими концентрациями P_2O_5 в этих базальтах. По другим петро-геохимическим параметрам эти участки не выделяются, за исключением повышенных концентраций Al_2O_3 (15,45-16,02%). Резкие пикообразные аномалии P_2O_5 (до 0,2%), Na_2O (3,07-3,26%) и TiO_2 (до 1,71-1,88%) наблюдаются в базальтах, примыкающих с обеих сторон к разлому Страхова. К югу от разлома аномалия приурочена к центру спрединговой ячейки (станция 1143), а к северу к угловому поднятию (станции 1107, 1108). Эти базальты по всем параметрам близки к соответствующему типу базальтов поднятия 4,61°с.ш. (станция 1161).

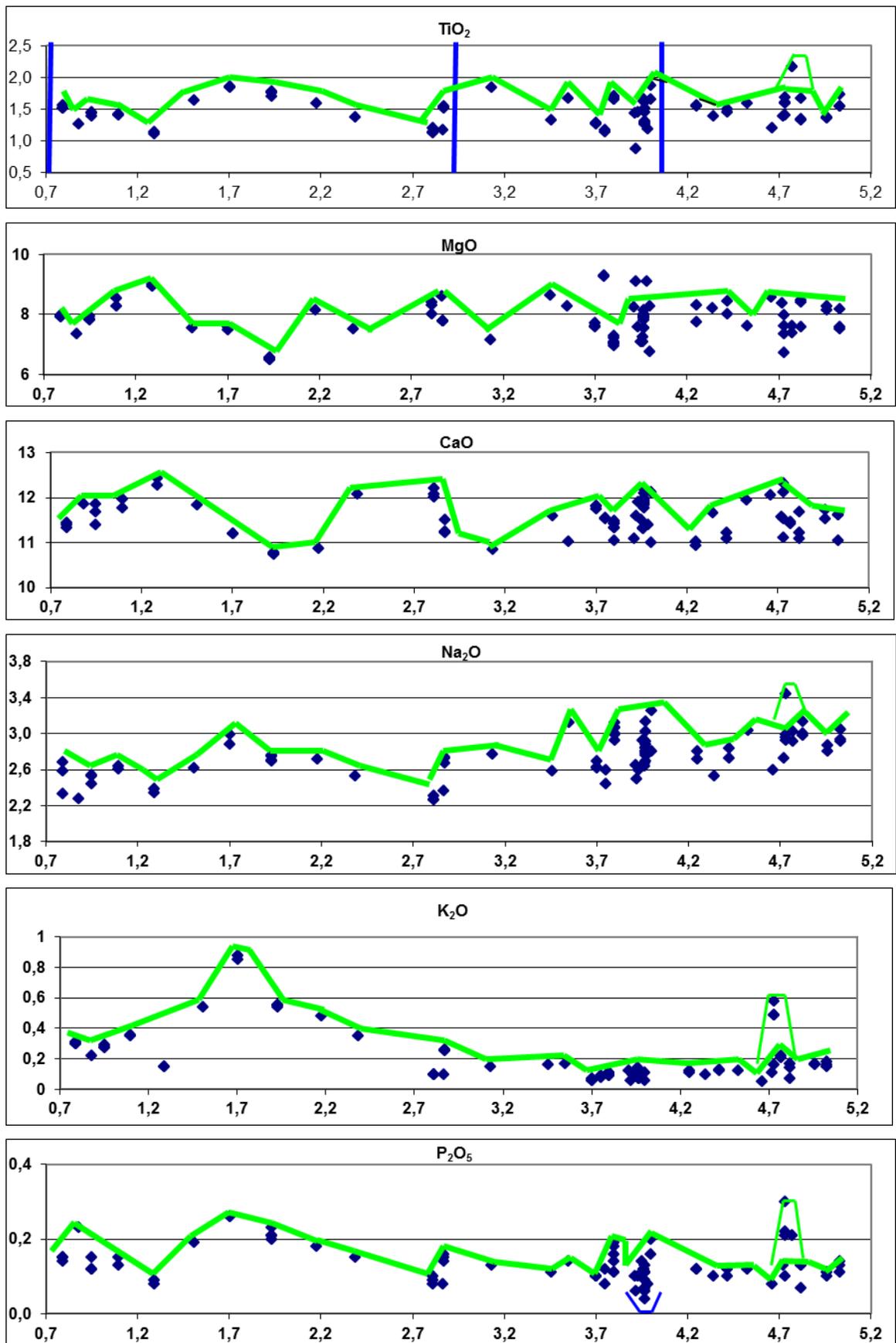


Рис. 4.33 Вдольосевые вариации петрохимических параметров базальтов полигона Св. Петра.

Вертикальные синие линии аналогичные таковым на рис. 4.32.

Обсуждение результатов

Дж. Шиллинг с соавторами (1994) связывают образование геохимической *Аномалии 1,7°с.ш.* с действием плюма глубинной мантии Сьерра Леоне, являющегося носителем компонента НМУ. Этот плюм поднялся около 80-100 млн. лет назад и на своей ранней стадии привел к образованию поднятий Сeara и Сьерра Леоне. По мнению этих авторов, в настоящий момент подводящий канал этого плюма локализован несколько восточнее осевой зоны САХ напротив *Аномалии 1,7°с.ш.* Высота рельефа в районе *Аномалии 1,7°с.ш.*, хотя и повышенная по отношению к смежным сегментам САХ, но резко уступает высоте гребневой зоны в районе полигона Габон между разломами Вознесения и Бодe Верде. Очевидно, что на данный момент активность плюма Сьерра Леоне сильно редуцирована, объема и температуры его материала недостаточно, чтобы поддерживать функционирование горячей точки, поэтому точное его местоположение неясно. Вероятно, последние порции вещества этого плюма, ранее поднятые с границы ядро-мантия, на настоящий момент сохраняются в верхней мантии вблизи осевой зоны САХ и влияют на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга. Отражением этого влияния является то, что базальты *Аномалии 1,7°с.ш.* в сравнении с базальтами полигона Габон, на формирование которых оказывает влияние более удаленный плюм Св. Елены, отличаются большей степенью обогащенности веществом компонента НМУ, что проявляется в более высоких отношениях изотопов свинца. Дополнительно мантийный источник этих базальтов имеет незначительный вклад компонента ЕМ, на что указывают их более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкие - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ по сравнению с обогащенными и щелочными базальтами полигона Габон.

На примере полигона Габон было показано, что одним из способов влияния плюмов глубинной мантии на осевую аккрецию коры является увеличение мощности микроплюмов обогащенной мантии, поднимающихся с подошвы верхней мантии. Как показано в главе 3, в данном районе также следует ожидать подъема микроплюма, испытывающего влияние вещества плюма Сьерра Леоне. Учитывая характер рельефа гребневой зоны (см. главу 3), длительность функционирования этого микроплюма составляет около 6 млн. лет.

Как и в случае с полигонами Габон и Романш, часть обогащенных базальтов *Аномалии 1,7°с.ш.* в соответствии с их геохимическими показателями плавилась на глубинах промежуточных между малоглубинным уровнем плавления деплетированных расплавов и глубинным уровнем плавления щелочных расплавов, что характерно для вещества поднимающегося микроплюма.

Район подъема микроплюма определяет центр подосевого апвеллинга, а, следовательно, и область максимального плавления деплетированных расплавов, что

приводит к формированию высокого осевого рельефа над ней. В этой связи интересен факт пространственного разобщения участка с наиболее высоким рельефом (1,82° с.ш.) и участка, где развиты наиболее обогащенные базальты (*Аномалия 1,7° с.ш.*). Это свидетельствует о том, что в этом районе существует еще один способ образования обогащенных базальтов, а именно, путем смешения деплетированных и глубинных щелочных расплавов. Последние генерируются непосредственно из вещества плюма Сьерра Леоне и могут быть по составу близки к составу щелочного базальта этого полигона. Естественно, такие смешанные расплавы имеют больше шансов проявиться вблизи места локализации вещества плюма, но в стороне от района наиболее объемного плавления деплетированных расплавов.

Наличие к северу от *Аномалии 1,7° с.ш.* градиентной зоны постепенного уменьшения параметров, характеризующих степень обогащенности базальтов, протягивающейся примерно до разлома Страхова, высокий рельеф градиентной зоны и прямолинейность рифта на сегменте до разлома Св. Петра позволяют предположить, что на данном участке существует подосевой поток обогащенной мантии, направленный к северу от места подъема микроплюма, идвигающийся на глубинном уровне зоны магмогенерации обогащенных толеитов. Отсутствие такого потока в южном направлении, очевидно, связано с охлаждающим эффектом разлома Сан Паулу. По мере удаления от центра аномалии поток обогащенной мантии ослабевает, в базальтах, плавившихся в его дистальной части к северу от разлома Св. Петра, наблюдается рассогласование между относительно высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $(\text{Ba}/\text{La})_n$, TiO_2 и Na_2O , с одной стороны, и низкими - $(\text{La}/\text{Sm})_n$, K_2O , с другой стороны. Такие взаимоотношения указанных параметров свидетельствуют о том, что происходит плавление вещества потока в ходе его движения, приводящее к его обеднению некогерентными и обогащению умеренно некогерентными элементами.

Как и в случае с полигоном Габон, в пределах градиентной зоны *Аномалии 1,7° с.ш.* вблизи нетрансформных смещений наблюдаются локальные менее амплитудные аномалии геохимических и изотопных показателей. Причина их появления, по-видимому, та же, что и на полигоне Габон, это охлаждение вещества вдольосевого потока микроплюмового вещества под разломной зоной.

К югу и к северу от *Аномалии 1,7° с.ш.* существуют пиковые локальные аномалии изотопных и геохимических показателей, а также концентраций K_2O , приуроченных к небольшим поднятиям, в том числе, такое поднятие существует непосредственно в зоне интерсекта рифта и трансформа Сан Паулу (станции С-35,37). На юге эти аномалии встречаются чаще, их амплитуды уменьшаются в сторону от *Аномалии 1,7° с.ш.* Вблизи этих

аномалий развиты слабообогатенные базальты, плавившиеся, как показывают геохимические данные, в малоглубинных условиях из деплетированной мантии, метасоматизированной под действием более глубинных расплавов. Какова природа этих локальных аномалий? Геохимические особенности базальтов этих аномалий показывают, что их исходные расплавы это смесь деплетированных расплавов и расплавов, обогащенных литофильными элементами, а пониженные концентрации SiO_2 и повышенные – FeO свидетельствуют о большой глубине формирования последних. В этой связи в настоящей работе предполагается, что обогащенные расплавы этой смеси это глубинные щелочные расплавы, возникшие непосредственно при плавлении вещества плюма Сьерра Леоне. Если это так, то рассредоточенность каналов поставки щелочных расплавов указывает на растекание глубинного плюмового материала. В главе 3 на основе анализа особенностей строения океанического дна в провинции Сьерра Леоне показано, что в этой части САХ существует вдольосевой поток мантийного материала, достигающий разлома Богданова. В то же время мы наблюдаем, что градиентная зона *Аномалии 1,7°с.ш.*, связанная с растеканием микроплюмового вещества, простирается всего на 110 км. Значит должен быть еще более глубинный поток, распространяющийся на гораздо большие расстояния. Этим потоком и может быть поток, инициируемый плюмом Сьерра Леоне, вещество которого, как было высказано предположение выше, локализуется в верхней мантии вблизи осевой зоны спрединга. Проявлениями южной ветви этого потока могут быть не только базальты локальных аномалий к югу от *Аномалии 1,7°с.ш.*, но и щелочные вулканиты массива скал Св. Петра и Павла, и обогащенные толеиты северного и южного рифтов политрансформа Сан Паулу, и даже, возможно, щелочные базальты *Зоны перегиба* разлома Романш, о чем говорилось при обсуждении закономерностей пространственных вариаций вулканитов полигона Романш. Описанные в главе 3 дискордансы между простирающимися структурными элементами рифтовой долины и региональным простираением САХ показывают, что более глубинный поток обогащенной мантии следует не столько вдоль оси спрединга, сколько вдоль зоны подосевого мантийного апвеллинга. Как видно, магматическое дренирование этого потока приурочено к ослабленным зонам в литосфере, которые, по-видимому, продолжают вниз таковыми в подлитосферной мантии.

В пределах полигона Св. Петра к северу от разлома Страхова диагностируется еще одна геохимическая аномалия, сопряженная с поднятием $4,61^\circ\text{с.ш.}$ В этом районе на обоих флангах в пределах гребневой зоны развиты изометричные поднятия. В главе 3 показано, что в этом районе сформировалась аномальная спрединговая ячейка, и соответственно можно ожидать, что это место подъема микроплюма обогащенной мантии. На западном фланге

поднятия 4,61° с.ш. развиты слабообогатенные базальты с очень высокими концентрациями Na_2O , P_2O_5 и TiO_2 , на восточном фланге - обогатенные разновидности, отличающиеся от обогатенных базальтов *Аномалии 1,7° с.ш.* существенно более высокими концентрациями Na_2O , Al_2O_3 , CaO и P_2O_5 и меньшими концентрациями MgO и FeO при данных значениях K_2O (0,49%). Очевидно, что такое разнообразие базальтов этой аномалии отражает эволюцию вещества микроплюма в ходе его подъема и плавления, суть которой заключается в последовательном уменьшении концентраций некогерентных и в относительном наращивании концентраций умеренно некогерентных элементов.

В главе 3 также было показано, что к северу от разлома Страхова аномальные спрединговые ячейки следуют друг за другом с большой частотой. К югу от поднятия 4,61° с.ш. такая ячейка располагается непосредственно севернее разлома Страхова. Петрохимия базальтов углового поднятия северного интерсекта этого разлома свидетельствует о том, что в этом районе был мощный вулканический центр, в котором, в том числе, формировались и базальты, обогатенные умеренно несовместимыми элементами и плавившиеся при высоких степенях частичного плавления.

За пределами геохимических аномалий, как и на других полигонах, наблюдается тенденция к преобладанию базальтов высококальциевой серии в центральных, а низкокальциевой серии - в дистальных частях спрединговых ячеек, а наиболее высокодифференцированных пород - по периферии наиболее крупного осевого поднятия.

Еще одной особенностью полигона Св. Петра является наличие группы высокомагнезиальных базальтов близких к базальтам типа TOP-1, являющихся индикаторами более глубоких и высокотемпературных условий плавления астеносферной мантии (например, Суцевская, 2007). Они сконцентрированы к югу от разлома Св. Петра, т.е. там, где на процессы осевой аккреции коры оказывает влияние плюм глубокой мантии. Также в целом концентрации Sr в базальтах выше в базальтах к югу от разлома Св. Петра. Поскольку концентрации Sr возрастают в расплаве с повышением степени частичного плавления, то это означает, что прогрев мантии на уровне зоны магмогенерации больше вблизи *Аномалии 1,7° с.ш.* Если принимать во внимание только деплетированные слабодифференцированные базальты, то в целом концентрации Na_2O и TiO_2 выше в базальтах к северу от разлома Св. Петра, что свидетельствует о том, что в целом в этой части полигона имеют место более низкие степени частичного плавления.

Интересны сопоставления составов базальтов полигонов Св. Петра и Габон, осевые зоны спрединга которых развиваются под влиянием плюмов глубокой мантии. Деплетированные базальты первого из них плавилась в среднем при более низких степенях

частичного плавления (в среднем более высокие значения Na_2O и TiO_2), а обогащенные толеиты, напротив, при более высоких степенях плавления (в частности более высокие концентрации Cr и Ni) и на больших глубинах. Это означает, что плюм Сьерра Леоне в большей мере нагревает вещество подосевого микроплюма обогащенной мантии, чем плюм Св. Елены, но сам микроплюм, нагретый плюмом Св. Елены, будучи заметно большим по объему, нагревает астеносферную мантию в большей мере, чем таковой в районе действия плюма Сьерра Леоне.

4.2.7 Полигон Сьерра Леоне

Полигон Сьерра Леоне стыкуется с полигоном Св. Петра в районе 5°с.ш. и продолжается на север до разлома Богданова (рис. 1.1). В пределах полигона располагается крупное нетрансформное смещение Сьерра Леоне и ряд более мелких нетрансформных смещений. Напомним, что участок этого полигона, включающий слепой рифт, отходящий к северу от разлома Сьерра Леоне, ранее был назван *Рудным полигоном* (рис. 3.18).

Необходимо отметить две важных структурных особенности полигона. На его южной границе располагается наиболее приподнятая часть рифтовой долины, сопряженная с крупными симметричными поднятиями в гребневой зоне. Все вместе они образуют поднятие 5°с.ш. общим поперечным размером около 50 км высотой до 1500 м. Как уже говорилось, к югу от него на расстоянии около 40 км располагается меньшее по размерам поднятие $4,61^\circ\text{с.ш.}$ К северу от поднятия 5°с.ш. также находятся два последовательно менее крупных поднятия $5,4^\circ\text{с.ш.}$ и $5,65^\circ\text{с.ш.}$ Все охарактеризованные поднятия образуют единую структуру, центром которой является поднятие 5°с.ш.

Второй структурной особенностью полигона является то, что долина трансформного разлома Богданова в районе его южного интерсекта перегороджена неовулканическим хребтом, идущим с более южного сегмента САХ.

Основная масса базальтов драгирована в гребневой и осевой зонах САХ в ходе 22-го рейса НИС «Академик Страхов», 10-го рейса НИС «Академик Иоффе», 22-го рейса НИС «Профессор Логачев» (Пейве и др., 2001, Пущаровский и др., 2002, 2004, Сколотнев и др., 2003а, 2003б, Бельтнев и др., 2004). Базальты в зонах нетрансформных смещений и разлома Богданова ассоциируют с габброидами и серпентинизированными перидотитами, на других участках подняты только базальты. Анализ состава и геохимии базальтов производится по результатам статьи (Сколотнев и др., 2003б). Изотопные данные (табл. 4.1) и часть геохимических данных (табл. 4.4) приводятся впервые. Выборка представлена только базальтами, без стекол. Схема опробования приведена на рис. 3.18.

Особенности состава базальтов

Основную группу базальтов образуют умеренно и слабодифференцированные разности ($\text{FeO/MgO} = 0,77-1,55$). Высокодифференцированные базальты ($\text{FeO/MgO} = 1,58-1,88$) встречаются на *Рудном полигоне* (ст. 1022, 25, 27, 2230) и во впадине Маркова, из их расплавов фракционировали кислый плагиоклаз, апатит и Fe-Ti рудный минерал (ы).

На диаграммах $\text{FeO/MgO} - \text{K}_2\text{O}, \text{P}_2\text{O}_5$ выделяются три группы образцов: деплетированные с возрастанием K_2O от 0,08% до 0,17% и P_2O_5 от 0,07 до 0,16%, слабообогатенные - 0,14%-0,2% и 0,1-0,18% и обогатенные базальты с $\text{K}_2\text{O} = 0,19-0,73\%$ и $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,11-0,33\%$ (рис. 4.34).

Деплетированные и слабообогатенные базальты разделяются на высококальциевую и низкокальциевую серии пород. С ростом FeO/MgO (0,98-1,55) снижаются концентрации CaO в низкокальциевой серии от 10,8% до 10,36%, в высококальциевой – 11,5-10,9% (рис. 4.34), при средней разнице в уровнях концентраций - 0,6%.

Породы высококальциевой серии преимущественно низкотитанистые ($\text{TiO}_2 = 1,09-1,36\%$) и имеют высокие значения $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3$ (0,71-0,76), они преобладают среди базальтов центральных (ст. 2239, 1019, 1045, 1055, 1010, 1016) и промежуточных частей (ст. 1012, 1060, 1072) срединных ячеек. В тоже время базальты ст. 1012, 1016 и 1055 имеют более высокие концентрации TiO_2 (1,54-1,76%), K_2O (0,17-0,2%) и P_2O_5 (0,14-0,18%). Очевидно, что повышенные концентрации $\text{TiO}_2, \text{K}_2\text{O}$ и P_2O_5 в этих базальтах есть следствие примеси обогащенного материала.

Базальты низкокальциевой серии это преимущественно высокотитанистые ($\text{TiO}_2 = 1,43-1,71\%$) и высоконатровые ($\text{Na}_2\text{O} = 2,63-2,97\%$) породы, среди них преобладают разности с более высокими концентрациями FeO (9,46-11,17%), MgO (7,38-8,97%) при тех же самых значениях FeO/MgO , они преобладают среди базальтов дистальных частей (станции 2244, 2246, 1003, 1005, 1028, 1031), к каковым, в частности, относятся и впадина Маркова (станции 1032, 1040) и *Рудный полигон* (станции 2234, 1022, 1025, 1027), но встречаются и в промежуточных (станции 2235, 2238, 1012, 1036, 1039, 1060), и в центральных (станции 1016, 1045, 1055) частях ячеек.

Закономерно среди пород низкокальциевой серии большое количество образцов с низкими отношениями $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3$ (0,67-0,72) и умеренными значениями Al_2O_3 (14,74-15,83%), но встречаются и образцы с пониженными концентрациями Al_2O_3 (14,32-14,94%) и соответственно с высокими $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3$ (0,72-0,77). Последние преобладают на станции 2244, находящейся в зоне нетрансформного смещения $6,8^\circ\text{с.ш.}$ Возможное объяснение низких концентраций Al_2O_3 в том, что исходные расплавы этих базальтов претерпели высокобарическое фракционирование плагиоклаза.

Часть низкотитанистых базальтов имеет непропорционально высокие концентрации

P_2O_5 (0,15-0,2%), они встречаются вдоль всего полигона (станции 1016, 1032, 1039), но больше всего их сконцентрировано в разломной зоне Богданова (станции 1003, 1005) и в сегменте, примыкающем к нему с юга (станции 2244, 2246). Другие же базальты приразломного сегмента характеризуются непропорционально высокими концентрациями TiO_2 (1,71-1,78%), а в разломной зоне широко развиты и обогащенные базальты с $K_2O = 0,32-0,39\%$ и P_2O_5 (0,18%) с непропорционально (в зависимости от величин K_2O и FeO/MgO) высокими концентрациями Na_2O (3,18-3,54%).

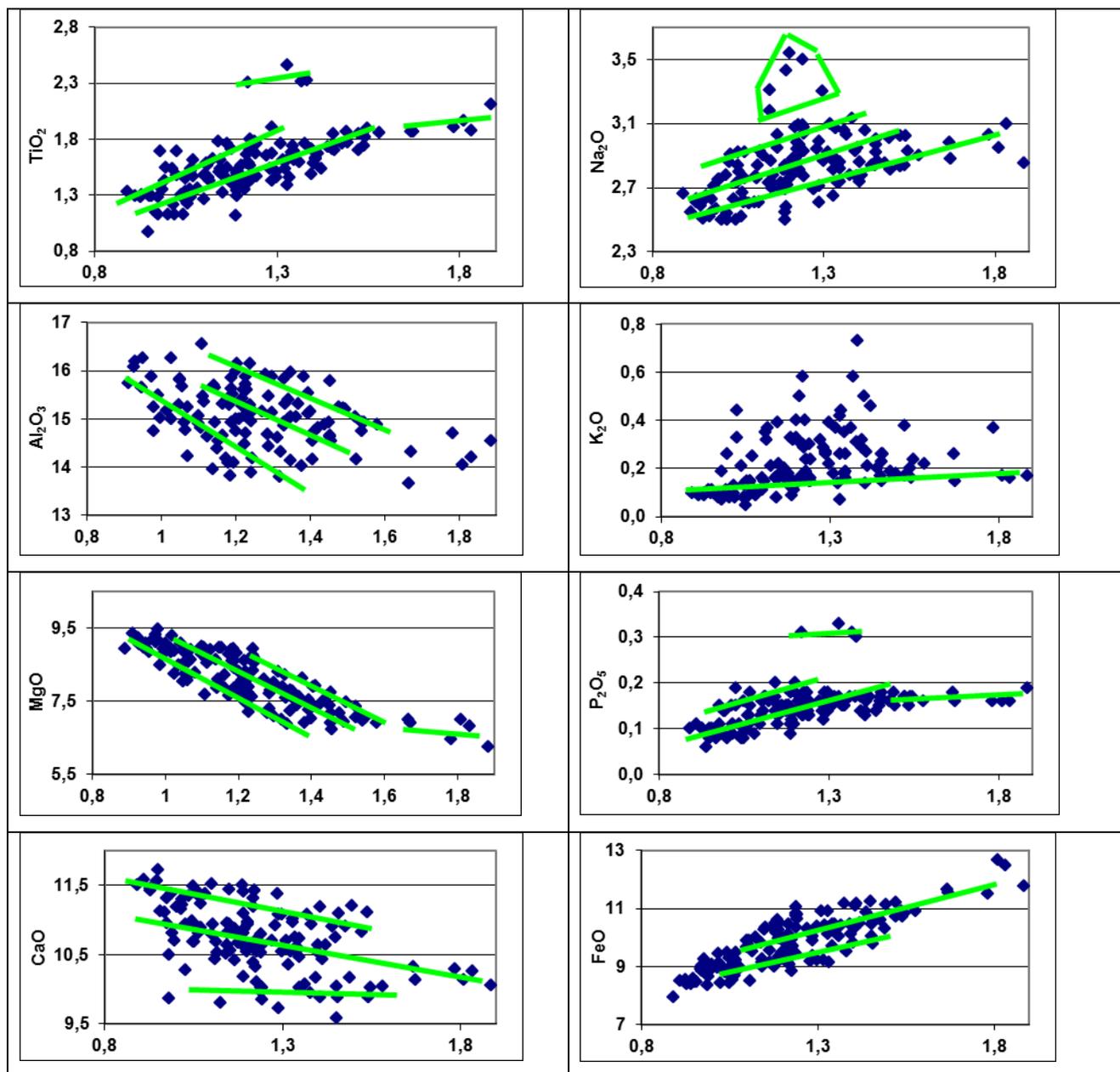


Рис. 4.34 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) в зависимости от степени дифференцированности (FeO/MgO) базальтов полигона Сьерра Леоне.

Большая группа базальтов характеризуется более низкими концентрациями CaO (в среднем на 0,5%), чем базальты низкокальциевой серии. Это также высоко натровые и титанистые и низко железистые и магнезиальные базальты и встречаются они в тех же структурных позициях – в дистальных частях спрединговых ячеек: приразломный сегмент у разлома Богданова, *Рудный полигон* и впадина Маркова. Скорее всего, очень низкокальциевые базальты отражают условия плавления при наиболее низких степенях частичного плавления в районе полигона Сьерра Леоне.

На диаграмме FeO/MgO - Al₂O₃ (рис. 4.34) выделяется небольшая группа базальтов с наиболее высокими концентрациями Al₂O₃ (15,79-16,55%) при тех же самых значениях FeO/MgO (1,11-1,45). В основном они не обнаруживают какой-либо связи с поведением других оксидов и встречаются во впадине Маркова и на *Рудном полигоне*. Однако высокоглиноземистые базальты северного интерсекта разлома Богданова (ст. 1003), это как раз те, которые имеют очень высокие концентрации Na₂O.

Базальты полигона Сьерра Леоне разделяются еще на две серии: высокомагнезиальную (MgO = 7,38-8,99%) высокожелезистую (FeO = 9,47-10,7%) и низкомагнезиальную (MgO = 6,72-8,28%) низкожелезистую (FeO = 8,467-9,84%). Разница между ними в содержаниях MgO в среднем 0,6%, FeO – 0,9% при тех же самых значениях FeO/MgO (1,1-1,45) (рис. 4.34). Эти серии накладываются на высоко- и низкокальциевые серии, что означает, например, что среди высококальциевых базальтов есть представители как высокомагнезиальной, так и низкомагнезиальной серий. В базальтах высокомагнезиальной серии уровни MgO и FeO выше, чем у базальтов других полигонов, однако следует отметить, что на полигонах Габон, Св. Петра встречаются группы базальтов, попадающие на тренды вариаций базальтов высокомагнезиальной серии, которые были соотнесены с толеитами типа TOP-1. Очевидно, что базальты высокомагнезиальной серии полигона Сьерра Леоне можно также связать с расплавами, выплавлявшимися при больших температурах (высокие значения MgO) и на больших глубинах (высокие значения FeO), чем базальты низкомагнезиальной серии.

Базальты высокомагнезиальной серии распространены там, где встречены обогащенные базальты: *Рудный полигон*, впадина Маркова и станции 1036, 1039 и 1055. Последние находятся в южной части полигона, где на его западном фланге распространены наиболее обогащенные породы. Очевидно, что можно ожидать, что на условия плавления астеносферной мантии в данных районах повлияло дополнительное тепло, источником которого является носитель обогащенного материала.

Еще один участок широкого распространения высокомагнезиальных базальтов это приразломный сегмент к югу от разлома Богданова (ст. 2244, 2246, 2247, 1007), где отсутствуют обогащенные базальты и где развит мощный неовулканический хребет,

вдающийся в разломную долину и перегораживающий ее. Очень важно отметить, что высокомагнезиальные базальты приразломного сегмента характеризуются низкими и очень низкими концентрациями CaO и высокими концентрациями TiO₂ и Na₂O.

Вариации составов обогащенных базальтов полигона Сьерра Леоне во многом перекликаются с таковыми у деплетированных и слабообогащенных базальтов. Следовательно, на их состав влияют условия плавления расплавов и характер их дифференциации, поэтому для того, чтобы оценить влияние на их состав фактора обогащенности, необходимо оперировать с образцами, имеющими наиболее низкие значения FeO/MgO, близкие значения показателя CaO/Al₂O₃ и принадлежащими к одинаковым сериям: низко или высокомагнезиальной. Наиболее представительной оказалась выборка образцов, имеющих низкий уровень CaO/Al₂O₃ (0,67-0,71), представляющих низкомагнезиальную серию. Закономерности вариаций состава таких образцов рассмотрены при анализе диаграмм K₂O – оксид (рис. 4.35). Вариации концентраций SiO₂ (48,9-50,2%), Al₂O₃ (14,92-16,55%), FeO (8,89-9,53%), CaO (10,43-11,5%), TiO₂ (1,55%-1,68%) у обогащенных базальтов широки и не обнаруживают каких-либо закономерностей. Но у наиболее высококалиевых образцов (K₂O = 0,6-0,73%), встреченных на станции 1057, резко большие концентрации TiO₂ (до 2,33%) и меньшие - SiO₂ (до 46,76%). Единые тренды возрастания значений с ростом K₂O от 0,26% до 0,73% отмечаются для Na₂O (2,75-3,13%), P₂O₅ (0,14-0,3%) и уменьшения - для MgO (8,93-6,9%). При этом на графике K₂O – Na₂O резко обособляется отдельный тренд более высоких значений Na₂O, образованный базальтами северного интерсекта разлома Богданова, свидетельствуя об иной природе повышенных концентраций Na₂O в этих базальтах.

На одних трендах с данной выборкой обогащенных базальтов полигона Сьерра Леоне располагаются и значения соответствующих оксидов обогащенных базальтов поднятия 4,61°с.ш. полигона Св. Петра, но один из них (K₂O = 0,58%) выделяется резко более высокими концентрациями Na₂O (3,44%) и P₂O₅ (0,3%). Одновременно на этом поднятии имеются слабообогащенные образцы (K₂O = 0,22%) с очень высокими концентрациями TiO₂ (2,17%) и с повышенными - Na₂O (2,92-3,02%) и P₂O₅ (0,22%).

Наиболее обогащенные образцы распространены в юго-западной части полигона на поднятии 5,65°с.ш. (ст. 1036, 1037, 1057), располагающемся на западном фланге гребневой зоны. Напротив него в рифтовой долине обогащенных базальтов нет. Также обогащенные образцы встречены на юге полигона на северном фланге поднятия 5°с.ш. (ст. 1046). Умеренно обогащенные базальты слагают впадину Маркова, *Рудный полигон*, фланги гребневой зоны на сегменте САХ между нетрансформными смещениями Сьерра Леоне и

6,8°с.ш. (ст. 1016, 1029) и северный интерсект разлома Богданова.

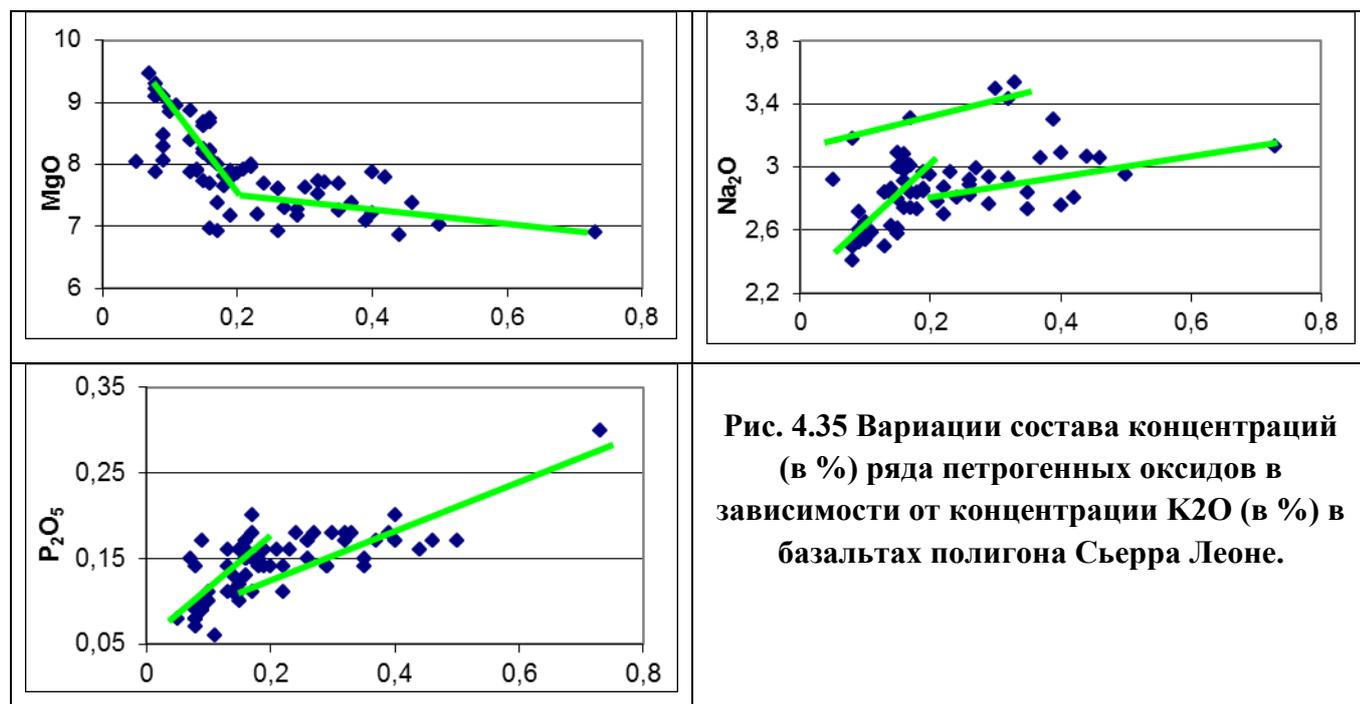


Рис. 4.35 Вариации состава концентраций (в %) ряда петрогенных оксидов в зависимости от концентрации K_2O (в %) в базальтах полигона Сьерра Леоне.

Особенности геохимии базальтов

Наблюдаются следующие вариации концентраций малых элементов в базальтах полигона Сьерра Леоне. Rb возрастает по мере дифференциации от 1 г/т до 4,6 г/т. У умеренно обогащенных толеитов его значения выше (до 6 г/т), у сильно обогащенных базальтов еще выше (5,2 – 11 г/т). Аналогичные закономерности в поведении других литофильных элементов: Ba 7 - 16 г/т, 81 г/т и 200 – 260 г/т; Sr 120 г/т, 150-200 г/т и 320-350 г/т; Nb 2,4-5,2 г/т, 13 г/т и 28–29 г/т; La 2,4-6,7 г/т, 11 г/т и 22 – 25 г/т. Zr возрастает по мере дифференциации от 60 г/т до 120 г/т, при этом по его концентрациям деплетированные и обогащенные толеиты различаются слабо, у сильно обогащенных базальтов его концентрации несколько выше – 140-150 г/т. Концентрации Y (22-36 г/т) различаются слабо в деплетированных и обогащенных разностях.

В независимости от типа базальтов по мере увеличения степени дифференциации происходит уменьшение концентраций Cr от 420 г/т до 180 г/т и Ni от 220 г/т до 80 г/т.

Спайдерграммы высокообогащенных базальтов поднятий 5°с.ш. и 5,65°с.ш. имеют вид типичный для таковых, имеющих вклад вещества мантийного источника NIMU, - отчетливый Nb-Ta максимум (рис. 4.30), у них имеются и отрицательные аномалии Sr и U. У умеренно обогащенных базальтов (обр. 1068/16) также проявляется слабая аномалия Nb-Ta, но на спайдерграммах деплетированных базальтов она отсутствует.

На диаграмме $(\text{Nb/La})_n - (\text{Sm/Yb})_n$ подобно таковой для базальтов полигона Габон наблюдается субгоризонтальный тренд, образованный деплетированными и слабо обогащенными базальтами с низкими значениями $(\text{Sm/Yb})_n$ (0,98-1,34) и варьирующими в большом диапазоне значениями $(\text{Nb/La})_n$ (0,43-1,17) (рис. 4.31). Также наблюдается субвертикальный тренд в области наиболее высоких значений $(\text{Nb/La})_n = 1,2-1,3$ при широком диапазоне $(\text{Sm/Yb})_n = 1,5-2,1$, образованный высоко обогащенными базальтами

Табл. 4.4 Концентрации элементов-примесей (в г/г) в базальтах полигонов Сьерра Леоне и Долдрамс

	I1068/8	I1046/1	I1057/3	I1060/7	I1068/16	I1072/1	S0631/9	S0654/3	S0656/10	S0656/39
Rb	0,28	1,80	7,14	1,05	0,54	0,24	2,31	2,31	2,31	2,13
Ba	17,1	71,1	130,0	11,5	20,0	9,3	7,6	10,2	11,9	8,0
Th	0,03	1,14	2,37	0,19	0,36	0,15	0,19	0,17	0,23	0,15
Ta	0,06	1,01	2,55	0,17	0,45	0,17	0,18	0,17	0,15	0,18
Nb	0,40	14,00	28,00	2,17	6,11	2,16	2,46	2,88	3,40	2,34
U	0,01	0,31	0,74	0,05	0,16	0,08	0,12	0,08	0,15	0,19
La	0,90	11,00	21,89	2,41	3,85	1,81	4,12	3,71	4,61	2,89
Ce	2,63	25,05	46,08	8,13	11,80	6,11	14,19	11,80	14,03	9,71
Pb	0,37	0,83	1,38	0,51	0,66	0,40	0,69	0,50	0,80	0,47
Sr	136	200	369	128	130	120	140	150	150	132
Pr	0,43	3,31	5,80	1,31	1,89	1,05	2,39	2,02	2,42	1,66
Nd	2,31	14,90	23,82	7,00	9,81	5,83	13,44	10,92	13,23	9,06
Zr	15	115	139	66	100	60	150	117	133	103
Sm	0,84	3,90	5,16	2,33	3,19	2,04	4,64	3,75	4,47	3,25
Hf	0,45	2,85	3,47	1,71	2,64	1,65	3,30	2,85	3,48	2,34
Eu	0,48	1,53	1,73	0,95	1,14	0,78	1,55	1,43	1,65	1,19
Gd	1,25	4,78	5,36	3,20	4,04	2,68	6,50	5,21	6,23	4,67
Tb	0,23	0,81	0,85	0,57	0,74	0,49	1,13	0,90	1,12	0,82
Dy	1,61	5,18	5,19	4,04	5,03	3,38	7,08	5,78	7,19	5,39
Y	9,0	32,5	32,2	24,7	28,0	19,2	43,8	35,9	44,3	31,3
Ho	0,36	1,12	1,08	0,90	1,11	0,75	1,54	1,26	1,56	1,17
Er	0,98	3,15	2,98	2,60	3,14	2,13	4,58	3,65	4,47	3,44
Tm	0,14	0,47	0,43	0,40	0,48	0,32	0,64	0,52	0,64	0,49
Yb	0,92	2,93	2,74	2,57	3,03	2,03	4,26	3,38	4,22	3,26
Lu	0,13	0,43	0,40	0,38	0,44	0,31	0,64	0,52	0,65	0,49
Cr		290	310	456	345	350	335	207	218	252
Ni		110	130	246	146	181	142	91,2	101	113
V		310	320	204	271	205	332	291	322	251

Примечание. Номера типа I1068/8 - образцы полигона Сьерра Леоне (НИС "Академик Иоффе"), номера типа S0631/9 - образцы полигона Долдрамс (НИС "Академик Страхов"). Методика измерений описана в главе 2.

поднятий 5,65°с.ш. и 5°с.ш. По аналогии с другими полигонами наличие этого тренда есть свидетельство того, что данные базальты образовались из обогащенных толеитовых расплавов, непосредственно выплавлявшихся из обогащенной мантии на промежуточном глубинном уровне плавления.

Субвертикальный и субгоризонтальный тренды соединяются косым трендом, объединяющим базальты, кристаллизовавшиеся из смешанных расплавов: деплетированных малоглубинных и обогащенных промежуточных.

Сходная картина наблюдается и на диаграмме $(\text{Ba/La})_n - (\text{Sm/Yb})_n$ (рис. 4.31): субгоризонтальный тренд с диапазоном $(\text{Ba/La})_n = 0,26-0,55$, субвертикальный тренд с уровнем $(\text{Ba/La})_n = 0,8$ и косой тренд, соединяющий два предыдущих тренда.

Наиболее высокие уровни $(\text{Nb/La})_n$ и $(\text{Ba/La})_n$, наблюдающиеся у обогащенных базальтов поднятия 5,65°с.ш., заметно ниже, чем таковые у обогащенных базальтов полигона Габон, формировавшихся аналогичным способом: 1,5 и 1, соответственно. Можно было бы сказать, что в обогащенном мантийном источнике полигона Сьерра Леоне доля мантийного компонента NIMU более низкая. Однако по уровню концентраций Nb и Ba обогащенные базальты обоих полигонов близки при тех же самых значениях K_2O , но при этом базальты полигона Сьерра Леоне имеют более высокие концентрации La, что отражается и на заметно более высоких значениях $(\text{La/Sm})_n$ (2,37-2,62 против 2,03-2,09). $(\text{Ba/Nb})_n$ (0,5-0,6) и $(\text{Ba/Th})_n$ (0,8-0,9). Таким образом, мантийный источник обогащенных расплавов полигона Сьерра Леоне помимо мантийного компонента NIMU содержит и другой компонент, обогащенный La, Th и Nb.

Диаграмма $(\text{La/Sm})_n - (\text{Sm/Yb})_n$ (рис. 4.31) дает дополнительную информацию о природе обогащенных базальтов полигона Сьерра Леоне. Обогащенные базальты с $(\text{La/Sm})_n = 0,77-1,72$, имеющие в качестве исходных смешанные расплавы, встречены на станциях с поднятия 5°с.ш. (1046, 1045) и с рифтовых гор между поднятиями 5°с.ш. и 5,65°с.ш. (1036, 1037). Большая группа обогащенных базальтов со значениями K_2O ($< 0,3\%$) образует субгоризонтальное поле на низком уровне $(\text{Sm/Yb})_n$ с диапазоном $(\text{La/Sm})_n = 0,63 - 1,13$. По аналогии с другими полигонами в этом поле объединяются базальты, плавившиеся из деплетированной мантии, испытавшей жильный метасоматоз под действием обогащенных расплавов. В эту группу входят базальты *Рудного полигона*, впадины Маркова, фланговых частей САХ к северу от разлома Сьерра Леоне.

Существует прямая зависимость роста концентраций K_2O и P_2O_5 , а для обогащенных базальтов также и TiO_2 , и Na_2O с увеличением $(\text{La/Sm})_n$. Среди деплетированных и слабообогащенных базальтов имеется большая группа вулканитов, у которых при тех же самых значениях $(\text{La/Sm})_n$ отмечаются более высокие концентрации TiO_2 и Na_2O .

Особенности изотопии базальтов

Имеющиеся немногочисленные данные по изотопии базальтов этого района приведены в табл. 4.1. Эти данные показывают, что изотопные отношения свинца, неодима и стронция попадают в одно поле вариаций с базальтами близлежащего полигона Св. Петра, т.е. на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ они располагаются на линии NHRL между мантийными компонентами DM и HIMU, на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ лежат ниже линии NHRL, на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – выше, а на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – ниже линии смешения между мантийными компонентами DM и HIMU (рис. 4.5). Последнее указывает на присутствие в базальтах полигона Сьерра Леоне помимо компонентов DM и HIMU также и компонента EM.

Наиболее обогащенный базальт, драгированный на станции I1057, характеризующей поднятие $5,65^\circ\text{с.ш.}$, имеет существенно более высокие изотопные отношения, чем наиболее обогащенные базальты полигона Св. Петра: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (20,37), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,68), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (40,13), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,703309). По своим изотопным и геохимическим показателям он наиболее близок к щелочным вулканитам г. Картера (Сколотнев и др., 2012г), принадлежащей к горам Гримальди, которые находятся в восточной части Центральной Атлантики, приблизительно напротив данного сегмента САХ.

Вдольосевые вариации состава и геохимии базальтов.

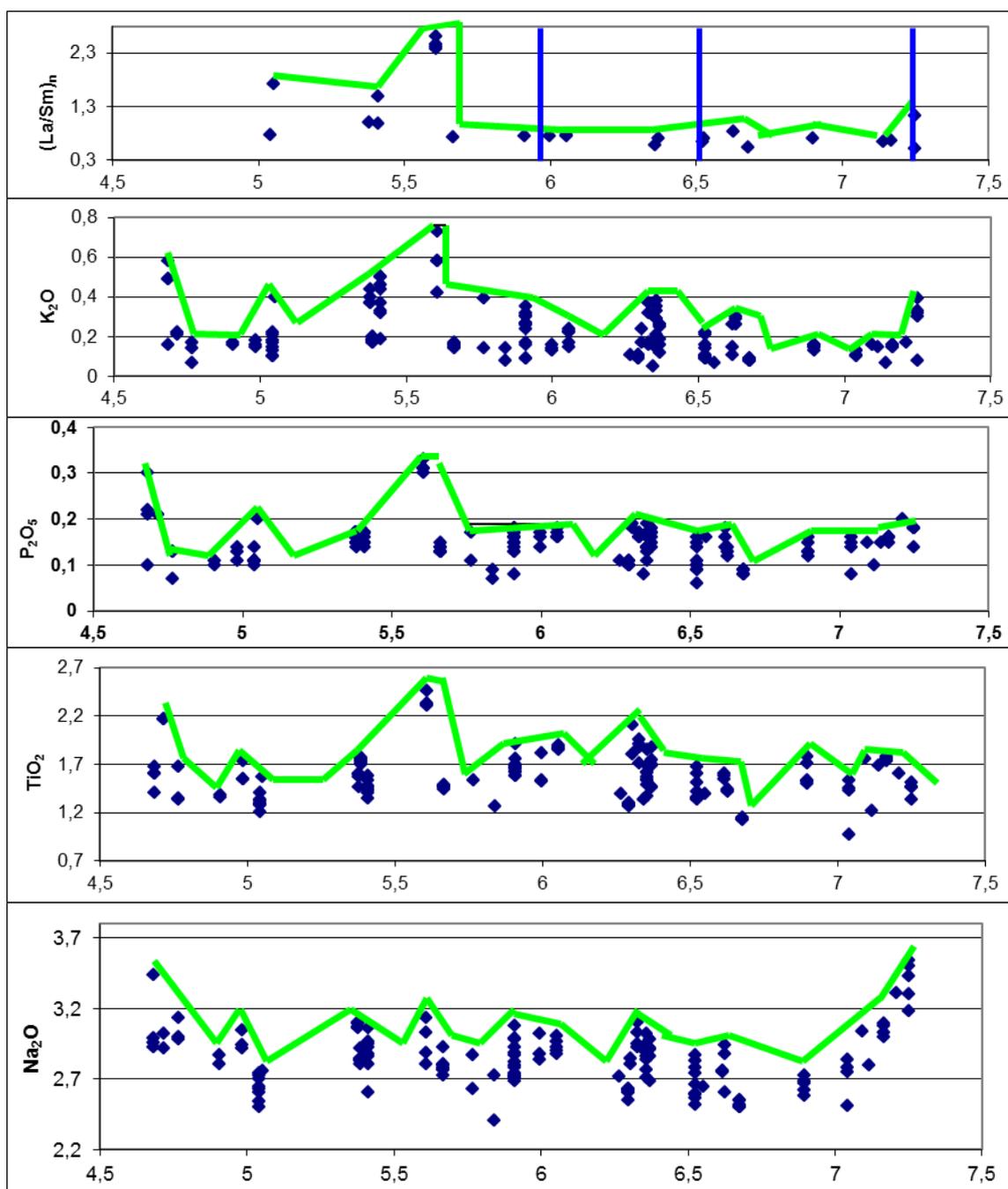
На графике вдольосевых распределений концентраций K_2O и P_2O_5 и отношений $(\text{La}/\text{Sm})_n$ выделяются три максимума, приуроченные к поднятиям гребневой зоны САХ с севера на юг: $5,65^\circ\text{с.ш.}$, 5°с.ш. и $4,61^\circ\text{с.ш.}$ (рис. 4.36). Обогащенные базальты этих поднятий в соответствии с геохимическими данными кристаллизовались из обогащенных расплавов, поднятия находятся в гребневой зоне, тогда как в осевой зоне напротив них развиты деплетированные и слабообогащенные базальты. Значения этих показателей снижаются в стороны от пиковых значений. Геохимический анализ показывает, что в этих градиентных зонах базальты являются продуктом смешения деплетированных и обогащенных расплавов. Максимальное расстояние, на котором встречены базальты такого типа, составляет около 40 км. Далее к северу до *Рудного полигона* распространены умеренно и слабообогащенные базальты, которые в соответствии с их геохимией плавилась из деплетированной мантии, претерпевшей метасоматоз. Еще далее к северу средние уровни значений K_2O , P_2O_5 и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ у осевых базальтов постепенно снижаются до разлома Богданова до 0,1%, 0,13%, 0,64, соответственно, но в приразломном сегменте встречаются базальты с повышенными концентрациями P_2O_5 (0,2%).

На фоне снижения показателей обогащенности базальтов к северу наблюдаются три пикообразных аномалии концентраций K_2O с меньшими значениями (0,38-0,4%), чем

таковые в районе поднятия 5,65°с.ш. Наиболее значимые из них - в районе *Рудного полигона* и впадины Маркова (рис. 4.36).

Еще одна локальная аномалия (K_2O до 0,39%, P_2O_5 до 0,18%) наблюдается к северу от разлома Богданова, которую образуют базальты его северного интерсекта, характеризующиеся также очень высокими концентрациями Na_2O (до 3,54%).

Наиболее высокие значения CaO/Al_2O_3 наблюдаются над центральными частями, а наиболее низкие - над дистальными частями спрединговых ячеек. Очень часто на участках максимумов CaO/Al_2O_3 распространены базальты с повышенными концентрациями CaO , SiO_2 и пониженными - Na_2O и TiO_2 , т.е. базальты высококальциевой серии, на участках с



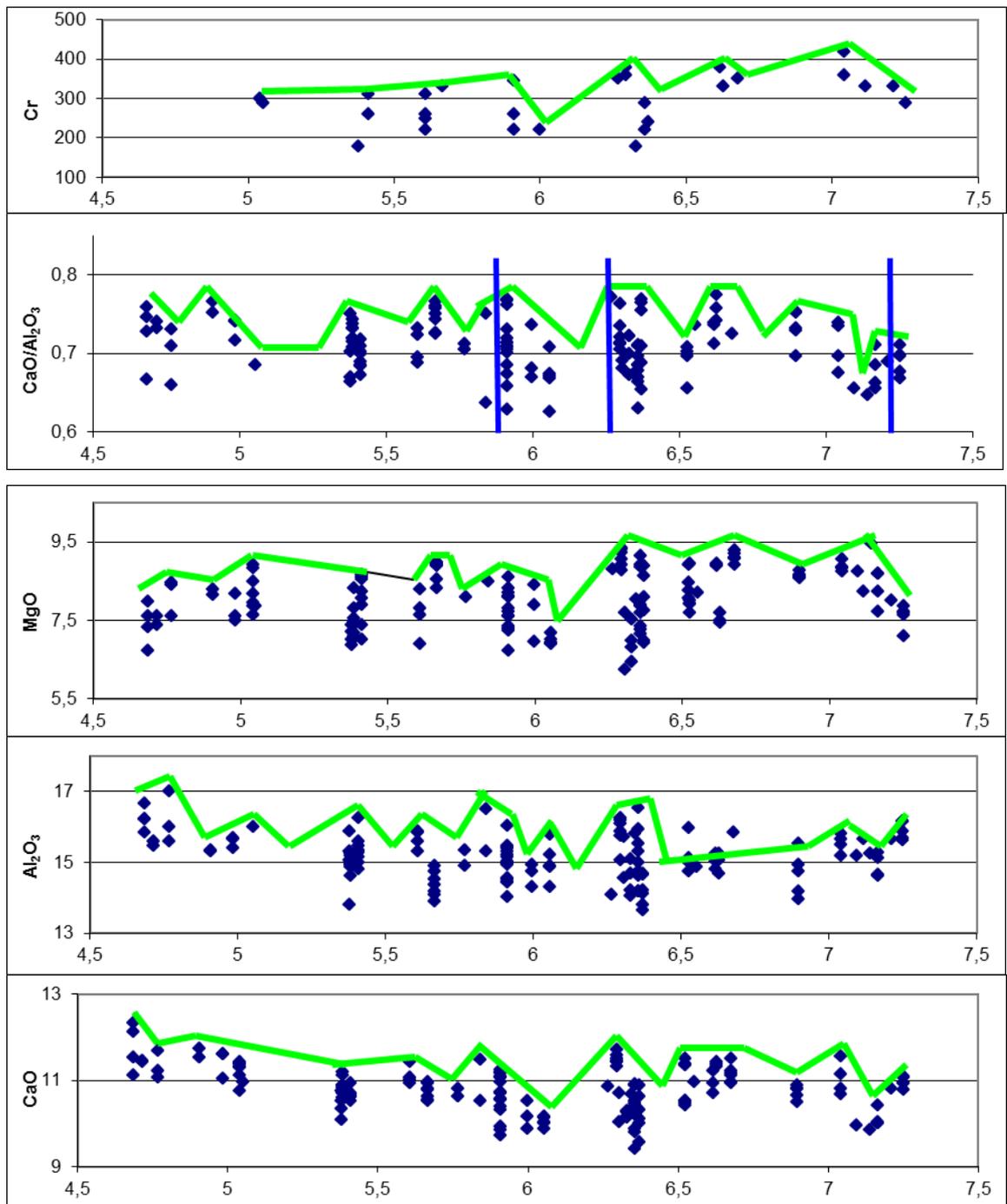


Рис. 4.36 Вдольселевые вариации концентраций петрогенных оксидов (в %), Cr (в г/т) и отношения $(La/Sm)_n$ в базальтах полигона Сьерра Леоне.

Вертикальные линии маркируют с севера на юг: разлом Богданова, разлом Сьерра Леоне и впадину Маркова.

минимумами CaO/Al_2O_3 - базальты низкокальциевой серии (рис. 4.36). Наиболее низконатровые и они же часто и наиболее низкотитанистые базальты встречены в рифтовой долине в районе между поднятием $5,65^{\circ}$ с.ш. и впадиной Маркова на участке, который является центром спрединговой ячейки (станция 1060).

Обращает на себя внимание очень широкий разброс значений $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ среди базальтов впадины Маркова и *Рудного полигона*, т.е. там, где должны доминировать базальты с низкими $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$. На данных участках базальты с высокими $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ имеют пониженные концентрации Al_2O_3 , что, по-видимому, указывает на то, что в этих районах происходит высокобарическое фракционирование плагиоклаза. Отрицательные аномалии Al_2O_3 также закономерно проявляются под некоторыми центрами спрединговых ячеек.

Районы *Рудного полигона* и впадины Маркова особо выделяются и как районы, где встречены базальты с наиболее высокими степенями малоглубинного фракционирования. При этом на обоих участках базальты образуют очень протяженные дифференцированные серии. Еще один участок распространения высокодифференцированных базальтов приурочен к северному окончанию приразломного сегмента (у разлома Богданова). Но здесь базальты не образуют протяженной дифференцированной серии.

Участки распространения высокодифференцированных базальтов – это зоны наиболее амплитудных положительных аномалий FeO/MgO , FeO , Na_2O и менее выраженных – TiO_2 и относительно слабых отрицательных аномалий CaO , Al_2O_3 и MgO .

На вдольосевых графиках положение базальтов высокомагнезиальной высокожелезистой серии определяется по существенно более высокому среднему уровню MgO (8,75%) в приразломном сегменте и прилегающих участках более южного сегмента СХХ (станция 1072), по сравнению с более южными районами полигона (8%) (рис. 4.36). По распределению FeO этот участок никак не выделяется, маскируясь другими факторами, определяющими его поведение. Но очевидна прямая корреляция между MgO и Cr , средний уровень последнего в северных участках – 360 г/т, а в южных – 250 г/т.

На юге полигона имеются две узких аномалии значений MgO – на *Рудном полигоне* и в рифте напротив аномалии $5,65^\circ\text{с.ш.}$, они сопряжены и с такими же аномалиями FeO .

Обсуждение результатов

В значительной степени на состав базальтов полигона Сьерра Леоне оказывают влияние процессы малоглубинного фракционирования расплавов, которые сильно камуфлируют другие процессы и факторы, влияющие на их состав. Участки наиболее дифференцированных пород приурочены к *Рудному полигону* и впадине Маркова. Базальты этих структур образуют протяженные дифференцированные серии, что свидетельствует о наличии длительно функционирующих магматических камер на этих участках, что находит подтверждение и в составе габброидов, широко распространенных в этих структурах (см. главу 5). Высокодифференцированные базальты приурочены также к северному окончанию крупного неовулканического хребта, сформировавшегося вблизи разлома Богданова в результате мощной вспышки вулканической активности. Но здесь базальты не образуют

протяженной дифференцированной серии. Учитывая эти обстоятельства, можно ожидать, что в данном случае имеет место внутрикоровая миграция расплавов от центра вулканической активности, в ходе которой и происходило длительное фракционирование этих расплавов.

Менее контрастно в составе базальтов отражаются различия в условия плавления субстрата в разных частях поднимающихся мантийных диапиров. Тем не менее, такая тенденция намечается и проявляется она в том, что в центральных частях спрединговых ячеек доминируют высококальциевые низкотитанистые базальты, а в дистальных - низкокальциевые высокотитанистые разности. Следует отметить, что уровни СаО в базальтах этих серий на полигоне Сьерра Леоне меньше уровней соответствующих серий полигона Св. Петра в среднем на 0,6%, полигонов Мур и Габон - на 1%. Если сравнить уровни концентраций TiO_2 и Na_2O в базальтах полигона Сьерра Леоне с таковыми у базальтов выше рассмотренных полигонов, то можно отметить следующее. По уровню TiO_2 базальты полигона в целом заметно выше (в среднем на 0,2%), чем базальты полигона Габон, но совпадают с таковыми на полигонах Св. Петра, Мур и Кокс. По уровню Na_2O основная масса базальтов близка к базальтам полигонов Св. Петра, Мур и Кокс, но встреченная здесь группа высоконатровых базальтов отсутствует на вышеуказанных полигонах. Эта группа по уровню Na_2O близка к высоконатровым образцам полигона Романш, но заметно уступает (в среднем на 0,25%) группе очень высоконатровых пород полигона Романш. В целом базальты полигона Сьерра Леоне имеют заметно более высокий уровень Na_2O (на 0,4%), чем базальты на полигоне Габон.

Вблизи тех мест, где концентрируются обогащенные базальты, появляются высокомагнезиальные, высокожелезистые, низконатровые и низкотитанистые базальты, близкие к типу TOP-1, свидетельствуя о том, что на этих участках мантия имеет большую температуру по сравнению со смежными участками. Наиболее ярким примером этого является центр спрединговой ячейки (станция 1060) между поднятием 5,65°с.ш. и впадиной Маркова. Это подтверждает наши представления о том, что образование обогащенных базальтов связано с подъемом микроплюмов обогащенной мантии.

Геохимические и изотопные характеристики присутствующих на полигоне обогащенных базальтов также свидетельствуют о микроплюмовой активности на площади полигона Сьерра Леоне. Геохимический анализ обогащенных базальтов поднятий 5,65°с.ш., 5°с.ш. и 4,61°с.ш. свидетельствует о том, что они кристаллизовались из обогащенных толеитовых расплавов, непосредственно генерированных из обогащенной мантии. Близко расположенные поднятия, сложенные обогащенными базальтами, по-видимому, есть свидетельство того, что в данном случае микроплюм в ходе своего подъема разделился на

три блоба. Обогащенные базальты этих поднятий распространены в гребневой зоне, тогда как в осевой зоне развиты деплетированные и слабообогащенные базальты. Следовательно, к настоящему времени подъем этих блобов уже закончился, а пик вулканической активности, связанный с ними, судя по размерам поднятий и основываясь на скорости спрединга, можно оценить примерно в 2 млн. лет назад.

Наличие градиентных зон уменьшения показателей степени обогащенности базальтов около поднятий указывает на то, что вещество блобов растекается, формируя подосевые потоки обогащенной мантии. Эти короткие (до 40 км) градиентные зоны много меньше, чем у *Аномалии 1,7°с.ш.* полигона Св. Петра. По мере удаления от микроплюма интенсивность процессов плавления вещества потока ослабевает, а его состав изменяется в сторону обеднения высоко некогерентными элементами (K, La, Ba, Nb) и обогащения умеренно некогерентными элементами (Na, Ti, P).

Микроплюмовая активность существенным образом влияет на состав аккреотируемой коры. Во-первых, выплавляющиеся из них на промежуточном уровне глубинности обогащенные толеитовые расплавы отличаются по составу от деплетированных расплавов более высокими концентрациями K, P, Ti, Na и более низкими – Mg и Si. Во-вторых, обогащенные расплавы смешиваются с деплетированными расплавами и, в-третьих, при их воздействии происходит метасоматоз окружающей астеносферной мантии, участвующей в подосевом диапиризме и плавлении.

Градиентные зоны осложняются появлением в районе нетрансформных смещений (впадина Маркова, *Рудный полигон*) небольших локальных аномалий показателей, характеризующих обогащенность базальтов. Этот феномен неоднократно наблюдался и на других полигонах.

Слабообогащенные базальты распространены и далее к северу от градиентной зоны, при этом среди них встречаются разности с необычными составами, они сильно обогащены либо Ti, либо Na, либо P. Так в приразломном сегменте у разлома Богданова встречаются базальты с пиковыми концентрациями Na₂O (3,04%), TiO₂ (1,76%), P₂O₅ (0,2%), причем это все разные базальты. Эти факты свидетельствуют о том, что в обогащенном мантийном материале, оказывающем влияние на формирование данных слабообогащенных базальтов, имеется сильное диспропорционирование не только между высоко и умеренно некогерентными элементами, но и внутри умеренно некогерентных элементов: Ti, Na и P. С нашей точки зрения появление базальтов с необычными составами в северной части полигона связано не с растеканием вещества микроплюма, поскольку они находятся на большом расстоянии от микроплюма, а с более глубинным растеканием вещества плюма Сьерра Леоне. Необычные составы базальтов могут быть связаны с участием вещества этого

потока в плавлении их исходных расплавов, которое, возможно, реализуется через жильный метасоматоз астеносферной мантии под действием щелочных расплавов и флюидов, генерированных в этом потоке. Структура фланговых частей САХ в этом регионе, описанная в главе 3, свидетельствует о том, что поток глубинной мантии от плюма Сьерра Леоне к северу до разлома Богданова существует, по крайней мере, около 50 млн. лет.

Базальты, связанные своим происхождением с микроплюмом, приуроченным к поднятию 5,65°с.ш., имеют необычный состав. От базальтов, генерирующихся в недрах микроплюмов, встреченных на других полигонах, они отличаются очень низкими концентрациями Mg и Si, высокими - Ti и повышенными – La, Nb, Th, а в изотопном отношении необычайно высокими значениями изотопных отношений свинца, которые существенно выше, чем у базальтов полигона Габон и *Аномалии 1,7°с.ш.*, на составы которых влияют плюмы глубинной мантии. В главе 3 на основании анализа структуры дна было сделано предположение, что в районе поднятий 5,65°с.ш., 5°с.ш. и 4,61°с.ш. в верхней мантии локализована северная ветвь плюма Сьерра Леоне. Петро-геохимия и изотопия базальтов поднятия 5,65°с.ш. не противоречат этому предположению. Изотопия базальтов этого поднятия крайне необычная для осевых базальтов, близка к изотопии вулканитов г. Картера (Сколотнев и др., 2012г), принадлежащей северной ветви гор Батиметристов, происхождение которых связано с горячими точками плюма Сьерра Леоне (см. главу 6). В этом случае становится понятен и большой объем микроплюма в этом сегменте САХ, разделившегося в силу этого на несколько блобов.

Обогащенные базальты северного интерсекта разлома Богданова являются высоконатровыми (Na₂O до 3,54%) и высокоглиноземистыми разностями с пониженным концентрациям FeO и TiO₂, близкими к некоторым высоконатровым базальтам полигона Романш. Эта близость проявляется и в геохимических, и в изотопных показателях: базальты этого участка характеризуются более высокими значениями (Ba/Th)_n (0,97-1,24) и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0,513110-0,513214). Разлом Богданова в историко-тектоническом смысле является близким аналогом разлома Сан Паулу. Он длительное время на начальных этапах раскрытия этой части Атлантики служил границей между северной осевой зоной спрединга и континентальной литосферой более южного Экваториального сегмента Гондваны. Поэтому можно ожидать, что к северу от разлома Богданова располагается область верхней мантии, содержащая блоки нижней континентальной коры (НКК), попавшие в астеносферную мантию при тектонической эрозии континентальной литосферы в зоне ее контакта с горячими астеносферными течениями, аналогично тому, как вблизи разломов Романш и Сан

Паулу (рис. 4.26). Участие блоков НКК в процессах плавления базальтовых расплавов и могло привести к такому своеобразию их состава.

В районах микроплюмовой активности, как уже говорилось, в том числе, выплавляются слабообогатенные высокомагнезиальные базальты, близкие к базальтам типа TOP-1, свидетельствующие о дополнительном нагреве мантии в зоне магмогенерации. В то же время впервые на этом полигоне мы сталкиваемся с ситуацией, когда высокомагнезиальные и высокожелезистые базальты с повышенной концентрацией хрома формируются в независимости от присутствия микроплюма. Структурные особенности спредингового сегмента к югу от разлома Богданова, на котором распространены данные базальты, позволяют утверждать, что условия для выплавления высокомагнезиальных базальтов вызваны резким усилением подосевого апвеллинга астеносферной мантии. Здесь развит мощный неовулканический хребет, который перегораживает долину разлома Богданова, замещая собой нодальную впадину. В главе 3 образование этого хребта связывается с наступившей эпохой резкого усиления мантийного апвеллинга, эти эпохи в соответствии с Э. Бонатти с соавторами (2003) повторяются с периодичностью 3-4 млн. лет.

Для эпох усиленного апвеллинга свойственны более высокие температуры астеносферного диапира и выплавление толеитовых расплавов на большей глубине. В то же время петрохимические данные показывают, что степень частичного плавления многих базальтов этого сегмента очень низкая (повышенные концентрации TiO_2 и Na_2O), что, по-видимому, определяется эффектом трансформного разлома. Таким образом, несмотря на повышенные температуру и глубину плавления общий интервал плавления был незначителен. Следовательно, неовулканический хребет в условиях незначительного объема выплавок мог сформироваться только при большой частоте поставок расплавов вверх, что вызывало и растекание расплавов на внутрикоровом уровне, и их проникновение в зону разлома, т.е. в зону заведомо низкой аккреции.

4.2.8 Полигон Долдрамс

Этот полигон располагается между зонами трансформных разломов Архангельского и Вернадского, включая эти зоны, посередине его проходит разлом Долдрамс (рис. 1.1). Опробование этой площади производилось в 6-м и 9-м рейсах НИС «Академик Страхов» и 16-м рейсе НИС «Академик Иоффе». Схема опробования приведена на рис. 3.20. Результаты исследования состава, геохимии и изотопии базальтов этого полигона приведены в работах (Пушаровский и др., 1991а, 1992, Сущевская и др., 1992а, Сколотнев, 2006б, 2014). Дополнительно произведены определения элементов-примесей, результаты которых приведены в табл. 4.4.

Базальты полигона Долдрамс, судя по величинам $(La/Sm)_n = 0,47-0,87$ и $(Nb/Zr)_n = 0,12$

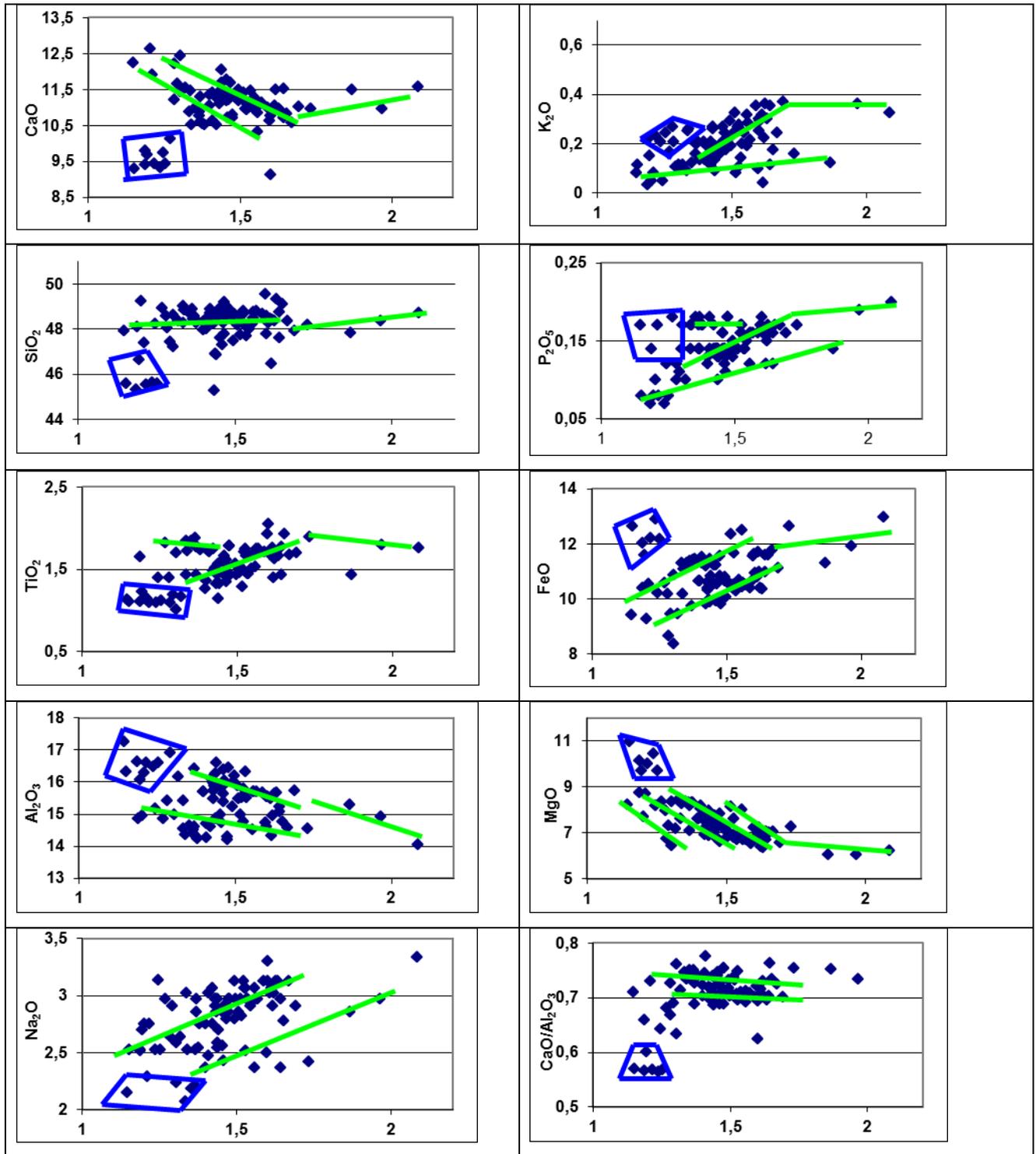


Рис. 4.37 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в%) в зависимости от степени дифференцированности базальтов (FeO/MgO) полигона Долдрамс.

Зеленые линии - линии трендов вариаций основных групп базальтов, синими линиями оконтурены поля высокомагнезиальных низкокальциевых базальтов.

– 0,56, относятся к типичным деплетированным разностям N-типа MORB. В то же время с такими низкими значениями $(La/Sm)_n$ и $(Nb/Zr)_n$ плохо коррелируют высокие концентрации

K₂O в большинстве базальтов, приведенные в работе (Пушаровский и др, 1991). Содержания K₂O в части этих пород были вновь измерены атомно-адсорбционным методом, они оказались примерно в 1,5 раза ниже ранее полученных данных. В соответствии с коэффициентом корреляции были пересчитаны все прежние значения K₂O, скорректированные данные по концентрации K₂O используются в настоящей работе.

При анализе разнообразия состава базальтов полигона Долдрамс использовались только данные по валовому составу базальтов.

Особенности состава базальтов и характер их пространственных вариаций.

Большая часть базальтов полигона образует протяженную дифференцированную серию с FeO/MgO = 1,03 - 1,73. С ростом FeO/MgO в базальтах возрастают концентрации FeO, TiO₂, K₂O, Na₂O и P₂O₅ и незначительно SiO₂ и уменьшаются - MgO, Al₂O₃ и CaO (рис. 4.37). Незначительная часть базальтов формирует группу высокодифференцированных пород с FeO/MgO = 1,78 – 3,2. В этой группе при FeO/MgO = 1,78-2,30 происходит резкое снижение концентраций SiO₂, свидетельствуя об осаждении из расплавов ортопироксена. Начиная со значений FeO/MgO > 2,30, возрастают концентрации SiO₂, Al₂O₃ и CaO и уменьшаются – K₂O, Na₂O, P₂O₅, FeO, TiO₂, что указывает на уменьшение роли пироксенов и оливина и возрастании на поздних этапах фракционирования роли кислого плагиоклаза, Fe-Ti рудных минералов и апатита.

Единичные образцы высокодифференцированных пород имеются на всех изученных структурах, основной группой пород они являются для западного межразломного хребта между разломами Архангельского и Долдрамс (станции S0625, 26, 46).

На вариационных диаграммах FeO/MgO - оксид (рис. 4.37) среди слабо и умеренно дифференцированных пород выделяется несколько групп и серий пород. Резко выделяются базальты станции S0629, образующие самостоятельную группу. Эта станция приурочена к брошенному рифту на западном фланге САХ вблизи оси спрединга непосредственно к северу от разлома Архангельского. Для этих базальтов характерны наиболее низкие не только среди образцов полигона, но и среди всех базальтов Центральной части Атлантики концентрации CaO (9,31-9,68%) и наиболее высокие – MgO (9,72-10,98%). У них также очень низкие концентрации SiO₂ (45,3-46,7%), TiO₂ (1,09-1,23%), пониженные - P₂O₅ (0,07-0,08%), очень высокие - FeO (12,04-12,92%) и повышенные - Al₂O₃ (16,09-16,65%).

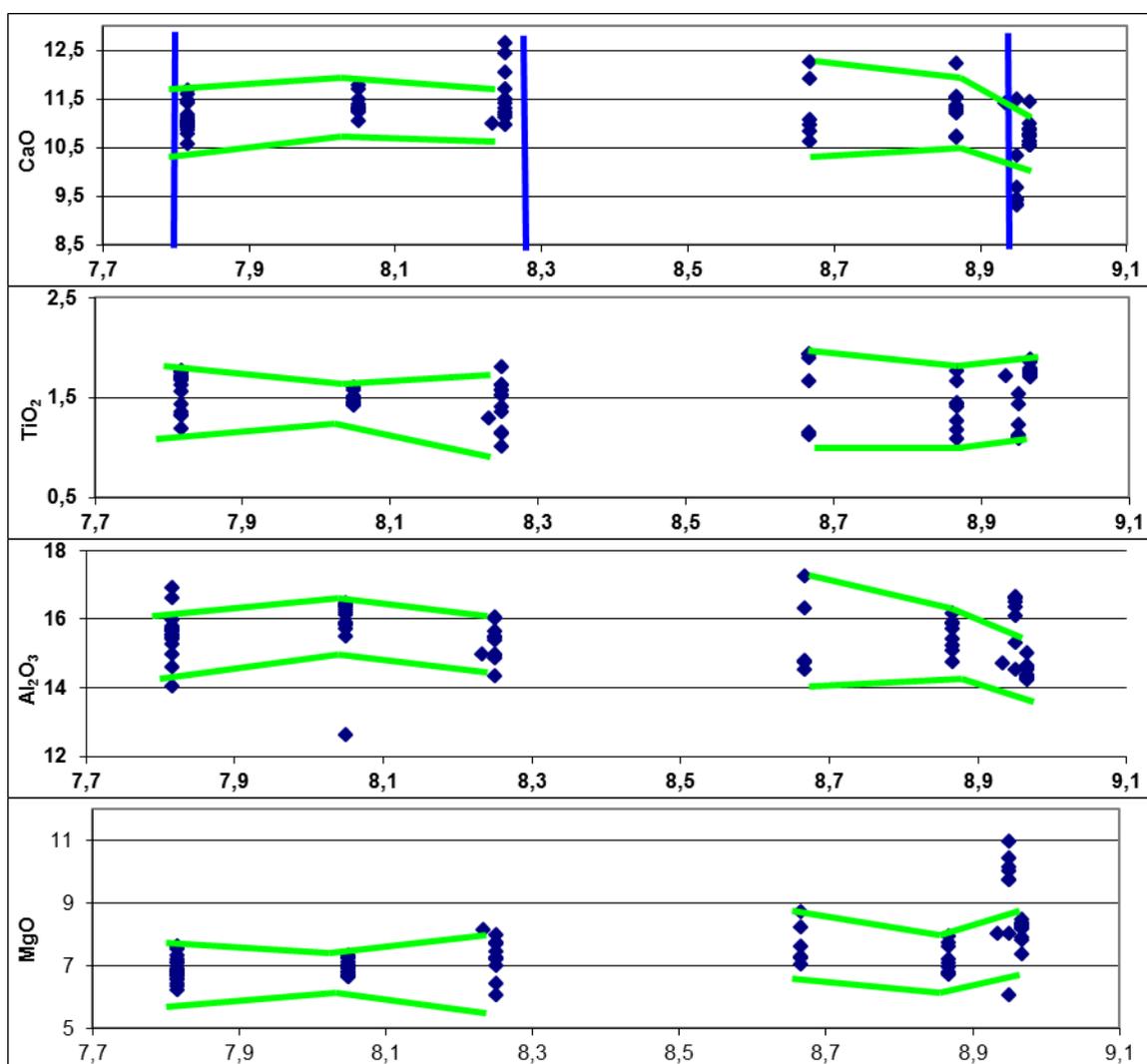
Без этой уникальной группы оставшаяся часть базальтов разделяется на две серии. Базальты более распространенной серии характеризуются повышенными концентрациями Al₂O₃ (14,96-16,43%) и CaO и пониженными концентрациями MgO и FeO при FeO/MgO = 1,32-1,69 по сравнению с другими базальтами полигона. По уровню концентраций CaO, MgO и FeO они совпадают, а по уровню - Al₂O₃ заметно превосходят таковые полигонов Мур,

Габон и основную часть базальтов полигона Сьерра Леоне. Это одни из самых высокоглиноземистых базальтов Центральной части Атлантики, более высокий уровень Al_2O_3 только у наиболее глиноземистых базальтов полигона Романш. На диаграмме $FeO/MgO - TiO_2$ эти базальты за небольшим исключением образуют единый тренд дифференциации в диапазоне 1,17-1,77%, по уровню TiO_2 они занимают одно из самых низких мест в Центральной части Атлантики и совпадают в этом с базальтами полигона Габон и низкотитанистыми базальтами полигона Романш. По концентрациям Na_2O и P_2O_5 также большая часть высокоглиноземистых базальтов образует единые тренды дифференциации в диапазонах 2,64-3,13% и 0,1-0,16%. Это уровень Na_2O совпадает с таковым у базальтов полигонов Мур и Сьерра Леоне. Необычно поведение K_2O , наблюдается крутой тренд возрастания их значений от 0,11% до 0,37% с ростом FeO/MgO . В других деплетированных базальтах Центральной части Атлантики ни такого высокого уровня концентраций K_2O , ни такого быстрого его накопления в ходе дифференциации не наблюдается. Следует отметить своеобразный характер процессов дифференциации базальтов этой серии. С резким ростом уровня K_2O в диапазоне $FeO/MgO = 1,43-1,69$ практически не меняется средний уровень Na_2O (2,97%).

Базальты этой серии встречены на пространстве всего полигона и в зонах трансформных разломов, и вблизи центральных частей рифтовых сегментов, но более всего они распространены между разломами Долдрамс и Вернадского. Следует сразу остановиться на закономерностях пространственных вариаций состава базальтов этой серии (рис. 4.38). В основном они определяются вариациями степени дифференцированности. Наибольший диапазон вариаций FeO/MgO наблюдается в нодальной впадине разлома Вернадского. На этих участках имеют место широкие вариации концентраций K_2O , TiO_2 , MgO и FeO , при этом в районе нодальной впадины разлома Вернадского встречены базальты как с наибольшими, так и с наименьшими значениями этих оксидов. Из этого правила выпадают вариации концентраций Na_2O , Al_2O_3 и CaO . Как говорилось, концентрации Na_2O в этой серии пород слабо зависят от процессов дифференциации, и это позволяет увидеть, что средний уровень Na_2O постепенно возрастает с севера от разлома Архангельского на юг к разлому Вернадского от 2,8% до 3,05%. Среди базальтов этой серии имеется небольшое количество пород с пониженными значениями Na_2O (2,37-2,7%). Они присутствуют под центральной частью сегмента Долдрамс-Вернадского и под нодальной впадиной. Низкие значениями Na_2O указывают на более высокие степени частичного плавления. Такие условия плавления характерны для центральных частей рифтовых сегментов и в данном случае для сегмента Долдрамс-Вернадского. В центральной части этого сегмента также встречены наиболее глиноземистые породы этой серии ($Al_2O_3 = 16-16,3\%$). Присутствие на этом

участке наиболее высокоглиноземистых разностей не может быть связано с высокими степенями частичного плавления, поскольку такие условия плавления приводят к снижению концентраций Al_2O_3 в толеитовых расплавах. Исходя из совокупности этих наблюдений, можно заключить, что повышенные концентрации Al_2O_3 в некоторых базальтах сегмента Долдрамс - Вернадского обусловлены спецификой состава мантийного субстрата.

Вторая менее распространенная серия пород объединяет базальты с повышенными концентрациями FeO (10,9-11,7%) и MgO (7,24-8,34%) и пониженными - Al_2O_3 (14,2-15%) и в среднем с повышенными - P_2O_5 (0,12-0,18%) при тех же самых значениях FeO/MgO (1,3-1,6), часть образцов также имеет более низкие - CaO (10,5-11,5%) и Na_2O (2,37-2,47%). Диапазон вариаций концентраций TiO_2 в этих базальтах - 1,5-1,93%. По уровню K_2O породы этой серии разбиваются на две группы, которые образуют пологие тренды возрастания



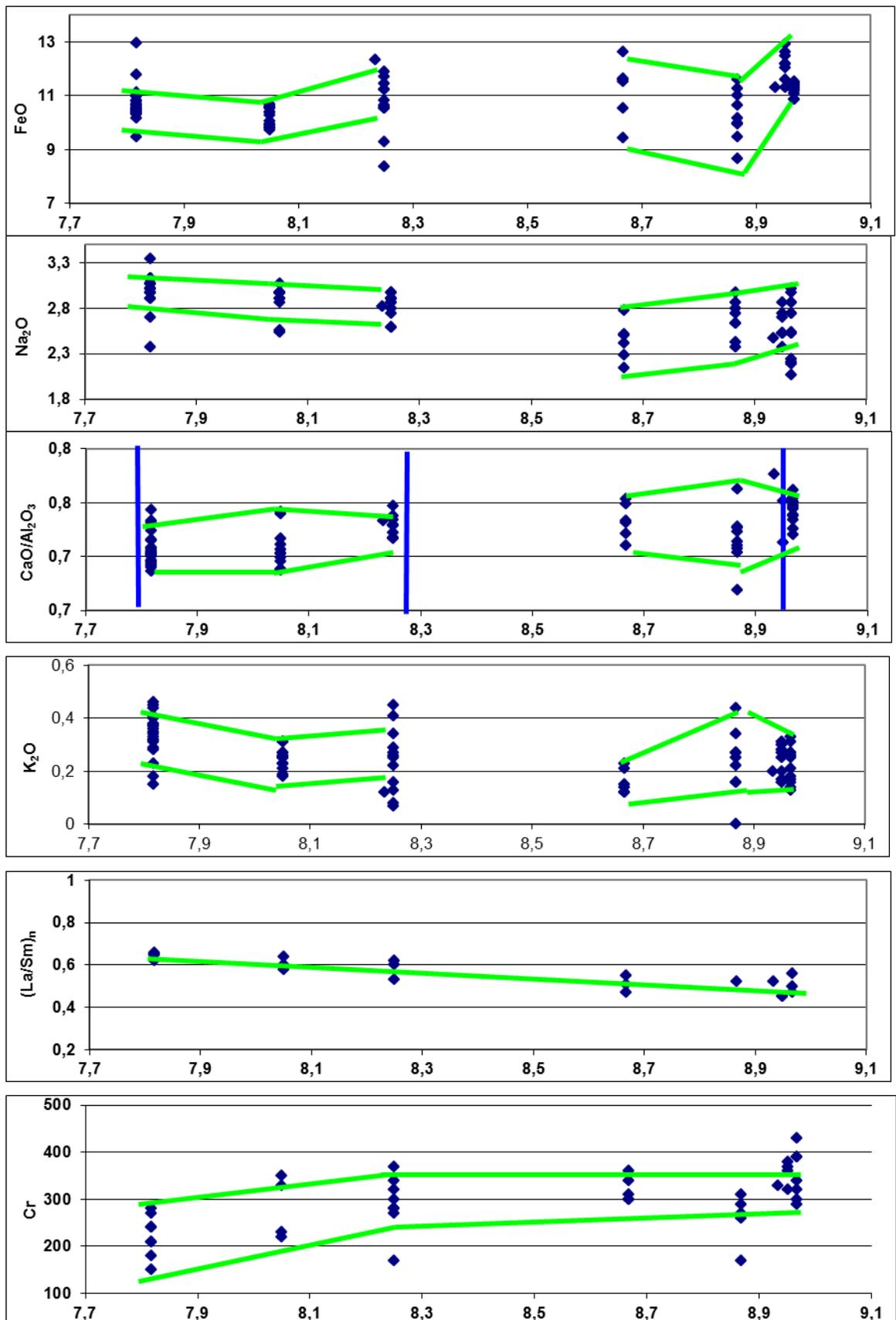


Рис. 4.38 Вдольосевые вариации петрогенных оксидов (в %), Cr (в г/т) и $(La/Sm)_n$ в базальтах полигона Долдрамс.

Вертикальные линии - положение разломов с севера на юг: Архангельского, Долдрамс, Вернадского.

концентраций K_2O с ростом FeO/MgO . Нижний тренд это типичные деплетированные базальты с диапазоном вариаций - 0,1-0,17%, верхний тренд соответствует слабо обогащенным базальтам (0,17-0,24%), и он образован базальтами, встреченными севернее разлома Архангельского. Следует отметить, что к этому тренду присоединяются и аномально магнезиальные базальты станции S0629.

Базальты этой серии распространены, главным образом, севернее разлома Архангельского, где встречены наиболее низконатровые породы ($Na_2O = 2,07-2,24\%$) этой серии, а также на рифтовом сегменте Архангельского - Долдрамс и в южном интерсекте разлома Долдрамс, где они ассоциируют с породами предыдущей серии, единичные образцы встречены в нодальной впадине разлома Вернадского (рис. 4.38).

Выше отмеченные низконатровые базальты одновременно характеризуются и повышенными концентрациями TiO_2 (1,7-1,88%). Этот факт наряду с развитием к северу от разлома Архангельского слабообогатенных базальтов, обладающих повышенными содержаниями K_2O и P_2O_5 , указывает на присутствие здесь небольших количеств обогащенной мантии.

Особенности геохимии базальтов и пространственные вариации геохимических показателей

Поведение элементов-примесей в базальтах полигона Долдрамс стандартно. Концентрации совместимых элементов, например, Sr закономерно уменьшаются при возрастании степени дифференциации от 420 г/т до 150 г/т, но в сильно дифференцированных разностях их значения в этом направлении увеличиваются. Это указывает на уменьшение роли пироксенов в процессах фракционирования на поздних стадиях дифференциации. Концентрации несовместимых элементов возрастают по мере дифференциации: La (1,6-5 г/т), Ba (5-21 г/т), Nb (1-4,7 г/т), также вначале возрастают концентрации Zr (36-143 г/т) и Y (14-44 г/т), но они последовательно снижаются в высоко дифференцированных разностях.

Спайдерграммы изученных базальтов имеют типичный вид для деплетированных океанических толеитов (рис. 4.39).

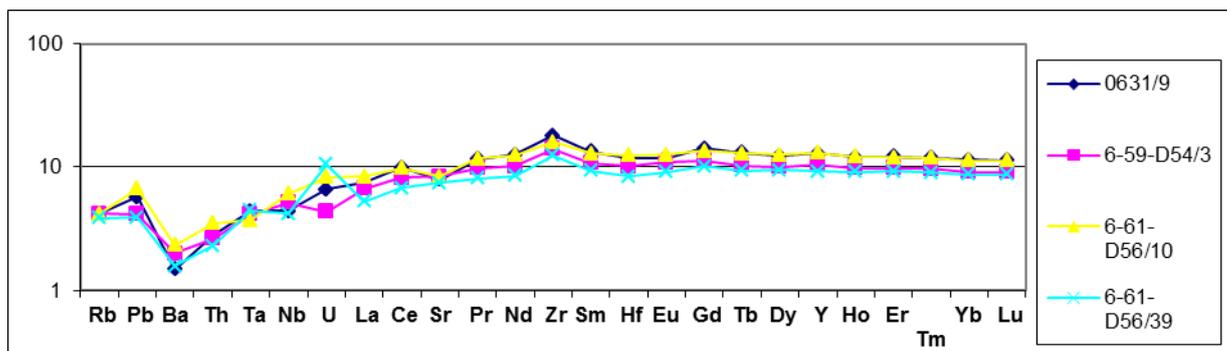


Рис. 4.39 Спайдерграммы базальтов полигонов Долдрамс.

Значения $(La/Sm)_n$ (0,45-0,66) испытывают пространственные вариации (рис. 4.38). Их максимальные и средние значения выше у базальтов, которые распространены между разломами Долдрамс и Вернадского (0,60, средняя величина) в сравнении с таковыми на участке севернее разлома Долдрамс (0,47). В этом же направлении происходит последовательное увеличение средних и максимальных концентраций Sr (от 210 г/т до 360 г/т, средний уровень) (рис. 4.38).

Широкие вариации у показателя $(Nb/La)_n$, его наименьшие значения (0,32-0,48) совпадают со значениями $(Nb/La)_n$ у базальтов полигона Мур, которые являются самыми низкими во всей Центральной части Атлантики (рис. 4.4). Более высокие значения $(Nb/La)_n$ (0,48-1,22) занимают полностью диапазон деплетированных и слабообогащенных базальтов полигона Габон, при этом вариации $(Nb/La)_n$ не обнаруживают зависимости от колебаний $(La/Sm)_n$. Наибольшие значения $(Nb/La)_n$ у базальтов из центральной части сегмента Долдрамс - Вернадского и к северу от разлома Архангельского. На этих же двух участках встречены базальты и с наименьшими значениями $(Nb/La)_n$.

Аналогичный характер вариаций отношения $(Ba/Nb)_n$ (0,21-0,64). В меньшей мере варьируют отношения $(Ba/Th)_n$ (0,52-0,87) и $(Ba/La)_n$ (0,2-0,42).

Особенности изотопии базальтов

По соотношению изотопных параметров измеренные базальты полигона Долдрамс на вариационных диаграммах (рис. 4.5) совпадают с полями, которые образуют деплетированные базальты полигонов Св. Петра и Сьерра Леоне: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70254-0,70265$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,513156-0,513256$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 18,365-18,419$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,5-15,56$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 37,99-38,16$. Исключение составляет образец (S0631/10) с очень высокими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70281$ для данного уровня $^{206}Pb/^{204}Pb = 18,42$.

Вполне закономерны пространственные вариации изотопных параметров (Сколотнев, 2014). Наибольшие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{206}Pb/^{204}Pb$ и наименьшие значения $^{143}Nd/^{144}Nd$ связаны с образцом S0631/10, который представляет участок к северу от разлома Архангельского.

Также для этого участка характерны и наиболее высокие отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. В более южном районе между разломами Долдрамс и Вернадского измеренные базальты имеют более низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и более высокие - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. При этом следует отметить, что центральный участок этого сегмента образует своеобразную положительную аномалию по $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Обсуждение

Наиболее распространенными базальтами полигона Долдрамс являются представители высокоглиноземистой серии. На предыдущих полигонах базальты с высокими концентрациями Al_2O_3 встречались в дистальных частях спрединговых ячеек, при этом такого типа базальты характеризуются повышенными концентрациями Na_2O , TiO_2 и FeO и пониженными - CaO . Базальты этой серии на полигоне Долдрамс, напротив, имеют меньшие концентрации TiO_2 и FeO и большие - CaO , чем другие базальты.

Высокоглиноземистые базальты в большом объеме были также описаны на полигоне Романш, где они своим появлением обязаны участию в процессах плавления блоков нижней континентальной коры (НКК), пассивно располагающихся в астеносфере. К этим базальтам рассматриваемые базальты полигона Долдрамс близки по пониженным концентрациям FeO и TiO_2 , но отличаются от них по существенно более низким концентрациям Na_2O и высоким - CaO . Имеется ряд свидетельств того, что в данном районе САХ в процессах плавления принимает участие вещество блоков НКК. Так между разломами Долдрамс и Вернадского много разностей с очень низкими отношениями $(\text{Ba}/\text{Th})_n$, $(\text{Ba}/\text{La})_n$, $(\text{Nb}/\text{La})_n$ и $(\text{Ba}/\text{Nb})_n$ на уровне таковых в базальтах полигона Мур. В соответствии с (Regelous et al., 2009) такие геохимические характеристики базальтов полигона Мур есть результат участия в процессах плавления вещества нижней континентальной коры. В этом же сегменте встречены базальты с аномально высокими концентрациями Al_2O_3 , при этом обнаруживается обратная корреляция между концентрациями Al_2O_3 и отношениями $(\text{Nb}/\text{La})_n$ в базальтах.

Дополнительным аргументом в пользу наличия блоков НКК является то, что изотопно изученный образец из сегмента между разломами Долдрамс и Вернадского обладает повышенными значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при данных значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Как показывает пример полигона Романш, повышенные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в базальтах могут быть изотопным признаком вещества блоков НКК.

В соответствии с этими доводами предлагается следующая точка зрения. На пространстве между разломами Вернадского и Долдрамс и в меньшей мере севернее в мантии на уровне зоны магмогенерации находятся блоки НКК, которые принимают участие в плавлении базальтовых расплавов. Эти блоки имеют некоторые отличия в составе от таковых, которые распространены в районе полигона Романш, прежде всего более высоких

концентрациях СаО и меньших - Na₂O. Учитывая, что анализируемые базальты имеют необычно высокие для деплетированных толеитов концентрации K₂O, очевидно, что данные блоки НКК также могут характеризоваться и высокими концентрациями K₂O. Механизм и причины появления блоков НКК в конвектируемой мантии подробно рассмотрены на примере полигона Романш, признаки этих блоков обнаружены также непосредственно к северу от разлома Богданова.

Второй по распространенности группой полигона Долдрамс являются базальты высокомагнезиальной, высокожелезистой и низкоглиноземистой серии с пониженными концентрациями TiO₂ и Na₂O. Уровень концентраций FeO и MgO в них один из самых высоких среди базальтов Центральной части Атлантики и совпадает с таковым у аналогичных базальтов полигона Сьерра Леоне. Преимущественно представители этой группы концентрируются к северу от разлома Архангельского, но встречаются они и на сегменте между разломами Долдрамс и Вернадского. Как было показано при обсуждении базальтов полигона Сьерра Леоне, такие базальты являются индикаторами интенсивного мантийного апвеллинга, сопровождаемого плавлением с большими степенями частичного плавления и на большей глубине. В качестве одного из свидетельств интенсивного подосевого апвеллинга в районе северного интерсекта разлома Архангельского служит то, что днище рифтовой долины здесь занимает высокий гипсометрический уровень, ее глубина - всего первые сотни метров (Пушаровский и др., 1991а).

Ряд фактов указывает и на то, что эпоха повышенной интенсивности апвеллинга в настоящий момент охватывает сегмент Долдрамс - Вернадского. Неовулканический хребет протягивается от центра этого сегмента к южной нодальной впадине, в пределах которой сформировался мощный базальтовый разрез, что не характерно для дистальных частей спрединговых ячеек. О последнем факте свидетельствует следующее: 1) совокупность базальтов впадины образует протяженную дифференцированную серию, включающую долериты, являющиеся наиболее примитивными породами; 2) присутствие наряду с образцами, содержащими только поверхностные вторичные минералы (гидроокислы железа и глауконит), базальтов с сапонитами, которые формируются в базальтах при их захоронении последующими потоками (Сколотнев, 1993).

Среди базальтов высокомагнезиальной серии к северу от разлома Архангельского встречены необычные разновидности с очень низкими концентрациями Na₂O, но очень высокими - TiO₂. Эти соотношения свидетельствуют о том, что мантийный источник в данном районе дополнительно обогащен титаном. Для этих базальтов также отмечены повышенные значения К, Ва, (Nb/La)_n, отношений изотопов свинца и пониженные - отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. Все это является свидетельством того, что на данном участке

астеносферная мантия заражена веществом мантийного компонента HIMU. В то же время у образца, у которого производилось измерение изотопных показателей, оказались очень высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при данных $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Это свидетельство присутствия в данном районе на уровне зоны магмогенерации и вещества обогащенной мантии типа EM. Базальты полигонов Долдрамс и Вима (см. ниже), обладающие такими свойствами, образуют на вариационных изотопных графиках (рис. 4.5) единые тренды корреляций с теми базальтами полигона Зеленого Мыса, которые располагаются на хребте Ресечер или вблизи него (см. ниже). Приведенные факты могут быть проинтерпретированы как указание на существование потока обогащенной мантии,двигающегося от плюма Ресечер в южном направлении и достигающего разлома Архангельского. В главе 3 на основании анализа структуры океанического дна было показано, что от этого плюма с момента его появления возникает мантийный поток, достигающий разлома Архангельского.

В отличие от других на полигоне Долдрамс нет разделения базальтов на высоко- и низкокальциевую серии, которые, как правило, характеризуют центральную и дистальные части спрединговой ячейки, соответственно. В главе 3 было показано, что на пространстве между разломами Богданова и Долдрамс отсутствуют типичные спрединговые ячейки в силу частого расположения трансформных разломов с большими оффсетами, что охлаждает мантию на уровне зоны магмогенерации и приводит к общему занижению степени частичного плавления (Langmuir, Bender, 1984). Поэтому в данном регионе, несмотря на вспышки усиления подосевого апвеллинга, вероятно, не формируются подосевых диапиров астеносферной мантии, а в эпохи усиления апвеллинга, подобно тому, как в приразломном сегменте полигона Сьерра Леоне, повышенная магматическая активность реализуется через более частые поставки расплава к поверхности.

В пределах полигона Долдрамс происходит увеличение средних значений $(\text{La}/\text{Sm})_n$ и Na_2O и уменьшение – Sr с севера на юг, что указывает на уменьшение средней степени частичного плавления в этом направлении. Этому также можно найти объяснение в особенностях тектонического строения этого региона, поскольку можно ожидать, что от разлома Архангельского, где отмечается влияние потока обогащенной мантии со стороны плюма Ресечер, до разлома Вернадского и далее к югу, где расположение трансформов наиболее частое, происходит нарастающее охлаждение верхов верхней мантии, приводящее к уменьшению степени ее частичного плавления (Сколотнев, 2014).

Полигон Долдрамс выделяется среди других необычными условиями фракционирования расплавов. За исключением полигона Габон, на котором присутствуют крупные вулканические горы, в данном случае формируются наиболее протяженные во всей Центральной части Атлантики дифференцированные серии базальтов, включающие очень

высокодифференцированные разности с FeO/MgO до 3,2, при этом эти серии представляют отдельные морфоструктуры в различных участках спрединговых сегментов. Это указывает на длительное фракционирование исходных расплавов в малоглубинных условиях, что предполагает наличие относительно долгоживущих крупных магматических камер под этими структурами. Причина этого феномена, как нам представляется, кроется в эффекте трансформного разлома, который, как говорилось, в данной области в силу ее особого тектонического строения охватывает и межразломные участки. Из-за этого происходит занижение верхнего уровня плавления, что и способствует широкому развитию процессов фракционирования расплавов как в высокобарических, так и в малоглубинных условиях. Свидетельством интенсивного высокобарического фракционирования расплавов в районе полигона Долдрамс являются уникальные по составу базальты, нигде более не встречающиеся в Центральной части Атлантики, характеризующиеся наиболее низкими концентрациями CaO и наиболее высокими – MgO . Для них также свойственны низкие концентрации SiO_2 , TiO_2 и высокие – FeO . В работе (Суцевская и др., 1992), основываясь на значениях показателей Na_8 и Fe_8 для стекол этих базальтов, делается вывод о том, что их расплавы сформировались при наиболее низкой степени плавления на наибольших глубинах по сравнению с другими базальтами полигона. Однако этому противоречат очень низкие концентрации TiO_2 в этих базальтах. Поэтому более правдоподобным объяснением необычности состава этих базальтов является то, что их расплавы претерпели существенное фракционирование в высокобарических условиях, при котором в качестве ликвидусных минералов выступали клинопироксен, уводивший из расплава Ca и Ti , ортопироксен, забиравший - SiO_2 , и плагиоклаз, о чем свидетельствует глубокая аномалия Eu на спектрах этих слабо дифференцированных базальтов.

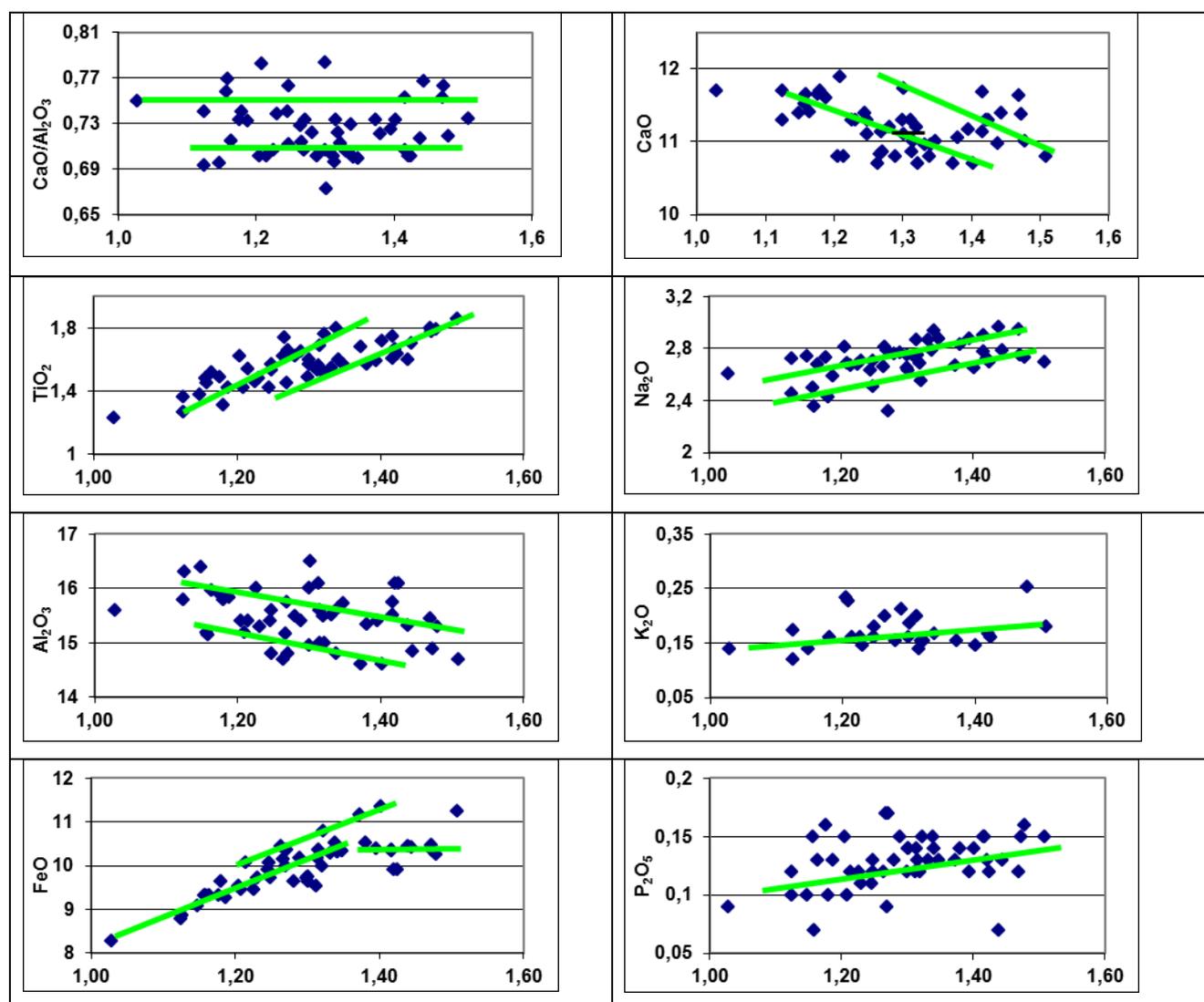
Таким образом, тектоническое строение океанического дна в районе полигона Долдрамс, а именно частое расположение трансформных разломов, возникшее в переходной зоне между двумя областями Атлантики, раскрывавшимися с большим временным интервалом друг от друга, является важным фактором, контролирующим процессы мантийного апвеллинга и фракционирования базальтовых расплавов, и тем самым определяющим разнообразие составов базальтов полигона Долдрамс. Механизм его действия - это охлаждение мантии в потенциальной зоне магмогенерации, охватывающее все пространство, связанное с этими трансформными разломами, приводящее к сужению зоны магмогенерации.

4.2.9 Полигон Вима

На площади полигона, расположенного между разломами Меркурий и Вима (рис. 1.1), опробование производилось в 32-м рейсе НИС «Профессор Логачев», рейсах АП и Р7.

Результаты исследования состава, геохимии и изотопии полученных базальтов приведены в работах (Dosso et al., 1991, 1993, Melson, O'Hearn, 2003, Бельтнев и др., 2014). Схема опробования дана на рис. 3.22.

На этом сегменте дно рифтовой долины испытывает очень контрастные ундуляции глубины, образуя три поднятия. Наиболее крупное из них высотой до 1400 м и шириной до 50 км располагается в северной части рифта, захватывая и часть долины разлома Меркурий, где обычно располагаются глубокие нодальные впадины (центр на широте 11,85°с.ш.). Появление здесь поднятия, сложенного базальтами, свидетельствует о высокой магматической продуктивности этого участка дна. Другое поднятие располагается примерно в центре сегмента (11,44°с.ш.) и имеет высоту около 600 м и ширину около 30 км. Еще одно поднятие (11,16°с.ш., 300 м, 20 км) находится перед спуском рифтовой долины в западную нодальную впадину разлома Вима.



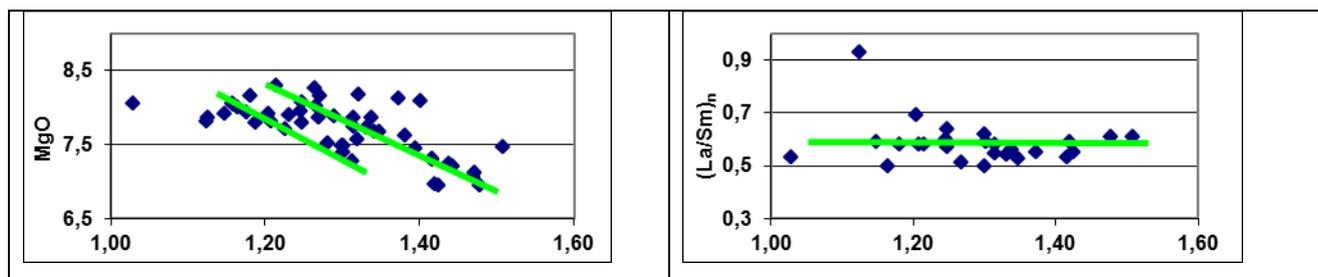


Рис. 4.40 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) и $(La/Sm)_n$ в зависимости от степени дифференцированности (FeO/MgO) базальтов полигона Вима.

Особенности состава, геохимии и изотопии базальтов

Базальты полигона Вима это умеренно дифференцированные ($FeO/MgO = 1-1,5$) деплетированные толеиты N-типа MORB с $(La/Sm)_n = 0,45-0,69$. Основная масса базальтов демонстрирует стандартные вариации концентраций оксидов и элементов-примесей в зависимости от степени дифференциации (рис. 4.40). Тренды вариаций концентраций FeO и MgO компактны, их уровни совпадают с таковыми у базальтов полигона Мур. Поведение и уровни концентраций P_2O_5 и K_2O аналогичны таковым у базальтов полигона Долдрамс. Основная масса базальтов образует пологие тренды накопления P_2O_5 и K_2O с ростом FeO/MgO , но некоторые образцы в независимости от степени дифференциации имеют повышенные концентрации этих оксидов вплоть до уровня умеренно обогащенных толеитов (0,19% и 0,3%, соответственно) (рис. 4.40).

Совокупность базальтов полигона Вима разделяется на три дифференцированные серии по уровню отношения CaO/Al_2O_3 , которое в общем случае прямо пропорционально степени частичного плавления субстрата. Менее распространены разности высоко и низкокальциевой серий и более обширно представлена умеренная серия.

Базальты высококальциевой серии характеризуются CaO/Al_2O_3 (0,75-0,78), более высокими концентрациями CaO (11,3-11,9%) и более низкими - Al_2O_3 (14,7-15,5%), в большинстве образцов также более низкие содержания Na_2O (2,36-2,72%) и TiO_2 (1,3-1,6%) при FeO/MgO (1,21-1,47) (рис. 4.40). Базальты низкокальциевой серии характеризуются CaO/Al_2O_3 (0,69-0,72), более низкими концентрациями CaO (10,7-11,3%) и более высокими - Al_2O_3 (15,4-16,4%), в большинстве образцов также более высокие содержания Na_2O (2,72-2,88%) и TiO_2 (1,45-1,8%) при FeO/MgO (1,13-1,34). Большинство базальтов умеренной серии характеризуется промежуточными значениями CaO/Al_2O_3 , CaO, Na_2O , Al_2O_3 и TiO_2 при тех же самых FeO/MgO . По уровню CaO и TiO_2 высоко и низкокальциевые серии совпадают с соответствующими сериями пород полигона Мур.

Закономерности вдольосевых вариаций состава базальтов определяются главным образом степенью их дифференцированности. Выделяются три участка, где распространены

наиболее дифференцированные базальты, они приурочены к краевым частям центральных поднятий дна. В этих участках распространены базальты с наибольшими концентрациями FeO (до 11,34%), Na₂O (до 2,94%), TiO₂ (1,86%) (рис. 4.41). Одновременно эти базальты имеют наименьшие концентрации MgO (до 6,94%), CaO (до 10,7%), Al₂O₃ (до 14,81%). Наименее дифференцированные базальты встречены вблизи разломов Вима и Марафон.

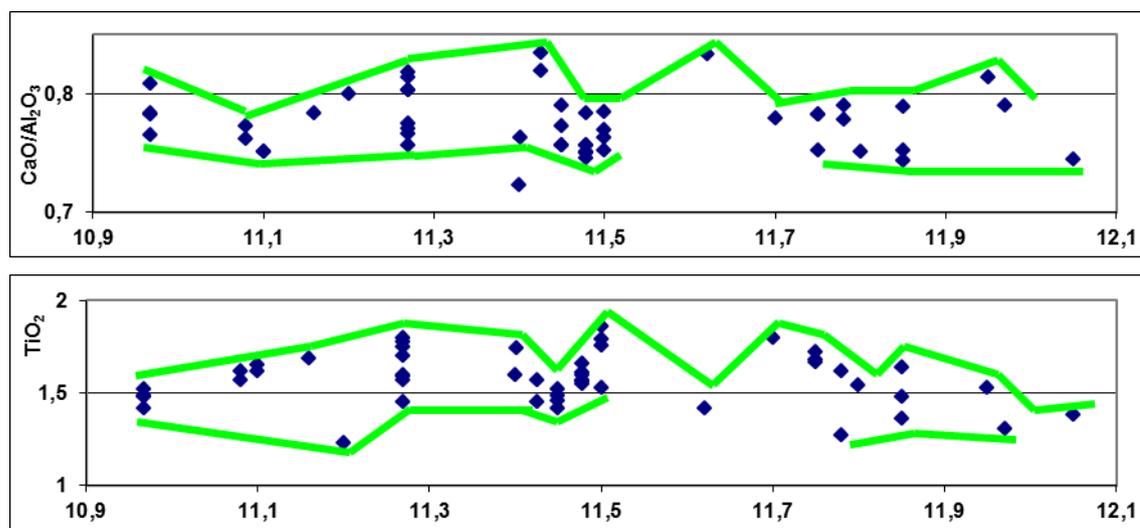
Положение базальтов высококальциевой и низкокальциевой серий хорошо различается на вдольосевых профилях вариаций CaO/Al₂O₃, CaO и Al₂O₃. Высококальциевые базальты приурочены к трем выше упомянутым осевым поднятиям, тяготея к их центральным частям (рис. 4.41).

Средний уровень концентраций MgO уменьшается от разлома Меркурий к разлому Вима от 8% до 7,5%, что свидетельствует об уменьшении в целом интенсивности апвеллинга и магматической продуктивности в этом направлении.

Базальты с наиболее высокими концентрациями K₂O и TiO₂ помимо участков, где распространены наиболее дифференцированные базальты, встречены на всех трех осевых поднятиях. На центральном поднятии также распространены базальты с наиболее высокими концентрациями P₂O₅.

Уровень концентраций некогерентных и совместимых редких элементов и их изменчивость в зависимости от степени дифференцированности базальтов типичны для деплетированных толеитов: Rb (0,4-1 г/т), Ba (3-9 г/т), Sr (90-130 г/т), Y (30-37 г/т), Zr (60-110 г/т), Nb (1,4-2,3 г/т), La (2-4,1 г/т), Cr (190-355 г/т), Ni (75-150 г/т).

Значения индикаторных геохимических показателей также документируют типичную деплетированную мантию, они соответствуют среднему диапазону вариаций таковых у базальтов полигона Долдрамс: (La/Sm)_n (0,43-0,69), (Nb/La)_n (0,47-0,59), (Ba/Nb)_n (0,36-0,46),



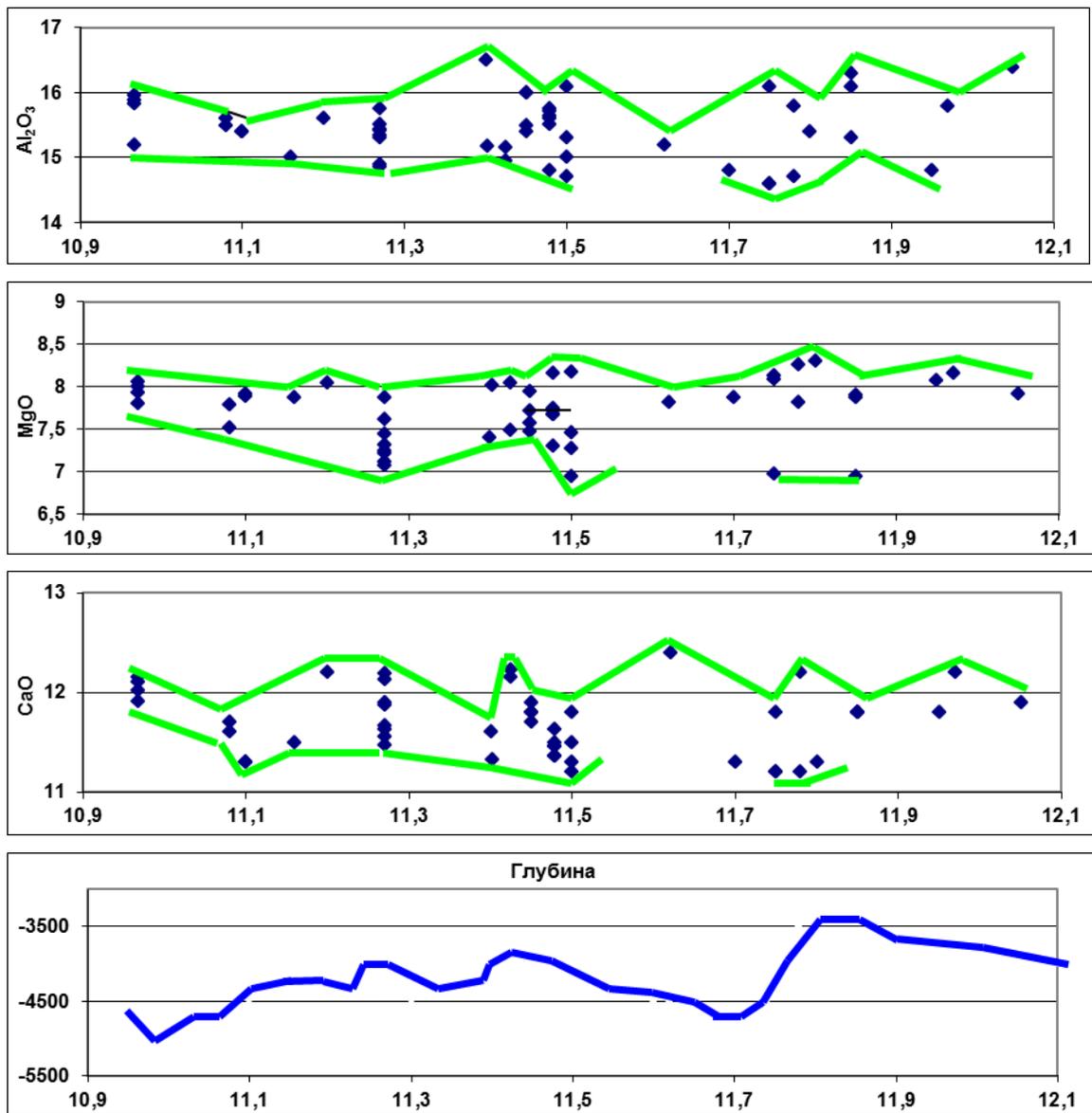
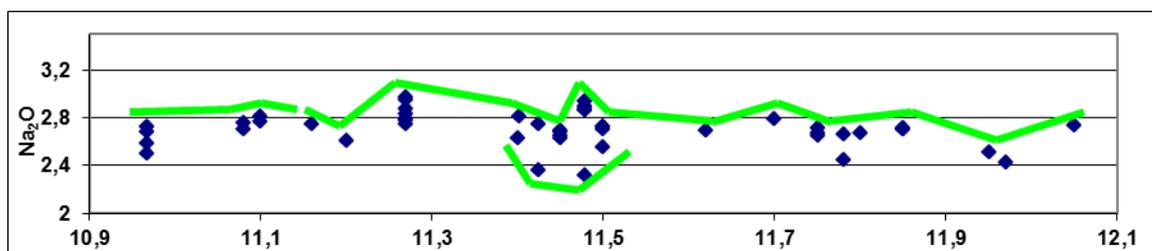
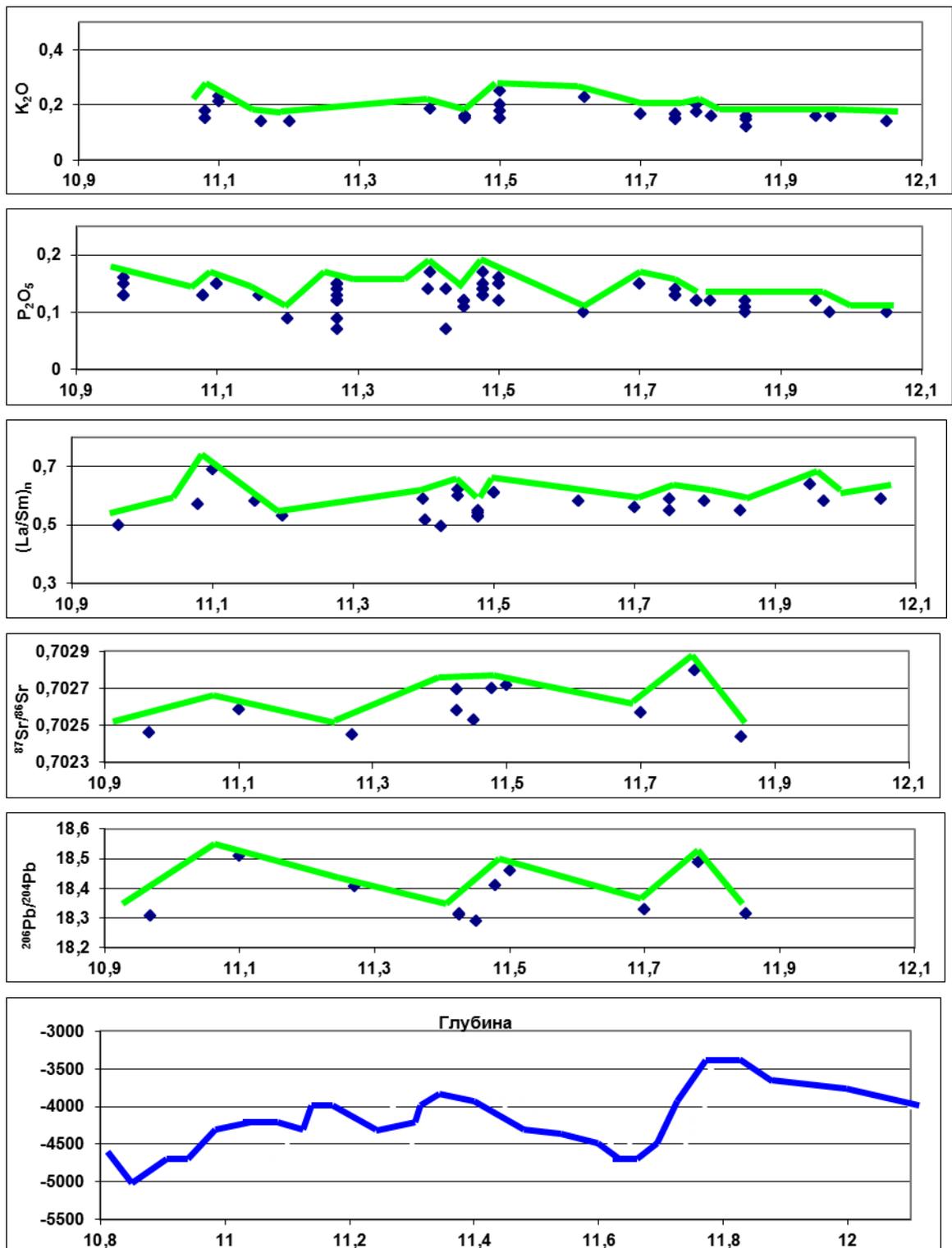


Рис. 4.41 Вдольосевые вариации петро- геохимических и изотопных параметров базальтов и вдольосевой профиль глубин на сегменте САХ между разломами Меркурий (на севере) и Вима (на юге).

Профиль глубин построен по данным работы (Бельтенов и др., 2014)





Продолжение рис. 4.41

$(Ba/Th)_n$ (0,77-0,98) и $(Ba/La)_n$ (0,16-0,27) (рис. 4.4).

Вариации $(La/Sm)_n$ в этом районе образуют отчетливый тренд понижения средних значений с севера на юг от разлома Меркурий к разлому Вима от 0,6 до 0,5 (рис. 4.41). На фоне понижения $(La/Sm)_n$ выделяются три пика более высоких значений этого отношения (0,62-0,69), которые совпадают с пиками повышенных концентраций K_2O в базальтах.

Спайдерграммы изученных базальтов типичны для океанических толеитов (рис. 4.42)

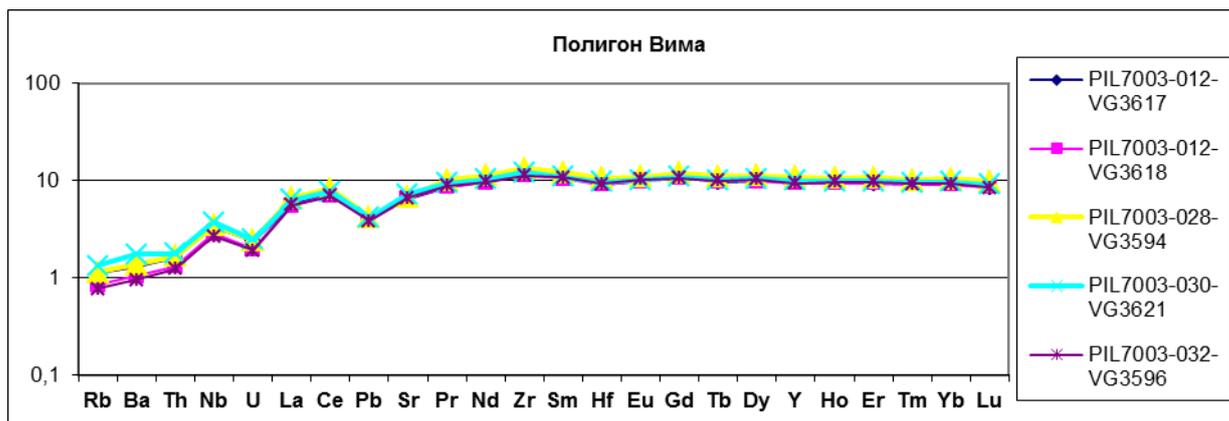


Рис. 4.42 Спайдерграммы базальтов полигона Вима.

Диапазоны вариаций изотопных параметров базальтов полигона Вима следующие: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,702437-0,702795), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,513145-0,513225), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,29-18,51), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,49-15,59) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37,75-38,35). На вариационных диаграммах отношений изотопов свинца составы базальтов образуют поля, расположенные вблизи линии NHRL, т.е. между мантийными источниками DMM и HIMU, ближе к DMM (рис. 4.5). На диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ часть базальтов имеет высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,702692-0,702795) при тех же самых значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,32-18,49). Среди них имеются как базальты с пониженными значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51312), так и с более высокими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51316-0,51319), чем это следовало бы ожидать при данных значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Между величинами $(\text{La}/\text{Sm})_n$ и изотопными показателями базальтов нет прямой корреляции. В то время как последние изменяются в относительно больших диапазонах, отношения $(\text{La}/\text{Sm})_n$ остаются близкими к одной величине (рис. 4.5).

Вдольосевые вариации изотопных отношений образуют положительные аномалии, связанные с центральными частями трех осевых поднятий полигона Вима (рис. 4.41), к которым также приурочены небольшие аномалии концентраций K_2O и P_2O_5 и отношения $(\text{La}/\text{Sm})_n$. Эти наблюдения показывают, что обогащенный материал участвует в плавлении базальтов под сегментом Меркурий – Вима не повсеместно, а лишь в центрах подосевого мантийного апвеллинга. Дополнительно средние значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ образуют градиент уменьшения величин с севера на юг.

Обсуждение

Подводя итоги обсуждению особенностей состава базальтов полигона Вима и характера их вариаций, следует отметить сглаженность контрастности различий плавления базальтов в дистальных и центральных частях спрединговых ячеек, тем не менее, признаки

фокусированности мантийного апвеллинга присутствуют в виде появления относительно высококальциевых базальтов в осевых поднятиях, являющихся центрами ячеек. Имеются также признаки подосевого течения мантии. На это указывают уменьшающиеся к югу средние концентрации MgO в базальтах, и в этом же направлении идет уменьшение среднего уровня осевого рельефа. Уменьшение концентраций MgO в базальтах означает уменьшение интенсивности мантийного апвеллинга, что должно вести к уменьшению степени частичного плавления и соответственно к увеличению средней величины $(La/Sm)_n$. Однако происходит обратное, отношения $(La/Sm)_n$ уменьшаются в южном направлении. Следовательно, в данном случае величина $(La/Sm)_n$ отражает не только степень частичного плавления мантии, но и в большей мере степень обогащенности мантии, которая, таким образом, уменьшается с севера на юг. Об этом свидетельствует и понижение средних значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в этом направлении. Следовательно, подосевой мантийный поток, направленный к югу, включает и вещество обогащенной мантии. Совокупность этих данных показывает, что растекание обогащенной мантии происходит от наиболее крупного осевого поднятия с центром у $11,85^\circ$ с.ш., занимающего аномальное структурное положение в зоне южного интерсекта разлома Меркурий, которое по всем признакам является местом подъема микроплюма обогащенной мантии. Таким образом, спредингловая ячейка, включающая поднятие $11,85^\circ$ с.ш., относится к аномальным ячейкам. В то же время она имеет необычное строение. Она короткая и поднятие $11,85^\circ$ с.ш. занимает практически все пространство этой ячейки. Такие особенности строения ячейки указывают на то, что она развивается в режиме частого поступления обогащенной мантии с большой скоростью.

Два других максимума изотопных и геохимических параметров приурочены к центрам спредингловых ячеек. К этим максимумам могут быть приурочены подъемы отдельных блобов, отделившихся от основного тела микроплюма. У базальтов, слагающих поднятия, наблюдается рассогласование между относительно высокими изотопными отношениями и низкими $(La/Sm)_n$. Следовательно, мантийный источник обогащенных базальтов ранее уже претерпел плавление, в силу чего произошло его обеднение некогерентными элементами.

Некоторые базальты полигона Вима имеют заметно высокие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ при тех же самых $^{206}Pb/^{204}Pb$. Как говорилось, аналогичные базальты с повышенными значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ присутствуют и в северной части полигона Долдрамс. Породы с такими свойствами имеются и севернее - на полигоне Зеленого Мыса среди базальтов, залегающих вблизи хребта Ресечер. На изотопных диаграммах базальты с такими изотопными свойствами всех трех полигонов Долдрамс, Вима и Зеленого Мыса образуют единые тренды, указывающие на смешение вещества двух мантийных источников. Один из них это деплетированная мантия, а другой представляет собой смесь между мантийными компонентами EM и HIMU, при

доминировании последнего. На наш взгляд, эти факты свидетельствуют об участии в плавлении базальтов полигона Вима обогащенного вещества, поступающего от плюма Ресечер, который, как и плюмы Св. Елены и Сьерра Леоне, инициирует потоки плюмового материала, которые проходят глубже потоков микроплюмового вещества.

Базальты полигона Вима высоко- и низкокальциевых серий близки к базальтам соответствующих серий полигона Мур по концентрациям CaO, MgO, FeO и TiO₂, но отличаются от них заметно большими концентрациями Al₂O₃ и в некоторых образцах - K₂O. Это может отражать зараженность местной мантии веществом, обогащенным Al₂O₃ и K₂O. В этом отношении есть определенная близость между базальтами полигона Вима и базальтами высокоглиноземистой серии полигона Долдрамс, хотя последние имеют более высокие концентрации Al₂O₃. Эта близость подчеркивается и наличием на полигоне Вима базальтов, которые при тех же самых значениях ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr имеют более высокие значения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. Такие изотопные свойства наблюдались у высокоглиноземистых базальтов полигонов Романш и Долдрамс, которые на основании их петро-геохимических особенностей предположительно связывались с участием в их плавлении блоков НКК, пассивно располагающихся в астеносферной мантии. Возможно, следует ожидать наличие таких блоков и в астеносферной мантии полигона Вима.

Таким образом, состав и характер вдольосевых вариаций петрогенных оксидов, геохимических и изотопных отношений базальтов определяются суперпозицией малоглубинного фракционирования расплавов, подосевого апвеллинга, вдольосевого растекания вещества микроплюма обогащенной мантии, более глубинного течения вещества плюма Ресечер и, возможно, плавления блоков НКК.

4.2.10 Полигон Зеленого Мыса

Полигон Зеленого Мыса был опробован в ходе нескольких рейсов, перечисленных в разделе 3.14. Результаты изучения состава, геохимии и изотопии драгированных в ходе этих рейсов базальтов представлены в работах (Bougault et al., 1988, Melson, O'Hearn, 2003, Dmitriev et al., 1991, Пушаровский и др., 1989, Соболев и др., 1992, Staudacher et al., 1989, Dosso et al., 1991, 1993, Силантьев и др., 2004, Silantyev, 1995, Сколотнев и др., 1999, Сущевская и др., 2002, Пейве, 2002, Пейве и др., 1988а, 1988б). Новые данные по геохимии и изотопии базальтов, полученные в ходе данного исследования, представлены в табл. 4.1 и 4.5. Схема опробования полигона, на которое опиралось данное исследование, представлена на рис. 4.43.

В пределах полигона имеются три трансформных разлома: Зеленого Мыса, Марафон и Меркурий. Ранее между разломами Зеленого Мыса и Марафон были выделены три участка

преимущественного распространения базальтов, обогащенных некогерентными элементами (Сколотнев и др., 1999). Это район непосредственного сочленения разлома Зеленого Мыса с южным сегментом рифта (*Северная аномалия*), участок с центром около 14° с.ш. (*Центральная аномалия*) и район, локализованный в зоне сочленения разлома Марафон с северным сегментом рифта (*Южная аномалия*). *Центральная аномалия* совпадает с большим поднятием дна рифтовой долины высотой до 1000 м. *Северная* и *Южная аномалии* не обнаруживают связи с поднятием дна рифта.

В гребневой зоне полигона развиты изометричные положительные структуры центрально-вулканической природы (гора Ферсмана, район станций S0912, S0918, S0999, S1501 и S1522) (Разницын и др., 1991; Сколотнев и др., 1999).

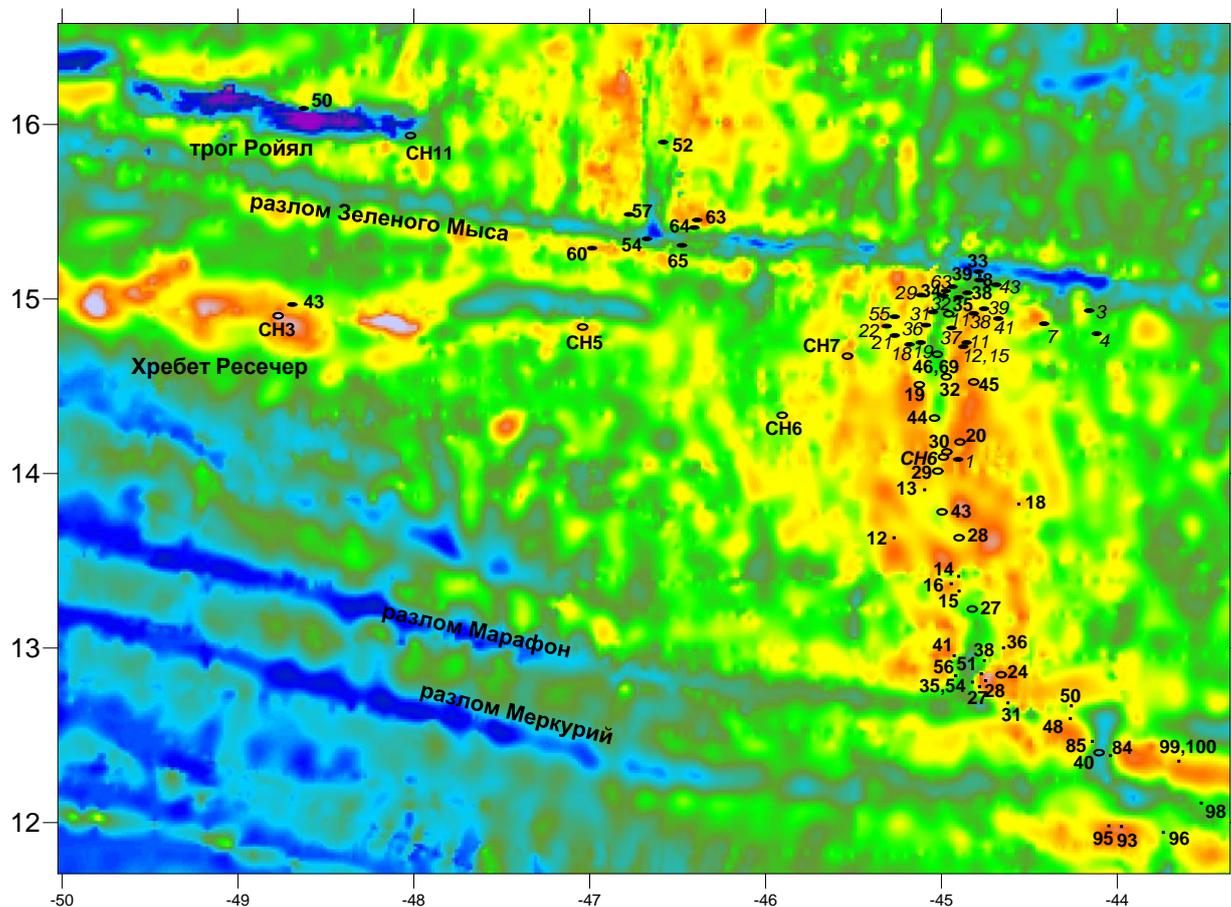


Рис. 4.43 Схема опробования полигона Зеленый Мыс.

Станции драгирования: залитые эллипсы: простые цифры - 3-го рейса, курсивом - 15-го рейса, крестик - 9-го рейса НИС "Академик Страхов"; не залитые эллипсы: простые цифры - 12, 16-го рейсов НИС "Академик Петров", простые цифры с буквами СН - рейса CHRR188 НИС "Ridelente", курсивом - рейса CH77 НИС "Vema"

На западном фланге разлома Зеленого Мыса вдоль его южного крыла простирается подводный вулканический хребет Ресечер, со склонов которого подняты единичные образцы

вулканитов, среди которых имеются щелочные базальты (ст. S0343, СН-3). Между хребтом Ресечер и *Центральной аномалией* находится ряд небольших поднятий, с которых получены щелочные и обогащенные толеитовые базальты (ст. СН-5,6,7).

Вдоль северного крыла западной пассивной части разлома Зеленого Мыса простирается трог Ройял, опробованный на станциях S0350 и СН-11.

Особенности состава базальтов

Щелочные базальты

Щелочной базальт с хребта Ресечер (станция S0343) характеризуется очень низкими концентрациями MgO (2,26%) и CaO (5,18%) и высокими - K₂O (2,45%), Na₂O (4,80%), P₂O₅ (0,82%). Значения других оксидов следующие: SiO₂ = 50,4%, TiO₂ = 1,99%, Al₂O₃ = 15,74%, FeO = 10,98%. Он близок к щелочным базальтам вулкана *Восточный* полигона Габон.

Образец S0941/10 с западного фланга *Южной аномалии* имеет следующий состав: SiO₂ = 46,04%, TiO₂ = 3,04%, Al₂O₃ = 12,67%, MgO = 8,18%, FeO = 11,5%, CaO = 10,44%, Na₂O = 3,36%, K₂O = 1,22% и P₂O₅ = 0,53%. Составы образцов из области между хребтом Ресечер и *Центральной аномалией* (станция СН-6) варьируют в следующих диапазонах: SiO₂ = 46,6-48%, TiO₂ = 2,05-2,6%), Al₂O₃ = 17,8%, CaO = 10,77-11,68%, MgO = 5,77-5,87%, FeO = 9,38%, Na₂O = 3,2-3,4%, K₂O = 0,9-1,37% и P₂O₅ = 0,45-0,76%.

Таблица 4.5 Содержание элементов-примесей (в г/т) в избранных базальтах полигона Зеленый Мыс

Образцы	Sc	Co	Cu	Rb	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
S0918/1	40	43	98	8,9	26	16	12,0	23	3,4	15	3,7	1,35	4,6	0,76	4,6
S0941/10	31	55	83	23	30	55	34	68	8,5	33	7,2	2,47	7,7	1,17	6,4
S0984/5	33	58	101	0,38	16	0,77	1,02	3,0	0,53	3,0	1,17	0,59	1,8	0,37	2,5
S1501/53	36	45	82	6,3	19	20	12,6	25	3,4	14	3,3	1,23	3,7	0,59	3,4
S1501/59	34	47	83	6,7	17	20	11,8	24	3,1	13	3,1	1,13	3,4	0,54	3,1
S1501/62	36	45	72	4,3	18	21	12,1	24	3,2	14	3,2	1,18	3,5	0,58	3,3
S1501/1	38	45	83	7,8	18	14	9,0	19	2,5	11	2,8	1,10	3,4	0,58	3,5
S1501/2	37	44	88	8,5	18	14	8,9	18	2,5	10,9	2,8	1,08	3,4	0,58	3,4
S1522/3	27	48	83	13,3	21	28	16	33	4,1	17	4,2	1,56	4,9	0,77	4,2
S1522/6	28	46	82	9,0	22	28	17	33	4,3	18	4,5	1,62	5,1	0,82	4,4
S1531/3	40	38	48	4,0	23	9,6	7,1	17	2,5	11	3,1	1,09	3,9	0,69	4,3
S1521/4	40	43	93	4,0	20	5,2	4,4	11,2	1,6	7,7	2,4	0,89	3,1	0,56	3,6
S1519/2	39	44	85	4,6	20	8,3	6,4	15	2,0	9,4	2,6	0,95	3,3	0,57	3,6
S1518/3	40	42	84	3,4	20	8,5	6,6	15	2,1	10,0	2,7	1,01	3,4	0,58	3,7

Образцы	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U	V	Cr	Ni	Sr	Zr	Ba
S0918/1	0,97	2,7	0,39	2,5	0,37	2,8	3,8	1,0	0,34	269	286	101	203	105	94
S0941/10	1,20	3,1	0,40	2,4	0,34	5,6	11	3,6	0,99	265	299	160	514	206	319

S0984/5	0,59	1,7	0,26	1,7	0,26	0,8	<0,8	<0,1	0,04	139	321	266	112	65	2
S1501/53	0,72	2,0	0,27	1,7	0,26	2,5	1,3	1,2	0,53	240	479	191	303	94	148
S1501/59	0,65	1,8	0,25	1,5	0,23	2,5	1,2	1,2	0,42	215	475	213	293	97	141
S1501/62	0,68	1,9	0,26	1,6	0,24	2,3	1,1	1,2	0,37	230	509	204	300	82	139
S1501/1	0,73	2,0	0,29	1,8	0,28	2,0	1,1	0,9	0,32	258	188	92	212	75	97
S1501/2	0,72	2,0	0,28	1,8	0,28	2,0	1,4	0,9	0,32	255	180	92	221	76	98
S1522/3	0,82	2,1	0,29	1,7	0,25	3,4	5,7	1,8	0,48	207	526	215	315	133	154
S1522/6	0,87	2,3	0,30	1,8	0,26	3,5	1,4	1,9	0,44	223	451	181	329	127	145
S1531/3	0,92	2,7	0,38	2,4	0,37	2,5	1,0	0,7	0,28	291	207	98	131	85	114
S1521/4	0,77	2,3	0,33	2,1	0,33	1,8	2,3	0,4	0,11	266	399	126	118	95	44
S1519/2	0,79	2,2	0,33	2,1	0,32	2,0	1,0	0,6	0,18	277	367	142	124	66	70
S1518/3	0,78	2,2	0,32	2,1	0,32	2,1	1,3	0,6	0,20	291	327	135	152	70	55

Примечания. Измерения выполнены методом ICP MS (см. главу 1). S09 - образцы 9-го рейса, S15 - 15-го рейса НИС "Академик Страхос

На вариационных диаграммах SiO₂ - CaO, MgO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Na₂O + K₂O (рис. 4.9, 4.10) щелочные базальты полигона Зеленый Мыс попадают в поле дифференцированной серии щелочных вулканитов о. Св. Елены, свидетельствуя о том, что они являются продуктами малоглубинной дифференциации исходных расплавов по составу близких к трахипикробазальтам. При этом наиболее дифференцированный образец (FeO/MgO = 4,58) поднят с хребта Ресечер, с чем и связаны его более высокие концентрации K₂O, Na₂O и менее высокие – CaO, MgO и P₂O₅; а наименее дифференцированный образец - S0941/10, который отличается от типичных трахипикробазальтов более высокими концентрациями MgO и более низкими - Al₂O₃, что сближает его с низкоглиноземистыми высокомагнезиальными щелочными базальтами *Щелочного* поднятия полигона Романш. Образец SHRRI88-006-102 с западного фланга *Центральной аномалии* выделяется более высокими концентрациями Al₂O₃ и более низкими - TiO₂ и FeO, что роднит его с высокоглиноземистыми щелочными базальтами *Зоны перегиба* полигона Романш.

Деплетированные и слабообогатенные базальты

Валовый состав толеитовых базальтов полигона Зеленого Мыса чрезвычайно пестрый, в работе (Сущевская и др., 2002) отмечается, что каждая станция опробования это самостоятельный петрохимический тип базальтов. На вариационной диаграмме FeO/MgO - K₂O (рис. 4.44) выделяются три группы базальтов: деплетированные, слабообогатенные и обогатенные. Первые две группы при росте FeO/MgO от 0,8 до 1,82 образуют тренды медленного увеличения концентраций K₂O от 0,06% до 0,2% и от 0,15% до 0,27%, соответственно. Обогащенные разности резко преобладают на полигоне и в свою очередь подразделяются на несколько групп, в пределах которых происходит очень быстрое увеличения концентраций K₂O (0,24-0,87%) с увеличением FeO/MgO. Распределению

базальтов по уровню K_2O вторит их распределение по уровню P_2O_5 : деплетированные: 0,01-0,18%, слабообогатенные: 0,07-0,21%, обогатенные: 0,12-0,43%. В то же время среди деплетированных и слабообогатенных разностей встречаются образцы с более высоким концентрациями P_2O_5 (до 0,26%) при данных K_2O .

Основная масса деплетированных, умеренно и слабообогатенных базальтов разделяется на две серии: высоко ($CaO = 10,59-12,42\%$) и низкокальциевых ($CaO = 10,36-11,92\%$) пород при вариациях FeO/MgO от 0,76 до 1,51. Независимо от этого данные базальты, подобно тому как на полигоне Сьерра Леоне, разделяются на высоко ($MgO = 6,91-9,33\%$) и низкомагнезиальную ($MgO = 6,51-8,84\%$) серии (рис. 4.44).

Базальтам высококальциевой серии свойственны пониженные концентрации Na_2O (в среднем 1,93-2,95% при $FeO/MgO = 0,89-1,82$), TiO_2 (0,91-1,88%), противоположные свойства у базальтов низкокальциевой серии ($Na_2O = 2,25-3,4\%$, $TiO_2 = 0,97-2,08\%$). У базальтов высокомагнезиальной серии повышенные концентрации FeO (в среднем 8,33-11,12% при $FeO/MgO = 0,87-1,55$) и, наоборот, - у пород низкомагнезиальной серии ($FeO = 7,97-10,64\%$) (рис. 4.44).

На фоне основной группы деплетированных и слабообогатенных базальтов выделяется несколько малочисленных групп.

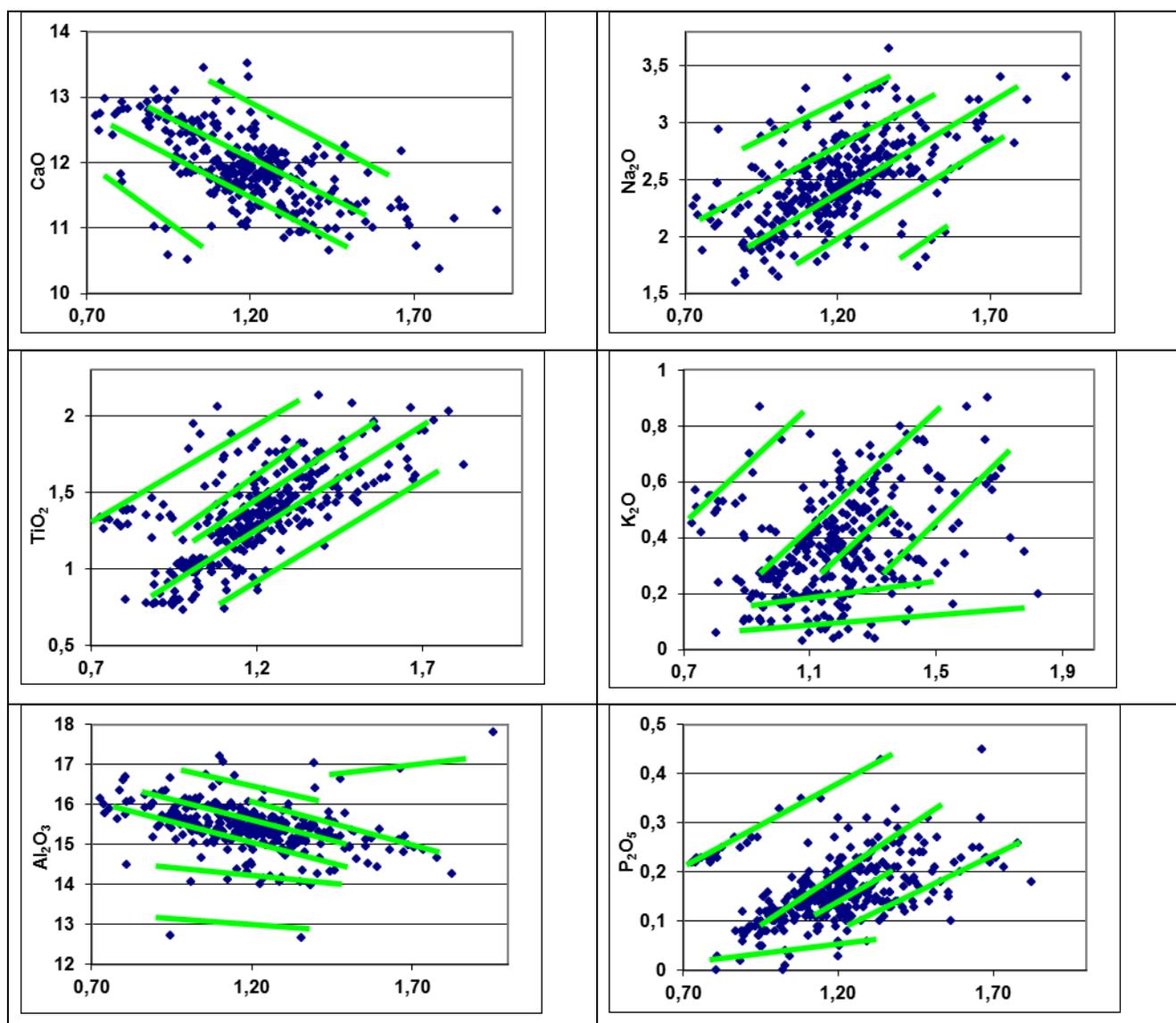
Одна из них объединяет базальты высококальциевой серии с очень высокими концентрациями MgO (8,03-9,56%) при $FeO/MgO = 0,8-1,35$, превышающие таковые у базальтов высокомагнезиальной серии. Их общими чертами также являются очень низкие концентрации SiO_2 (46,89-48,97%), TiO_2 (0,78-1,35%) и Na_2O (1,6-2,2%), повышенные и высокие - FeO (8,83-11,13%) и Cr (390-490 г/т). Они распространены на пространстве между *Северной* и *Центральной* аномалиями.

Еще одна группа высокомагнезиальных и высокожелезистых ($FeO = 9,37-11,47\%$) базальтов с пониженными концентрациями SiO_2 (47,14-49,19%), уровень MgO (8,37-9,65%) у которых превышает таковой у базальтов высокомагнезиальной серии, характеризуется невысокими концентрациями Cr (230-320 г/т) и повышенными содержаниями TiO_2 (1,37-1,88%) и Na_2O (2,2-3,17%). Для них свойственны значительные вариации содержаний CaO (10,65-12,03%) и Al_2O_3 (14,14-16,57%), они встречены в разломных зонах Марафон и Меркурий, а также в рифте, разделяющем эти разломы.

Выделяется группа наименее глиноземистых слабообогатенных пород ($Al_2O_3 = 14,05-14,45\%$ при $FeO/MgO = 1,12-1,35$), которые также характеризуются повышенными и высокими концентрациями Na_2O (2,65-3,17%) и TiO_2 (1,45-1,88%) (рис. 4.44). Данные базальты в основном концентрируются в районе северного интерсекта разлома Марафон (ст. S0931,41,54), где был обнаружен щелочной базальт (обр. S0941/10), также

характеризующийся низкими концентрациями Al_2O_3 . Подобные слабообогатщенные базальты также обнаружены на станциях S0948 и S0996, представляющих соответственно южный интерсект разлома Марафон и северный интерсект разлома Меркурий.

В районе северного интерсекта разлома Зеленого Мыса (ст. S0354,60,63,64,65) и в прилегающем к нему сегменте (ст. S0352) встречены высоконатровые вулканиды, образующие самостоятельную дифференцированную серию ($FeO/MgO = 0,89-1,82$) с очень необычным сочетанием петрохимических параметров (рис. 4.44). При высоких (3-3,65%) и повышенных (2,5-2,95%) концентрациях Na_2O наблюдаются низкие (1,15-1,97%) и пониженные (0,9-1,54%) содержания TiO_2 , хотя, как правило, высокие концентрации Na_2O сопровождаются и высокими концентрациями TiO_2 . При низких значениях TiO_2 закономерны высокие концентрации CaO (10,64-11,76%), что и наблюдается, но это не характерно для разломных зон, где обычно встречаются базальты с противоположными сочетаниями этих параметров (высокие TiO_2 и низкие CaO). Следует отметить, что в



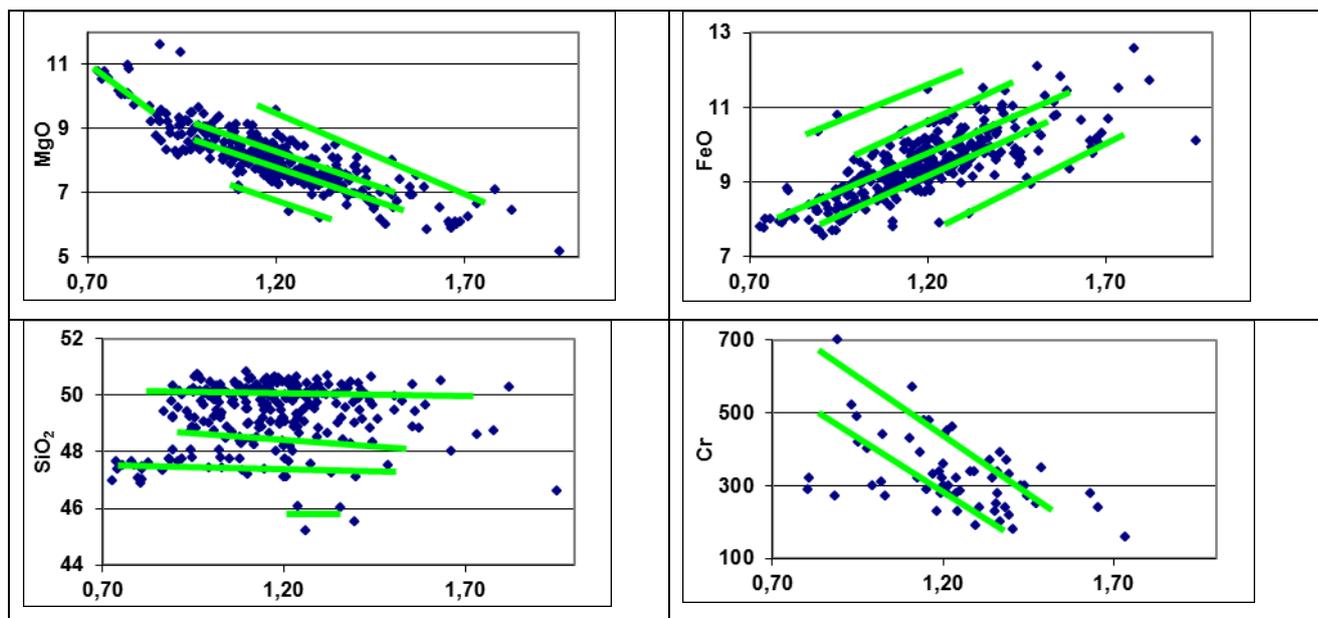


Рис. 4.44 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) и Cr (в г/т) в зависимости от степени дифференцированности (FeO/MgO) базальтов полигона Зеленый Мыс.

этом же районе имеются и базальты с очень низкими концентрациями Na_2O (1,7% при $\text{FeO}/\text{MgO} = 0,89$), относящиеся к обогащенным разностям (см. ниже).

Другая группа высоконатровых пород ($\text{Na}_2\text{O} = 2,82\text{-}3,3\%$ при $\text{FeO}/\text{MgO} = 0,81\text{-}1,24$) преимущественно распространена в зонах разломов Марафон (ст. S0931,35,48) и Меркурий (ст. S0996,98) и на межразломных хребтах, связанных с ними (ст. S0993,99). Эти базальты характеризуются высокими и повышенными концентрациями TiO_2 (1,29-1,74%) и FeO (8,77-10,61%), пониженными - CaO (11,03-11,96%) и низкими - SiO_2 (47,18-48,89%). Соотношения всех этих петрохимических параметров типичны для базальтов, плавящихся в дистальных частях спрединговых ячеек.

Еще одним районом, где распространены высоконатровые базальты, является трог Рояйл (станция S0350). При высоких значениях Na_2O (2,35-3,39% при $\text{FeO}/\text{MgO} = 0,93\text{-}1,32$) для них характерны низкие и пониженные концентрации TiO_2 (0,74-1,5%), высокие - Al_2O_3 (16-17,19%) и низкие - MgO (6,2-7,6%) и FeO (7,71-8,26%). По уровню всех параметров данные базальты очень близки к высокоглиноземистым высоконатровым базальтам из *Зоны перегиба* разлома Романш, за исключением высоких концентраций CaO (12,43-12,74%). Часть обогащенных базальтов трога Рояйл обладает такими же свойствами, другая часть имеет очень высокие концентрации TiO_2 и умеренные - Al_2O_3 .

Выделяется группа наиболее низконатровых пород, принадлежащих высококальциевой серии, объединяющая базальты с пониженной (2,4-3,2% при $\text{FeO}/\text{MgO} = 1,02\text{-}1,73$) и низкой (1,66-2,82% при $\text{FeO}/\text{MgO} = 0,89\text{-}1,72$) концентрациями Na_2O (рис. 4.44). Это базальты с пониженной (0,78-1,41% при $\text{FeO}/\text{MgO} = 0,89\text{-}1,23$) и низкой (0,86-2,03% при $\text{FeO}/\text{MgO} = 1,2\text{-}$

1,78) концентрациями TiO_2 . Большая часть из них принадлежит высокомагнезиальной серии, они встречены в периферийных частях *Северной* (ст. S0334,35), *Центральной* (ст. S0914,15) и *Южной* (ст. S0935,41) *аномалий*, а также вблизи северного интерсекта разлома Зеленого Мыса (ст. S0363,65). Меньшая часть этой группы базальтов, встреченных на некотором удалении от *Северной* (ст. S1521) и *Южной* (ст. S0938) *аномалий* относится к низкомагнезиальной серии. Очевидно, что это базальты наиболее высоких степеней частичного плавления, образовавшиеся на участках наиболее прогретой астеносферной мантии.

По уровню, характеру и широте вариаций концентраций Na_2O основная часть базальтов полигона Зеленый Мыс хорошо совпадает с таковыми на полигонах Габон, Св. Петра, но в целом их уровень заметно ниже, чем у базальтов полигонов Сьерра Леоне и Мур (в среднем на 0,35-0,4%). В то же время в небольшом количестве встречены очень низконатровые породы, каких нет на других полигонах. Уровень наиболее высоконатровых пород приближается к таковому у базальтов северного интерсекта разлома Богданова (полигон Сьерра Леоне). Близкая ситуация и при сравнении уровней концентрации TiO_2 , они близки с таковыми у базальтов полигонов Габон, Св. Петра, и в целом ниже, чем у базальтов полигонов Сьерра Леоне и Мур (в среднем на 0,3%).

Обогащенные базальты

На диаграмме $K_2O - K_2O/TiO_2$ совокупность обогащенных базальтов образует единый тренд роста K_2O/TiO_2 с ростом K_2O (рис. 4.45). Это может означать, что в этом направлении

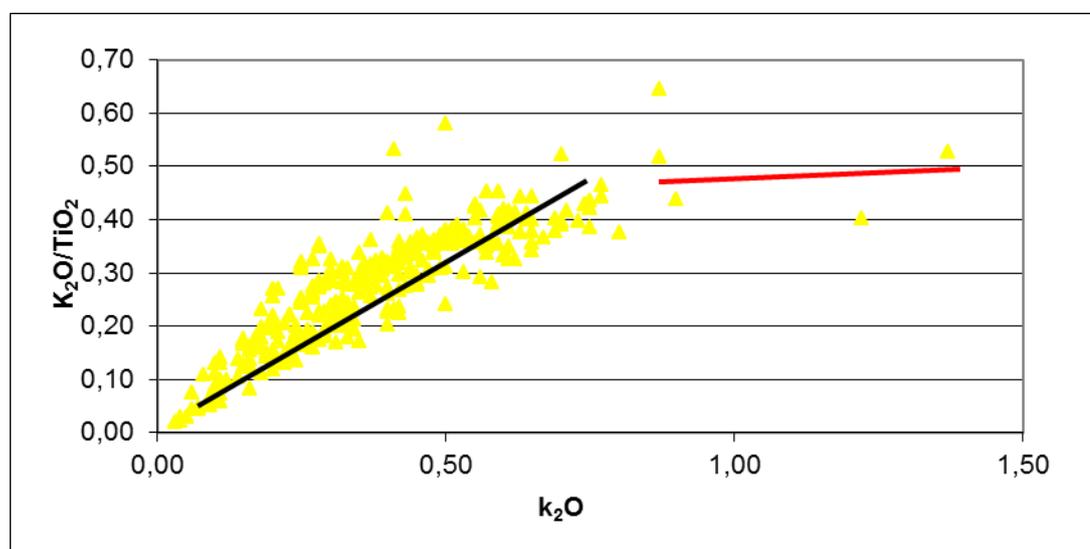


Рис. 4.45 Диаграмма $K_2O - K_2O/TiO_2$ для базальтов полигона Зеленый Мыс.

Линии тренды вариаций: черного цвета – основной группы базальтов, красного цвета – щелочных базальтов.

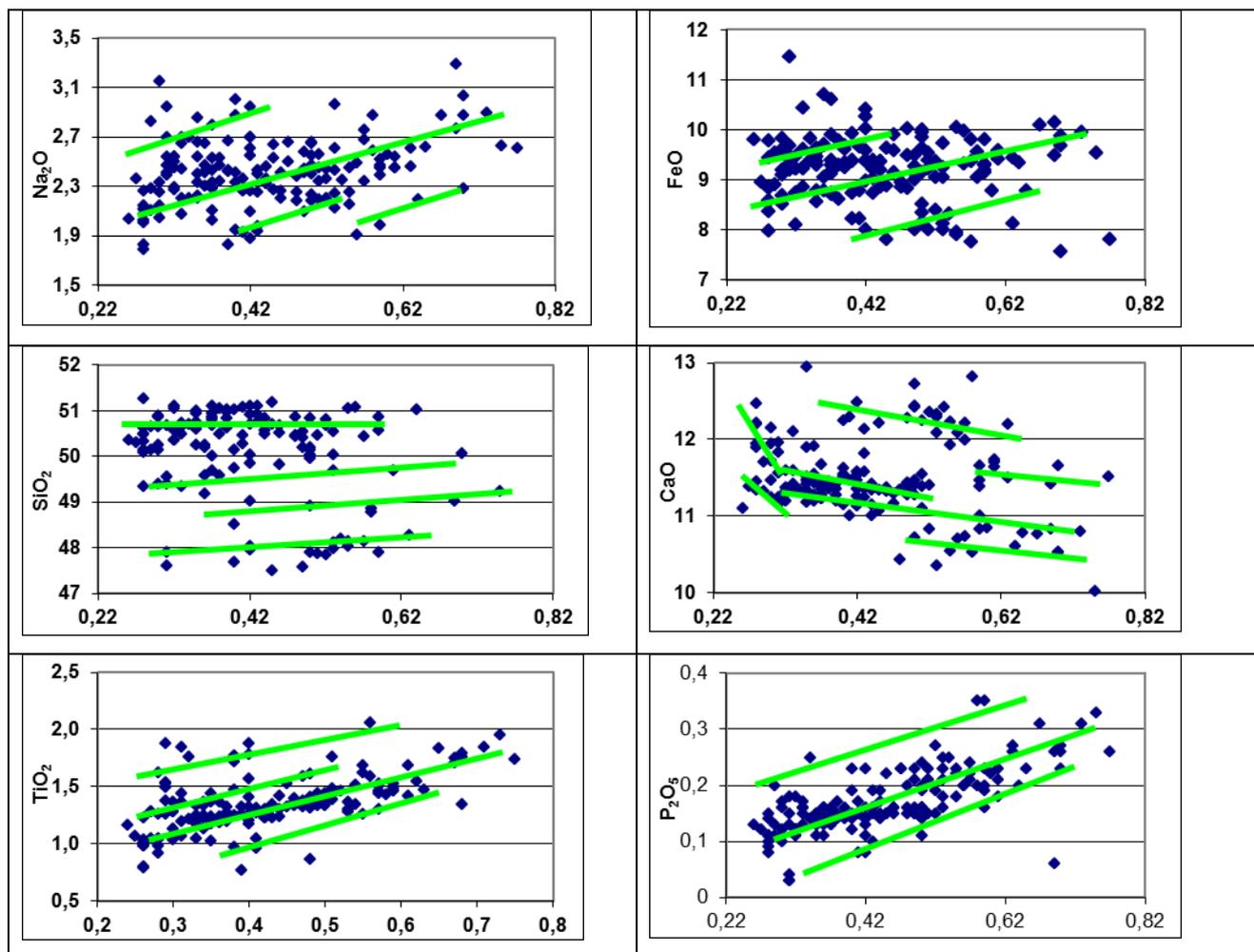
либо уменьшается степень частичного плавления, либо в составе базальтов возрастает доля обогащенного компонента, либо оба фактора действуют одновременно. У щелочных базальтов значения K_2O/TiO_2 близки к таковым у наиболее обогащенных базальтов, но концентрации K_2O существенно выше, т.е. щелочные и высокообогащенные базальты связаны субгоризонтальным трендом. Постоянство K_2O/TiO_2 у высоко обогащенных и щелочных базальтов означает, что происходит пропорциональное увеличение концентраций K_2O и TiO_2 , что возможно при одновременном уменьшении степени частичного плавления и увеличении глубины плавления.

На вариационных диаграммах K_2O – оксид обогащенные базальты разделяются на несколько групп (рис. 4.46). Наиболее многочисленная из них образует на диаграммах компактные поля, указывающие на увеличение концентраций FeO (в среднем 8,75-9,65%), Na_2O (2,04-2,62%), TiO_2 (0,98-1,71%), P_2O_5 (0,11-0,23%) и отношений FeO/MgO (0,96-1,3) и уменьшение - MgO (8,86-7,18%), CaO (11,7-10,78%) и CaO/Al_2O_3 (0,77-0,69) при росте K_2O (0,27-0,75%) и K_2O/TiO_2 (0,24-0,45) в базальтах, при этом у них наблюдается приблизительно постоянный уровень концентраций Al_2O_3 (15,34%) и SiO_2 (50,2%). Эти базальты преимущественно распространены на участках *Центральной* и *Северной аномалий* и вблизи них, реже они встречаются в районе *Южной аномалии*. Наиболее обогащенные базальты ($K_2O = 0,55-0,77\%$) встречены в центрах этих аномалий (станции S0333,39 (*Северная аномалия*), A19,30,44,45 (*Центральная аномалия*)) и на станции СН-07 на западном фланге гребневой зоны САХ напротив этих аномалий.

От типовых обогащенных базальтов отличаются низконатровые разности ($Na_2O = 1,74-2,19\%$ при $K_2O = 0,43-0,74\%$), встреченные в самом центре *Северной аномалии*. Они также характеризуются пониженными (1,5-1,73%) и низкими (0,77-0,97%) концентрациями TiO_2 , низкими - FeO (7,97-8,95%) и высокими – CaO (11,81-12,46%). Данная комбинация петрохимических параметров указывает на то, что эти базальты плавилась при очень высоких степенях частичного плавления, характерных для центров спредингвых ячеек. Действительно, эти базальты получены на станциях S1536,37,39,41, приуроченных к поднятию дна рифтовой долины в промежуточной области между *Северной* и *Центральной аномалиями*. Вблизи этого района встречены и деплетированные базальты с очень высокими концентрациями MgO и очень низкими - Na_2O , показателями аномально высоких степеней частичного плавления. Таким образом, на этом участке возникают условия для очень высоких степеней частичного плавления, которые могут быть обусловлены дополнительным нагревом мантии в зоне магмогенерации. Следует отметить, что базальты этой группы имеют наиболее низкие уровни концентраций TiO_2 и Na_2O среди всех базальтов. Высококальциевые базальты отличаются от основной массы обогащенных базальтов

более высокими концентрациями CaO (12,21-11,68% при $K_2O = 0,27-0,9\%$, P_2O_5 до 0,45%), они также имеют более низкие значения FeO (8,57-9,35%), MgO (5,85-8,35%), TiO_2 (0,92-1,68%) и более высокие - Al_2O_3 (15,65-16,75%) и CaO/Al_2O_3 (0,78-0,74). Они встречаются в пределах *Центральной аномалии* (ст. S0913,16, C-06, A32), а также на поднятиях между ней и хребтом Ресечер (ст. СН-07,06,05). В области *Центральной аномалии*, как показывает анализ пространственных вариаций состава базальтов, приведенный ниже, высококальциевые базальты маркируют центр апвеллинга астеносферной мантии.

Необычный состав имеют базальты еще одной группы, выделяющиеся очень высокими концентрациями MgO (8,98-10,78% при $K_2O = 0,42-0,63\%$), они могут быть классифицированы как пикробазальты. При одинаковых значениях K_2O от других обогащенных базальтов они отличаются существенно более низкими концентрациями SiO_2 (46,99-47,65%) и FeO (7,78-8,4%) и значениями FeO/MgO (0,73-0,91) и более высокими - CaO рассматриваемых полигонов Центральной части Атлантики.



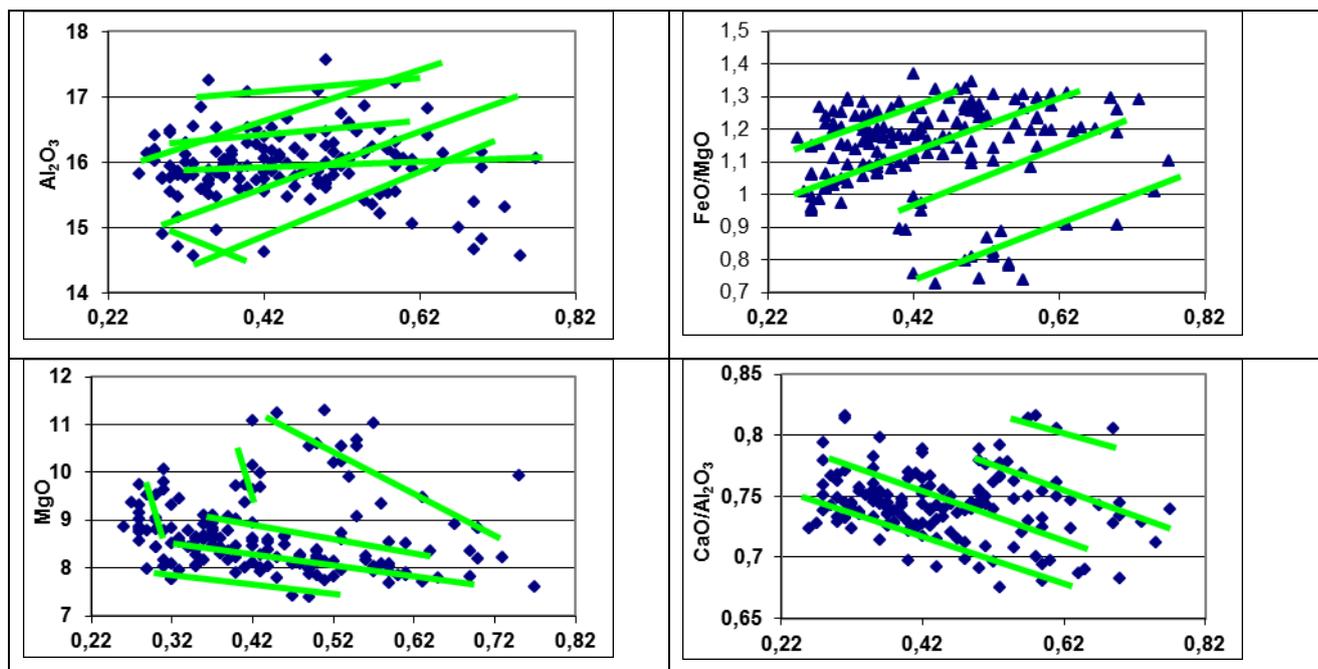


Рис. 4.46 Вариации петрогенных оксидов (в %) в зависимости от степени обогащенности (K₂O в %) обогащенных базальтов полигона Зеленый Мыс.

(11,92-12,48%), Al₂O₃ (15,64-16,6%) и CaO/Al₂O₃ (0,74-0,79), для них также характерны пониженные концентрации Na₂O (1,88-2,61%) и TiO₂ (1,26-1,42%). По петрохимическим особенностям пикробазальты близки к высококальциевым обогащенным базальтам. Между ними имеются и переходные разности.

Пикробазальты драгированы с небольшой горы, венчающей один из хребтов рифтовых гор на восточном фланге гребневой зоны (ст. S1501). Их свежесть и большая везикулярность свидетельствуют о том, что эти базальты изливались во внеосевых условиях, надстраивая вертикальный разрез рифтовых гор.

Наконец, еще одна самостоятельная группа образована обогащенными базальтами, распространенными в районе *Южной аномалии*, а также в еще более южных районах полигона на поднятиях межразломных хребтов с юга и с севера от разлома Меркурий (ст. S0993,95,99,100). Они характеризуются низкими концентрациями Al₂O₃ (14,07-14,65% при K₂O = 0,28-0,75%) и высокими CaO/Al₂O₃ (0,77-0,82), им также свойственны повышенные концентрации Na₂O (2,54-3,03%), MgO (7,85-9,14%), FeO (9,55-10,16%), TiO₂ (1,6-2,06%) и пониженные – SiO₂ (48,36-48,9%). Базальты этой группы образуют единые тренды вариаций со щелочным базальтом 0941/10, встреченным в этом районе, имеющим очень низкие концентрации Al₂O₃ и очень высокие – MgO. Среди слабообогащенных базальтов из этого района также много разностей с близкими петрохимическими особенностями. Эти наблюдения свидетельствуют о своеобразии состава мантийного источника этих базальтов, а именно об обогащенности его MgO и обедненности Al₂O₃.

Высокообогащенные базальты станции S1522, приуроченной к небольшому поднятию внутриплитного происхождения на западном фланге гребневой зоны, имеют параметры промежуточные между высокомагнезиальными базальтами *Центральной аномалии* и низкоглиноземистыми базальтами *Южной аномалии*: Al_2O_3 (14,07-15,02%), CaO (10,02-10,52%), FeO (9,53-9,56%), Na_2O (2,59-2,63%) и TiO_2 (1,95-2,06%). Близкие по составу базальты были встречены на *Щелочном* поднятии полигона Романш.

Таким образом, характерной чертой полигона Зеленого Мыса является наличие высокомагнезиальных базальтов, как среди обогащенных и щелочных, так и среди деплетированных разностей, распространение которых носит точечный характер. Их наиболее общей чертой также является пониженная концентрация кремнезема, что в совокупности свидетельствует об относительно глубинных условиях плавления их первичных расплавов. Значительные вариации других компонентов: Al_2O_3 , CaO , FeO , Na_2O , TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , - отражают не только вариации степени частичного плавления, но и, по-видимому, пестроту состава мантийного источника в этом районе. Очевидно, что в распространении высокомагнезиальных базальтов также большую роль играет наличие температурных положительных аномалий в мантии на уровне зоны магмогенерации.

Особенности геохимии базальтов

Деплетированные и слабообогащенные базальты характеризуются низкими содержаниями литофильных элементов-примесей: $Rb = 0,47-3,6$ г/т, $Ba = 9,8-28$ г/т, $Sr = 96-200$ г/т, $Zr = 20-100$ г/т, $Nb = 1-6,8$ г/т, $Th = 0,08-0,37$ г/т, $La = 1,8-6,2$ г/т (табл. 5). В умеренно и высокообогащенных разностях их значения существенно возрастают: $Rb = 3-15$ г/т, $Ba = 10-165$ г/т, $Sr = 120-270$ г/т, $Zr = 50-160$ г/т, $Nb = 4-26$ г/т, $Th = 0,69-1,49$ г/т, $La = 4-15$ г/т, становясь максимальными в щелочных базальтах: $Rb = 9,7-19$ г/т, $Ba = 204-399$ г/т, $Sr = 400-1260$ г/т, $Zr = 145-310$ г/т, $Nb = 27-61$ г/т, $La = 18-50$ г/т. По содержанию Sr резко выделяются обогащенные базальты трога Ройял (360-380 г/т). Щелочной базальт хребта Ресечер выделяется более высокой концентрацией Y (62 г/т).

Концентрации Sr в среднем уменьшаются от деплетированных базальтов (180-490 г/т) к обогащенным (160-320 г/т) и щелочным (250 г/т). Наиболее бедный хромом - щелочной базальт хребта Ресечер (40 г/т). Уровень хрома у основной массы базальтов полигона близок к таковому у большей части базальтов других полигонов. В то же время наблюдается несколько пространственных групп с более высокими содержаниями Sr у базальтов: из района к югу от *Северной аномалии* (440-490 г/т, ст. S0334,35), из северного интерсекта разлома Зеленого Мыса (480-700 г/т, ст. S0354,64,65), с северного окончания полигона (370-390 г/т, ст. S0352) и трога Ройял (350-570 г/т). На диаграммах $FeO/MgO - Sr$ данные базальты формируют тренд более высоких значений хрома при данных значениях FeO/MgO (рис.

4.44). На этом тренде располагаются также ряд обогащенных базальтов полигона Мартин Вас, ряд обогащенных пород и щелочной базальт полигона Св. Петра и значительная часть базальтов полигона Долдрамс.

Анализ спайдерграмм базальтов показывает следующее. Их общий вид у щелочных и высокообогащенных базальтов в целом близок друг другу: крутой подъем спектра от Lu до La, положительная Nb-Ta аномалия, отрицательные - U, Sr и Pb (рис. 4.47). У большинства из них присутствует положительная аномалия Ba. Характер изменения спайдерграмм от высокообогащенных к деплетированным базальтам следующий. Происходит общее понижение уровня спайдерграмм, выполаживается их правая часть вплоть до субгоризонтальной линии у слабообогащенных и деплетированных разностей. Интенсивность Nb-Ta аномалии уменьшается, у большинства деплетированных разностей она исчезает. Интенсивность положительной аномалии Ba варьирует в зависимости от степени обогащенности базальтов, но у большинства деплетированных базальтов она исчезает.

Необходимо отметить специфику спайдерграмм деплетированных базальтов трога Ройял (их обогащенные разности в этом отношении не изучены). Они имеют глубокую отрицательную аномалию Th и небольшую положительную аномалию Sr. Эти геохимические свойства сближают их с высокоглиноземистыми высоконатровыми базальтами *Зоны перегиба* полигона Романш. По сравнению с другими деплетированными толеитами полигона Зеленого Мыса базальты трога Ройял имеют более высокие нормированные значения Nb, Ta и Ba.

Используемый в настоящей работе показатель глубинности плавления базальтовых расплавов - отношение $(Sm/Yb)_n$ наиболее высокое (3,11-3,25) у щелочных базальтов, что близко к таковому у щелочных базальтов полигона Габон. Его наименьшие значения (0,78-1,44) у деплетированных и некоторых обогащенных базальтов. Большинство обогащенных базальтов имеет промежуточные значения.

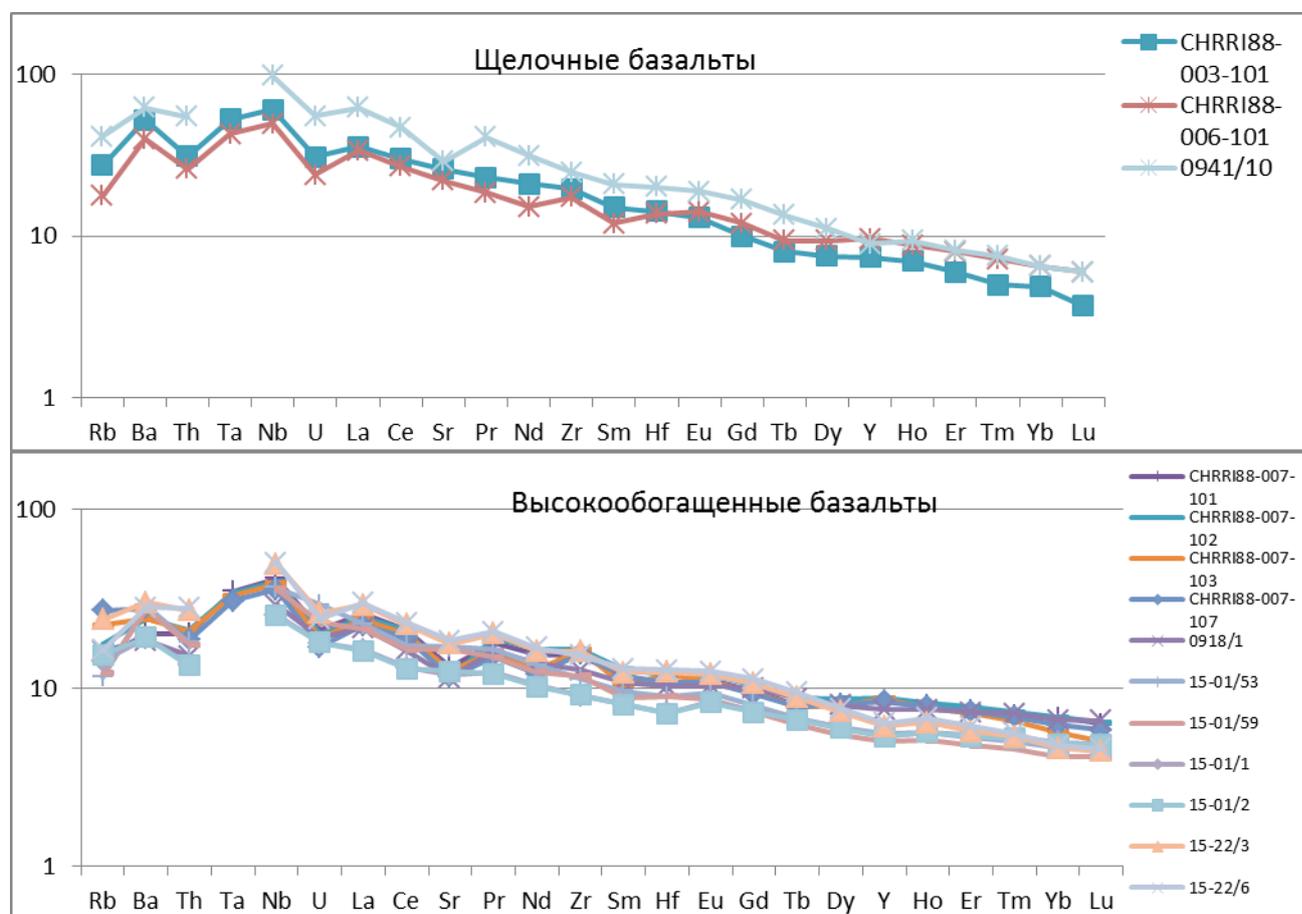
На диаграмме $(Nb/La)_n - (Sm/Yb)_n$ (рис. 4.22) выделяются 5 групп базальтов. Самая многочисленная группа образует субгоризонтальное поле на наиболее низком уровне значений $(Sm/Yb)_n$. В пределах этого поля при малых вариациях $(Sm/Yb)_n$ (0,78-1,3) значения $(Nb/La)_n$ (а также и $(La/Sm)_n$) варьируют в очень широких пределах, характеризуя как деплетированные базальты ($(Nb/La)_n = 0,48-0,59$, $(La/Sm)_n = 0,38-0,76$), так и слабо и умеренно обогащенные разности ($(Nb/La)_n = 0,93-1,84$, $(La/Sm)_n = 0,78-1,87$). Эта группа базальтов совпадает с базальтами полигона Кокс, у которых также при низких $(Sm/Yb)_n$ широко варьируют $(Nb/La)_n$, а также $(Ba/Nb)_n$, достигая больших значений.

Обогащенные разности этой группы с $K_2O = 0,2 - 0,42\%$ наиболее часто встречаются на периферии *Центральной* (ст. S0914,15,16, АВР-47) и *Северной* (ст. S0334,35,38, S1531,39)

аномалий, в пределах Южной аномалии (ст. S0927,28,31,35,41,51,54,56, 2PD43) и в районе северного интерсекта разлома Зеленого Мыса (ст. S0352,54,64). Слабообогащенные базальты этой группы встречены в трогее Ройял (ст. СН-11).

Вторая группа базальтов образует на данной диаграмме субвертикальное поле слабо изменяющихся значений $(Nb/La)_n$ (1,41-1,46) при варьирующих значениях $(Sm/Yb)_n$ (1,82-2,33) промежуточного уровня. Они совпадают с аналогичными полями щелочных и обогащенных базальтов полигона Габон, которые, как было показано, формируются из расплавов, генерированных на промежуточном уровне глубинности из материала обогащенной мантии, последовательно поднимающегося вверх. Умеренно обогащенные базальты этой группы с $K_2O = 0,57\%$ и $(La/Sm)_n = 1,78-1,8$ встречены в районе Центральной аномалии, ближе к ее северной периферии (ст. АВР44,45), а также на ряде внутриплитных структур, расположенных между хребтом Ресечер и Центральной аномалией (ст. СН-05,06). Среди последних встречены и щелочные базальты с наиболее высокими значениями K_2O (0,9-1,37%), $(La/Sm)_n$ (2,37-3,57) и $(Sm/Yb)_n$ (2,33).

Третья группа базальтов образует также субвертикальное поле из разностей с большими значениями $(Nb/La)_n$ (1,58-1,69) при большем диапазоне вариаций $(Sm/Yb)_n$ (2,1-3,25). Сюда входят щелочной базальт S0941/10 и высокообогащенные базальты одного из



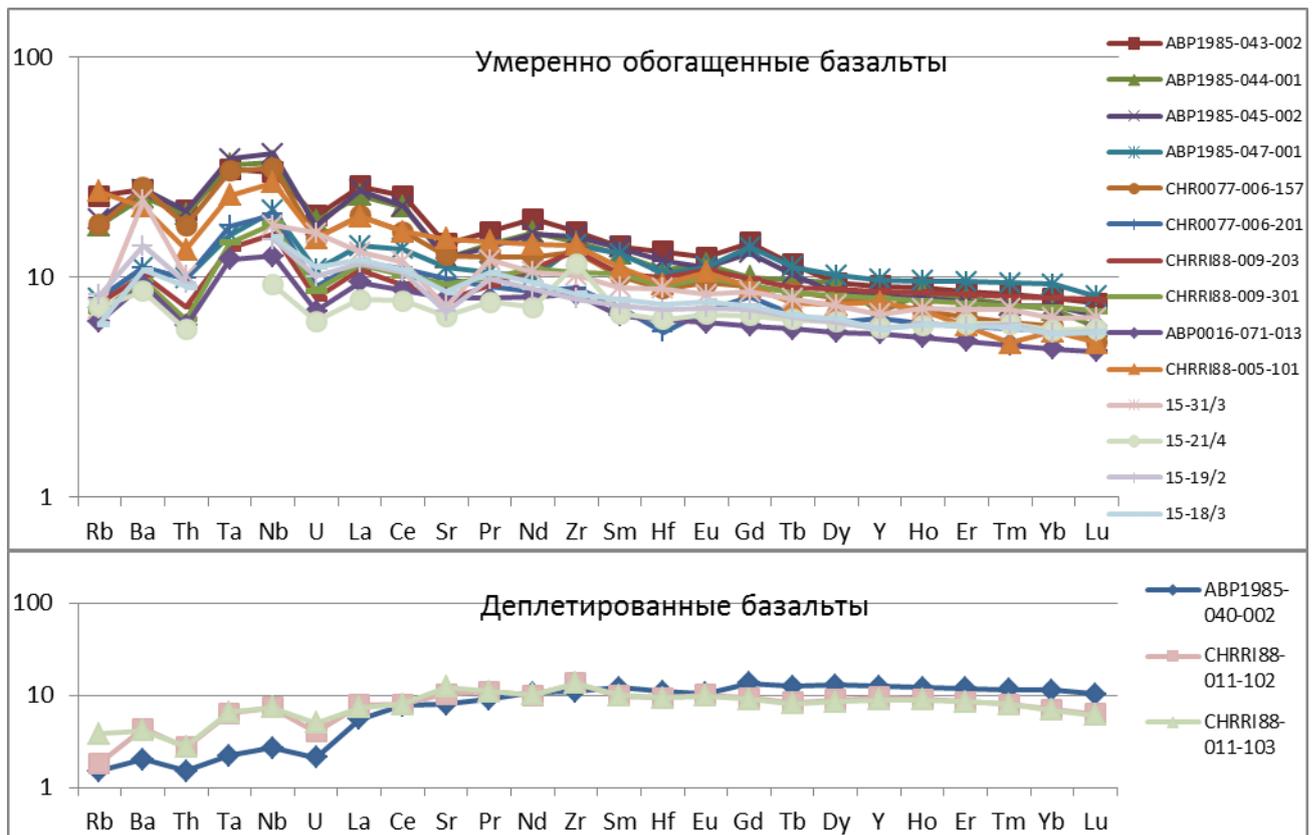


Рис. 4.47 Спайдерграммы базальтов полигона Зеленый Мыс.

поднятий на западном фланге САХ, опробованном на станции S1522, поднятия на восточном фланге САХ в пределах *Центральной аномалии* (ст. S1501) и с хребта Ресечер (ст. CH03). Базальты данной группы совпадают с полем щелочных базальтов *Щелочного* поднятия полигона Романш, с которыми их сближают и петрохимические характеристики: высокие концентрации MgO, CaO, TiO₂, а для некоторых и низкие - Al₂O₃. Базальты этой группы формируют тренд смешения между обогащенными толеитовыми расплавами и более глубинными щелочными расплавами.

Четвертая группа базальтов образует субгоризонтальное поле в области (Sm/Yb)_n (1,7-1,9), свойственных для обогащенных толеитовых расплавов. Но значения (Nb/La)_n у базальтов этой группы уходят в область высоких значений, варьируя в диапазоне 1,56-1,86, как у обогащенных базальтов полигона Мартин Вас.

Базальты пятой группы образуют косой тренд возрастания значений (Nb/La)_n (1,16-1,56) с ростом (Sm/Yb)_n (1,2-1,66), простирающийся от деплетированных и слабообогащенных базальтов к высокообогащенным базальтам промежуточного уровня плавления. Очевидно, что этот тренд отражает смешение между малоглубинными толеитовыми расплавами и обогащенными толеитовыми расплавами.

На вариационной диаграмме $(\text{Ba/La})_n - (\text{Sm/Yb})_n$ выделяются те же 5 групп базальтов примерно в таком же объеме (рис. 4.22).

Уровень $(\text{Ba/Th})_n$ у деплетированных разностей варьирует в пределах 1,11-1,33, отражая обогащение деплетированной мантии барием в результате процессов метасоматоза, но имеются образцы с более типичными $(\text{Ba/Th})_n = 0,77-0,98$. Очень низкие значения этого показателя (0,48) обнаружены у одного из деплетированных базальтов из рифта между разломами Марафон и Меркурий (ст. S0984). Этот образец попадает на геохимических диаграммах в поле базальтов полигона Мур. Имеются также образцы с более высокими $(\text{Ba/Th})_n$ (1,49-1,56), они встречены в троге Ройял, на их спайдерграммах присутствует глубокая отрицательная аномалия Th.

Особенности изотопии базальтов

Анализ изотопных данных по базальтам полигона Зеленого Мыса позволил выделить три группы базальтов. Базальты основной группы, включающие и деплетированные, и обогащенные разности, на изотопной диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ образуют узкий тренд вариаций ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,45-15,58$ при $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,98-19,2$), расположенный ниже линии NHRL между источниками DMM и HIMU (рис. 4.5). Они совпадают с основной частью базальтов полигонов Св. Петра и Сьерра Леоне, хотя и не достигают таких высоких значений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, как у последних. Хорошее совпадение между изотопными параметрами базальтов этих провинций наблюдается и на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, в то же время на диаграммах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ видно, что базальты полигона Зеленый Мыс имеют в целом более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70227-0,70288) и меньшие величины $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512914-0,513214), чем базальты полигона Св. Петра, при тех же самых значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Это означает, что их мантийный источник имеет больший вклад обогащенной мантии EM по сравнению с таковым для базальтов полигона Св. Петра. Данные базальты на полигоне распространены повсеместно в пределах осевой части САХ, а базальты с наибольшим количеством радиогенных изотопов встречены в пределах *Центральной аномалии*.

Небольшая группа базальтов отличается от основной группы образцов повышенными величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70272-0,70343) и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,55-15,64), а иногда и пониженными $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,513052-0,512925), что хорошо видно на изотопных диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 4.5). Среди них есть разности с более высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, есть - с более высокими $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при тех же самых значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Базальты с такими свойствами редки среди базальтов других полигонов. Среди деплетированных разностей к этой группе близки базальты полигонов Мур и Кокс, среди щелочных и высокообогащенных базальтов – некоторые базальты полигона Романш. К

базальтам этой группы относятся вулканиты хребта Ресечер и внеосевых поднятий, протягивающихся от этого хребта к осевой части САХ (ст. СН-5,6,7). Встречаются они и в осевой части САХ, с севера на юг: севернее разлома Зеленого Мыса на станции СН-9, между *Северной* и *Центральной аномалиями* (ст. АВР-46), куда трассируется система поднятий от хребта Ресечер, в *Центральной аномалии* (ст. С-06, АВР-43), в *Южной аномалии* (ст. 2PD-43), откуда и щелочной базальт S0941/10, в рифте между разломами Марафон и Меркурий (ст. 2PD-40).

На изотопных диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ базальты этой группы образуют тренды смешения между двумя различными мантийными источниками. Один из них близок по составу к мантийному компоненту HIMU, а если быть точнее, то к мантийному источнику вулканитов о. Св. Елены. Другой источник образован смесью деплетированной мантии и обогащенной мантии типа EM, скорее, EM1, однако имеющиеся данные не позволяют его идентифицировать однозначно. Наибольшая доля вещества этого источника в щелочном базальте S0941/10, наибольшая доля компонента HIMU - в базальтах поднятий между хребтом Ресечером и осевой частью САХ. Изученный базальт с хребта Ресечер занимает промежуточное положение между ними, но он характеризуется наиболее высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ среди базальтов этой группы.

От основной группы базальтов повышенными отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,5121991-0,513194) при данных $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отличается образец из рифта между разломами Марафон и Меркурий (ст. P7003).

На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ все исследованные образцы вне зависимости от принадлежности к группе располагаются вдоль линии NHRL между источниками DM и HIMU, варьируя в широких пределах ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,42-38,86$).

Наблюдается коррелятивный рост изотопных отношений свинца, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и снижение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ с возрастанием величины $(\text{La}/\text{Sm})_n$ (рис. 4.5). Но на вариационной диаграмме $(\text{La}/\text{Sm})_n$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в области высоких значений $(\text{La}/\text{Sm})_n$ (1,51-2,33) отчетливо обособляется группа с существенно более высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,703152-0,70343), в сравнении с основной массой базальтов полигона Зеленый Мыс. Она образована базальтами хребта Ресечер и небольших поднятий (ст. СН-3,5,7), расположенных между этим хребтом и осевой зоной САХ. По соотношению других изотопных параметров с $(\text{La}/\text{Sm})_n$, включая отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, базальты этой группы слабо отличаются от основной массы базальтов. Базальтов с такими изотопными и геохимическими параметрами больше нигде не встречено в пределах Центральной части Атлантики. Примечательно, что базальты этого источника не выделяются низкими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, как это следовало бы ожидать. Следовательно, специфика

мантийного источника Ресечер в том, что в нем наряду с мантийным компонентом НМУ присутствует мантийный компонент ЕМ.

Среди базальтов основной группы в области высокообогащенных разностей есть поле образцов, у которых при незначительных вариациях $(La/Sm)_n$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ сильно варьируют отношения изотопов свинца и неодима. Среди них есть образцы из района *Южной аномалии* (ст. 2PD-43), в которых отмечены высокие значения $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,513078) и низкие значения изотопов свинца ($^{206}Pb/^{204}Pb = 18,36$) при данных высоких величинах $(La/Sm)_n$ (1,84-1,87). Такие сочетания изотопных параметров встречаются у базальтов полигона Романш, в плавлении которых, как предполагается, участвовало вещество блоков НКК.

В области низких значений $(La/Sm)_n$ выделяются базальты сегмента Марафон – Меркурий своими наиболее низкими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,702275) и наиболее высокими $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,513224), что сближает их с деплетированными базальтами полигона Габон. Это базальты, которые плавилась из наиболее типичной деплетированной мантии.

Другие базальты с низкими значениями $(La/Sm)_n$ имеют более высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и более низкие - $^{143}Nd/^{144}Nd$, образуя единый тренд с обогащенными базальтами. Очевидно, что эти деплетированные базальты с повышенными значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ были генерированы в деплетированной мантии, засоренной мантийным компонентом с высоким $^{87}Sr/^{86}Sr$ и низким $^{143}Nd/^{144}Nd$.

Следует отметить еще одну особенность взаимоотношений изотопных и геохимических параметров, характерную для базальтов всех полигонов, где распространены высокообогащенные базальты. Величина $(La/Sm)_n$ растет параллельно с ростом отношений изотопных отношений стронция и свинца, но только до значений $(La/Sm)_n = 1,75-1,85$, дальнейший рост этого отношения не сопровождается ростом изотопных отношений. Очевидно, что этот дальнейший рост $(La/Sm)_n$ связан с уменьшением степени частичного плавления обогащенного мантийного источника.

Пространственные вариации состава, геохимии и изотопии базальтов

Изотопные исследования осевых базальтов в районе полигона Зеленого Мыса позволяют уверенно ограничить и выявить основные различия между изотопными параметрами базальтов *Южной, Центральной и Северной аномалий*. *Центральная аномалия* уверенно выделяется по наиболее высоким средним значениям $^{206}Pb/^{204}Pb$ (до 19,231), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (до 15,585) и $^{208}Pb/^{204}Pb$ (до 38,913) между широтами 14,12°с.ш. и 14,32°с.ш. (рис. 4.48). Это совпадает с наиболее высоким рельефом рифтовой долины. У *Центральной аномалии* выделяется пологая северная (до 14,73°с.ш.) и крутая южная (до 13,77°с.ш.) градиентные зоны, где соответственно значения $^{206}Pb/^{204}Pb$ снижаются до 19,16 и 19,017,

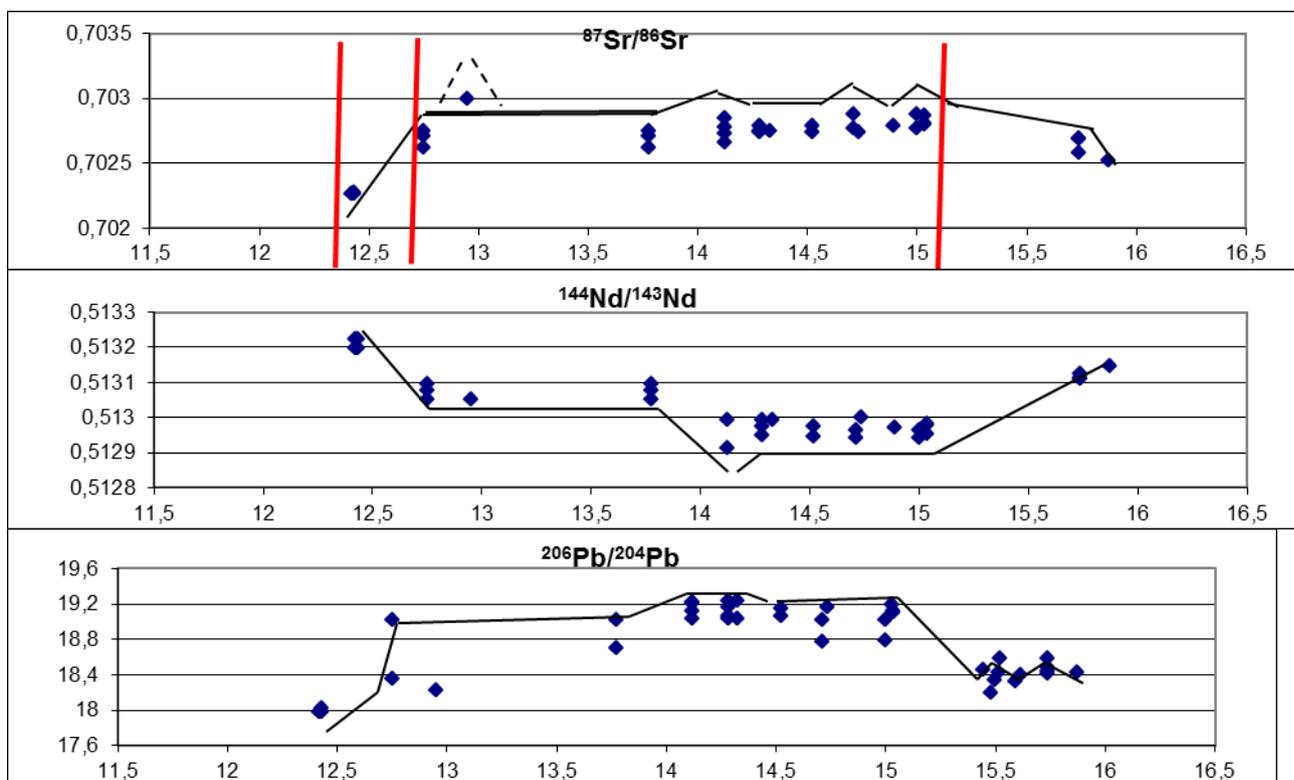
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – до 38,72 и 38,55. Для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ выделяется только северная градиентная зона, на протяжении которой значения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ снижаются до 15,568.

В пределах узкой *Северной аномалии* (15,0-15,03°с.ш.) значения изотопов свинца в базальтах несколько ниже, чем в базальтах *Центральной аномалии*, при этом уровни $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 19,19) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 38,823) выше, чем таковые в пределах северной градиентной зоны *Центральной аномалии*, а уровень $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,57) такой же.

У базальтов *Южной аномалии* уровни $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 19,02) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 38,57) существенно ниже, чем таковые у базальтов *Центральной* и *Северной аномалий* и находятся на уровнях таковых в южной градиентной зоне *Центральной аномалии*, значения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,58) практически такие же, как и у базальтов *Центральной аномалии*. Аномальные значения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,58) отмечаются в районе южной градиентной зоны над нетрансформным смещением 13,68°с.ш.

В пределах градиентных зон *Центральной аномалии* встречаются базальты с существенно более низкими значениями изотопов свинца, особенно они часты в пограничной области между *Центральной* и *Северной аномалиями*: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 18,696), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 15,53) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 38,37).

На периферии полигона отношения изотопов свинца в базальтах резко падают, к северу от разлома Зеленого Мыса они составляют: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,2-18,47$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,48-15,51$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,78-37,98$, а к югу от разлома Марафон - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,02$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} =$



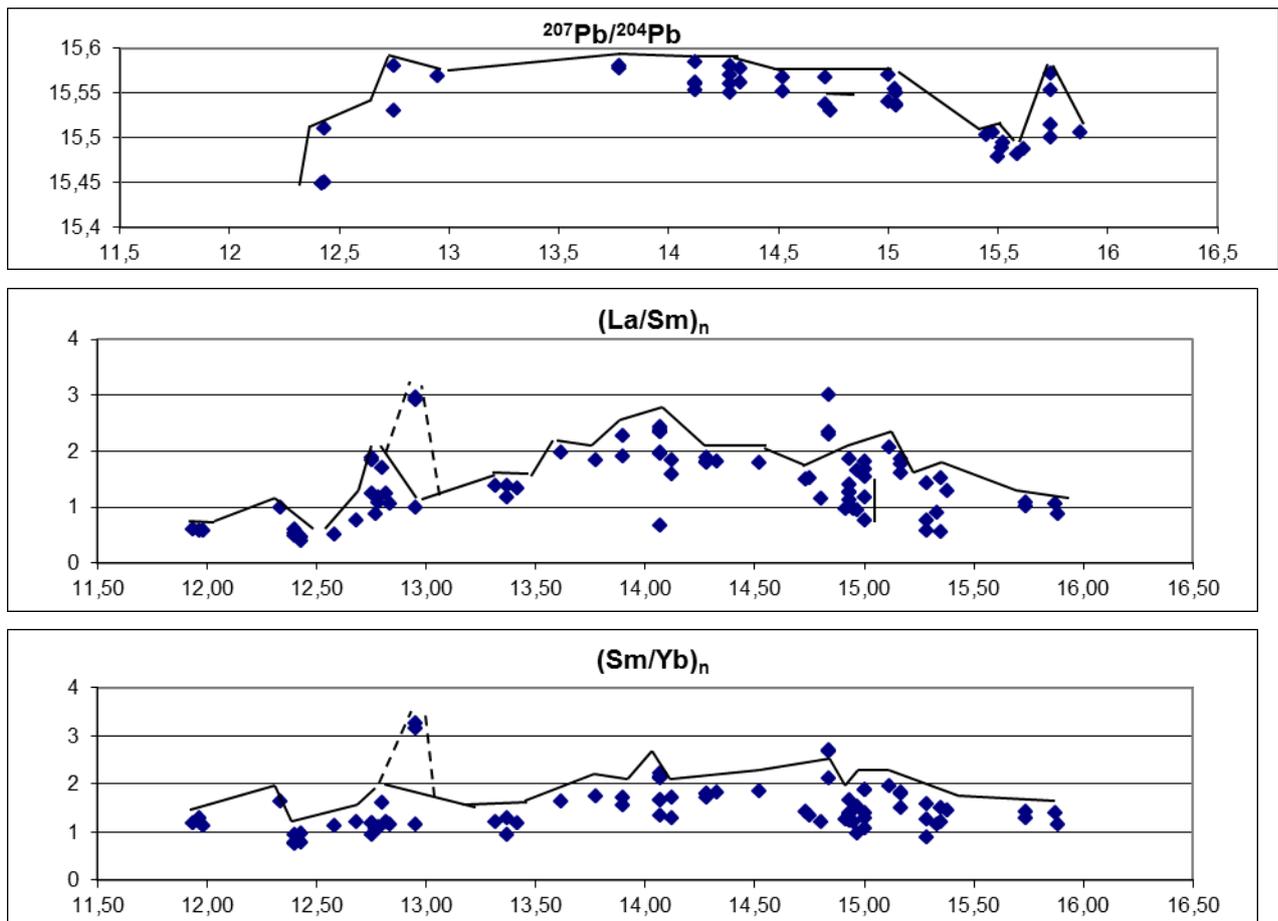


Рис. 4.48 Вдольосевые вариации изотопных и геохимических показателей базальтов полигона Зеленый Мыс.

Красные линии – положение трансформных разломов, с севера на юг: Зеленого Мыса, Марафон, Меркурий. Штриховые линии показывают положение обр. 0941/10. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,45$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,42-37,66$. Как видно, в более южном регионе значения изотопов свинца в базальтах существенно ниже по сравнению с северным регионом. В северном регионе наблюдается пикообразная аномалия ($15,73^\circ\text{с.ш.}$), в пределах которой значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 18,586) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 38,31) повышаются незначительно, но резко возрастают отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 15,57), приобретая уровень аналогичный уровню *Северной аномалии*. Небольшая аномалия $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 15,51) отмечается также в рифте между разломами Марафон и Меркурий.

Распределение изотопов свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в базальтах отражает степень участия вещества мантийного компонента НМУ в составе базальтов. Отношение $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ не всегда коррелирует с двумя последними. Так оно непропорционально высокое в районе *Южной аномалии*, в районе нетрансформного смещения $13,68^\circ\text{с.ш.}$, у некоторых базальтов из рифта между разломами Марафон-Меркурий и в районе пикообразной аномалии $15,73^\circ\text{с.ш.}$ к северу от разлома Зеленого Мыса. Это может означать, что в перечисленных районах в зонах магмогенерации базальтов присутствует еще один компонент с высокими

отношениями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Наиболее высокая доля компонента НМУ под *Центральной аномалией*, в ее градиентных зонах она снижается, а *Южная аномалия* по существу является продолжением южной градиентной зоны *Центральной аномалии*. Под *Северной аномалией* следует ожидать либо самостоятельный источник компонента НМУ, поскольку наблюдается увеличение доли компонента НМУ по сравнению с северной градиентной зоной *Центральной аномалии*, либо существуют другие причины повышения значений отношений изотопов свинца, в частности эффект трансформного разлома Зеленого Мыса.

Вдольосевое распределение отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах во многом совпадает с таковым для отношений изотопов свинца (рис. 4.48). Их средний уровень постепенно снижается от *Северной* (0,702792) к *Центральной* (0,70277) и далее к *Южной* (0,70266) *аномалиям*. Пикообразные аномалии $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (до 0,702881) наблюдаются в районе *Северной аномалии*, северной градиентной зоны *Центральной аномалии* (14,71°с.ш.), в области *Центральной* и *Южной аномалий*, последняя наиболее амплитудная (0,702995 (обр. S0941/10)). За пределами сегмента Марафон - Зеленый Мыс отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах резко снижаются, при этом в большей степени в южном, чем в северном регионе (до 0,702275 против 0,702564). В северном регионе на 15,73°с.ш. имеется пикообразная аномалия $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,702695), совпадающая с таковой для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Данные по среднему уровню изотопных отношений стронция в базальтах дополняют данные свинцовой изотопии, а их пиковые значения показывают пространственное распределение компонента с высоким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ типа обогащенной мантии EM.

Вдольосевые вариации отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в базальтах в основном обратны таковым для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В тоже время имеются некоторые рассогласования. Они проявляются, во-первых, в том, что не всегда повышение значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ сопровождается пропорциональным уменьшением значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Так нет соответствующих отрицательных аномалий $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ на 15,73°с.ш., в *Северной аномалии* и в районе северной градиентной зоны *Центральной аномалии*. Только пикообразная аномалия $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в районе *Центральной аномалии* подкрепляется соответствующей отрицательной аномалией $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Во-вторых, в южной градиентной зоне и в районе *Южной аномалии* происходит непропорционально высокое возрастание $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в среднем от 0,512976 до 0,513078 при переходе от *Центральной аномалии*, тогда как $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на этом переходе практически не снижается. Эти рассогласования говорят о том, что на тех участках, где они проявляются, в мантийном источнике базальтов возможно наличие компонента с высокими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, при этом на участках пикообразных аномалий $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ этот компонент ассоциирует с мантийным компонентом с высоким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и иногда с компонентом с высоким $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Для анализа вдольосевых вариаций геохимических показателей использованы отношения $(La/Sm)_n$ (рис. 4.48). Вдольосевое распределение $(La/Sm)_n$ во многом повторяет таковое для изотопов свинца. Выделяется *Центральная аномалия* ($(La/Sm)_n$ до 2,43) с крутой северной и пологой южной градиентными зонами. Средний уровень *Южной аномалии* (1,17) закономерно продолжает уменьшение значений $(La/Sm)_n$ в базальтах южной градиентной зоны к югу. В то же время здесь встречаются базальты с заметно более высокими значениями $(La/Sm)_n$ (1,7-1,87), образуя пикообразную аномалию. Это базальты, имеющие и необычные высокие значения $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$. Более того, в этом районе встречен щелочной базальт (обр. 0941/10) с очень высокими значениями $(La/Sm)_n$ (2,96). Далее к югу уровень $(La/Sm)_n$ продолжает снижаться, достигая минимальных значений (0,38) между разломами Марафон и Меркурий. За пределами осевой зоны этого участка встречены базальты с более высокими отношениями $(La/Sm)_n$ (0,98) (ст. S0999).

Уровень $(La/Sm)_n$ (до 2,05) у базальтов *Северной аномалии* несколько выше, чем у базальтов северной градиентной зоны. Севернее разлома Зеленый Мыс значения снижаются в северном направлении до 0,88-1,05. К югу и к северу от *Северной аномалии* развиты два участка, в пределах которых встречены базальты, образующие спектр от деплетированных (0,55) до высокообогащенных (1,85) разностей.

Максимальный уровень $(Nb/La)_n$ у базальтов всех трех аномалий близок: 1,72-1,84, наиболее низкий он у базальтов *Северной аномалии*. Хорошо проявляются градиентные зоны *Центральной аномалии*, где происходит снижение уровня до 1,42. Такой же относительно высокий уровень у базальтов пикообразной аномалии 15,73°с.ш. к северу от разлома Зеленого Мыса. Резко более низкие значения этого отношения в базальтах к югу от разлома Марафон – 0,49. В районе *Южной аномалии* оно в сравнении с изотопными данными непропорционально более высокое.

Аналогичный характер у вдольосевых вариаций $(Ba/La)_n$, небольшое отличие заключается в том, что на фоне близких средних значений этого отношения у базальтов всех аномалий в районе *Центральной и Южной аномалий* встречаются базальты с заметно более высокими отношениями $(Ba/La)_n$.

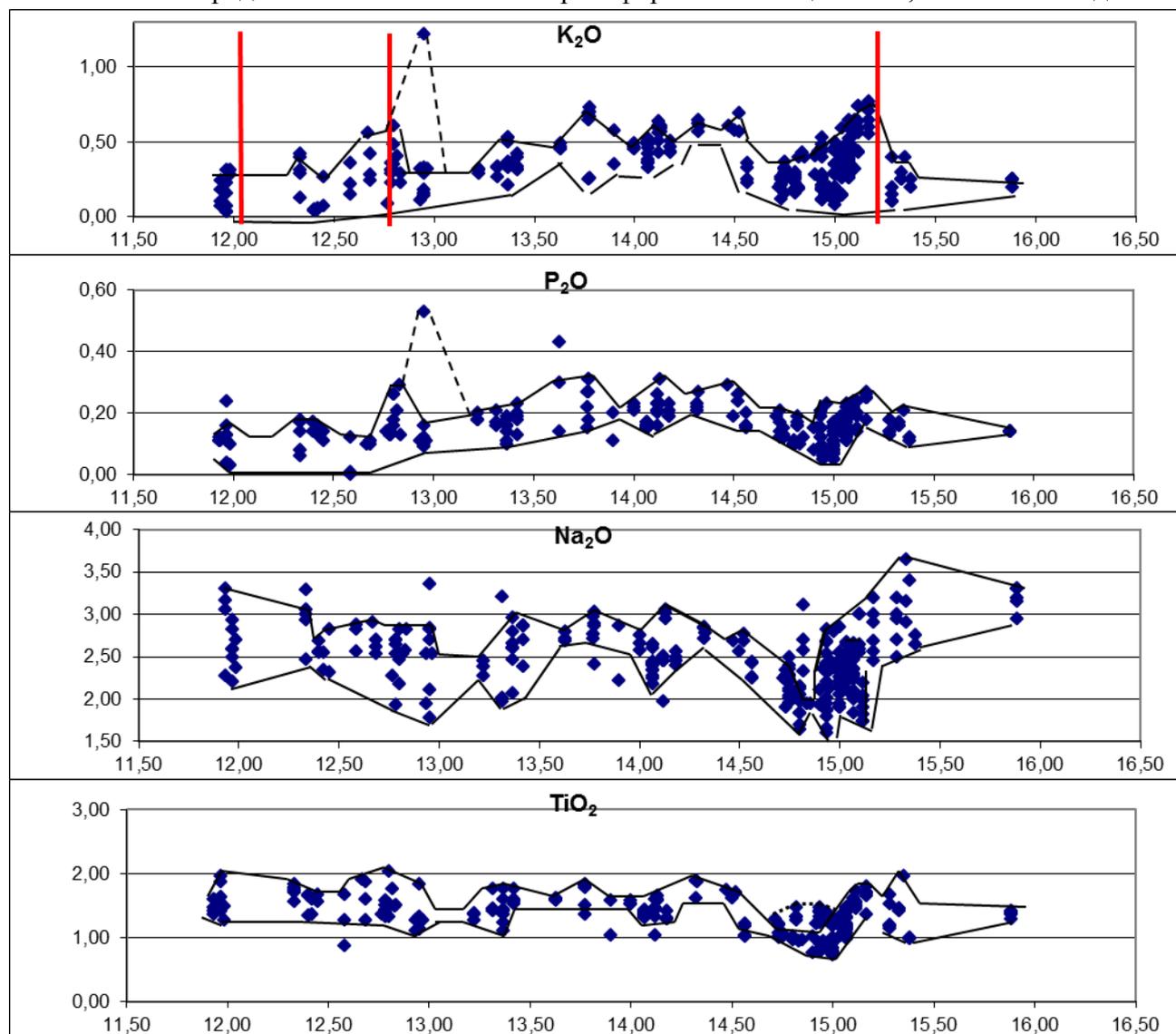
Петрохимическими показателями обогащенности базальтов являются концентрации K_2O , P_2O_5 , их пространственные вариации отражают те же закономерности, которые были обнаружены при анализе вариаций изотопных и геохимических показателей (рис. 4.49). Они наиболее близки к вариациям $(La/Sm)_n$ в базальтах, но более детально прорисовывают границы аномалий: *Центральной* (13,77-14,52°с.ш.) с ее градиентными зонами, *Северной* (15-15,17°с.ш.) и *Южной* (12,67-12,82°с.ш.), а также участка между *Северной аномалией* и

северной градиентной зоной *Центральной аномалии* (14,75-15°с.ш.), на котором наиболее широко распространены деплетированные базальты.

В пределах наиболее обширной *Центральной аномалии* протяженностью около 85 км наблюдается несколько пикообразных аномалий (13,77°с.ш., 14,13°с.ш., 14,33°с.ш., 14,52°с.ш.), где значения K_2O поднимаются до 0,65-0,73% на среднем фоне 0,48%, а P_2O_5 – до 0,31% на фоне 0,22%.

В пределах *Северной аномалии* на протяжении 25 км с юга на север концентрации K_2O резко возрастают до 0,6-0,77%. В пределах *Южной аномалии* средний фон 0,28% и пикообразные аномалии значений K_2O достигают 0,62%.

В южной градиентной зоне вблизи нетрансформного смещения 13,68°с.ш. наблюдается



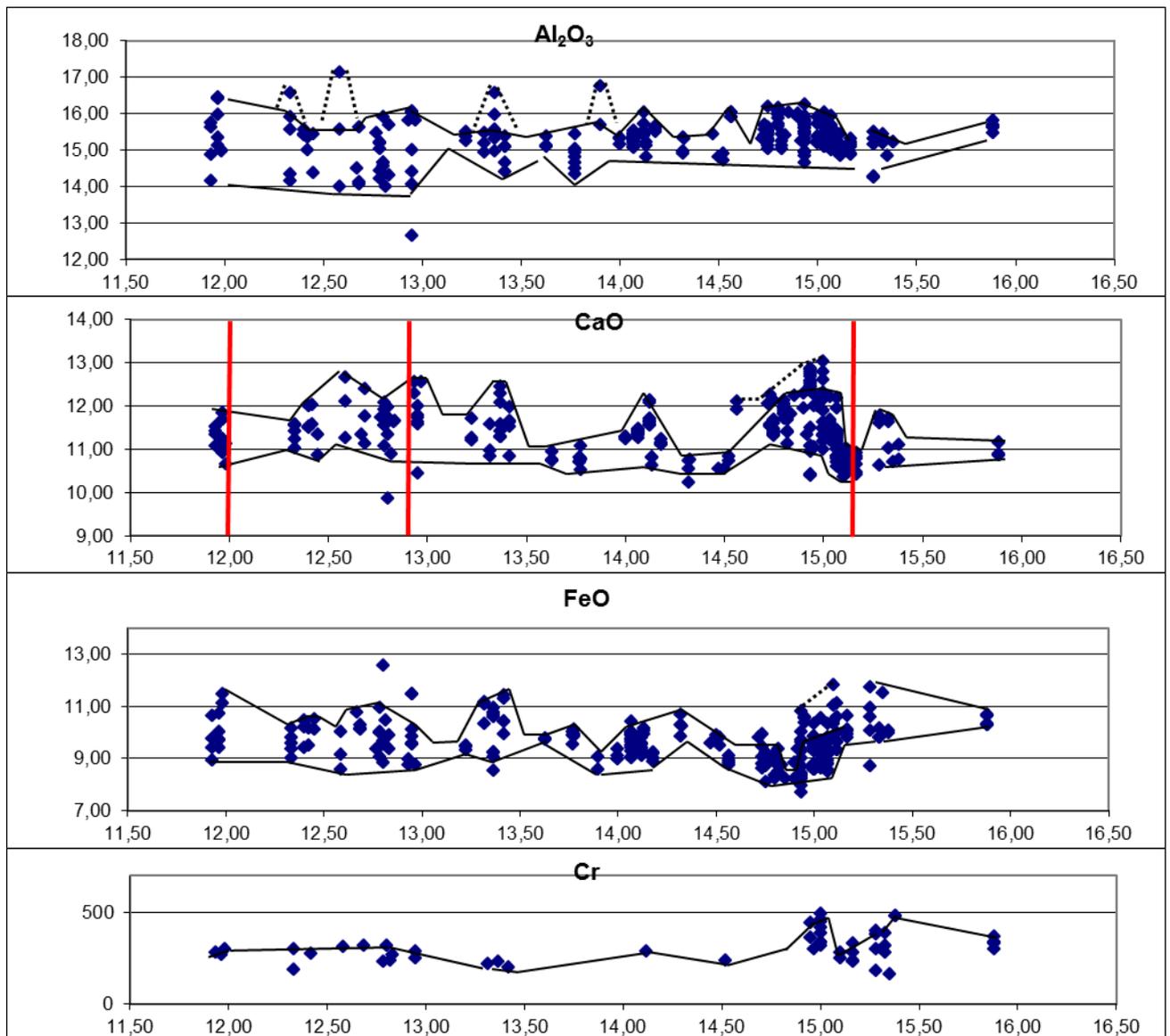


Рис. 4.49 Вдольосевые вариации петрогенных оксидов (в %) и Cr (в г/т) в базальтах полигона Зеленый Мыс.

Пояснения на рис. 4.48

пикообразная аномалия K_2O (0,5-0,53%) (ст. S0916), в то время как в значениях P_2O_5 эта аномалия не проявилась. Это признаки трансформного эффекта, описанного выше при характеристике базальтов *Северной аномалии*.

Участок преимущественного развития деплетированных и слабообогатенных базальтов ($K_2O = 0,08-0,28\%$) (ст. S0338,35, S1531,38,36,39,37,41) между *Северной* и *Центральной аномалиями* приурочен к неовулканическому поднятию, что свидетельствует о том, что здесь располагается один из центров астеносферного апвеллинга. В соответствии с (Пейве и др., 1988б) стекла деплетированных базальтов этого района относятся к типу TOP-1, т.е. они формировались из более глубоких и более высокотемпературных толеитовых расплавов осевой зоны САХ по сравнению с деплетированными и умеренно обогащенными

базальтами, распространенными между *Центральной* и *Южной аномалиями*, которые в соответствии с (Сущевская и др., 2002) относятся к типу ТОР-2. Среди базальтов этих станций встречаются и более обогащенные разности ($K_2O = 0,40-0,53\%$). Всё вместе это является свидетельством влияния очень горячего обогащенного материала на процессы плавления астеносферной мантии на этом участке.

В зоне трансформного разлома Зеленого Мыса в районе его северного интерсекта наряду с деплетированными базальтами встречены обогащенные разности ($K_2O = 0,30-0,40\%$, $(La/Sm)_n = 1,1-1,4$) (ст. S0354,63), что коррелирует с тем, что здесь встречаются базальты с повышенными значениями изотопов свинца.

Южнее разлома Марафон на межразломных хребтах (ст. S0995,99,100) устанавливается совместное нахождение деплетированных базальтов и базальтов с высоким калием и фосфором ($K_2O = 0,28-0,31\%$, $P_2O_5 = 0,17-0,24\%$).

В пространственных вариациях концентраций Na_2O частично отражается подосевое распределение мантийного компонента НИМУ. Повышенными концентрациями Na_2O выделяются *Центральная* (до 3,05%), *Южная* (до 2,9%) и *Северная* (до 2,85%) аномалии. Эти наблюдения свидетельствуют о том, что мантийный компонент НИМУ является одним из источников повышенных концентраций натрия в обогащенных базальтах. Отдельные участки распространения базальтов с высокими концентрациями Na_2O отмечаются на сегменте между разломами Марафон и Меркурий (2,90-3,29%). В рифте южнее разлома Меркурий имеются базальты с еще более высокими концентрациями Na_2O (3,06-3,30%).

Базальты с наиболее высокими концентрациями Na_2O (3,30-3,65%) встречены в северном интерсекте разлома Зеленого Мыса и севернее его. По этому показателю они приближаются к высоконатровым базальтам разлома Романш.

Не менее информативен характер пространственного распределения базальтов с низкими концентрациями Na_2O . Преимущественно они распространены в районе развития деплетированных базальтов между *Северной аномалией* и северной градиентной зоной *Центральной аномалии* и на прилегающих к нему участках (Na_2O до 1,83%). Это, во-первых, связано с тем, что здесь располагается центр астеносферного апвеллинга и, во-вторых, здесь более глубинные условия плавления, протекающие при больших степенях частичного плавления, чем это обычно бывает в центрах апвеллинга, что приводит к появлению расплавов типа ТОР-1. В этом районе встречены базальты с наиболее низкими концентрациями Na_2O (1,6-1,7%) среди всех базальтов Центральной части Атлантики.

Еще два участка развития низконатровых пород (Na_2O до 1,78-1,95%) расположены в пределах *Центральной аномалии* и ее южной градиентной зоны на широте 13,32° с.ш. Причины появления этих базальтов в данных районах связаны с тем, что эти участки

представляют собой центры подосевого апвеллинга, что подтверждается и характером вариаций концентраций СаО в базальтах, рассмотренных ниже.

Поведение TiO_2 во многом повторяет характер вдольосевых вариаций Na_2O , очерчивая *Северную, Центральную и Южную аномалии* (1,8-2,03%), а также другие районы обогащенных базальтов: к северу от разлома Зеленого Мыса (1,54-1,68%) и к югу от разлома Марафон (1,84-1,96%), как области повышенных концентраций TiO_2 в базальтах. Области с низкими концентрациями TiO_2 в базальтах (0,73-1,11%) приурочены к трем центрам астеносферного апвеллинга. Имеется одно существенное различие, которое заключается в том, что наиболее высокие концентрации TiO_2 в отличие от таковых для Na_2O наблюдаются к югу от разлома Марафон. Поэтому в данном районе одной из возможных причин, обуславливающих высокие концентрации TiO_2 в базальтах, является обогащение мантийных источников этих базальтов титаном.

Характер вдольосевых вариаций СаО во многом противоположен таковому для Na_2O и TiO_2 . Участки распространения высококальциевых базальтов (до 12,34%) отчетливо ограничивают 3 центра астеносферного апвеллинга, ранее намеченные по характеру вариаций Na_2O и TiO_2 (рис. 4.49). При этом в пределах наиболее северного центра распространены наиболее высококальциевые базальты (12,58-13,02%), одни из наиболее высококальциевых среди всех базальтов Центральной части Атлантики. Аналогичные вариации концентраций Cr показывают различие между самым северным центром апвеллинга и двумя более южными центрами. В первом из них отмечаются высокие концентрации Cr (340-490 г/т), тогда как в двух других они существенно ниже (220-290 г/т). Это различие может быть объяснимо более глубинным плавлением астеносферной мантии в северном центре апвеллинга, где плавятся расплавы типа TOP-1. В этом случае высокие концентрации Cr можно было бы ожидать и центре апвеллинга, находящемся в пределах *Центральной аномалии*. Но в данном случае этого не наблюдается. Это дает основание полагать, что высокие концентрации Cr в северном центре апвеллинга помимо всего прочего обусловлены его высоким содержанием в мантийном источнике.

Помимо 3-х центров апвеллинга обособляются еще два участка распространения высококальциевых базальтов. Один из них располагается в районе северного интерескта разлома Зеленого Мыса. Уровень СаО достигает 11,6-11,74%, выделяясь на фоне средних значений 10,8-11,2%. Еще один район распространения высококальциевых базальтов (до 12,66%) простирается между разломами Марафон и Меркурий, включая и площадь *Южной аномалии*. В этом районе наблюдается необычное сочетание базальтов и с высокими, и с низкими концентрациями и СаО, и MgO, и Al_2O_3 при низких концентрациях кремнезема. Участки распространения низкокальциевых базальтов (10,36-10,54%) маркируют

Центральную аномалию с ее градиентными зонами и *Северную аномалию*, что свидетельствует о том, что участие в образовании базальтов промежуточных обогащенных расплавов, генерированных при плавлении вещества мантийного компонента НМУ, приводит к снижению концентраций СаО в обогащенных базальтах.

Характер пространственного распределения концентраций MgO в базальтах в основных чертах повторяет таковой для СаО, выявляя повышением уровня MgO участки центров апвеллинга. Наиболее явно это наблюдается для базальтов северного центра (до 9,2-9,56%), менее явно у двух более южных центров (8,32-8,68%). Распределение средних концентраций MgO в базальтах таково: они наименьшие в районе *Центральной* и *Северной* аномалии и возрастают в пределах *Южной аномалии*. Таким образом, как и в случае с концентрациями СаО, участие в процессах плавления вещества компонента НМУ приводит к снижению концентраций MgO в базальтах.

Резкое повышение уровня MgO (9-9,51%) имеет место у некоторых базальтов северного интерсекта разлома Зеленого Мыса (ст. S0365) и базальтов из сегмента Марафон - Меркурий, при этом эти образцы не характеризуются повышенным уровнем СаО. Различие между этими двумя пространственными группами заключается в разных концентрациях Sr. Существенно более высокое его содержание в северном районе. В южном районе, отмечавшаяся уже выше пестрота составов базальтов, скорее, указывает на то, что высокие концентрации MgO в рассматриваемых базальтах есть следствие процессов высокобарического фракционирования расплавов.

Пространственное распределение базальтов по уровню FeO в них зависит главным образом от распределения участков с высоко и низкодифференцированными базальтами. Тем не менее, отчетливо прорисовывается северный центр апвеллинга, где наблюдаются наименьшие концентрации FeO в базальтах (7,7-8,8%). Также отчетливо видно, что в базальтах *Северной аномалии* уровень FeO (до 10,5-10,8%) заметно превышает таковой в *Центральной аномалии* (9,5%). Очевидно, что это связано с заглужением очагов плавления вблизи разлома Зеленого Мыса.

Средний уровень концентраций Al₂O₃ примерно одинаковый на протяжении всего полигона. Повышенные концентрации наблюдаются на участках распространения низкодифференцированных, а пониженные – высокодифференцированных базальтов. Резко расширяется диапазон вариаций концентраций Al₂O₃ на участке от *Южной аномалии* до южного окончания полигона. Здесь наряду с базальтами с умеренными концентрациями Al₂O₃ (14,8-15,5%) встречаются базальты группы с повышенными (15,8-17,11%) и базальты группы с пониженными (14-14,5%) концентрациями глинозема. При этом базальты разных групп слагают рядом расположенные структуры и могут встречаться даже в одной точке

опробования. Более глиноземистые базальты нередко бывают более низкокремнистыми (в среднем около 47% SiO₂).

Обсуждение результатов

Рассмотрение состава, геохимии и изотопии базальтов полигона Зеленый Мыс и особенностей их пространственных вариаций показало, что чрезвычайная пестрота вещественных параметров базальтов обусловлена действием многочисленных факторов и процессов, проявляющихся в различных сочетаниях на площади полигона.

Особенности геологического строения и развития, влияющие на состав и строение 2-го слоя океанической коры. Изученный состав щелочных и обогащенных базальтов, полученных с хребта Ресечер, не противоречит выводу, сделанному в главе 3, о том, что образование этого хребта происходит под действием горячей точки, локализованной примерно в 200 км к западу от оси САХ. Обнаруженная близость состава щелочных и обогащенных базальтов, характеризующих ряд небольших поднятий, расположенных между хребтом Ресечер и районом *Центральной аномалии* в осевой зоне САХ и в ряде случаев имеющих признаки внеосевого происхождения, к составу базальтов хребта Ресечер показывает, что данные небольшие поднятия маркируют подлитосферные потоки плюмовой мантии в сторону осевой зоны спрединга.

С историко-тектонической точки зрения полигон Зеленого Мыса является аналогом сегмента САХ, ограниченного разломами Романш и Чейн, в том смысле, что они принадлежат участкам, которые были пограничными с располагавшимся между ними Экваториальным блоком Гондваны. Поэтому у полигонов Романш и Зеленого Мыса много близких черт тектонического развития. Это, в первую очередь, понижение температуры верхней мантии в этих регионах на ранних стадиях их раскрытия в силу торцевого контакта подокеанской мантии с холодной континентальной литосферой. Одной из причин того, что в районе разлома Романш до сих пор поддерживается низкая температура верхней мантии является насыщенность местной астеносферы холодными блоками континентальной литосферы, оказавшимися там в результате взаимодействия между мощной холодной континентальной литосферой и горячей океанской астеносферой на ранних этапах раскрытия океана. Очевидно, что в районе полигона Зеленого Мыса также следует ожидать присутствия в астеносфере блоков континентальной литосферы под осевой частью САХ. Подтверждением этому являются данные о необычных изотопных характеристиках одного из образцов перидотитов этого района, сближающих его с веществом древней метасоматизированной мантии (Silantsev et al., 1995).

Как показано в главе 3, в районе *Центральной аномалии* располагается плюмовая спрединговая ячейка. Близость состава этой аномалии к составу базальтов плюмовых ячеек,

изученных на полигонах Габон и Св. Петра, указывает на то, что в данном районе поднимается микроплюм обогащенной мантии, усиленный воздействием на него плюма глубинной мантии Ресечер. В соответствии с особенностями рельефа гребневой зоны микроплюм поднимется, начиная с 5-6 млн. лет назад.

О мантийных источниках базальтов. Рассмотрение особенностей геологического развития полигона Зеленого Мыса позволяет сделать более аргументированные заключения о природе мантийных источников базальтов этого полигона, которые выделяются на основании геохимического и изотопного состава базальтов.

Большая часть изученных осевых базальтов, назовем их первой изотопной группой, на вариационных диаграммах изотопов свинца образует узкие тренды, протягивающиеся между мантийными компонентами DMM и HIMU. Они совпадают с основной частью базальтов полигонов Св. Петра и Сьерра Леоне, хотя и не достигают таких высоких значений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, как у последних. Деплетированные базальты из нижней части этих трендов располагаются к югу от разлома Марафон, наиболее продвинутые разности этих трендов встречены в пределах *Центральной аномалии*.

На диаграммах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ базальты этой основной группы разделяются. Деплетированные разности совпадают по своему положению с большинством деплетированных базальтов Центральной части Атлантики, а обогащенные разности характеризуются более высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и меньшими величинами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в сравнении с базальтами полигонов Габон и даже Св. Петра и при тех же самых значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Это означает, что они в своем составе имеют больший вклад вещества обогащенной мантии EM по сравнению с базальтами полигона Св. Петра.

У наиболее продвинутых разностей первой изотопной группы базальтов при варьирующих значениях $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ (1,82-2,33) отношения $(\text{Nb}/\text{La})_n$ (1,41-1,46) практически не меняются и совпадают со щелочными и обогащенными базальтами полигона Габон, которые, как было показано, формируются из расплавов, генерированных на промежуточном уровне глубинности из материала обогащенной мантии.

Большинство базальтов с промежуточными изотопными характеристиками являются производными малоглубинных расплавов $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ (около 1), но имеющими большие значения $(\text{Nb}/\text{La})_n$ (до 1,7). Такие базальты широко распространены в тех районах Центральной части Атлантики, где имеет место функционирование мощного микроплюма, растекающегося вдоль оси спрединга. В соответствии с этим выше был сделан вывод, что расплавы таких базальтов плавятся из деплетированной мантии, обогащенной несовместимыми литофильными элементами, которая образовалась в результате метасоматоза, происходившего под действием расплавов и флюидов, зарождающихся в

микроплюме. Степень метасоматического обогащения деплетированной мантии различна, и из нее в малоглубинных условиях могут выплавляться умеренно и даже высокообогащенные базальты. Таким образом, метасоматизированная деплетированная мантия является самостоятельным мантийным источником базальтов.

Совокупность изотопных и геохимических показателей и особенности их ковариаций позволяют прийти к выводу, что основная часть осевых базальтов полигона Зеленого Мыса является продуктом смешения расплавов, генерированных в малоглубинных условиях из деплетированной мантии и, в частности, обогащенной несовместимыми элементами, и расплавов, плавившихся в промежуточных условиях глубинности из мантийного источника сложного состава. Последний представляет собой смесь мантийных компонентов DMM, NIMU и EM при доминировании компонента NIMU. Учитывая, что продукты плавления этого мантийного источника в наиболее чистом виде проявлены в районе *Центральной аномалии*, можно считать, что этот мантийный источник представлен веществом микроплюма обогащенной мантии, которое в других районах Центральной части Атлантики представляет собой смесь мантийных компонентов DMM и NIMU. Появление в случае *Центральной аномалии* в этой смеси в заметных количествах компонента EM есть результат влияния на вещественный состав микроплюма вещества плюма глубинной мантии Ресечер.

Вторая более малочисленная группа базальтов отличается от основной группы образцов повышенными величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, а иногда и пониженными $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при тех же самых значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Эта группа характеризуется неоднородностью вариаций изотопных параметров. Есть разности либо с более высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, либо с более высокими $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, либо с более высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при тех же самых значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. К ним относятся вулканиты хребта Ресечер и внеосевых поднятий, протягивающихся от этого хребта к осевой части САХ (ст. СН-5,6,7). Встречаются они и в осевой части САХ, где образуют пикообразные аномалии.

На изотопных диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 4.5) видно, что мантийный источник этих базальтов это смесь между мантийными компонентами DMM, NIMU и EM, при этом доля компонента EM во всех случаях больше, чем у мантийных источников первой изотопной группы базальтов. Имеющиеся данные не позволяют идентифицировать однозначно компонент EM: EM1? EM2? EM1+EM2?

Базальты второй изотопной группы разделяются на три геохимические группы. Базальты с хребта Ресечер, а также с некоторых поднятий (ст. СН-3,5,7), расположенных между этим хребтом и осевой зоной САХ, характеризуются такими же значениями $(\text{Nb}/\text{La})_n$ (1,41-1,46), как и у базальтов, связанных своим происхождением с микроплюмом. Эти базальты занимают уникальное положение на вариационной диаграмме $(\text{La}/\text{Sm})_n$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$,

они выделяются среди всех известных базальтов Центральной части Атлантики тем, что при данных высоких значениях $(La/Sm)_n$ (1,51-2,33) обладают наиболее высокими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,703152-0,70343). Таким образом, эти базальты имеют уникальный мантийный источник, который, судя по пространственному положению этих образцов, характеризует вещество плюма Ресечер. Примечательно, что базальты этого источника не выделяются низкими значениями $^{143}Nd/^{144}Nd$, как это следовало бы ожидать.

В базальтах второй геохимической группы более высокие и примерно постоянные значения $(Nb/La)_n$ (1,58-1,69). К ним относятся вулканиты, плавившиеся в наиболее глубинных условиях ($(Sm/Yb)_n = 2,1-3,25$): щелочной базальт S0941/10 и высоко обогащенные базальты одного из поднятий на западном фланге САХ (ст. S1522), поднятия на восточном фланге САХ в пределах *Центральной аномалии* (ст. S1501) и с хребта Ресечер (ст. СН-03). Данные базальты на графике $(Nb/La)_n - (Sm/Yb)_n$ (рис. 4.22) образуют единое субвертикальное поле со щелочными вулканитами *Щелочного* поднятия полигона Романш, что свидетельствует о близости их мантийных источников и условий их образования, проходившего при смешении глубинных щелочных расплавов и обогащенных толеитовых расплавов промежуточной глубинности. Эти базальты близки к ультраосновным вулканитам *Щелочного* поднятия и по петрохимическим особенностям: высокими концентрациями MgO, CaO, TiO₂ и низкими Al₂O₃. Геохимическое, изотопное и петрохимическое своеобразие щелочных вулканитов *Щелочного* поднятия полигона Романш выше было объяснено ассимиляцией микроплюмом вещества блоков метасоматизированной литосферной континентальной мантии (ЛКМ). Как было сказано выше, в астеносферной мантии полигона Зеленого Мыса наличие таких блоков ожидаемо, поэтому и в данном случае такое объяснение приемлемо. Участие в плавлении этих блоков, как и в случае с полигоном Романш, является причиной образования глубинных щелочных расплавов под и вблизи осевой зоны спрединга. На полигоне Романш вещество блоков ЛКМ ассимилируется микроплюмом. На полигоне Зеленого Мыса, принимая во внимание пространственное распределение базальтов с такими свойствами, в том числе их присутствие на хребте Ресечер, а также более высокие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ при тех же самых $^{206}Pb/^{204}Pb$ в данном типе базальтов Зеленого Мыса по сравнению с таковыми полигона Романш, вероятнее, что блоки ЛКМ ассимилировались веществом плюма Ресечер, хотя нельзя исключать, что в этом процессе смешения участвовало и вещество микроплюма.

Таким образом, базальты второй геохимической группы из второй изотопной группы это продукт смешения двух мантийных источников: вещества плюма Ресечер или вещества микроплюма с веществом блоков метасоматизированной континентальной мантии. Последний источник наибольшее влияние оказывает на состав щелочного базальта S0941/10

из района *Южной аномалии*. В этом районе, а также в прилегающих районах разломных зон Марафон и Меркурий часть слабо и умеренно обогащенных базальтов имеют петрохимические особенности близкие к этому щелочному базальту: повышенные концентрации MgO, FeO, CaO, TiO₂ и пониженные - Al₂O₃ и SiO₂. Очевидно, что блоки ЛКМ широко распространены в этой южной части полигона, а их вещество может участвовать в плавлении, будучи ассимилированным и малоглубинными, и промежуточными расплавами. Наблюдающаяся неоднородность изотопных параметров этой группы базальтов, проявляющаяся в не всегда коррелятивном поведении отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, по-видимому, обусловлена вариациями состава блоков ЛКМ.

Положение таких базальтов и соответственно нахождение блоков ЛКМ в астеносфере маркируется на вдольосевых графиках вариаций пикообразными локальными аномалиями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb. Эти аномалии замечены в пределах *Центральной аномалии* и ее северной градиентной зоны, севернее разлома Зеленого Мыса на широте 15,73°с.ш. и в районе *Южной аномалии*.

Базальты третьей геохимической группы, плавившиеся на промежуточных глубинах ((Sm/Yb)_n = 1,7-1,9), характеризуются очень высокими значениями (Nb/La)_n (1,56-1,86). На графике (Nb/La)_n - (Sm/Yb)_n (рис. 4.22) они образуют субгоризонтальное поле, совпадающее с полем обогащенных базальтов полигона Мартин Вас, специфика образования которых обусловлена процессами аутометасоматоза плюмового материала, происходившими во время миграции этого материала в виде каналированного потока на подлитосферном уровне (см. выше). У обогащенных базальтов полигонов Мартин Вас и Зеленого Мыса с очень высокими (Nb/La)_n также необычно высокие концентрации Sr. На полигоне Зеленого Мыса базальты с такими характеристиками встречены между *Северной* и *Центральной аномалиями*, куда подходит цепочка поднятий, тянущаяся от хребта Ресечер. Очевидно, что эта цепочка поднятий, судя по геохимии и изотопии базальтов, слагающих поднятия, маркирует один из потоков материала плюма Ресечер.

Заканчивая обсуждение природы мантийных источников базальтов второй изотопной группы, следует остановиться на происхождении необычного состава вещества плюма Ресечер. Он занимает крайнее положение в ряду плюмов Св. Елены - Сьерра Леоне - Ресечер, в котором происходит нарастание в составе плюмового материала мантийного компонента EM. Увеличение этой доли диагностируется по увеличению ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и, в меньшей мере, уменьшению ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd при тех же самых значениях ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Плюм Ресечер, внедрившийся около 50 млн. лет назад вблизи осевой зоны САХ в подокеанскую верхнюю мантию, содержащую блоки континентальной литосферы, мог ассимилировать вещество этих блоков. Примечательно, что базальты этого источника не выделяются низкими

значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, как это следовало бы ожидать при таких повышенных значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. С нашей точки зрения, это означает, что при формировании состава плюма Ресечер, глубинная мантия с характеристиками компонента НМУ, ассимилировала не только блоки ЛКМ, но и блоки НКК, последние характеризуются высокими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в сравнении с компонентом НМУ и веществом блоков ЛКМ.

Таким образом, характерной изотопной чертой преобладающей части базальтов полигона Зеленого Мыса является присутствие в том или ином количестве вещества мантийного компонента ЕМ. Прежде всего, оно присутствует в веществе плюма Ресечер, этот плюм, оказывая влияние на состав микроплюма, поднимающегося в осевой части САХ, добавляет к нему вещество компонента ЕМ. Вследствие латерального растекания вещества плюма Ресечер и вещества микроплюма компонент ЕМ передается и осевым, и внеосевым базальтам. Другим носителем компонента ЕМ являются блоки ЛКМ, которые, принимают участие в процессах плавления. Геохимическим маркером присутствия вещества мантийного компонента ЕМ является барий. На спайдерграммах большей части базальтов полигона Зеленого Мыса, включая и слабообогатенные разности, присутствует положительная аномалия бария различной интенсивности.

От двух предыдущих изотопных групп базальтов повышенными отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при одинаковых $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отличается изученный образец из рифта между разломами Марафон и Меркурий. Базальты с высокими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ наиболее широко распространены на полигоне Романш, где они связаны, как предполагается, с плавлением блоков НКК. В районе полигона Зеленого Мыса блоки НКК также ожидаемы, как и выше рассмотренные блоки ЛКМ. Очевидно, что на полигоне Зеленого Мыса участие высоконеодимового источника в процессах плавления не ограничено одним образцом. На это указывают случаи пространственного рассогласования между повышением значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые не сопровождаются пропорциональным уменьшением значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$; возрастанием $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, не сопровождающимся снижением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Такие случаи встречаются на всем протяжении полигона от района $15,73^\circ\text{с.ш.}$ до разлома Марафон. Встречены они и во внеосевых условиях: в трогe Ройял и на одном из поднятий между хребтом Ресечер и *Центральной аномалией* (ст. СН-07). Иногда высоконеодимовый источник пространственно ассоциирует с мантийным источником с высоким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а иногда с источником с высоким $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, т.е. блоки НКК ассоциируют с блоками ЛКМ.

С геохимической точки зрения вещество блоков НКК, как показывают примеры полигонов Мур и Романш, отличается очень низкими концентрациями Ва и Тh. Пониженными концентрациями Ва и Тh при данных значениях $(\text{Nb}/\text{La})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ отличается измеренный деплетированный базальт из рифта между разломами Меркурий и

Марафон, т.е. оттуда, где был обнаружен базальт с повышенными $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. По концентрациям этих элементов он близок к базальтам полигона Мур, наиболее низкобариевым и низкаториевым базальтам Центральной части Атлантики.

Деплетированные и слабообогащенные базальты трого Ройял выделяются повышенными концентрациями отношения $(\text{Ba}/\text{Th})_n$ в силу заниженных концентраций Th. На спайдерграммах этих базальтов наблюдается глубокая отрицательная аномалия Th, а Ba образует незначительную положительную аномалию. Последнее обстоятельство связано с тем, что в пределах полигона Зеленого Мыса, как говорилось выше, идет широкое заражение мантии веществом мантийного компонента EM. В случае с трогом Ройял это может быть связано либо с присутствием в мантии блоков ЛКМ, либо с влиянием вещества плюма Ресечер. На спайдерграммах этих базальтов также наблюдается положительная аномалия Sr, что также характерно для вещества НКК.

Петрохимическими особенностями вещества блоков НКК, как показывает пример полигона Романш, являются высокие концентрации Na_2O и Al_2O_3 и пониженные - TiO_2 и FeO. Этим условиям в полной мере удовлетворяют деплетированные и слабообогащенные базальты трого Ройял. Часть обогащенных базальтов трого обладает такими же свойствами, другая часть имеет очень высокие концентрации TiO_2 и умеренные - Al_2O_3 .

Базальты трого Ройял, судя по наблюдениям с буксируемого подводного аппарата (Muller, Smith, 1993), имеют внеосевое происхождение, а сам трог представляет собой структуру растяжения, возникшую около 13 млн. лет, о чем подробнее написано в главе 3. Очевидно, что условия для декомпрессионного плавления здесь возникли в результате растяжения литосферы, а способствовало им то обстоятельство, что астеносферная мантия в этом районе насыщена блоками континентальной литосферы, вещество которых в силу флюидонасыщенности понижало температуру солидуса плавящегося субстрата. Наличие среди базальтов трого Ройял разностей с высокими концентрациями Ti и Ba указывает на то, что под трогом Ройял имеются не только блоки НКК, но и, по-видимому, ЛКМ.

Высокнатровые базальты широко распространены между разломами Марафон и Меркурий и южнее его, в северном интерсекте разлома Зеленого Мыса и севернее его. По уровню Na_2O они приближаются к высоконатровым базальтам разлома Романш. Часть из них характеризуется высокими концентрациями Al_2O_3 . Причин появления высоконатровых базальтов в этих районах может быть несколько и среди них не только участие в плавлении блоков НКК. Это может быть связано и с эффектом трансформного разлома, и с тем обстоятельством, что верхняя мантия в данном регионе имеет пониженную температуру.

Наконец, следует отметить образец щелочного базальта, представляющего одно из поднятий между хребтом Ресечер и осевой частью САХ (ст. С-06), резко отличающегося от

многих щелочных базальтов Атлантики высокими концентрациями Na_2O и Al_2O_3 , но близким к таким же базальтам *Зоны перегиба* полигона Романш.

Таким образом, и изотопные, и геохимические, и петрохимические параметры базальтов указывают на повсеместное распространение в астеносферной мантии полигона Зеленого Мыса блоков нижней континентальной коры.

В заключение этого раздела перечислим мантийные источники базальтов полигона Зеленый Мыс: 1) деплетированная мантия, 2) деплетированная мантия, обогащенная несовместимыми литофильными элементами в результате процессов метасоматоза, протекавших под действием обогащенных толеитовых расплавов, 3) микроплюмовый источник, представляющий собой смесь мантийных компонентов DMM, HIMU и EM при доминировании компонента HIMU и незначительной доли компонента EM, 4) материал плюма Ресечер, также представляющий собой смесь мантийных компонентов DMM, HIMU и EM, но при большей роли компонента EM, 5) материал плюма Ресечер с высокими отношениями $(\text{Nb}/\text{La})_n$, возникшими в силу процессов автосоматоза, происходивших в подлитосферном потоке этого материала, 6) вещество блоков метасоматизированной континентальной мантии, представленное компонентом EM, характеризующееся высокими концентрациями Nb, La, Ba, Mg, Ca, Fe, Ti и низкими - Al, 7) вещество блоков нижней континентальной коры, представленное компонентом EM, имеющее высокие концентрации Sr, Na и Al и низкие - Th, Ba, Fe и Ti.

Об относительной глубинности плавления базальтов. Рассмотрение природы мантийных источников позволяет сформулировать представления о глубинности плавления базальтов. Деплетированная мантия, в том числе, и обогащенная несовместимыми элементами, плавится в малоглубинных условиях шпинелевой фации ($(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ около 1), возникают деплетированные базальты N-MORB типа, а в последнем случае - T-MORB типа. Плавление вещества плюма Ресечер происходит в наиболее глубинных условиях, близких к гранатовой фации глубинности ($(\text{Sm}/\text{Yb})_n = 2,5-3,25$), плавятся щелочные расплавы OIB типа, при их смешении с обогащенными толеитовыми расплавами появляются базальты P-MORB типа. Вещество микроплюма плавится на промежуточных глубинных уровнях ($(\text{Sm}/\text{Yb})_n = 1,5-2,14$), возникают базальты P-MORB типа. При смешении деплетированных расплавов с промежуточными и щелочными расплавами базальты могут быть как T-, так и P-MORB типов.

О влиянии плюма Ресечер на процессы осевой аккреции коры. Район *Центральной аномалии* это плюмовая спрединговая ячейка, механизм формирования которых на основании изучения полигонов Габон и Св. Петра заключается в увеличении мощности подосевого микроплюма обогащенной мантии. Это увеличение происходит благодаря

вещественному и тепловому влиянию плюмов. Вещественное влияние проявляется в увеличении объема микроплюма и в добавлении к нему вещества близкого по составу к мантийному компоненту ЕМ. Тепловое влияние определяется спецификой строения, структурного положения и активности плюма Ресечер. По уровню СаО деплетированные и слабообогащенные базальты полигона Зеленый Мыс совпадают с базальтами полигона Св. Петра и ниже базальтов полигона Габон в среднем на 0,7%. Обогащенные базальты наиболее многочисленной группы полигона Зеленый Мыс по уровню концентраций СаО, Al₂O₃, MgO, FeO, P₂O₅ близки к основной массе обогащенных базальтов полигона Св. Петра, но в сравнении с последними имеют меньшие концентрации Na₂O, TiO₂ при тех же самых значениях K₂O. Но они существенно отличаются от обогащенных базальтов полигона Габон, имея меньшие концентрации FeO, Na₂O, TiO₂ и большие - Al₂O₃, MgO, СаО и СаО/Al₂O₃ при тех же самых значениях K₂O. Наблюдающиеся отличия в составах обогащенных базальтов трех полигонов показывают, что средняя степень частичного плавления обогащенного субстрата возрастает в ряду полигонов Габон - Св. Петра - Зеленого Мыса и соответственно в этом направлении увеличивается температура плавящегося мантийного субстрата.

Следовательно, вещество плюма Ресечер больше нагревает вещество микроплюма, чем другие плюмы, поскольку он еще действующий в сравнении с плюмом Сьерра Леоне и более близко расположенный к осевой зоне САХ по сравнению с плюмом Св. Елены. Но даже будучи более горячим микроплюмом, испытывающий влияние плюма Ресечер, в меньшей мере нагревает подосевую астеносферную мантию, чем микроплюмы других плюмовых ячеек. Причина заключается в том, что этот микроплюм внедряется в область верхней мантии с пониженными температурами.

Как и в районе плюма Св. Елены, от плюма Ресечер в сторону осевой зоны спрединга возникает каналированное растекание плюмового материала. Один из таких потоков маркируется небольшими поднятиями, расположенными между хребтом Ресечер и осевой частью САХ, вулканы которых имеют родство к базальтам хребта Ресечер. В осевой части САХ в месте "впадения" этого потока развиваются базальты с необычным сочетанием геохимических черт: с высокими концентрациями Sr и высокими отношениями (Nb/La)_n. Высокие значения последнего параметра связаны с автосоматозом вещества этого потока. Эти базальты также характеризуются очень высокими концентрациями MgO (8,03-9,56%) при FeO/MgO = 0,8-1,35. Уровень MgO у них превышает таковой у базальтов высокомагнезиальной серии и является одним из самых высоких во всей Центральной части Атлантики. Такая специфика состава рассматриваемых базальтов также указывает на присутствие в этом районе плюмового материала. Поскольку вещество плюма Ресечер очень горячее, то там, где этот поток подходит к осевой зоне, резко возрастает температура

подосевого диапира, приводя к более глубинному плавлению деплетированной мантии при высоких степенях частичного плавления и образованию очень высококальциевых базальтов с очень низкими концентрациями Na_2O (<1,7%) и TiO_2 . Подобных базальтов практически не встречается среди базальтов других полигонов Центральной части Атлантики. Этот факт является свидетельством того, что локальное воздействие плюма Ресечер приводит к большему нагреву окружающей мантии, чем таковое со стороны плюмов Св. Елены и Сьерра Леоне.

К числу признаков влияния плюма Ресечер относятся и резко более высокие концентрации Cr в базальтах, распространенных, начиная от участка между *Центральной* и *Северной* аномалиями, и до северной границы полигона Зеленого Мыса, включая трог Ройял. На диаграммах FeO/MgO, K_2O - Cr данные базальты вместе с обогащенными базальтами полигона Мартин Вас формируют тренд наиболее высоких значений хрома при данных значениях FeO/MgO и K_2O . С нашей точки зрения, высокие концентрации Cr в данных базальтах обусловлены участием в их плавлении мантийного вещества, пришедшего от плюма Ресечер.

О характере проявления микроплюма. Влияние плюма Ресечер на микроплюм, локализованный в районе *Центральной аномалии*, приводит к увеличению его мощности и инициирует вдольосевые потоки его вещества. В соответствии с вдольосевыми графиками вариаций состава базальтов положение микроплюма ограничено широтами 13,77-14,52°с.ш. Это район наиболее высокого рельефа осевой зоны. На этом участке отмечаются максимальные фоновые значения отношения изотопов свинца и стронция, отношений $(\text{La}/\text{Sm})_n$, $(\text{Nb}/\text{La})_n$ и $(\text{Ba}/\text{La})_n$, концентраций K_2O и P_2O_5 . В осевой части за пределами центральной части микроплюма возникают градиентные зоны уменьшения вышеперечисленных показателей, характеризующих степень участия в плавлении базальтов мантийного компонента HIMU. Это короткая и пологая северная зона (около 85 км), протягивающаяся до широты 14,75°с.ш., и длинная и крутая (около 140 км) южная зона, заканчивающаяся у разлома Марафон. Между северной градиентной зоной и разломом Зеленого Мыса располагается *Северная аномалия*, ограниченная широтами 15-15,17°с.ш. В ее пределах уровни значений показателей компонента HIMU становятся выше, чем в северной градиентной зоне, но не превышают таковые в *Центральной аномалии*. *Южная аномалия*, ограниченная широтами 12,67-12,82°с.ш., по поведению части параметров является продолжением южной градиентной зоны, и только некоторые из них превышают уровни таковых в градиентной зоне.

Анализ геохимических диаграмм $(\text{Nb/La})_n$, $(\text{Ba/La})_n$ - $(\text{Sm/Yb})_n$ показывает, что районы *Северной* и *Центральной аномалий* являются участками двухуровневого плавления: промежуточного, где образуются обогащенные толеитовые расплавы, и малоглубинного, на котором происходит плавление вещества диапиров астеносферной мантии. Оба типа расплавов смешиваются в различных пропорциях, приводя к образованию Т и Р-MORB типов базальтов. В районе *Южной аномалии* происходит только малоглубинное плавление астеносферной мантии. Появление здесь глубинного щелочного базальта ОIВ типа обусловлено участием в плавлении вещества блока ЛКМ, что снижает температуру солидуса и приводит к заглоблению плавления.

Малоглубинное плавление преобладает и на периферийных участках *Центральной* и *Северной аномалий*. Однако на границе между ними, куда подходит поток плюмового материала со стороны хребта Ресечер, среди базальтов встречаются производные обогащенных толеитовых расплавов (Р-MORB тип базальтов), сформировавшихся на промежуточном уровне глубинности.

В районе *Северной аномалии* отсутствуют даже малые превышения дна рифтовой долины. Это позволяет заключить, что в районе *Северной аномалии* нет самостоятельного источника обогащенных базальтов, а его поставщиком может быть только подлитосферный поток микроплюмового вещества. Возрастание непосредственно в районе *Северной аномалии* по сравнению с северной градиентной зоной таких показателей как $(\text{Sm/Nd})_n$, $(\text{La/Sm})_n$, отношений изотопов свинца, очевидно, связано с влиянием трансформного разлома Зеленый Мыс, заглобляющего подосевой поток микроплюмового материала, что приводит к увеличению степени его частичного плавления.

Поток вещества НIМУ существует и к югу, его влияние ощутимо до нетрансформного смещения 13,68°с.ш., в зоне которого, подобно тому, как в *Северной аномалии*, развиты более обогащенные базальты, появление которых связано с теми же причинами, что и районе *Северной аномалии*.

К югу от нетрансформного смещения 13,68°с.ш., включая район *Южной аномалии*, как следует из геохимического анализа, базальты образуются в результате малоглубинного плавления астеносферной мантии. Но плавится здесь, как и в случае с периферийными участками *Центральной* и *Северной аномалий* метасоматизированная деплетированная мантия астеносферных диапиров, обогащенная несовместимыми элементами. Как говорилось, метасоматоз астеносферной мантии происходит под действием обогащенных расплавов, зарождающихся в недрах потока микроплюмового вещества. Возможно, в случаях, когда в возникающих таким образом базальтах наблюдаются очень высокие

концентрации бария, наряду с расплавами существенную роль при метасоматозе играли и флюиды, связанные с микроплюмовым веществом.

Следовательно, поток микроплюмового вещества по мере удаления от *Центральной аномалии* иссякает и зарождающихся в нем расплавов хватает только на осуществление метасоматоза деплетированной мантии. Всплеск некоторых изотопных ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) и геохимических ($(\text{La}/\text{Sm})_n$, $(\text{Sm}/\text{Nd})_n$) показателей в районе *Южной аномалии* может быть обусловлен, как и в случае с Северной аномалией эффектом трансформного разлома.

Таким образом, по существу между разломами Зеленого Мыса и Марафон присутствует одна структурированная аномалия обогащенных базальтов с центром в районе *Центральной аномалии*. Ее структурирование определяется растеканием апикальной части микроплюма, имеющим преимущественно вдольосевое направление, поэтому образуются центральная и две градиентные зоны аномалии. На структурирование также влияет тектоническое строение океанического дна. Трансформные разломы и нетрансформное смещение $13,68^\circ\text{с.ш.}$, являясь зонами более холодной литосферной мантии, приводят к понижению степени частичного плавления микроплюмового материала и соответственно к увеличению степени обогащенности расплавов.

Базальты, связанные своим происхождением с плавлением метасоматически обогащенной астеносферной мантией, встречаются и в других районах полигона Зеленого Мыса. Они пятнисто распространены на сегменте Марафон – Меркурий и южнее. Очевидно, что их происхождение может быть связано с дистальными частями вдольосевого потока вещества HIMU, текущего к югу от *Центральной аномалии*, где он разбивается на отдельные капли.

Такие же базальты встречены в северном интерсекте разлома Зеленого Мыса. В данном случае подлитосферный поток вещества HIMU, скорее всего, следует с севера со стороны крупной геохимической аномалии на $16,07^\circ\text{с.ш.}$ (Силантьев и др., 2004), где также может быть локализован осевой микроплюм обогащенной мантии. Его расстояние от микроплюма *Центральной аномалии* 250-280 км.

Заканчивая обсуждение влияния осевого микроплюма на состав базальтов, следует отметить, что промежуточные обогащенные расплавы, генерированные в его недрах, обогащают базальты в сравнении с деплетированными базальтами не только K_2O и P_2O_5 , но и TiO_2 , Na_2O , FeO и обедняют CaO и MgO . На вдольосевых графиках вариаций состава базальтов видно, что средние уровни концентраций CaO и MgO заметно ниже в областях *Центральной* и *Северной аномалий*, чем таковые в районе *Южной аномалии* и южнее.

О подосевом апвеллинге астеносферной мантии. Действие многочисленных факторов, влияющих на состав базальтов и накладывающихся друг на друга, затрудняют распознавание

параметров, характеризующих условия плавления мантии, поднимающейся в виде подосевых диапиров. Тем не менее, как и на других полигонах, основная масса деплетированных, умеренно и слабообогатенных базальтов разделяется на две серии: высоко и низкокальциевых, при этом высококальциевые разности, как правило, менее натровые и титанистые и наоборот. Базальты первой серии более свойственны центрам мантийного апвеллинга, а второй - дистальным частям астеносферного диапира.

Распространение высококальциевых и низконатровых пород позволяет распознать структуру подосевого апвеллинга в пределах полигона Зеленого Мыса. Отчетливо диагностируются 3 центра подосевого апвеллинга: непосредственно южнее *Северной аномалии* между широтами 14,9-15°с.ш., в центре *Центральной аномалии* в районе широт 14,12-14,13°с.ш. и непосредственно севернее *Южной аномалии* между широтами 12,9-13°с.ш. На этих участках сформировались неовулканические хребты, распространены базальты группы с повышенной концентрацией CaO и часто с пониженной - TiO₂ и встречены уникальные базальты с существенно более низкими концентрациями Na₂O. Все это свидетельства увеличения степени частичного плавления астеносферной мантии по сравнению с соседними участками.

Следует отметить, что наиболее северный центр апвеллинга с более интенсивными петрохимическими параметрами - показателями центра апвеллинга, располагается в месте подхода потока плюмового материала со стороны хребта Ресечер, а средний центр апвеллинга пространственно сопряжен с местом подъема микроплюма. Таким образом, подосевой диапиризм в районе полигона Зеленого Мыса регулируется пространственным распределением более горячей мантии, являющейся носителем обогащенного вещества.

В пределах полигона имеются еще два участка распространения высококальциевых и низконатровых (и часто низкотитанистых) базальтов. Один из них располагается в южной градиентной зоне *Центрального поднятия* вблизи нетрансформного смещения 13,68°с.ш., другой приурочен непосредственно к зоне северного интерсекта разлома Зеленого Мыса, т.е. там, где обычно находятся дистальные части мантийного диапира. В обоих случаях в этих районах широко распространены обогащенные базальты. Очевидно, что это не центры апвеллинга, но участки повышенной температуры в зоне магмогенерации. В случае с более северным из этих участков можно предположить, что дополнительный нагрев мантии произошел под действием тепла потока мантийного материала, идущего со стороны близко расположенного плюма Ресечер.

Характерной чертой полигона Зеленого Мыса является наличие высокомагнезиальных и часто высокожелезистых базальтов, как среди деплетированных, так и среди умеренно обогащенных разностей. Уровень MgO в данных базальтах один из самых высоких во всей

Центральной части Атлантики. Он совпадает с таковым у деплетированных базальтов полигонов Долдрамс и Сьерра Леоне, на которых высокомагнезиальные базальты индицируют эпоху усиления интенсивности подосевого апвеллинга. На полигоне Зеленого Мыса эти базальты распространены в двух местах: в районе широкого развития деплетированных базальтов между *Северной аномалией* и северной градиентной зоной *Центральной аномалии* и в северном интерсекте разлома Зеленого Мыса. Это те два участка, на которые оказывает влияние тепло горячего материала плюма Ресечер, приводя в первом случае к возникновению мощного центра подосевого апвеллинга. Здесь же, как говорилось, широко распространены высококальциевые базальты, а также встречены наиболее низконатровые базальты ($\text{Na}_2\text{O} = 1,6-1,7\%$). Большая часть высокомагнезиальных базальтов является высококальциевыми низконатровыми и низкотитанистыми разностями. Но среди них есть и низкокальциевые разности. В соответствии с Пейве А.А. и др. (1988б) стекла деплетированных базальтов из этих районов относятся к типу TOP-1, т.е. они в соответствии с Н.М. Суцевской и др. (2002) формировались из более глубоких и более высоко температурных толеитовых расплавов осевой зоны САХ в сравнении с базальтами типа TOP-2, развитых в более южных частях полигона. Таким образом, у малоглубинного источника базальтов есть два глубинных уровня: менее глубокий для расплавов типа TOP-2 и более глубокий для высокомагнезиальных расплавов типа TOP-1.

О высокобарическом фракционировании. Сочетанием необычных типов базальтов выделяется сегмент САХ к югу от разлома Марафон. Один из таких типов это высокомагнезиальные базальты с пониженной концентрацией СаО и иногда Al_2O_3 . Такие базальты встречались и на других полигонах, в частности, на полигоне Долдрамс и были квалифицированы как продукты расплавов, претерпевших высокобарическое фракционирование плагиоклаза и/или клинопироксена. Среди них встречаются разности с пониженными концентрациями SiO_2 , вероятно, при формировании этих базальтов в процессах высокобарического фракционирования принимал участие ортопироксен.

О происхождении высокомагнезиальных базальтов. Одной из ярких черт данного полигона является широкое распространение в его пределах высокомагнезиальных базальтов. Проведенный анализ показывает, что среди них выделяется несколько групп, имеющих различное происхождение. Представители той или иной группы встречаются на различных полигонах, но на полигоне Зеленого Мыса они сошлись все вместе: 1) деплетированные и слабообогатенные высокомагнезиальные базальты типа TOP-1 с высокими концентрациями FeO и СаО и низкими - Na_2O и TiO_2 , возникающие при больших степенях частичного плавления и на больших глубинах, чем более распространенные базальты океанского дна типа TOP-2, характерные для участков САХ, испытывающих либо

тепловое влияние плюма глубинной мантии, либо эпизодическое усиление подосевого апвеллинга; 2) щелочные и обогащенные базальты, характеризующиеся высокими концентрациями FeO, CaO, TiO₂ и низкими - Al₂O₃, повышенными отношениями (Nb/La)_n, в их плавлении участвовали блоки ЛКМ; 3) обогащенные базальты с высокими концентрациями FeO и Ст и высокими (Nb/La)_n, представляющие вещество потоков плюмового материала, испытавшего автометасоматические преобразования; 4) базальты, исходные расплавы которых фракционировали в высокобарических условиях, для них свойственны низкие концентрации Al₂O₃, CaO, Na₂O и TiO₂ и высокие – FeO.

О суперпозиции факторов. Конкретные составы базальтов формируются, как правило, под действием нескольких факторов и процессов, в том или ином сочетании и с той или иной долей участия. Помимо процессов малоглубинного фракционирования, которые в настоящем разделе подробно не рассматривались, но которые существенным образом влияют на состав базальтов, к числу этих факторов и процессов относятся: подосевой апвеллинг астеносферной мантии, носящий фокусированный характер, подъем микроплюмов обогащенной мантии и их вдольосевое растекание, локализованное и объемное воздействие горячего и обогащенного материала плюма Ресечер на процессы подосевого плавления, участие в плавлении блоков континентальной литосферы, высокобарическое фракционирование расплавов, эффект трансформного разлома.

4.3 Процессы и явления, приводящие к разнообразию состава, геохимии и изотопии базальтов осевой и гребневой зон САХ в Центральной части Атлантики, и факторы, определяющие закономерности их пространственных вариаций.

4.3.1 Отражение режима и пространственной структуры подосевого апвеллинга в составе базальтов.

В работе (Nic, Vatiza, 1994) при анализе нормированных составов закалочных стекол было установлено, что в центре спрединговой ячейки, ограниченной разломом Риу Гранди и нетрансформным смещением Мур (полигон Мур), плавление происходит на меньших глубинах, поэтому распространенные здесь базальты характеризуются повышенными значениями Si₈ и пониженными Fe₈, и при более высоких степенях частичного плавления, поэтому данные базальты имеют повышенные Ca₈ и пониженные Na₈, Ti₈ и Al₈, в сравнении с ее дистальными частями. В настоящей работе анализируются не нормированные составы базальтов, поэтому выводы основаны на анализе поведения естественно образующихся групп базальтов, главным образом, их дифференцированных серий. В соответствии с этим на полигоне Мур доминируют две дифференцированные серии базальтов: высококальциевая низкотитанистая и низкокальциевая высокотитанистая (рис. 4.2). Базальты первой из них, часто с пониженными концентрациями Na₂O и FeO, преимущественно слагают центральные части (рис. 4.6), а второй, часто с повышенными концентрациями Na₂O и FeO, -

преимущественно дистальные части ячеек. Этот вывод совпадает как с результатами изучения нормированных составов стекол (Niu, Batiza, 1994), так и с экспериментами по плавлению базальтов (Jaques, Green, 1980, Jonson et al., 1990). В соответствии с последними при увеличении степени плавления лерцолитов в расплаве возрастают концентрации Ca и уменьшаются – Na и Ti, а при увеличении давления плавления в расплаве возрастают концентрации Fe.

С некоторыми нюансами такие закономерности пространственных вариаций состава базальтов в масштабе спрединговой ячейки прослеживаются во всей Центральной части Атлантики. Наиболее отчетливо они проявляются среди базальтов полигонов Мур и Кокс (рис. 4.2, 4.50). На полигонах, где на состав базальтов влияют близко расположенные плюмы глубинной мантии: Габон, Св. Петра и Зеленого Мыса, - основная часть базальтов распределяется между высококальциевой и низкокальциевой сериями, которые по своей структурной приуроченности являются аналогами соответственно высококальциевой низкотитанистой и низкокальциевой высокотитанистой серий. Отсутствие обратной корреляции между TiO_2 и CaO в базальтах этих полигонов есть следствие обогащения деплетированной мантии титаном при воздействии на нее обогащенной мантии (рис. 4.51). На полигоне Романш выделяется только высококальциевая серия базальтов, но ее антипод - низкокальциевая серия базальтов отсутствует. Это происходит потому, что на этом полигоне на вариации концентраций CaO и TiO_2 в базальтах сильно влияет засоренность верхней мантии этого региона блоками континентальной литосферы. На полигоне Мартин Вас базальты разделяются на две дифференцированные серии: высокотитанистую и низкотитанистую, которые по структурному положению базальтов, образующих эти серии, являются аналогами соответственно низкокальциевой высокотитанистой и высококальциевой низкотитанистой серий. Расплавы базальтов этого полигона претерпели высокобарическое фракционирование клинопироксена, что привело к снижению в них концентраций CaO.

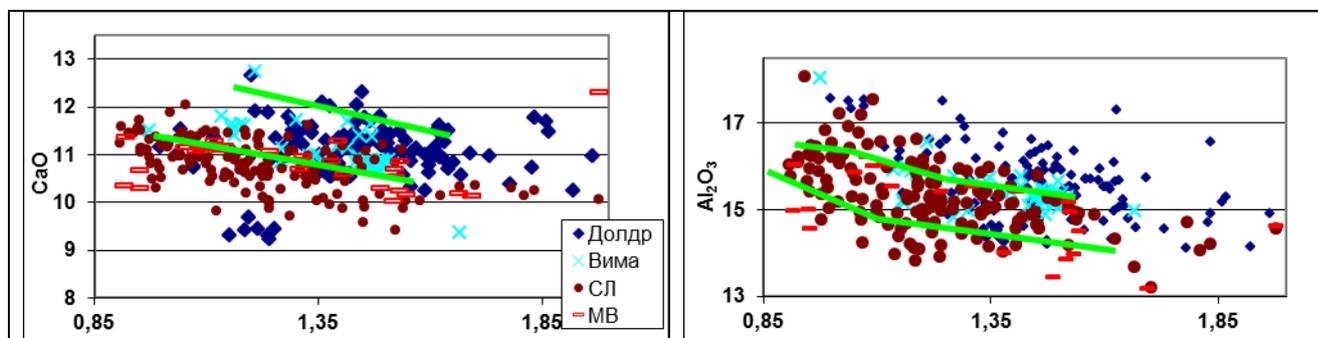
Таким образом, уровни трендов вариаций концентраций CaO, а иногда TiO_2 и Na_2O в дифференцированных сериях базальтов позволяют проводить сравнение относительных параметров плавления в разных регионах Центральной части Атлантики и учитывать влияние на состав их расплавов дополнительных факторов.

По уровню CaO деплетированные базальты полигонов Зеленый Мыс и Св. Петра ниже таковых полигона Габон (рис. 4.51), что показывает, что прогретость мантии на уровне подосевых диапиров больше в зоне влияния более объемного плюма Св. Елены по сравнению с таковыми плюмов Сьерра Леоне и Ресечер. Средний уровень CaO в деплетированных базальтах полигона Габон лишь незначительно превышает таковой у

базальтов полигона Мур, к которым близки базальты полигонов Мартин Вас, Долдрамс и Вима. Меньший уровень СаО в базальтах полигонов Кокс и Сьерра Леоне. Учитывая наиболее высокую температуру деплетированной мантии в районе полигона Габон, следовало бы ожидать существенно более высоких концентраций СаО в базальтах этого полигона. Отсутствие этого феномена указывает на зараженность деплетированной мантии этого района веществом обогащенной мантии, которое, как было установлено, имеет пониженные концентрации СаО по сравнению с деплетированной мантией.

По уровням концентраций Na_2O и TiO_2 деплетированные базальты полигона Габон существенно ниже таковых полигона Мур, с которыми совпадают базальты полигонов Мартин Вас и Вима (рис. 4.50, 4.51). Учитывая, что на процессы плавления базальтов на полигоне Габон большое влияние оказывает плюм Св. Елены, можно было бы ожидать обратных соотношений по уровням Na_2O и TiO_2 в деплетированных базальтах этих полигонов. Наблюдающиеся соотношения есть указание на существенно более высокие степени частичного плавления и соответственно на очень высокие температуры мантии в подосевом диапире в районе полигона Габон. Это подтверждается и редкими находками в центре геохимической аномалии полигона деплетированных базальтов с аномально низкими концентрациями Na_2O и TiO_2 . Аналогичные базальты встречены и в центре геохимической аномалии полигона Зеленого Мыса. Условия для плавления этих базальтов возникают редко, поскольку деплетированная мантия в районах геохимических аномалий в значительной мере метасоматизируется под действием обогащенных расплавов, обогащаясь Na_2O и TiO_2 .

Большой, чем у базальтов полигона Мур, уровень Na_2O и TiO_2 в базальтах полигонов Кокс и Сьерра Леоне. Базальты полигона Долдрамс по уровню концентраций СаО и Na_2O совпадают, а по уровню - TiO_2 заметно уступают таковым полигонов Мур, Габон (рис. 4.50, 4.51); занимая одно из самых низких мест в Центральной части Атлантики. Это рассогласование между концентрациями Na_2O и TiO_2 в базальтах, которые ведут себя



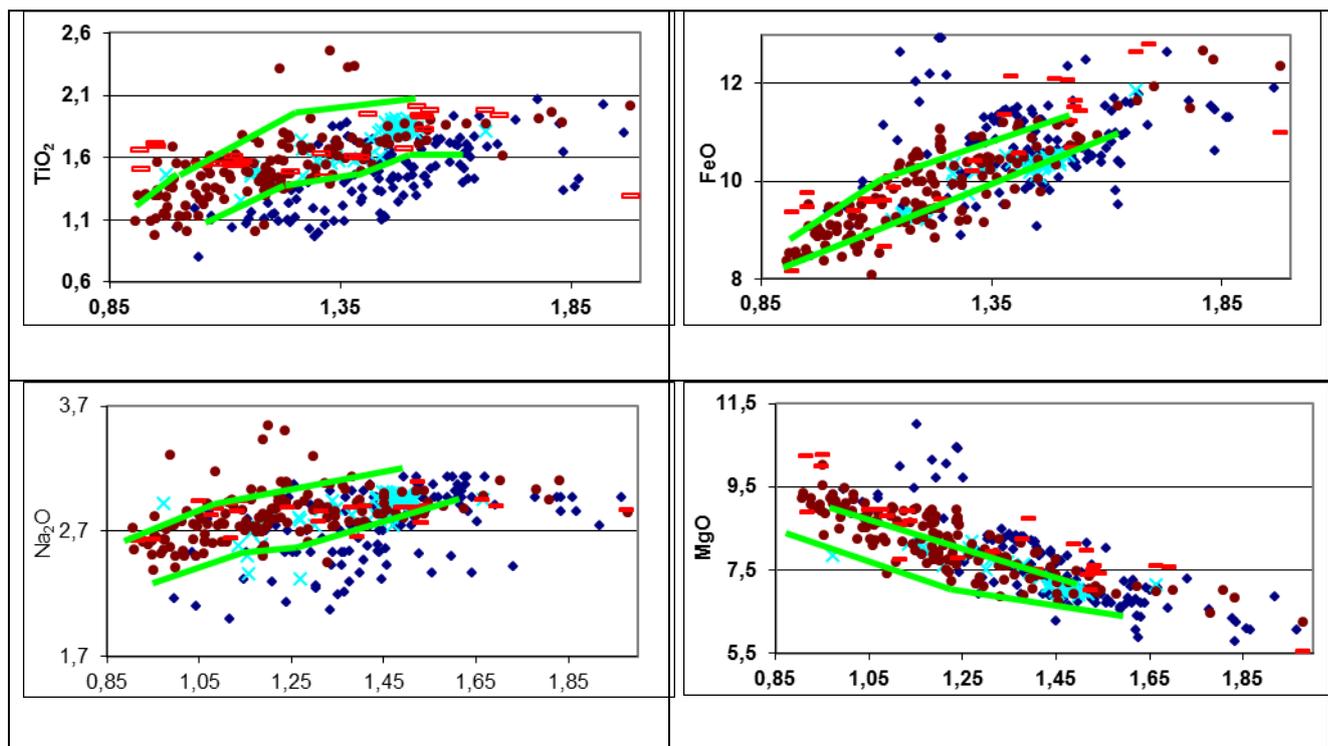
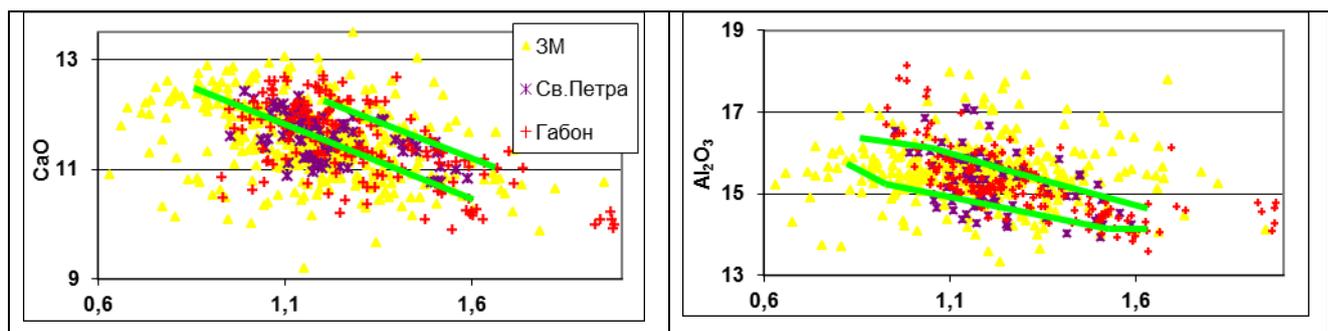


Рис. 4.50 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) в зависимости от степени дифференцированности (отношения FeO/MgO) в базальтах полигонов, удаленных от плюмов глубинной мантии.

Зеленые линии оконтуривают поле базальтов полигона Мур. В легенде: Долдр – полигон Долдрамс, СЛ – полигон Сьерра Леоне, МВ – полигон Мартин Вас.

коррелятивно при плавлении и дифференциации толеитовых расплавов, может быть объяснено добавлением к составу исходных расплавов полигона Долдрамс вещества обогащенного натрием и обедненного титаном, каковым является нижняя континентальная кора.

Таким образом, прогретость деплетированной мантии на уровне ее зоны магмогенерации больше в тех районах САХ, где имеет место влияние плюмов глубинной мантии на процессы осевой аккреции коры. На полигонах Мур, Долдрамс, Вима, Мартин Вас усредненные условия плавления базальтов близки. По более низким концентрациям СаО и более высоким - Na₂O и TiO₂ от них отличаются базальты полигонов Сьерра Леоне и Кокс.



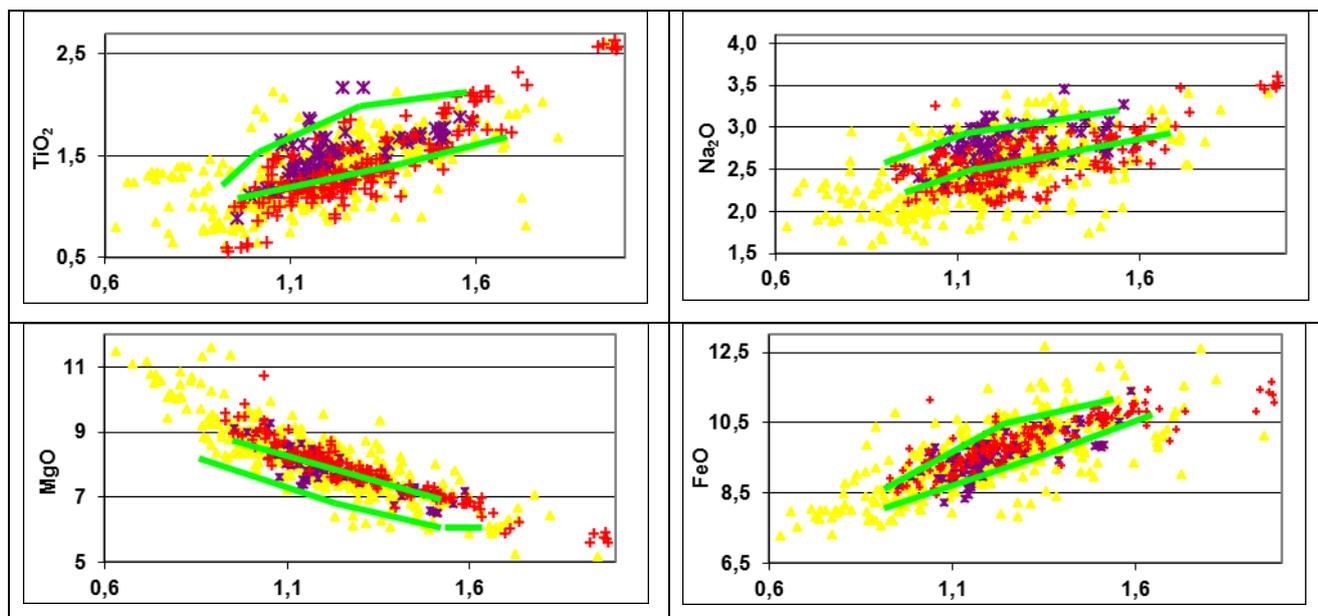


Рис. 4.51 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) в зависимости от степени дифференцированности (отношения FeO/MgO) в базальтах полигонов, близких к плюмам глубинной мантии.

Зеленые линии оконтуривают поле базальтов полигона Мур. В легенде: ЗМ – полигон Зеленый Мыс.

Совокупно эти отличия указывают на более низкотемпературные условия плавления этих базальтов, однако приуроченность к этим полигонам микроплюмов обогащенной мантии, скорее, свидетельствует о более высоких температурах мантии в сравнении, например, с полигоном Долдрамс и указывает на заражение деплетированной мантии под этими полигонами веществом обогащенной мантии микроплюмов. Очевидно, что в случае с микроплюмами эффект зараженности мантии не преодолевается более высокими степенями ее частичного плавления, как это имеет место в районе влияния плюмов глубинной мантии (полигоны Габон и Зеленого Мыса).

Если пространственные вариации концентраций CaO, Na₂O и TiO₂ в базальтах в значительной мере отражают пространственную структуру подосевого апвеллинга, то вариации концентраций MgO в базальтах в большей мере связаны с режимом апвеллинга. Изученные деплетированные и слабообогащенные базальты по уровню MgO разбиваются на две группы: умеренные и высокомагнезиальные. Высокомагнезиальные разности, как правило, имеют повышенные концентрации FeO и Cr и пониженные - Na₂O и TiO₂. В соответствии с (Дмитриев и др., 1990, Сушевская, 2007) эти базальты близки к типу TOP-1, исходные расплавы которых плавилась при более высоких температурах и на больших глубинах по сравнению с расплавами базальтов типа TOP-2, к которым близки умеренно магнезиальные разности. Пространственное положение высокомагнезиальных базальтов в

большинстве случаев совпадает с теми участками САХ, где ожидаемо прямое или опосредованное тепловое влияние плюмов глубинной мантии, при этом эти базальты либо сами обогащены, либо находятся в ассоциации с обогащенными базальтами. На полигонах Зеленого Мыса и Габон данные базальты распространены в центрах геохимических аномалий, на полигоне Зеленого Мыса - дополнительно в месте подхода подлитосферного потока горячей мантии от плюма Ресечер, на полигоне Св. Петра они встречены над участком подъема одной из субвертикальных струй плюма Сьерра Леоне.

Уровень концентраций MgO в базальтах умеренной группы полигона Зеленого Мыса в среднем уступает таковым в базальтах полигонов Габон и Св. Петра, которые близки между собой (рис. 4.51), что коррелирует с поведением CaO в базальтах этих полигонов. Умеренно магниевые базальты полигона Габон в среднем незначительно более магниевые, чем базальты полигона Мур. С последними близки базальты полигонов Кокс, Вима и основные массы базальтов полигонов Сьерра Леоне и Долдрамс (рис. 4.50).

Вне связи с плюмами деплетированные базальты высокомагнезиальной серии встречены на полигонах Сьерра Леоне и Долдрамс. Возникновение более глубинных и высокотемпературных условий плавления местных базальтов обусловлено наступлением эпохи усиления подосевого апвеллинга (см. главу 3).

На полигоне Долдрамс имеется группа базальтов с аномально высокими концентрациями MgO и FeO, не встречающимися в других районах Центральной части Атлантики. Очень низкие концентрации Al_2O_3 , CaO и SiO_2 в этих базальтах позволяют объяснить их происхождение интенсивным высокобарическим фракционированием обоих пироксенов и плагиоклаза в их расплавах.

4.3.2 О закономерностях пространственного распределения и вариаций состава обогащенных базальтов.

4.3.2.1 Общие представления. Вдоль всего изученного сегмента САХ в его гребневой и осевой зонах часто встречаются обогащенные базальты. Если их появление вблизи районов локализации плюмов достаточно убедительно обосновывается влиянием этих плюмов на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга (например, Le Roex et al., 1983, 1985, Schilling et al, 1985, 1991, Humphris et al., 1985, Hanan et al., 1986, Fontignie, Schilling, 1996, Montagner, Ritsema, 2001, Ito et al., 1996, 2003), то причина мелкомасштабных проявлений обогащенных базальтов на участках САХ вне зоны влияния плюмов является предметом острых дискуссий. Рассмотрение имеющихся взглядов по данной дискуссионной теме было сделано выше в главе 2.

В главе 3 показано, что проявления обогащенных базальтов приурочены к аномальным спрединговым ячейкам, отличительные структурные черты которых говорят о повышенной

интенсивности подосевого апвеллинга под этими ячейками. Эти наблюдения привели к представлениям о микроплюмах обогащенной мантии более высокотемпературной, чем мантия подосевых диапиров, поднимающихся с глубин больших, чем те, с которых поднимаются подосевые диапиры, и интенсифицирующего режим подосевого диапиризма астеносферной мантии (Сколотнев, 2013а). Данные по изотопии гелия базальтов полигона Мур (Graham et al., 1996) указывают на вклад в состав базальтов вещества нижней мантии, что позволяет предположить, что микроплюмы могут подниматься с уровня границы верхней и нижней мантии.

Как показано в главе 3, аномальные спрединговые ячейки регулярно следуют вдоль оси САХ в среднем через 350 км. Таким образом, в отличие от наиболее распространенных взглядов о связи обогащенных базальтов с плавлением мелких мантийных неоднородностей, пассивно и хаотично располагающихся в конвектируемой мантии, концепция микроплюмов объясняет проявления обогащенных базальтов действием динамически активных процессов, имеющих регулярный характер.

4.3.2.2 Вещественный состав микроплюмов и причины его вариаций. Микроплюмы являются носителями обогащенной мантии, которая, как правило, представляет собой смесь мантийных компонентов DMM и HIMU при преобладании последнего, тем не менее, доля компонента HIMU заметно ниже, чем в веществе плюмов глубинной мантии, например, плюма Св. Елены. Плавление обогащенной мантии приводит к увеличению в составе базальтов, связанных пространственно и генетически с плавлением вещества микроплюма, концентраций умеренно несовместимых элементов: Р, Na, Ti и высоко некогерентных элементов: К, редких литофильных элементов и уменьшению - Са, Mg и Fe, а также к возрастанию в них отношений: $(La/Sm)_n$, $(Nb/La)_n$, $(Ba/Nb)_n$ и $(Ba/La)_n$, изотопных отношений свинца, $^{87}Sr/^{86}Sr$ и уменьшению $^{143}Nd/^{144}Nd$. Классическим примером микроплюма, отражающим данные петрохимические, геохимические и изотопные свойства базальтов, является микроплюм, локализованный в районе широты 33° ю.ш. на полигоне Кокс. В то же время, судя по вариациям состава обогащенных базальтов, составы микроплюмов разнятся. В районах локализации плюмов глубинной мантии базальты имеют сродство к составу базальтов, связанных своим происхождением с функционированием горячих точек, что означает, что плюм оказывает вещественное влияние на микроплюмы. Так вещество наиболее мощного микроплюма, расположенного между разломами Бодэ Верде и Вознесения (полигон Габон), имеет сродство к веществу плюма Св. Елены. Это проявляется в том, что отношения изотопов свинца в базальтах, связанных с этим микроплюмом, существенно превышают таковые в микроплюмовых базальтах полигона Кокс, при этом изменения значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ менее значительны (рис. 4.14). Такое поведение

изотопов Pb, Sr и Nd указывает на увеличение в базальтах этого сегмента доли компонента НІМУ в сравнении с классическим микроплюмом, а именно компонент НІМУ является основным компонентом в мантийном источнике вулканитов горячих точек, сопряженных с плюмом Св. Елены (например, Kawabata et al., 2011).

Вещество микроплюма, расположенного между разломами Мур и Риу Гранди (полигон Мур), обладает сродством к веществу плюма Тристан. Это проявляется в том, при данных значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, в целом не достигающих больших величин, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ сильно варьируют (рис. 4.5), достигая больших значений и образуя на изотопных диаграммах тренды в сторону базальтов плюма Тристан. Базальты полигона Мур резко отличаются от базальтов других полигонов тем, что характеризуются наименьшими значениями таких индикаторных геохимических отношений как $(\text{Nb}/\text{La})_n$, $(\text{Ba}/\text{Nb})_n$, $(\text{Ba}/\text{Th})_n$ и $(\text{Ba}/\text{La})_n$. По мнению, высказанному в работе (Regelous et al., 2009), такие геохимические свойства базальтов указывают на участие в плавлении вещества нижней континентальной коры. Но очевидно, что в данном случае НКК присутствует не в виде блоков в конвектируемой мантии, поскольку такими свойствами базальты полигона обладают повсеместно. Скорее, плюм Тристан, в данном случае его северный сателлит, имеет соответствующую специфику состава, обусловленную возможной ассимиляцией вещества НКК на уровне подошвы верхней мантии. Состав вещества микроплюма, локализованного между разломами Романш и Чейн (полигон Романш), отличается чрезвычайной пестротой (рис. 4.24, 4.27).

Доминирующим является мантийный компонент НІМУ, но типичный состав микроплюмов, образованный смесью компонентов DMM и НІМУ, реализуется редко, поскольку вещество микроплюма ассимилирует в различных количествах вещество блоков континентальной литосферы, которые здесь широко распространены на разных глубинных уровнях.

Микроплюмы провинции Сьерра Леоне имеют сродство к веществу плюма Сьерра Леоне, которое отличается от такового плюма Св. Елены более высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и более низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при тех же самых значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, при этом последние у базальтов этих микроплюмов достигают больших значений, чем у базальтов полигона Габон (рис. 4.5, 4.32).

Вещество микроплюма, расположенного между разломами Зеленого Мыса и Марафон (полигон Зеленого Мыса), имеет пестрый пространственно неоднородный состав (рис. 4.5, 4.48). Во-первых, оно имеет сродство к веществу плюма Ресечер, во-вторых, на его состав оказывают влияние процессы ассимиляции вещества блоков континентальной литосферы, широко распространенных в мантии этого региона.

Таким образом, на вещественный состав микроплюмов оказывают влияние близко расположенные плюмы глубинной мантии и процессы ассимиляции микроплюмом вещества

пассивных мантийных неоднородностей, расположенных в конвектируемой мантии, и кровлевого вещества нижней мантии.

4.3.2.3 Глубинность плавления обогащенных базальтов. В районах проявления микроплюмовой активности преимущественно распространены слабо и умеренно обогащенные толеитовые базальты, но на полигонах Габон, Романш, Св. Петра и Зеленого Мыса встречаются высокообогащенные базальты, а на полигоне Романш в районе *Щелочного* поднятия и массива скал Св. Петра и Павла - также щелочные базальты и базаниты. Геохимия этих вулканитов показывает, что одной из причин такого многообразия составов вулканитов в этих районах является то, что плавление микроплюмового материала происходит на разных глубинных уровнях. Проведенные исследования показали, что хорошим индикатором относительной глубинности плавления мантии является отношение $(Sm/Yb)_n$ в базальтах (рис. 4.4, 4.22, 4.31, 4.52).

Выделяются три основных уровня плавления (рис. 4.52). На самом глубоком уровне, соответствующем гранатовой фации глубинности (> 18 кбар), генерируются щелочные расплавы с отношением $(Sm/Yb)_n = 4,3-6,2$. Из таких расплавов кристаллизуются щелочные вулканиты ультраосновного и основного состава. На самом высоком уровне в условиях шпинелевой фации глубинности при плавлении деплетированной мантии, в том числе, метасоматизированной под действием расплавов, генерированных в обогащенной мантии микроплюма, возникают малоглубинные деплетированные и умеренно обогащенные толеитовые расплавы с $(Sm/Yb)_n$ около 1. При этом существуют два подуровня: более глубокий, на котором выплавляются высокомагнезиальные базальты типа TOP-1, и менее глубокий, на котором выплавляются базальты типа TOP-2. Показатель $(Sm/Yb)_n$ не позволяет разделить два этих типа базальтов.

На уровне промежуточном между гранатовой и шпинелевой фациями глубинности формируются высокообогащенные толеитовые расплавы с $(Sm/Yb)_n = 2-2,5$ (рис. 4.52). О высокой степени обогащения этих расплавов свидетельствуют высокие значения отношений высоко некогерентных элементов – $(Nb/La)_n$ и $(Ba/La)_n$. Эти промежуточные расплавы плавилась в поднимающемся микроплюме обогащенной мантии. В ходе подъема возрастала степень частичного плавления мантийного субстрата, что отразилось в уменьшении величин $(La/Sm)_n$ (от 3,6 до 2) в расплавах, при этом отношения $(Nb/La)_n$ и $(Ba/La)_n$ оставались постоянными.

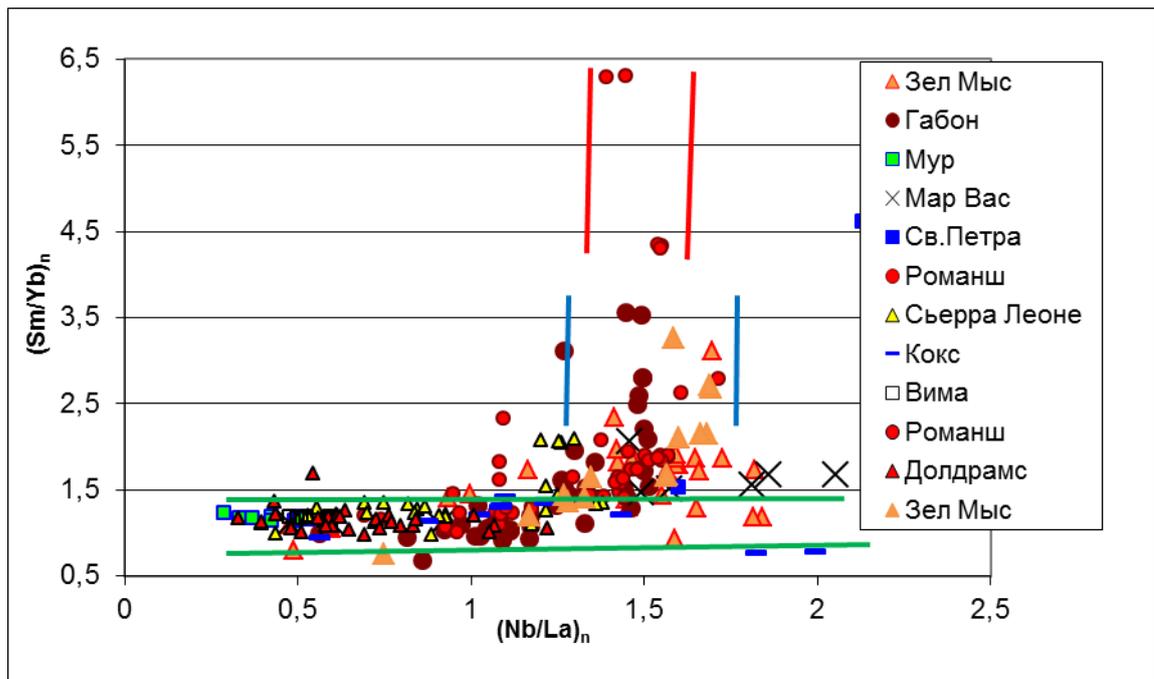


Рис. 4.52 Глубинные уровни плавления исходных щелочных и толеитовых расплавов базальтов Центральной части Атлантики.

Линиями ограничены уровни плавления: глубинного (красные), промежуточного (синие) и малоглубинного (зеленые).

Между расплавами трех различных глубинных уровней происходит смешение. Из жидкостей, получившихся при смешении глубинных и промежуточных расплавов, формируются щелочные базальты (рис. 4.23, 4.52). В соответствии с геохимическими и изотопными данными рассмотренные щелочные вулканиты ультраосновного и основного состава могут быть отнесены к ОИВ-типу вулканитов, являющихся характерными породами океанических островов вулканического происхождения. Из расплавов, получившихся при смешении малоглубинных и промежуточных расплавов, формируется целый ряд в различной степени обогащенных толеитовых базальтов P- и T-MORB типов, доминирующих в районах развития микроплюмов (рис. 4.22, 4.31, 4.52).

На самом высоком уровне также могут выплавляться обогащенные расплавы T-MORB типа. Базальты, производные этих расплавов, характеризуются низкими и не меняющимися значениями $(Sm/Yb)_n$ при широких вариациях показателей обогащенности $(La/Sm)_n$, $(Nb/La)_n$ и $(Ba/La)_n$ (рис. 4.22, 4.32, 4.52). Очевидно, в данном случае происходило плавление деплетированной мантии подосевого диапира, метасоматизированной под действием обогащенных толеитовых расплавов, генерированных на промежуточных глубинах.

Щелочные базальты редки в осевой и гребневой зонах САХ. Появление щелочных базальтов на массиве скал Св. Петра и Павла связано с непосредственным плавлением вещества плюма Сьерра Леоне, глубинный поток которого распространяется в южном

направлении. Условия для плавления щелочных базальтов, слагающих вулкан *Восточный* на полигоне Габон, находящийся на расстоянии около 80 км от осевой зоны спрединга, возникли при заглублинии очагов магмогенерации в связи с тем, что на таком расстоянии от оси САХ литосфера имеет существенно большую мощность, чем под осевой зоной, что вызвало значительное уменьшение степени частичного плавления микроплюмового материала. Осевые щелочные вулканиты полигонов Романш и Зеленого Мыса несут признаки того, что в их плавлении участвовало вещество метасоматизированной континентальной мантии, которое могло быть источником флюидов, понизивших температуру солидуса обогащенной мантии, поднимающейся в виде микроплюма.

4.3.2.4 Закономерности вдольосевых вариаций состава обогащенных базальтов.

Центры интенсивных геохимических аномалий, сопряженных с крупными осевыми поднятиями дна, которые маркируют места подъемов мощных микроплюмов, характерных для сегментов САХ, близких к плюмам, с обеих сторон имеют градиентные зоны уменьшения петро- геохимических и изотопных параметров, свойственных для вещества микроплюма. Как впервые было сказано в работе (Paulick et al., 2010), это указывает на то, что в осевой зоне на подлитосферном уровне имеют место направленные потоки обогащенной мантии. В применении к концепции микроплюмов это означает, что при достижении определенного уровня (основной промежуточный уровень) вещество головы наиболее крупных микроплюмов растекается, образуя подлитосферные потоки обогащенной мантии. Наиболее ослабленной зоной является осевая зона спрединга, поэтому именно вдоль нее и формируются наиболее мощные подлитосферные потоки. Градиентные зоны мощных микроплюмов не ограничиваются только плюмовой спрединговой ячейкой, но распространяются и на смежные ячейки. Закономерности вариаций состава базальтов вдоль таких потоков определяются двумя факторами: последовательным сокращением в составе базальтов доли микроплюмового вещества и изменением состава микроплюмового вещества в движущемся и испытывающем плавление потоке (рис. 4.14, 4.15, 4.32, 4.33, 4.48, 4.49, 4.53). В месте подъема микроплюма, индицируемом осевым поднятием дна рифтовой долины, преобладают базальты высокообогащенных толеитовых расплавов, возникающих на промежуточных глубинных уровнях при плавлении обогащенной мантии микроплюмов (P-MORB тип базальтов). В проксимальных частях потока наибольшим распространением пользуются продукты смешения между деплетированными расплавами, генерированными в подосевом диапире на малоглубинном уровне, и обогащенными расплавами (P-MORB, реге T-MORB типы базальтов). В дистальных частях потоков преобладают обогащенные

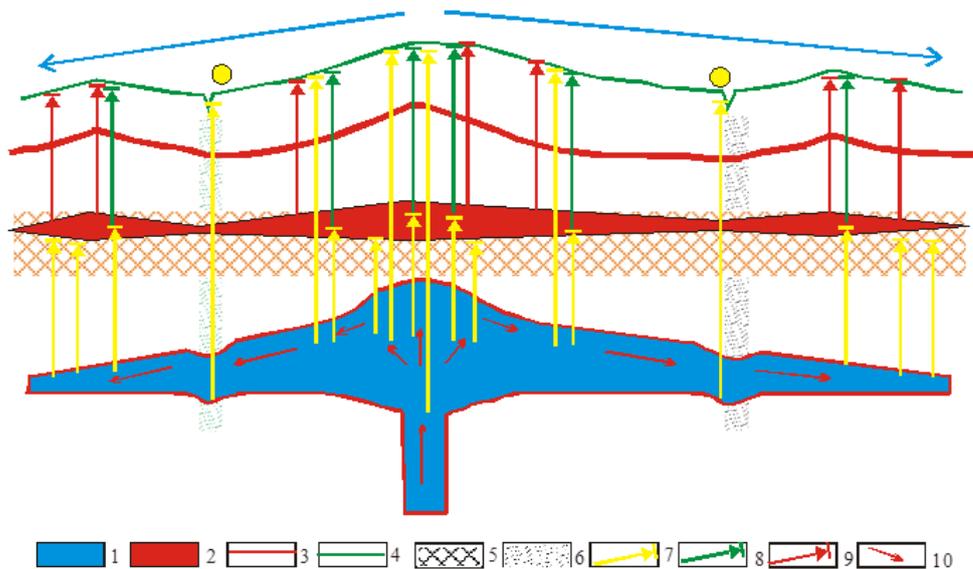


Рис. 4.53 Модель формирования коры в районах подъема микроплюма, испытывающего влияние плюма глубинной мантии.

1 – микроплюм, 2 – зона магмогенерации из астеносферной мантии, 3 – верхняя граница подосевого апвеллинга астеносферы, 4 – поверхность дна, 5 – зоны метасоматоза астеносферной мантии, 6 – зоны охлаждающего влияния трансформных зон, 7 – промежуточные расплавы, 8 – смешанные расплавы, 9 – малоглубинные расплавы 10 – направления течения вещества микроплюма.

базальты, плавившиеся на малоглубинном уровне из деплетированной мантии, обогащенной несовместимыми литофильными элементами К, La, Nb, Ta, Ba (Т-MORB, реже Р-MORB типы базальтов). Это обогащение происходит в силу того, что расплавы, генерированные в недрах потока микроплюмового материала, не только изливаются на поверхность, смешиваются с малоглубинными расплавами, но и осуществляют метасоматоз окружающей деплетированной мантии, обогащая ее К, La, Nb, Ta, Ba. В дистальных частях потоков объем выплавки из микроплюмового вещества настолько мал, что его хватает только на процессы метасоматоза окружающей мантии (рис. 4.53).

По мере продвижения потока и плавления его вещества последнее все больше обедняется наиболее несовместимыми элементами, и выплавляющиеся расплавы становятся все более насыщенными умеренно несовместимыми элементами такими, как Р, Na, Ti. Сохраняя изотопные параметры близкие к первичным, эти расплавы приобретают характеристики умеренно обогащенных расплавов, которые чаще относятся к Т-MORB типу толеитов. В самой краевой части потока, идущего от микроплюма, расположенного между разломами Сан Паулу и Св. Петра (полигон Св. Петра), встречены вулканиды с геохимическими параметрами, как у деплетированных базальтов, но с повышенными долями радиогенных изотопов.

Разломные зоны, связанные как с трансформными, так и нетрансформными смещениями, нарушают тепловую структуру подосевого потока, локально охлаждая его (рис.4.53). Это приводит к уменьшению степени частичного плавления и повышению в базальтах доли более легкоплавкого обогащенного материала. Наиболее ярко этот феномен проявился на полигоне Зеленого Мыса, где наряду с *Центральной аномалией* обогащенных базальтов, локализованной над местом подъема микроплюма, вблизи разломов Зеленого Мыса и Марафон формируются *Северная* и *Южная аномалии*.

Микроплюмы меньшей мощности имеют более короткие градиентные зоны в пределах одной спрединговой ячейки или их не имеют.

4.3.2.5 Эволюция состава микроплюма в ходе его подъема. Вариации состава обогащенных базальтов в зависимости от величин отношений $(La/Sm)_n$ и $(Sm/Yb)_n$ в диапазоне значений $(Sm/Yb)_n$, характерном для промежуточного уровня глубинности плавления, показывают, что по мере уменьшения $(Sm/Yb)_n$ (уменьшения глубины плавления) и $(La/Sm)_n$ (увеличения степени частичного плавления) в расплавах уменьшаются концентрации FeO, K₂O, P₂O₅, Na₂O, TiO₂ и увеличиваются - Al₂O₃, CaO, MgO, SiO₂. В свете концепции микроплюмов это показывает, как изменяется состав вещества микроплюма по мере его подъема в диапазоне промежуточных глубин.

Среди обогащенных базальтов некоторых фланговых поднятий, например, наблюдающихся на севере полигона Св. Петра, образование которых можно трактовать как результат функционирования уже отмерших микроплюмов, встречены базальты с очень высокими концентрациями P₂O₅, TiO₂, Na₂O при незначительно повышенных - K₂O. Такие необычные составы базальтов в настоящей работе объясняются с позиций концепции микроплюмов следующим образом. На последних стадиях эволюции микроплюма его вещество, постоянно испытывающее плавление, обедняется высоко некогерентными элементами, такими как К и обогащается умеренно некогерентными элементами, такими как Ti, Р и Na.

4.3.3 О влиянии плюмов глубинной мантии на состав базальтов.

4.3.3.1 Общая постановка вопроса. Рассмотрение регулярных процессов, определяющих пространственные вариации состава базальтов: подосевой апвеллинг и подъем микроплюмов обогащенной мантии, - показывает, что в некоторых регионах они в той или иной мере контролируются воздействием, оказываемым на них плюмами глубинной мантии, близко расположенными к осевой зоне САХ. С юга на север это плюмы Тристан (Morgan, 1983), Св. Елены (Morgan, 1983), Сьерра Леоне (Schilling et al., 1994) и Ресечер (выделен в настоящей работе). Влияние плюмов на состав базальтов, распространенных в осевой зоне САХ, как видно из выше изложенного, подразделяется на тепловое и

вещественное. Тепловое воздействие приводит к дополнительному нагреву окружающей мантии, как астеносферной, так и микроплюмовой и тем самым к повышению глубины и степени частичного плавления. Вещественное влияние проявляется в участии плюмового вещества в процессах плавления.

4.3.3.2 Способы влияния плюмов на процессы осевой аккреции коры. В главе 3 было выделено несколько механизмов, посредством которых плюмы оказывают влияние на процессы осевой аккреции коры. Изучение базальтов расширяет характеристики этих механизмов и дополнительно позволяет выделить новые способы этого влияния. В данной главе анализируются пять способов такого влияния.

Основной и наиболее масштабный способ это увеличение мощности микроплюмов и добавление к их веществу вещества глубинной мантии, поднявшейся в виде плюма с глубин нижней мантии. По-видимому, смешение вещества происходит на уровне зарождения микроплюмов вблизи подошвы верхней мантии (рис. 7.4). Условия его реализации, как показано в главе 3, зависят от специфики плюмов и их положения относительно осевой зоны спрединга. Плюм Св. Елены, несмотря на большую удаленность, оказывает наибольшее тепловое влияние на процессы плавления, происходящие в подосевой области, способствуя формированию наиболее мощного микроплюма между разломами Бодэ Верде и Вознесения, нагревающего мантию подосевого диапира. Деpletedированные базальты из этого сегмента, как отмечено в разделе 4.3.1, отличаются от таковых из других плюмовых сегментов в среднем большими концентрациями MgO и CaO и меньшими TiO₂ и Na₂O, что свидетельствует о том, что плавление здесь происходит в среднем при более высоких температурах. В силу большого объема он распадается на ряд крупных блобов, поднимающихся, в том числе, вблизи осевой зоны, но за ее пределами (до 80 км). Насчитывается, по крайней мере, 4 таких вторичных микроплюма: *Осевой* горы, широты 10,7° ю.ш., банки Хаттан, вулкана *Восточный*. В случае с вулканом *Восточный*, расположенном за пределами оси под более мощной литосферой, возникают более глубинные условия плавления и генерируются щелочные расплавы. По изотопным параметрам и таким геохимическим показателям, как (Nb/La)_n и (Ba/La)_n, наиболее адекватно отражающим состав мантийного источника, они не отличаются от осевых высокообогащенных толеитовых расплавов этого сегмента. Но щелочные базальты имеют существенно более высокие значения (La/Sm)_n, свидетельствующие о более низких степенях частичного плавления. Их исходные расплавы, близкие к трахипикробазальтам, отличаются от обогащенных толеитовых расплавов, плавящихся в подосевой части на промежуточном глубинном уровне, более высокими концентрациями K₂O, P₂O₅, Na₂O, TiO₂, FeO, Al₂O₃ и более низкими - CaO, MgO, SiO₂.

Тепловое влияние, оказываемое плюмами Сьерра Леоне и Ресечер на процессы плавления мантии подосевого диапира близкое, и заметно более низкое по сравнению с плюмом Св. Елены.

В то же время сопоставление составов только обогащенных осевых базальтов полигонов Зеленого Мыса и Габон показывает, что первые отличаются меньшими значениями FeO, Na₂O, TiO₂ и FeO/MgO и большими - Al₂O₃, MgO, CaO и CaO/Al₂O₃ при одинаковых значениях K₂O. Такие отличия составов означают, что вещество микроплюма в районе полигона Зеленого Мыса плавилось на меньшей глубине и при больших степенях частичного плавления, чем в районе полигона Габон. Следовательно, температура субстрата обогащенных базальтов под полигоном Зеленого Мыса выше, чем таковая под полигоном Габон. Из этих фактов следует, что, несмотря на большее влияние плюма Св. Елены на процессы осевой аккреции коры, влияние на температуру микроплюма более значимо со стороны плюма Ресечер, который расположен гораздо ближе к осевой зоне спрединга. В этом отношении плюм Сьерра Леоне занимает промежуточное положение.

О непосредственном влиянии вещества плюма на вещество микроплюмов подробно говорилось выше в разделе 4.3.2.2.

Второй способ, посредством которого осуществляется влияние плюма на процессы осевой аккреции коры, связан с каналированными подлитосферными потоками горячего плюмового материала, распространяющимися от горячих точек, сопряженных с плюмом, в сторону осевой зоны САХ или трансформных разломов. Естественно, они связаны с плюмами, удаленными от оси САХ: Св. Елены и Ресечер. Как показано в главе 3, эти потоки ориентированы вдоль линий спрединга, вдоль зон трансформных разломов и по косым по отношению к ним направлениям, приуроченным к ослабленным зонам литосферы, имеющим диагональные простирания.

Тепловое воздействие этих потоков горячего материала выражается в том, что базальты на участках пересечения этими потоками осевой зоны плавятся при большей температуре и на большей глубине. Вследствие этого они характеризуются очень высокими концентрациями MgO, FeO, CaO и очень низкими - TiO₂ и Na₂O. Деплетированные и относительно слабообогащенные базальты этих участков близки к типу TOP-1. Вещественное воздействие этих потоков обусловлено участием их вещества в плавлении, поэтому они приносят в состав базальтов долю вещества соответствующего плюма, но главным образом это проявляется в возрастании концентраций Mg, Fe, Cr и Ni. Уникальным свойством этих базальтов являются очень высокие значения отношения (Nb/La)_n (1,57-2,05) и повышенные концентрации Ba, с ростом (Nb/La)_n в породах возрастают концентрации Nb, Ba, La, Mg, Cr и Ni и изотопные отношения свинцов. Такое своеобразие состава базальтов

возникает в силу аутометасоматических процессов, протекающих внутри потока плюмового материала во время его течения. Базальты с такими характеристиками встречены только на полигоне Мартин Вас и на полигоне Зеленого Мыса в промежуточной области между *Северной и Центральной аномалиями*.

В районе полигона Мартин Вас каналированный подлитосферный поток горячего вещества плюма Св. Елены предопределяет и положение подъема микроплюма, и центра подосевого апвеллинга, которые пространственно тяготеют не к центру спрединговой ячейки, а к пограничной зоне нетрансформного смещения, куда и подходит субгоризонтальный подлитосферный поток обогащенной мантии. В результате в районе *Обогащенного* поднятия этого полигона происходит смешение вещества двух различных источников обогащенной мантии: вертикального в виде поднимающегося микроплюма и субгоризонтального в виде каналированного потока материала плюма Св. Елены.

Третий способ воздействия плюмов на процессы в осевой зоне спрединга характерен только для плюма Сьерра Леоне, последние порции которого сосредоточены вблизи осевой зоны САХ, что создает условия для генерации более глубоких щелочных расплавов под осевой зоной спрединга, которые, поднимаясь вверх, смешиваются с деплетированными расплавами. Судя по пространственному рассогласованию между центром подъема микроплюма между разломами Сан Паулу и Св. Петра, идентифицируемому по осевому рельефу, и положением наиболее обогащенных базальтов, а также наличию узких локальных аномалий, которые образуют обогащенные низкокремнистые базальты к югу от места подъема микроплюма, щелочные расплавы поднимаются вверх вне зависимости от подъема и растекания микроплюма. Можно ожидать, что генерация щелочных расплавов вызвана плавлением непосредственно вещества плюма Сьерра Леоне. Таким образом, в районе полигона Св. Петра участие плюма Сьерра Леоне проявляется не только в увеличении мощности микроплюма и изменении его состава, но и в том, что продукты его непосредственного плавления принимают участие в составе осевых базальтов.

Четвертый способ плюмового влияния следует из особенностей строения САХ в пределах плюмовых тектоно-магматических провинций, а именно, наличия V-образных структур и сужения САХ к границам этих провинций, которые в главе 3 объяснены тем, что под осевой частью САХ существуют потоки мантийного материала более глубокие и протяженные, чем потоки микроплюмового материала, направленные вдоль САХ. Выше уже говорилось, что с таким потоком, идущим к югу от плюма Сьерра Леоне, связано плавление щелочных базальтов массива скал Св. Петра и Павла в разломе Сан Паулу. Влияние этих потоков на состав базальтов на удалении от плюма уменьшается. Однако иногда встречаются базальты с необычными свойствами, появление которых можно объяснить влиянием на их

состав этих глубинных потоков обогащенной мантии. Так среди преобладающих деплетированных базальтов полигона Долдрамс к северу от разлома Архангельского обнаружены базальты с повышенными концентрациями K_2O , TiO_2 , Ba при данных значениях $(La/Sm)_n$ и очень высокими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ при данных низких значениях $^{206}Pb/^{204}Pb$, они также характеризуются повышенными отношениями $(Nb/La)_n$ и $(Ba/Nb)_n$. Такие изотопно-геохимические черты свойственны для вещества плюма Ресечер, со стороны которого и ожидаем в районе разлома Архангельского глубинный поток (см. главу 3).

Непосредственно к югу от разлома Богданова, где в соответствии с положением V-образных структур заканчивается глубинный поток со стороны плюма Сьерра Леоне, обнаружены базальты, которые характеризуются либо повышенными концентрациями K_2O , либо аномально высокими - TiO_2 или P_2O_5 . Примечательно, что в обоих примерах повышенные концентрации TiO_2 не сопровождаются повышенными концентрациями Na_2O . В соответствии с (McDonough, Sun, 1995) с глубиной плавления коэффициент распределения Na между расплавом и реститом уменьшается, тогда как для Ti он изменяется слабо. Поэтому наблюдающееся диспропорционирование между Ti и Na в рассматриваемых базальтах может указывать на участие в их образовании глубинных расплавов, генерированных в пределах вдольосевого астеносферного потока.

Следует отметить, что в обоих описанных случаях базальты относятся к высокомагнезиальной серии, появление которой свидетельствует об эпохе усиления подосевого апвеллинга. Вероятно, наступление этих эпох контролируется пульсационным поступлением более горячего материала от плюмов Ресечер и Сьерра Леоне.

Пятый способ влияния плюмов на состав осевых базальтов характерен главным образом для плюмов, поднявшихся под континентом Гондвана еще до его раскола: Тристан и Св. Елены. Характер этого влияния подробно рассмотрен в главе 2 по работам (Hanan et al., 1986, Fontignie, Schilling, 1996). Суть его заключается в том, что в зонах влияния этих плюмов в процессах плавления базальтов участвует вещество жил, возникших при метасоматозе деплетированной мантии под действием расплавов, генерированных в головной части этих плюмов еще на предраскольной стадии. Граничным участком такого влияния двух плюмов является площадь дна от полигона Мур до полигона Мартин Вас, включая эти полигоны, базальты которой изотопным и геохимическим свойствам несут признаки участия как вещества плюма Тристан, так и к вещества плюма Св. Елены.

Проведенными исследованиями установлено, что 1) такого рода влияние плюма Св. Елены простирается до разлома Романш, 2) наиболее яркой чертой этого метасоматоза являются заметно повышенные концентрации фосфора в деплетированных базальтах, распространенных от разлома Бодде Верде до разлома Чейн, 3) жильная зараженность

деплетированной мантии севернее экватора, скорее, связана с влиянием плюма Сьерра Леоне.

Особенностью вещества метасоматических жил является рассогласование между изотопными и геохимическими показателями степени его обогащенности. В то время как изотопные показатели в них повышенные, то такой показатель как отношение $(La/Sm)_n$ не поднимается выше значений, свойственных деплетированным базальтам. По мнению (Fontignie, Schilling, 1996), это связано с тем, что расплавы, производившие жильный метасоматоз, плавилась из вещества плюма, уже ранее плавившегося, и в силу этого в большей мере потерявшего высоко некогерентные элементы.

В соответствии с (Langmuir, Bender, 1984) участие жил обогащенного вещества в процессах плавления наиболее значимо в условиях низких степеней частичного плавления.

4.3.3.3 Состав вещества плюмов глубинной мантии. Как говорилось выше, плюмы, влияя на состав микроплюмов, передают им и специфику своего состава. Состав плюма Св. Елены это смесь мантийных источников DMM+НІMU при резком доминировании последнего (например, Kawabata et al., 2011), геохимическим репером вещества плюма является отношение $(Nb/Ba)_n = 1,45-1,49$. В соответствии с представлениями изотопной геодинамики (см. главу 2), компонент НІMU это рециклинговая океаническая кора, в виде плюма поднимающаяся с подошвы нижней мантии. Как говорилось выше, специфика состава плюма Сьерра Леоне в сравнении с таковым плюма Св. Елены заключается в том, что в его веществе дополнительно в незначительных количествах присутствует мантийный компонент EM, природа которого, как показано в главе 2, полигенетична. Место и время подъема этого плюма позволяют предположить, что эти особенности состава связаны с тем, что плюм глубинной мантии состава DMM+НІMU ассимилировал вещество континентальной литосферы (компонент EM). Это произошло, когда плюм внедрился в подокеанскую мантию, насыщенную в данном регионе фрагментами тектонически деламинированной континентальной литосферы (Hoernle et al., 1995, Doucelance et al., 2003, Сколотнев и др., 2012г). Степень ассимиляции этого вещества веществом плюма пространственно неравномерна. Базальты поднятий 5,65°с.ш. и 5°с.ш. (полигон Сьерра Леоне), которые, по нашим представлениям, сформировались над более северной ветвью плюма Сьерра Леоне, в сравнении с базальтами *Аномалии 1,7°с.ш.* (полигон Св. Петра), которая располагается над южной ветвью этого плюма, имеют существенно большие значения $^{206}Pb/^{204}Pb$, максимально известные среди осевых базальтов Центральной части Атлантики. Пропорционально $^{206}Pb/^{204}Pb$ в этих базальтах увеличены и значения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Наиболее обогащенные базальты поднятий 5,65°с.ш. и 5°с.ш. приближаются по изотопно-геохимическим характеристикам к щелочным ультраосновным породам г. Картера

(Сколотнев и др., 2012г), принадлежащей к горам Гримальди, расположенным на восточной окраине Экваториальной Атлантики. Горы Гримальди сформировались около 55-60 млн. лет назад вслед за разделением плюма Сьерра Леоне на несколько подводных каналов.

Состав плюма Ресечер оценивается по составу базальтов, слагающих хребет Ресечер и ряд небольших поднятий между ним и осевой частью САХ. Он отличается от состава плюма Сьерра Леоне большей долей мантийного компонента EM и своеобразием последнего. Это устанавливается по еще большим величинам $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при тех же самых значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 4.5). Их интересной особенностью является то, что с ростом $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не происходит коррелятивного понижения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Данный мантийный источник характеризуется постоянными высокими значениями $(\text{Nb}/\text{La})_n$ (1,58-1,69). По аналогии с плюмом Сьерра Леоне появление компонента EM в составе вещества плюма Ресечер может быть объяснено ассимиляцией плюмом вещества блоков континентальной литосферы, которые в отличие от плюма Сьерра Леоне имеют другое происхождение. Плюм Ресечер поднялся около 50 млн. лет назад в области, насыщенной блоками континентальной литосферы, появившимися там в силу тектонической эрозии литосферы Экваториального сегмента Гондваны, осуществляемой потоками подосевой океанической астеносферы Центральной Атлантики. Учитывая сравнительно высокие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в веществе плюма, не коррелирующие с высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, плюм ассимилировал не только вещество блоков континентальной мантии, но и вещество блоков нижней континентальной коры.

Вещество плюма Тристан крайне разнородно. На изотопных диаграммах базальты, связанные с этим плюмом, образуют поля составов, которые позволяют трактовать их мантийные источники как продукт смешения компонентов DMM + HIMU и EM1 или EM2 или EM1+EM2 при преобладании обогащенной мантии EM (Zindler et al., 1982, White, Hofmann, 1982, Hofman, 1997, Hart, 1988, Allegre et al., 1987, 1995). Для настоящей работы важно, что изотопия и геохимия базальтов, связанных своим образованием с северным сателлитом этого плюма, указывает на присутствие в составе их мантийного источника вещества нижней континентальной коры (Regelous et al., 2009). Опираясь на работу (Gibson et al., 2005), в настоящей работе развивается точка зрения о том, что плюм Тристан поднимается с подошвы нижней мантии и ассимилирует вещество пластин континентальной мантии и нижней континентальной коры, скопившихся на границе верхней и нижней мантии.

4.3.4 Отражение в составе базальтов региональных особенностей тектоно-геодинамического развития океанического дна Центральной части Атлантики.

4.3.4.1 Общая постановка вопроса. Как показано в главе 3, наиболее яркие региональные особенности тектоно-геодинамического развития океанического дна в

рассматриваемой области Атлантики обусловлены неравномерным расколом Гондваны и последующим неравномерным раскрытием Центральной части Атлантики на начальных этапах. Вследствие этого Экваториальный сегмент Гондваны длительное время был континентальным барьером между уже раскрывавшимися океанскими чашами Центральной и Южной Атлантики (рис. 3.26). На обеих границах имел место торцевой контакт осевых спрединговых зон с мощной холодной континентальной литосферой, что привело к охлаждению океанской мантии в пограничных районах. Много написано (Bonatti et al., 1993b, Schilling et al., 1995) о южном пограничном районе, ограниченном разломами Романш и Чейн, где по многим данным устанавливается температурный мантийный минимум. Ничего не пишется про северный пограничный район, ограниченный разломами Зеленого Мыса и Марафон. Дело в том, что здесь в более позднее время поднялся плюм Ресечер, с появлением которого произошел локальный нагрев мантии. Однако и для мантии этого района устанавливаются признаки температурного минимума. Они проявляются в широком развитии куполовидных структур на полигоне Зеленого Мыса (см. выше) и в очень низком осевом рельефе дна между разломами Богданова и Архангельского. На начальных этапах раскрытия Экваториальной Атлантики после раскола последнего сегмента Гондваны контакт между холодной континентальной литосферой и океанской мантией происходил не только вдоль разломов Гвинейского и Романш, но и вдоль новообразованных трансформных разломов, особенно длительно на юге вдоль разлома Сан Паулу, а на севере - вдоль разлома Богданова. В результате этого области с пониженной температурой мантии значительно расширились, на юге она простирается от разлома Чейн до разлома Сан Паулу, а на севере в силу того, что Гвинейский разлом располагался под большим углом к границе Экваториального блока, она охватывает огромную площадь между разломами Богданова и Зеленого Мыса.

На обеих сторонах Экваториального сегмента Гондваны имело место активное взаимодействие между холодной континентальной литосферой и горячей подосевой астеносферной мантией (рис. 4.26), в результате которого происходила тектоническая эрозия и деляминация континентальной литосферы под действием конвективных течений океанской астеносферы (см. выше). В итоге океанская астеносферная мантия пограничных районов оказалась насыщенной блоками метасоматизированной континентальной литосферной мантии (ЛКМ) и нижней континентальной коры (НКК). Подтверждением существования таких блоков в районе полигона Зеленого Мыса служат данные о необычных изотопных характеристиках одного из образцов перидотитов, полученных из этого района, сближающих их с веществом древней метасоматизированной мантии (Silantyev et al., 1995). В работе (Сколотнев и др., 2010а) приведены результаты изучения возраста цирконов локальным U-Pb

изотопным методом, выделенных из базальтов, габброидов и ультрабазитов, представляющих полигоны Долдрамс и Зеленого Мыса. Наряду с цирконами, сформировавшимися *in situ*, которые имеются только в габброидах, встречено большое количество зерен очень древнего возраста. Несмотря на очень широкий диапазон возрастных вариаций (53 до 3200 млн. лет), который образует вся совокупность проанализированных зерен, имеется несколько возрастных кластеров, располагающихся на возрастной шкале с периодичностью около 200 млн. лет, временные интервалы которых приблизительно соответствуют времени глобальных эпох тектогенеза, имевших место в истории геологического развития Земли. Наиболее представительные кластеры образованы магматическими цирконами с пиковым возрастом около 1810 млн. лет и метаморфическими цирконами с пиковым возрастом около 1880 млн. лет. Одна из наиболее предпочтительных версий, объясняющих появление этих цирконов в осевых породах САХ, заключается в том, что они представляют фрагменты континентальной литосферы в океанской мантии. В этом случае, возможно, что время около 1810 млн. лет назад это время основных событий, приведших к метасоматозу континентальной мантии, а возраст около 1880 млн. лет это доминирующий возраст нижней континентальной коры, которые слагают блоки континентальной литосферы, распространенные в этой области.

В политрансформе Сан Паулу находится массив скал Св. Петра и Павла, в строении которых принимают участие необычные по составу, геохимии и изотопии милонитизированные роговообманковые перидотиты, которые, по мнению Э. Бонатти (1996), являются фрагментом метасоматизированной литосферной континентальной мантии.

Существует несколько версий (Bonatti et al., 1993b, Schilling et al., 1995), почему области с пониженной температурой верхней мантии сохранили это свойство до наших дней. Выше они были подробно рассмотрены. В настоящей работе предлагается оригинальная версия, заключающаяся в том, что низкая температура верхней мантии между разломами Чейн и Сан Паулу и между разломами Зеленого Мыса и Марафон и непосредственно севернее разлома Богданова поддерживается в значительной мере благодаря тому, что эти мантийные области насыщены холодными блоками континентальной литосферы.

4.3.4.2 О своеобразии состава базальтов районов, бывших пограничными с Экваториальным блоком Гондваны. В максимальной степени своеобразии состава данных базальтов проявилось на полигоне Романш, между разломами Сан Паулу и Чейн (рис. 4.54). Температурный мантийный минимум в этой части мантии приводит к общему снижению степени частичного плавления как мантии подосевого диапира, так и обогащенной мантии микроплюма на промежуточном уровне глубинности. Это вызывает широкое плавление высоконатровых базальтов как деплетированных, так и обогащенных и повышение в

деплетированных базальтах доли вещества метасоматических жил, характерных для данного региона. Происхождение аномально высоконатровых пород ($\text{Na}_2\text{O} > 3,4\%$), широко распространенных в этой области, связано с плавлением вещества блоков НКК, что приводит также к обогащению расплавов Al и обеднению Fe, Ca, Ti, Ba, Th. Получающиеся базальты характеризуются низкими значениями $(\text{Ba}/\text{Nb})_n$, высокими $(\text{Ba}/\text{Th})_n$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и пониженными $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при умеренных значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Следует отметить, что в работе (Hannigan et al., 2001) на основании изучения отношений La/Th и La/Ba в базальтах между разломами Романш и Чейн установлены базальты, в формировании которых принимал участие компонент отличный от деплетированный и обогащенной мантии, характеризующийся низкими концентрациями Ba и аномально низкими - Th относительно N-MORB. Близкие данные приводятся и в статье Н.М. Суцевской и др. (2002), в которой указывается, что отношения Ba/Th в деплетированных базальтах этого района более высокие, чем на соседних участках.

Участие в плавлении блоков ЛКМ обогащает расплавы Mg, K, P, La, Ba, Th. Получающиеся базальты при тех же самых значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ имеют более высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, более низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, а некоторые разности - более высокие $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, а геохимически выделяются более высокими отношениями $(\text{Ba}/\text{Nb})_n$, $(\text{Th}/\text{U})_n$ и более низкими $(\text{Nb}/\text{La})_n$ при тех же самых значениях $(\text{La}/\text{Sm})_n$.

Нередко в плавлении одновременно участвуют и блоки НКК, и блоки ЛКМ, при этом они включаются в процесс плавления на разных уровнях: глубинном, промежуточном и малоглубинном. Наибольшие концентрации этих блоков обнаруживаются в разломных зонах Романш и Сан Паулу, а также на участках, непосредственно примыкающих к ним с юга.

По охарактеризованным петро- геохимическим и изотопным признакам устанавливается участие блоков НКК и ЛКМ в процессах плавления базальтов на полигоне Зеленого Мыса, где они распространены повсеместно от трога Ройял до разлома Меркурий. На этом полигоне также встречены высоконатровые базальты, но в меньшем количестве и в целом с более низким уровнем Na_2O , чем высоконатровые базальты полигона Романш. Блоки НКК диагностируются и к северу от разлома Богданова: в его северном интерсекте и между разломами Долдрамс и Вернадского. В первом районе обнаружены высоконатровые высокоглиноземистые базальты с пониженными концентрациями FeO и TiO_2 и повышенными – K_2O , близкие к некоторым высоконатровым базальтам полигона Романш. Во втором районе встречены высокоглиноземистые базальты с пониженными значениями

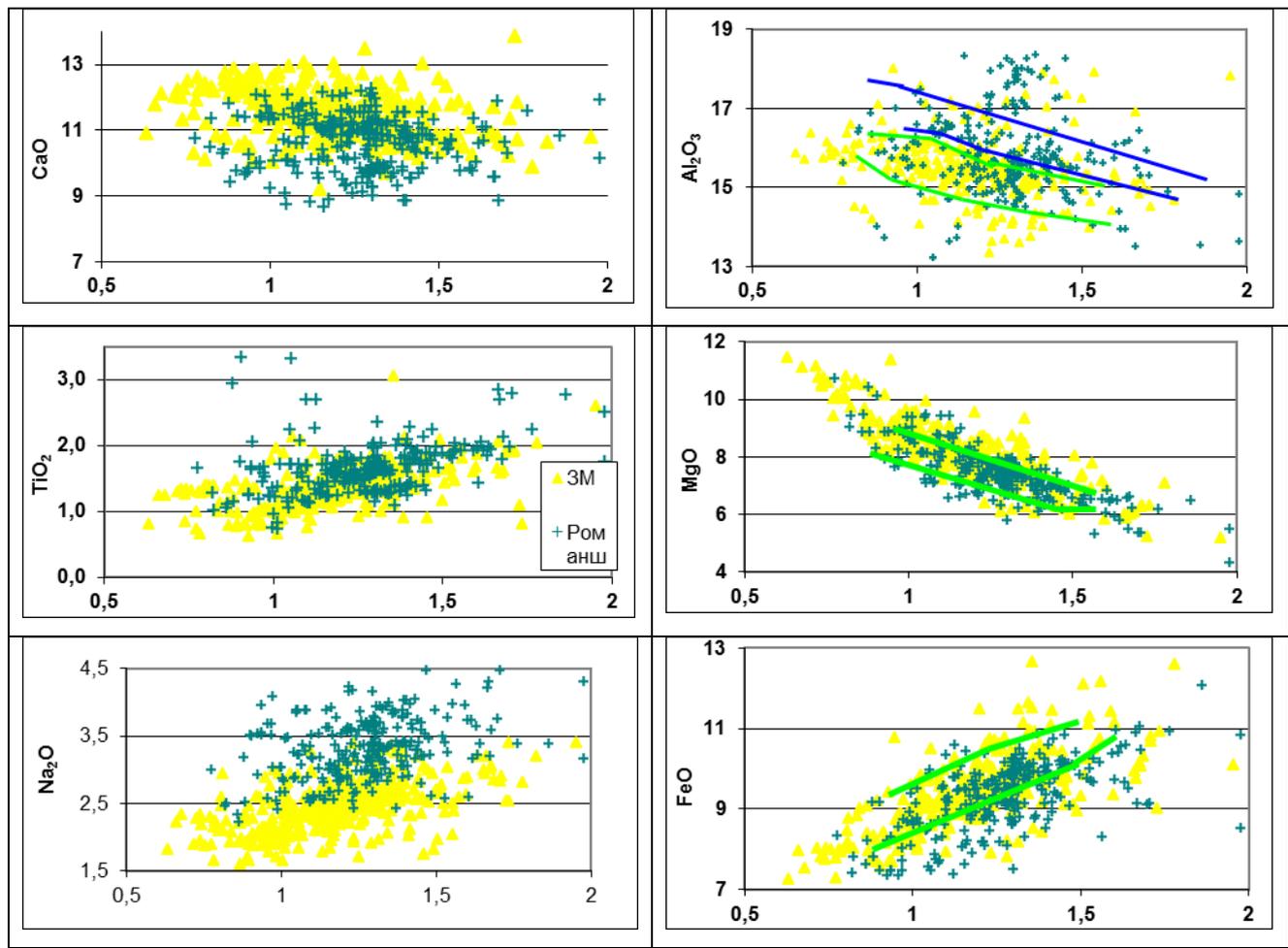


Рис. 4.54 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) в зависимости от степени дифференцированности (отношения FeO/MgO) в базальтах полигонов Зеленый Мыс и Романш.

Зеленые линии оконтуривают поле базальтов полигона Мур, синие линии – полигона Долдрамс. В легенде: ЗМ – полигон Зеленый Мыс.

TiO₂, (Nb/La)_n и (Ba/Nb)_n и повышенными – K₂O и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd.

В соответствии с составами базальтов северного и южного пограничных районов вещество блоков НКК северного района отличается более высокими концентрациями K₂O и CaO, а южного - более высокими концентрациями Na₂O.

Следует заметить, что признаки участия блоков НКК в плавлении базальтов отмечаются и за пределами двух пограничных районов, окружавших Экваториальный сегмент Гондваны. В частности, такой район обнаружен непосредственно к югу от разлома Вознесения. Некоторые базальты этого районов помимо повышенных значений ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd имеют положительные аномалии Pb_n, Sr_n, Eu_n на спайдерграммах и характеризуются повышенными концентрациями Al₂O₃, иногда Na₂O и пониженными - FeO и CaO. Как неоднократно говорилось, раскрытие Южной Атлантики шло скачкообразно с остановками, во время которых также могло происходить взаимодействие между континентальной

литосферой и океанской мантией. Поэтому нахождение блоков НКК с южной стороны этих разломов вполне ожидаемо.

4.3.4.3 О своеобразии состава базальтов районов с частым расположением трансформных разломов. Еще одно следствие неравномерного раскрытия различных областей Атлантики это появление районов с очень частым расположением трансформных разломов. Как показали в своей работе (Langmuir, Bender, 1984), вблизи и под разломными зонами трансформов с крупными оффсетами происходит сужение области магмогенерации в силу подъема нижней границы и опускания верхней границы плавления. Одним из следствий этого является уменьшение степени частичного плавления мантии и возрастание глубины плавления. В Центральной части Атлантики эффект трансформного разлома отразился на составах базальтов, встреченных у некоторых трансформных разломов, в частности, Риу Гранди и Романш, что выразилось в повышении в них концентраций Na_2O и TiO_2 .

В случае частого расположения трансформных разломов в определенной степени происходит выравнивание условий плавления вблизи разломов и на удалении от них. Вследствие этого в этих районах не существует заметной разницы в составах базальтов, представляющих центральные и дистальные части спрединговых сегментов.

Своеобразие состава базальтов, формировавшихся в таких условиях, рассмотрено на примере полигона Долдрамс. Базальты данного полигона образуют наиболее протяженные дифференцированные серии, свидетельствуя о длительности процессов фракционирования их исходных расплавов в малоглубинных магматических камерах, отношение FeO/MgO в наиболее дифференцированных базальтах достигает значений 3,2. Встречены и базальты с наиболее высокой степенью высокобарического фракционирования, характеризующиеся аномально высокими концентрациями MgO и очень низкими - SiO_2 , Al_2O_3 и CaO . Вероятно, продолжительному высокобарическому и малоглубинному фракционированию расплавов этого района способствует опускание верхней границы зоны магмогенерации.

4.3.5 О суперпозиции факторов и процессов, обуславливающих многообразие состава вулканитов.

Конкретные составы базальтов формируются при наложении нескольких процессов под влиянием нескольких факторов, в том или ином сочетании и с той или иной долей участия в разных сегментах САХ и на разных структурах океанического дна. Регулярные явления подосевого мантийного апвеллинга, подъема микроплюмов обогащенной мантии и образования в верхней мантии областей с повышенной температурой под влиянием тепла плюмов глубинной мантии сочетаются друг с другом на протяжении всей осевой зоны САХ, являясь разномасштабными звеньями единой системы внутримантийных течений. На участках наложения друг на друга регулярные явления последовательно приводят к

усилению процессов осевой аккреции коры и к увеличению в ней доли продуктов плавления обогащенной мантии. Влияние плюмов, с одной стороны, это регулярное явление, а, с другой стороны, оно привносит региональную специфику в состав базальтов, которая в данном случае определяется мощностью и составом плюмов и их удаленностью от оси спрединга.

Имеются и другие региональные особенности тектоно-геодинамического развития различных областей Центральной Атлантики. В этом отношении резко выделяются две области океана, бывшие пограничными с поздно расколовшимся Экваториальным блоком Гондваны, длительное время выступавшим в качестве континентального барьера между Южной и Центральной Атлантикой. В сравнении с другими областями океанская астеносферная мантия данных областей выделяется пониженными температурами и насыщена, хотя и неравномерно, блоками нижней континентальной коры и литосферной континентальной мантии. Включение блоков континентальной литосферы в процессы плавления как на уровне подосевых диапиров, так и микроплюмов обогащенной мантии приводит к чрезвычайной пестроте составов базальтов, особенно в районе полигонов Романш и Зеленого Мыса (рис. 4.27). Дополнительное усложнение условий плавления базальтов в этих областях привносит внедрение в северную из них плюма Ресечер, а в южную - микроплюма. Это вызывает локальный нагрев окружающей мантии, меняя низкие степени плавления мантии на более высокие. Под влиянием плюма Ресечер на значительной площади между разломами Меркурий и Архангельского изменяется тектоническое строение океанического дна, спрединговые сегменты межразломных хребтов заменяются на спрединговые ячейки, с характерными для них вариациями условий плавления.

В ряде случаев суммирование различных процессов вызывает принципиально иные условия плавления базальтов. Наиболее масштабный суперпозиционный эффект - это сохранение до наших дней температурных мантийных минимумов, возникших в областях, пограничных с поздно раскрывшимся Экваториальным сегментом Гондваны, благодаря ее насыщению холодными блоками континентальной литосферы. Это приводит к уменьшению степени частичного плавления мантийного субстрата на большом пространстве, что создает условия для плавления высоконатровых базальтов, широко распространенных в этих районах. В южной пограничной области, где астеносферная мантия подверглась раннему жильному метасоматозу под действием плюма Св. Елены, это приводит также к выплавлению деплетированных и слабообогатенных базальтов с непропорционально высокими отношениями изотопов свинца.

Суперпозиционный эффект от одновременного плавления микроплюмового вещества и блоков континентальной мантии приводит к более глубинным условиям плавления в осевой зоне САХ и к появлению щелочных вулканитов основного и ультраосновного состава.

Появление обстановок внутриплитного тектонического растяжения в области распространения блоков континентальной литосферы создает условия для декомпрессионного плавления под структурами растяжения и приводит к внутриплитному вулканизму (трог Ройял).

Отражением многофакторности формирования базальтов на полигонах Романш и Зеленого Мыса является уникальное разделение базальтов по концентрации в них MgO. Их основная часть образует дифференцированную серию пород с умеренными значениями MgO. Появление малочисленной группы базальтов с очень высокими концентрациями MgO и TiO₂ связано с участием в плавлении базальтов этой группы блоков континентальной мантии. На полигоне Зеленого Мыса распространены также высокомагнезиальные базальты с низкими концентрациями TiO₂, возникшие при очень высоких степенях плавления, вызванных тепловым влиянием плюма Ресечер. На полигоне Романш имеется малочисленная группа базальтов с очень низкими концентрациями MgO, не встречающимися среди базальтов других полигонов. Формирование таких базальтов обязано совместному действию двух факторов: очень низких температур плавления и участию в плавлении вещества блоков НКК. Также у базальтов полигона Романш наибольший диапазон вариаций концентраций Al₂O₃. Помимо типичных по уровню Al₂O₃ базальтов, преобладающих на других полигонах, здесь развиты уникальные базальты с аномально высокими концентрациями Al₂O₃, не встреченные на других полигонах, которые также являются и аномально высоконатровыми, появление которых связано с участием в плавлении блоков НКК.

Глава 5. Типы плутонических комплексов осевой и гребневой зон Срединно-Атлантического хребта в Центральной части Атлантики

5.1 Введение

5.1.1 Представления о 3-м слое океанической коры.

На основании сейсмических исследований океаническая кора была разделена на три слоя (Raitt, 1956, Shor et al., 1970): верхний осадочный слой (средняя скорость 1,5-3,5 км/сек), 2-й базальтовый слой (4,6-5,5 км/сек, средняя мощность около 2 км) и нижний 3-й слой (6,5-7 км/сек, 4 км). Нижней сейсмической границей 3-го слоя считается граница Мохо, на которой происходит скачкообразное увеличение скорости до 7,5-8,5 км/сек. В соответствии с Р. Колманом (Coleman, 1977) в офиолитовых разрезах граница Мохо является разделом между корой и мантией, при этом все кумулятивные (в том числе и ультраосновные) породы относятся к коре, а реститы (перидотиты и дуниты) - к мантии. Это петрологическая граница Мохо, имеющая геологический смысл границы между корой и мантией. В океане сейсмическая граница Мохо может не совпадать с петрологической границей Мохо,

поскольку ей может соответствовать раздел между основными и ультраосновными кумулатами (Pallister, Hopson, 1981).

В соответствии с геофизическими данными, 3-слой составляет наибольшую часть корового разреза. В то же время, породы 3-го слоя обнажаются, главным образом, в тектонически сложно построенных участках дна: в зонах трансформных и нетрансформных смещений, и имеют нарушенное залегание. Поэтому этот слой является более трудным объектом для изучения и опробован более фрагментарно, в сравнении со 2-м (базальтовым) слоем коры. Частично этот пробел восполняют материалы по глубоководному бурению. Два куста скважин ODP: 735 (Shipboard, 1988) и 1275 (Shipboard, 2003) вскрыли разрез пород 3-го слоя, при этом в скважине 735 ODP более чем на 1500 м. Изучение пород, полученных при бурении, позволило во многом по-новому осветить процессы формирования океанских плутонических пород (Dick et al., 1991, Bloomer et al., 1991). Однако эти скважины также приурочены к зонам трансформных разломов.

5.1.2 Магматические камеры.

Первые представления о процессах образования плутонических пород океана сформировались на основе данных по изучению офиолитов и заключались в том, что интрузивные породы 3-го слоя кристаллизуются в крупных постоянно действующих магматических камерах, протягивающихся под осевыми зонами спрединга (например, Pallister, Hopson, 1981). Однако целенаправленные поиски крупных магматических камер, протягивающихся под осевыми зонами СОХ, не дали положительных результатов (например, Detrick et al., 1990). Под быстроспрединговыми СОХ были обнаружены небольшие силлоподобные линзы расплава, венчающие грибообразные тела, обладающие пониженными скоростями сейсмических волн (LVZ) (Sinton, Detrick, 1992); под медленноспрединговыми хребтами – только дайкообразные тела LVZ, которые трактуются как объемы, заполненные «кашей» из расплава и кристаллов (например, Cannat, 1993). Основываясь на этих данных, в работах (Sinton, Detrick, 1992, Nicolas et al., 1988, 1993) сделано заключение, что породы 3-го слоя кристаллизуются в нестационарных магматических камерах небольшого размера, спорадически возникающих под осевой зоной СОХ (рис. 5.1), и предложены теоретические модели формирования 3-го слоя океанической коры в медленноспрединговых хребтах (Henstock, White, 1996, Галушкин и др., 2007, Дубинин и др., 2010).

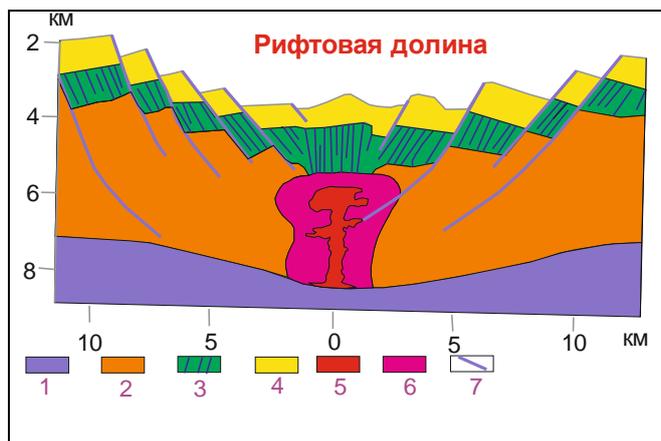


Рис. 5.1 Модель магматической камеры под медленноспрединговым хребтом по (Sinton, Detrick, 1992)

Условные обозначения: 1 - мантия, 2 - габбро, 3 - дайковый слой, 4 - базальтовый слой, 5 - гриб: смесь расплава и кристаллов, 6 - переходная зона: преимущественно твердая с изолированными карманами расплава, 7 - литрические сбросы.

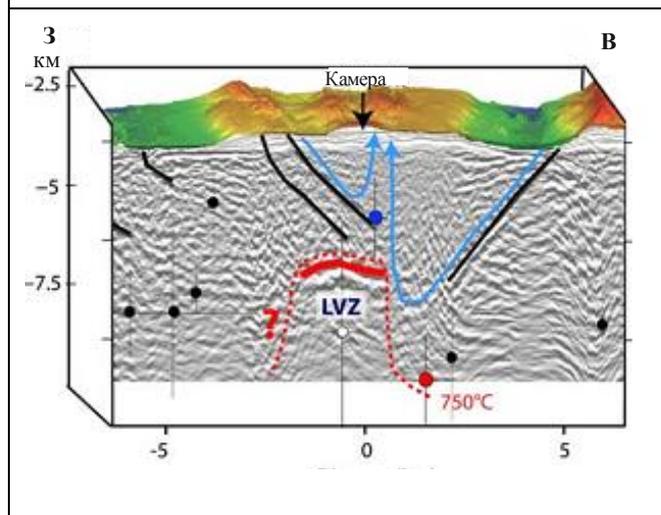


Рис. 5.2 Строение коры в осевой зоне САХ в районе полигона Лакки Страйк по данным изучения микроземлетрясений (заимствовано из Dusunur et al., 2009).

Жирная красная линия - линза расплава, красная штриховая линия - граница между пластическими и хрупкими деформациями, LVZ - зона пониженных сейсмических скоростей. Черные линии - литрические разломы, голубые линии со стрелками - пути миграции гидротермальных растворов, черные кружки - очаги микроземлетрясений.

В то же время сравнительно недавно линза расплава над областью LVZ была обнаружена и под осевой зоной медленноспредингового САХ (рис. 5.2) (Singh et al., 2006, Dusunur et al., 2009), при этом под центральным осевым поднятием в центре спредингового сегмента Лакки Страйк. Это означает, что на участках интенсивного подосевого апвеллинга могут возникать магматические камеры подобные таковым под быстроспрединговыми хребтами. Наши исследования (Сколотнев, Ескин, 2011, 2013) позволили расширить эти представления, показав длительность существования изолированных магматических камер в дистальных частях спрединговых ячеек, что более подробно будет освещено ниже.

5.1.3 Состав 3-го слоя океанической коры.

Многообразие разновидностей плутонических пород из гребневых и осевых зон медленноспрединговых хребтов, являющихся по аналогии с офиолитами представителями 3-го слоя океанической коры, хорошо совпадает с таковым, наблюдающимся в расслоенных интрузивах основного состава на континенте (например, Скергаардского (Уйджер, Браун, 1970)), что свидетельствует о том, что эти породы сформировались в результате кристаллизационной дифференциации расплавов в промежуточных магматических камерах. А. Мияширо и Ф. Шидо (Miyashiro, Shido, 1980) впервые полно охарактеризовавшие

троктолиты и габброиды гребневой зоны САХ по материалам скважины 365 DSDP, выделили 3 стадии их образования. На ранней стадии фракционной кристаллизации образуются троктолиты и оливиновые габбро, на средней стадии из более дифференцированных расплавов – габбро и на поздней стадии из предельно фракционированной жидкости – Fe-Ti рудное габбро. Это согласуется с результатами изучения характера дифференциации толеитовых базальтов спрединговых хребтов, в соответствии с которыми на ранних стадиях фракционирования происходит осаждение оливина и плагиоклаза, затем к ним присоединяется клинопироксен (например, Presnall, Hoover, 1984, Bender et al., 1978). В соответствии с (Thompson, 1987) большинство базальтов спрединговых хребтов варьирует по содержанию MgO от 7 до 5,5%, образуя отчетливые тренды повышения концентраций TiO₂ и FeO и понижения CaO и Al₂O₃. При меньших концентрациях MgO тренды TiO₂ и FeO становятся менее отчетливыми и широкими, а при концентрациях MgO ниже 3,7% начинают снижаться концентрации титана, свидетельствуя о фракционировании Fe-Ti фаз.

Диапазоны составов кумулятивных троктолитов и габброидов, изученных позднее в 500 метровом разрезе скважины 735В (Юго-Западный Индийский спрединговый хребет) (Dick et al., 1991, 2000), а также в коллекциях пород, драгированных в гребневой и осевой зонах САХ в различных районах Центральной Атлантики (Cannat et al., 1997, Силантьев и др., 1998, 2008, Пущаровский и др., 1989а, 2004, Сколотнев, 2003), укладываются в рамки классификации А. Мияширо и Ф. Шидо. В то же время материалы этих скважин, а также результаты исследований плутонических пород из района САХ показали сложную природу рудных Fe-Ti габбро (Dick et al., 1991, 2000), что более подробно будет рассмотрено ниже.

Большие дискуссии вызывает вопрос о происхождении таких редких представителей плутонических пород, как плагиограниты и диориты. В соответствии с (Dixon, Rutherford, 1979) это наиболее поздние дифференциаты базальтовых расплавов, формирующиеся из толеитовых расплавов после осаждения из них Fe-Ti рудных минералов. С.А. Силантьев с коллегами (2010, 2011) приводят ряд веских доводов в пользу того, что плагиограниты кристаллизовались из самостоятельных расплавов, генерированных при частичном плавлении пород океанической коры.

Результаты наших исследований показывают, что гранофиры (плагиограниты и диориты) могут иметь различный генезис (Сколотнев, Ескин, 2013), о чем подробнее будет сказано ниже.

5.2 Плутонические комплексы Центральной части Атлантики

5.2.1 Вводные замечания.

Имеющиеся данные по составам плутонических пород в отличие от базальтов не позволяют проследить вариации их состава на всем протяжении рассматриваемой области. Представительные коллекции габброидов характеризуют гребневую и осевую зоны САХ на пространстве от разлома Чейн до разлома Зеленого Мыса. По преимуществу эти коллекции составлены автором настоящей работы по результатам опробования океанического дна в ходе многочисленных экспедиций, но привлекался и литературный материал. Изученные породы по преимуществу характеризуют зоны трансформных разломов и нетрансформных смещений, где более глубинные породы выводятся на уровень дна в результате интенсивных тектонических движений. Малочисленные коллекции представляют участки дна, расположенные ближе к центральным частям спрединговых ячеек.

В данной главе изложение материала будет производиться в порядке, позволяющем лучше раскрыть тему исследования. Тем не менее, описание ведется по ранее выделенным полигонам, строение которых описано в главе 3, а вариации состава базальтов в их пределах - в главе 4. Изучение коллекций включало анализ породных ассоциаций и их связей с морфоструктурами дна, определение минерального и валового состава пород, измерение концентраций элементов-примесей и состава минералов, определение абсолютного возраста пород, установление связей между характером вариаций состава и строения плутонических комплексов и тектоническим строением океанического дна.

5.2.2 Полигон Сьерра Леоне

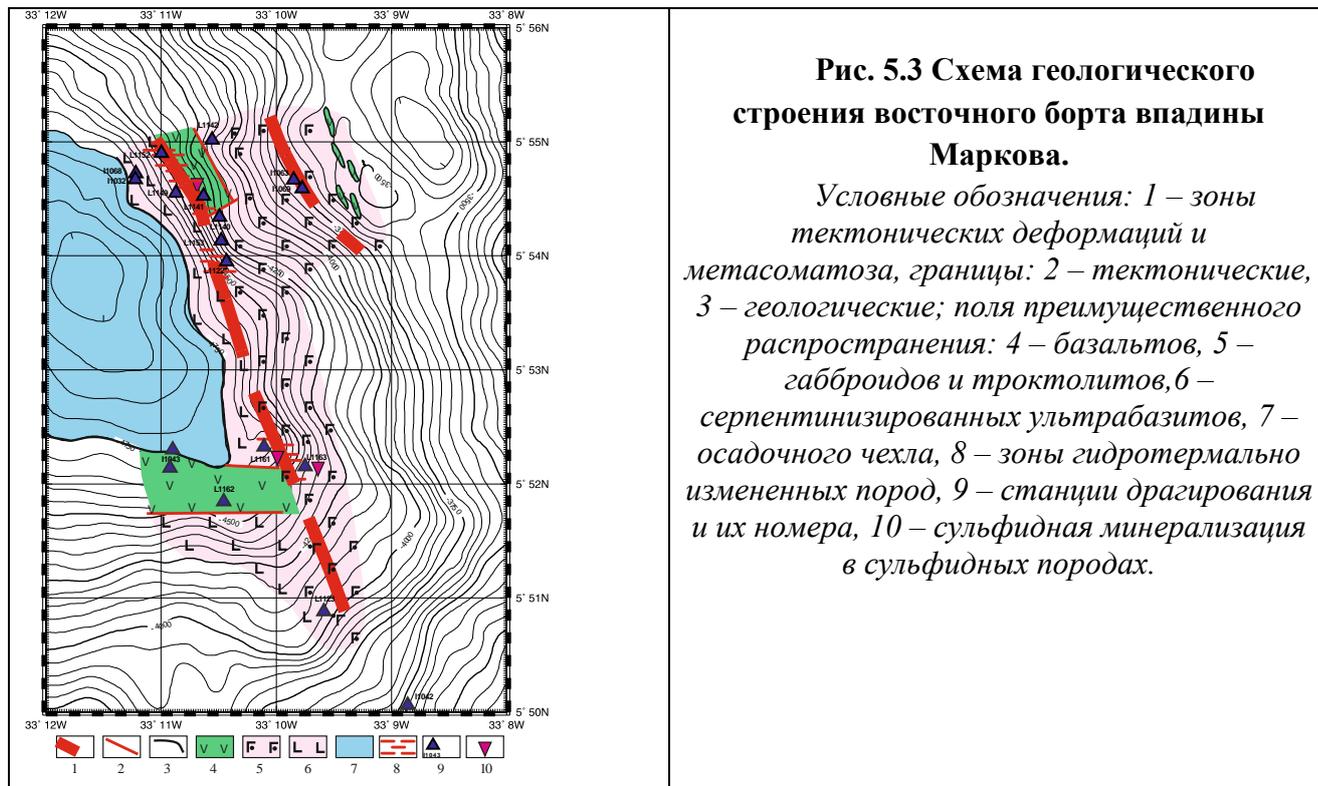
5.2.2.1 Плутонические комплексы и их пространственно-структурное положение.

В районе полигона Сьерра Леоне (рис. 1.1) по итогам нескольких экспедиций (см. главы 3,4) была составлена уникальная по разнообразию и широте распространения коллекция плутонических пород. Ее детальное описание приведено в работах (Сколотнев, Ескин, 2011, 2013). В данном разделе предлагаются основные положения этих работ.

На участке полигона рифтовая долина сегментирована несколькими нетрансформными смещениями (рис. 3.18) (см. выше). В зонах нетрансформных смещений доминируют серпентинизированные ультрабазиты. В одних случаях (ст. S2244, S2245, положение станций драгирования показано на рис. 3.18) с ними ассоциируют только жилы пегматоидных и мелкозернистых габброидов, в других случаях наряду с ультрабазитами драгированы также базальты, троктолиты, габброиды и кислые плутонические породы.

Как сказано в главе 3, в центральной и северной частях полигона Сьерра Леоне развиты куполовидные структуры, которые обуславливают сегментацию САХ на площади от 6°с.ш. до разлома Сьерра Леоне. С этого участка поднята большая коллекция разнообразных

плутонических пород с восточного борта впадины Маркова, ассоциация которых типична для внутренних океанических комплексов.



Восточный борт впадины разбит тектоническими нарушениями. С наиболее крупными из них, простирающимися параллельно склону, связаны две зоны (нижняя и верхняя) широкого развития катаклазитов, милонитов и метасоматитов (преимущественно апогаббровых) (Сколотнев и др., 2003, Бельтнев и др., 2004) (рис. 5.3). К нижней зоне приурочены жильные рудные сульфидные проявления (Пушаровский и др., 2001, 2004, Сколотнев и др., 2003). Породы, встреченные в этих зонах (ст. П1032, П1068, L1141, L1149, L1152, L1161 (нижняя) и П1063, П1069 (верхняя)), часто тектонически брекчированы и гидротермально изменены. Троктолиты и габброиды нередко содержат жилы (мощностью до 4 см) и включения плагиогранитов и диоритов. На этих станциях также обнаружены рудные Fe-Ti габброиды, большая часть которых вследствие сильной деформированности имеет гнейсовидную текстуру (Ескин, 2005, 2009). Под нижней зоной тектонизации выходят ультрабазиты, а выше ее, судя по сонограмме, полученной с помощью ГБО «МАК-1» (Бельтнев и др., 2004), располагается крупный массив слоистого строения, в котором слоистость ориентирована вдоль простирания склона. В сборах станций L1122, L1142, L1153, L1140, приуроченных к массиву, преобладают не тектонизированные свежие троктолиты и габброиды иногда с жилами плагиогранитов и диоритов, также встречены

тонкие жилы плагиогранитов, секущих апогаббровые милониты.

На западном борту впадины Маркова на станции П1060 были подняты габброиды и троктолиты, при этом некоторые образцы разбиты ветвящимися жилами мощностью 0,5–1,5 см диоритов и плагиогранитов на угловатые фрагменты размером 1-10 см в поперечнике. Кислые породы встречены также в виде самостоятельных образцов, они содержат остроугольные или округлые включения габбро и габброноритов. Также описана брекчия, в которой обломки ультрамафитов цементируются габбровым материалом, а в одном из образцов наблюдается контакт габбро и серпентинизированного гарцбургита.

Плагиограниты и другие кислые породы в целом составляют не более 1% от объема всего материала, драгированного в районе впадины Маркова.

Ассоциации пород аналогичные впадине Маркова получены из впадины с центром на $5^{\circ}46'$ с.ш., расположенной непосредственно к югу от впадины Маркова (ст. П1040, П1041), и в зоне разлома Сьерра Леоне (ст. S2231, S2234, П1022, П1025, П1028). В зоне разлома Богданова габброиды обнаружены в незначительных количествах на станциях S2250, П1002, П1005 и П1007, в материале которых преобладают ультрабазиты. За пределами нетрансформных смещений интрузивные породы встречаются редко (ст. S2240, S2236, L1112) и обнажаются в нижних частях разрезов бортов рифтовых долин. Они представлены троктолитами и оливиновыми габбро, в меньшей степени габбро и габброноритами.

На основании изучения петрографии, петрохимии и состава порообразующих минералов среди изученных плутонических пород в соответствии с (Ефремова, 1997) установлено 7 основных типов: троктолиты, оливиновые габбро, габбро, габбронориты, рудные Fe-Ti габброиды, диориты и плагиограниты. Среди них выделены отдельные разновидности, в которых количество редких и аксессуарных минералов возрастает до значимых количеств (в среднем 1-5% для ильменита, бурого магматического амфибола, оливина, пироксенов, биотита; $\leq 1\%$ для циркона и апатита). В диоритах разделение на подтипы проведено по уровню кремнекислотности, а в троктолитах – по соотношению темноцветных минералов и плагиоклаза.

5.2.2.2 Структура, состав и геохимия плутонических пород. Троктолиты имеют полосчатую и шпирово-полосчатую текстуру. Полосчатость обусловлена изменением количественного соотношения между плагиоклазом битовнитового состава ($An_{80-84.5}$) (рис. 5.4) и оливинном форстеритового состава ($Fo_{84-87.5}$) (рис. 5.4), а редкие ойкокриссты клинопироксена образуют своеобразные шпирсы. Последние по сравнению с клинопироксенами из других пород наиболее магнезиальные (En_{45-49}), кальциевые, хромистые и глиноземистые (рис. 5.5). Очень редки ортопироксен и амфибол. Магнезиальность ортопироксена высокая (En_{82}), он имеет умеренно низкие значения Cr_2O_3 и

Al_2O_3 и крайне низкое - TiO_2 . Акцессорные минералы представлены шпинелью и рудными минералами, среди последних встречаются мелкие (до 0,1 мм) выделения сульфидов железа, никеля и меди, а также ильменит. Шпинели имеют $Mg\# = 37-52$ и $Cr\# = 45-58$, концентрации $TiO_2 - 0,13 - 1,01\%$.

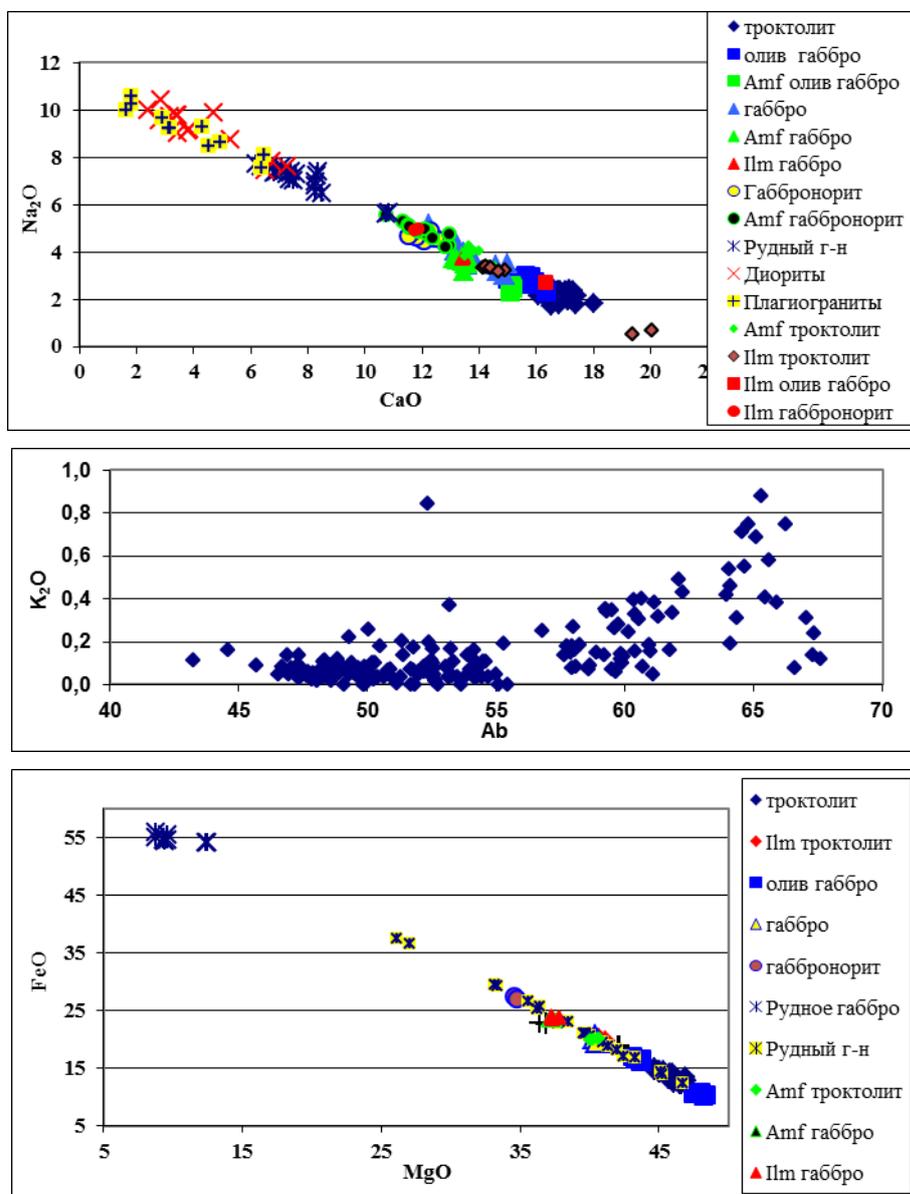


Рис. 5.4 Вариации состава плагиоклазов и оливинов в плутонических породах полигона Сьерра Леоне.

Здесь и далее значения оксидов в %, Ab – альбитовая составляющая в плагиоклазе, Amf – амфибол, $Птм$ – ильменит, олив – оливиновый, г-н – габбронорит.

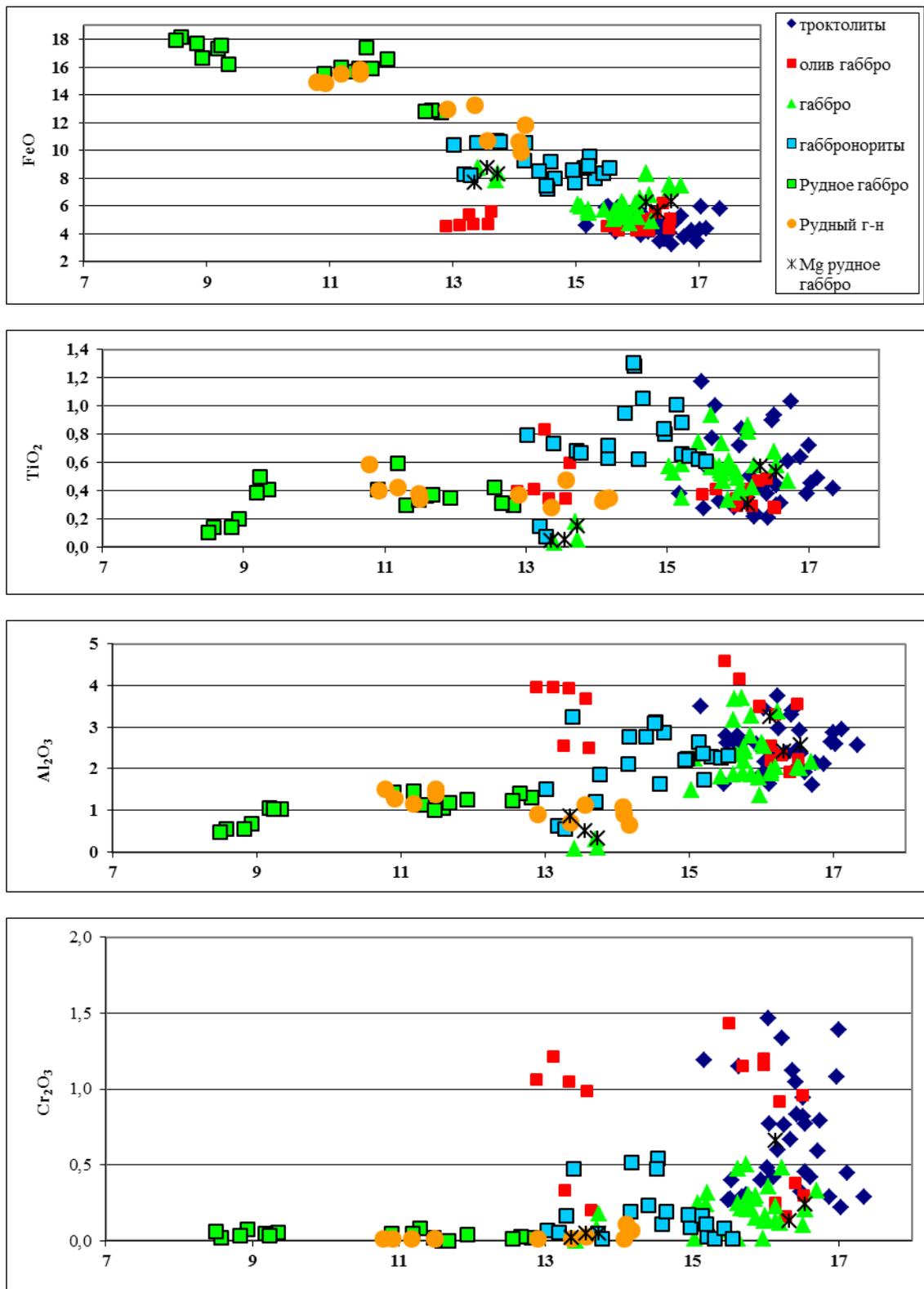
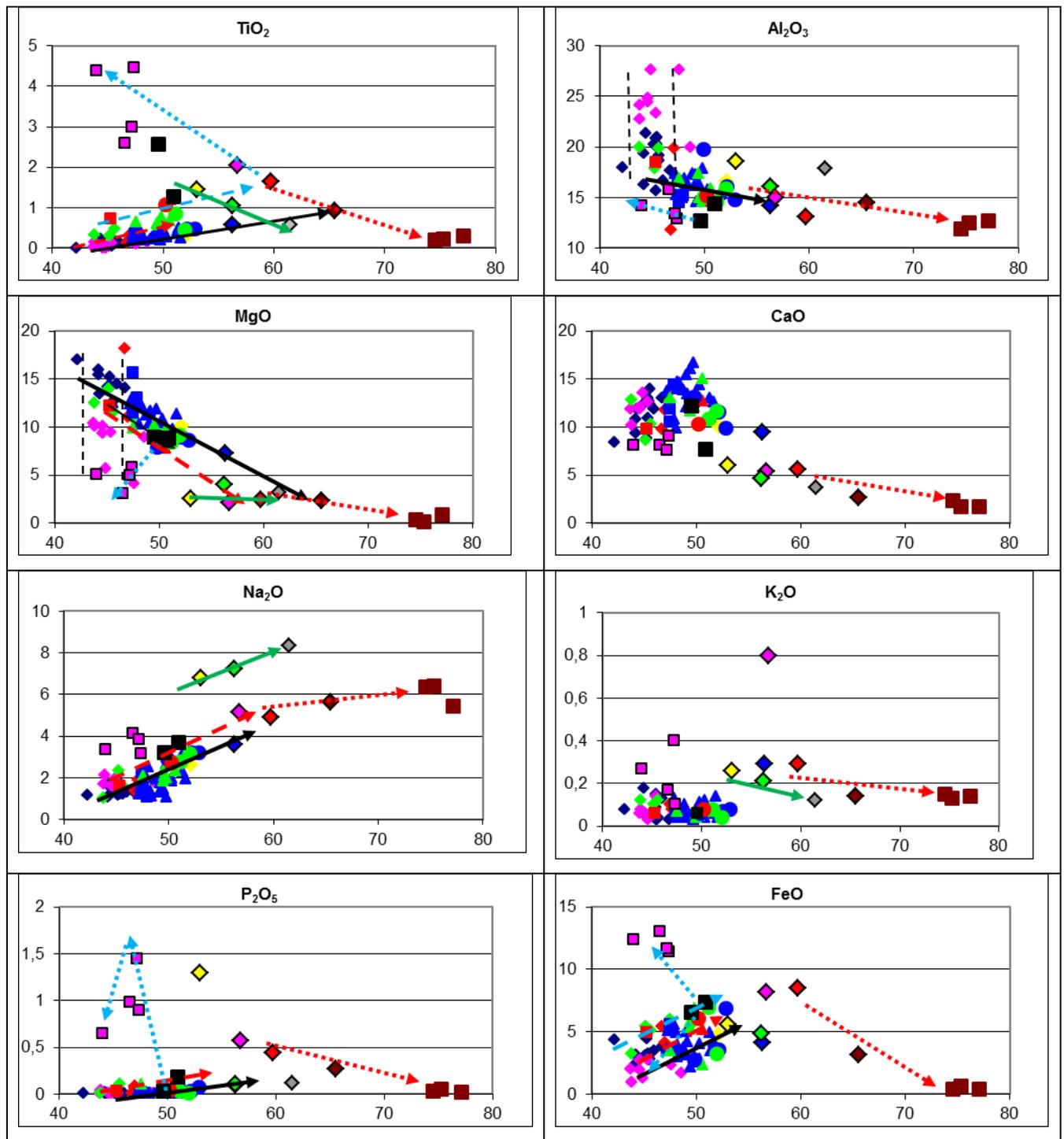


Рис. 5.5 Вариации состава клинопироксенов в зависимости от концентрации MgO (в %) в плутонических породах полигона Сьерра Леоне

В троктолитах, как правило, количество ильменита коррелирует с количеством амфибола. В наиболее амфибол- и ильменитсодержащих разностях отмечаются более железистые оливины (Fo_{78-79}), менее основные плагиоклазы (An_{64-72}), более железистые и титанистые клинопироксены (En_{44-45}) с меньшими концентрациями Al_2O_3 и Cr_2O_3 и более



- ◆ - троктолиты мезократовые ◆ - троктолиты лейкократовые ◆ - троктолиты мезократовые орх-amf-содержащие
- ◆ - троктолиты мезократовые ilm-содержащие ◆ - троктолиты мезократовые amf-ilm-содержащие
- - оливиновые габбро ■ - ilm-содержащие оливиновые габбро ▲ - габбро ▲ - amf-содержащие габбро
- ▲ - ilm-содержащие габбро ● - габбронориты ● - amf-содержащие габбронориты ● - ilm-содержащие габбронориты
- - рудные Fe-Ti габброиды ◆ - габбродiorиты ◆ - рудные биотитсодержащие Fe-Ti габбродiorиты
- ◆ - ар-zr содержащие габбродiorиты ◆ - zг содержащие габбродiorиты ◆ - диориты ◆ - гранодиориты
- - трондьемиты ■ - zг-содержащие кварцевые гранодиориты

Рис. 5.6 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) в плутонических породах полигона Сьерра Леоне в зависимости от концентрации SiO₂.

Линии со стрелками - направления трендов в пределах групп пород: основной (черная сплошная), амфиболсодержащих (красная прерывистая), – ильменитсодержащих (голубая)

прерывистая), диоритов-плагиогранитов (красная пунктирная), рудных габброидов (голубая пунктирная), высоконатровых диоритов (зеленая сплошная). Прерывистые линии ограничивают поля вариаций троктолитов на диаграммах $SiO_2 - Al_2O_3$ и $SiO_2 - MgO$. Здесь и далее Zr – циркон, Ap – апатит, Орх – ортопироксен.

хромистые ($Cr\# = 56-60$) и менее магнезиальные ($Mg\# = 27-37$) шпинели с высоким TiO_2 (2,53–5,68%).

Троктолиты выделяются наиболее низкими содержаниями SiO_2 (42–46,77%, хотя у некоторых лейкократовых разностей 47,61–52,12%), TiO_2 (0,01–0,22%), K_2O (0,01–0,13%), P_2O_5 (0,01–0,08%), Na_2O и FeO и повышенными – MgO, очень низкими значениями FeO/MgO (0,22–0,68) (рис. 5.6). Лейкократовые разности отличаются от мезократовых высокими содержаниями Al_2O_3 (22,5–27,5% против 15,5–21%), повышенными Na_2O (1,61–2,39% против 1,08–1,52%), низкими MgO (4–11% против 11,86–18,02%) и FeO (2,75–4% против 3,87–7%). Ильменит-амфиболсодержащие разности характеризуются более высокими значениями TiO_2 (0,3–0,47%), FeO (5,47–9,33%), Na_2O (1,61–2,36%) и K_2O (0,06–0,12%).

Троктолиты в целом характеризуются очень низкими содержаниями таких литофильных элементов-примесей как Rb (до 1,8 г/т), Y (до 4,4 г/т), Zr (до 9,7 г/т), Nb (до 1,4 г/т), Ba (до 20 г/т). Содержание этих элементов заметно выше в ильменитсодержащем троктолите: Y (6,2 г/т), Zr (24 г/т), Ba (41 г/т). Концентрации Sr (90–100 г/т) заметно ниже в мезократовых троктолитах в сравнении с лейкократовыми разностями (98 и 170 г/т). Напротив, концентрации V (43–120 против 13–26 г/т), Ni (350 – 480 против 200 – 470 г/т), Cr (400 – 1700 против 30 – 150 г/т), Co (21 – 30 против 12 – 20 г/т) выше в мезократовых разностях. Очень широкие вариации в содержании Cr, по-видимому, обусловлены неравномерной по объему кристаллизацией шпинели.

В нескольких образцах *троктолитов* изучено распределение лантаноидов. В целом у троктолитов наиболее низкие абсолютные значения этих элементов, они заметно более высокие у ильменит-амфиболсодержащих разностей (рис. 5.7). Спектры РЗЭ близки по своему виду к спектрам деплетированных базальтов N-MORB типа ($(La/Sm)_n = 0,45 - 1,18$), но имеют интенсивную положительную аномалию Eu. У мезократовых разностей наблюдается более высокое положение тяжелых земель по отношению к средним лантаноидам. Иной характер спектра у образца П1032/1, поскольку в данном случае наблюдается повышение линии спектра от средних к легким РЗЭ ($(La/Sm)_n = 1,46$), что может говорить о примешивании к продуктам плавления деплетированной мантии вещества обогащенной мантии.

В *оливиновых габбро* по сравнению с троктолитами возрастает роль клинопироксена и резко сокращается доля оливина (рис. 5.8а), плагиоклазы в них более кислые ($An_{74,5-79,7}$),

оливины более железистые (Fe_{80-83}) (рис. 5.4), клинопироксенов ($En_{45.5-47}$) менее кальциевые (рис. 5.5), шпинели менее магниальные ($Mg\# = 32-35$) и более хромистые ($Cr\# = 57-59$), чем в троктолитах. В ильменит- и амфиболсодержащих разностях оливины (рис. 5.8б) более железистые ($Fe_{74-74.5}$), клинопироксены с более высоким TiO_2 и более низкими Cr_2O_3 и Al_2O_3 . Среди последних имеются интенсивно деформированные оливиновые габбро, в которых в небольшом количестве присутствуют ортопироксен и циркон.

Оливиновые габбро в сравнении с троктолитами имеют более высокие концентрации SiO_2 (45–50%) и TiO_2 (0,12–0,38%) (рис. 5.6). Но по низкому уровню K_2O и P_2O_5 они сопоставимы с троктолитами. Содержания других петрогенных окислов сильно варьируют, в сравнении с мезократовыми троктолитами в оливиновых габбро более низкие содержания Al_2O_3 (14,5–18,47%) и MgO (11,5–15,5%) и более высокие FeO (4,93-8,03%) и Na_2O (1,07-2,22%). Отношение FeO/MgO в среднем возрастает – 0,38 – 0,56. Cr (650 г/т) и Ni (260 г/т) высокие, но ниже, чем в мезократовых троктолитах, а содержания Rb , Sr , Nb сопоставимы с таковыми в троктолитах, Y , Zr , Va , V и Co несколько выше, чем в последних.

В ильменит-амфиболсодержащем оливиновом габбро TiO_2 выше и составляет 0,72%. Абсолютные содержания РЗЭ в целом выше, положительная аномалия Eu менее интенсивная, чем в троктолитах, $(La/Sm)_n = 0,5 - 0,7$ (рис. 5.7).

Габбро в большинстве случаев имеет типичную адкумулятивную габбровую структуру и состоит главным образом из плагиоклаза и клинопироксена. В отдельных образцах встречены амфибол, ильменит, оливин, сфен, шпинель и кварц. В ильменит- и амфиболсодержащих разностях (рис. 5.8в) также имеются ортопироксен, циркон и апатит. Образцы П1060/11 и П1069/40 отличаются от остальных изученных габбро своей офитовой структурой.

Плагиоклазы заметно менее основные (лабрадор An_{62-73}), оливины менее магниальные ($Fe_{73.5-78.5}$) (рис. 5.5), клинопироксены ($En_{44.5-47.5}$) более титанистые и с более низкими содержаниями Cr_2O_3 и Al_2O_3 , чем в оливиновых габбро (рис. 5.6). Шпинели близки к таковым из троктолитов: $Cr\# = 48-50$, $Mg\# = 42$, $TiO_2 = 0,38-0,60\%$.

В ильменит- и амфиболсодержащих разностях клинопироксены имеют высокие значения Al_2O_3 (3,17–3,70%) и TiO_2 (0,56–0,86%), ортопироксены в них низкомагниальные (En_{50-55}) с повышенными концентрациями TiO_2 и пониженными - Cr_2O_3 и Al_2O_3 . От всех *габбро* резко отличается амфиболсодержащий образец П1028/1, в котором клинопироксены существенно менее магниальные ($En_{37.5-38.5}$), титанистые ($TiO_2 = 0.03-0.18\%$), хромистые ($Cr_2O_3 = 0.08-0.18\%$) и глиноземистые ($Al_2O_3 = 0,07-0,31\%$).

Габбро в целом характеризуются еще более высокими содержаниями SiO_2 (47,19–

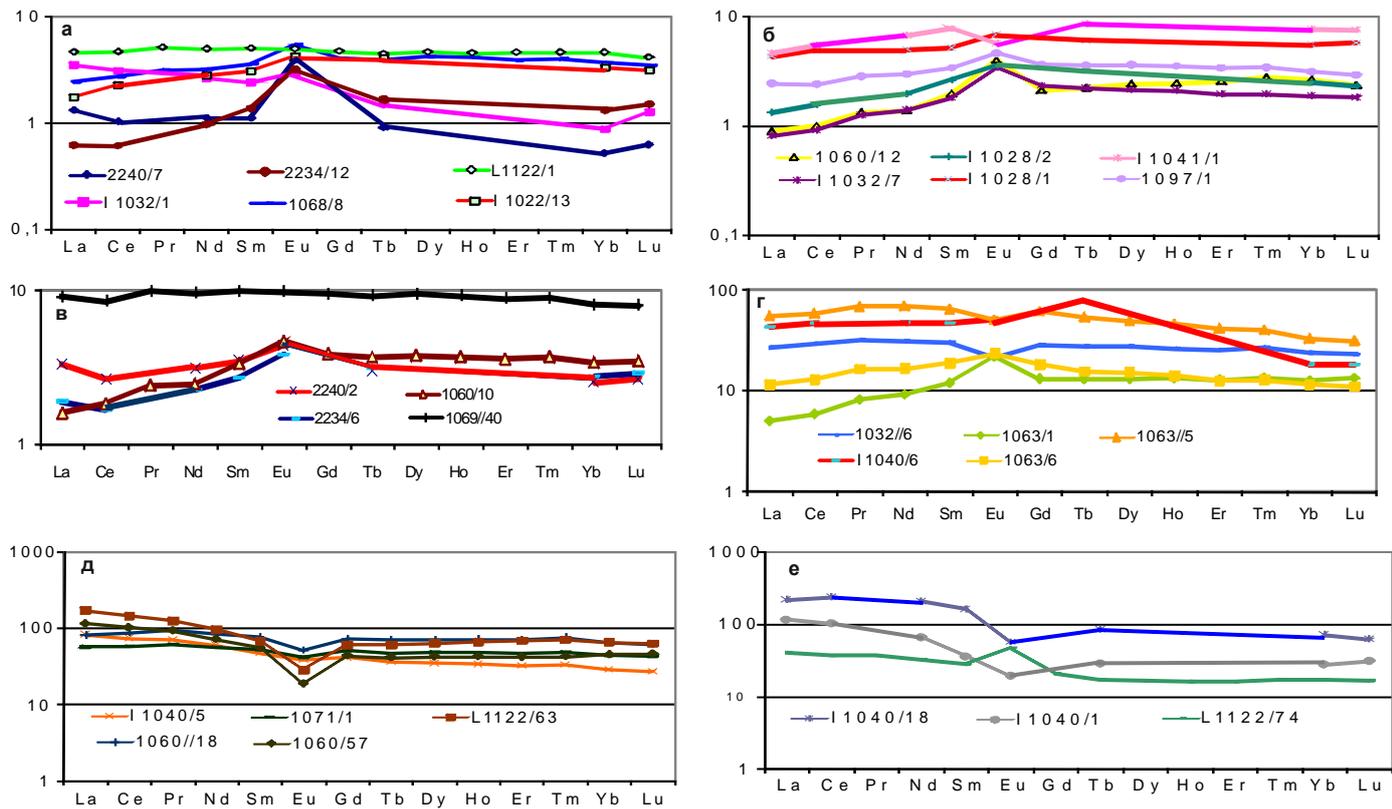


Рис. 5.7 Спектры РЗЭ различных групп плутонических пород, распространенных на полигоне Сьерра Леоне.

Группы пород: а – основная, б – амфибол содержащих, в – ильменит содержащих, г – рудных Fe-Ti габброидов, д – диоритов-плаггиогранитов, е – высоконатровых диоритов. Здесь и далее по шкале ординат - значения отношений элемент/хондрит.

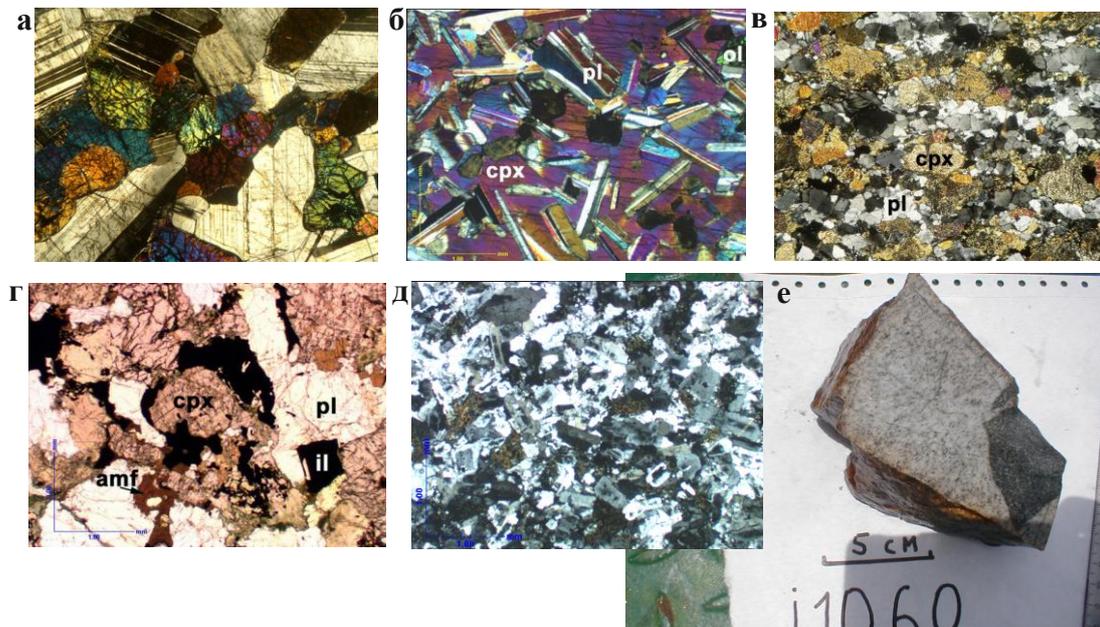


Рис. 5.8 Структуры основных типов плутонических пород полигона Сьерра Леоне. а - оливиновое габбро (обр. 2240/16), б - ильменитсодержащее оливиновое габбро (обр. 1068/41), в - амфиболсодержащее габбро (обр. 1028/3), г - рудное Fe-Ti габбро (обр. 1040/15), д - плаггиогранит (обр. 1071/1), е - плаггиогранит (обр. 1060/57).

52,5%), TiO_2 (0,19–0,76%), Na_2O (1,08–3,24%), FeO (3,55–9,33%) и K_2O (0,03–0,14%) и более низкими - MgO (7,77–12,81%) (рис. 5.7). Глинозем ($Al_2O_3 = 14,19–17,84\%$) находится на уровне таковых в оливиновых габбро. Характерной отличительной чертой состава габбро является наиболее высокое среди всех групп габброидов содержание CaO (11,01–16,73%). Отношения FeO/MgO увеличиваются до 0,34–0,91. Очень неравномерны концентрации P_2O_5 . В ряде образцов они очень низкие (0,01–0,02%), в других образцах его уровень заметно выше (0,09–0,12%), что, по-видимому, связано с осаждением небольшого количества апатита. В целом габбро не отличаются от оливиновых габбро по содержанию Rb (0,5–1,4 г/т), Sr (80–130 г/т), Nb (<1–1,8 г/т), Y (6,8–8,9 г/т), Zr (12–13 г/т) и Ba (5–35 г/т).

В сравнении с троктолитами и оливиновыми габбро для них характерны заметно более высокие концентрации V (170–220 г/т) и Co (42–52 г/т), что, как и повышенные содержания CaO , обусловлено значительной ролью в габбро клинопироксена, и более низкие Ni (140–220 г/т). Наблюдаются незакономерные и широкие вариации содержаний Zr . В некоторых образцах габбро с цирконом содержание Zr резко выше среднего и достигает 95–110 г/т, в них же и повышенный Y (18 – 21 г/т). Содержания Cr в габбро высокие, а их вариации (340–2450 г/т) даже шире, чем в троктолитах. Очевидно, что в наиболее хромистых образцах присутствует шпинель.

От других образцов заметно отличается составом ильменитсодержащее габбро (П1069/40), при этом по многим петро- и геохимическим параметрам оно близко к базальтам. В нем высокие концентрации TiO_2 (1,19%), FeO (8,99%), Rb (6,3 г/т), Y (24 г/т), Nb (4,3 г/т), V (320 г/т) и отношения FeO/MgO (1,16) и низкие - Ni (70 г/т), Cr (120 г/т) и Co (33 г/т).

Абсолютные концентрации РЗЭ в габбро возрастают от уровня таковых в оливиновом габбро до 4-7 хондритовых норм в области легких и средних РЗЭ, $(La/Sm)_n = 0,56–0,92$, положительная аномалия Eu слабая или отсутствует (рис. 5.7).

В *габброноритах* плагиоклазы более кислые (An_{54-63}), оливины ($Fo_{68-68.5}$) (рис. 5.4), клинопироксены ($En_{39.5-44.5}$) более железистые и заметно более титанистые ($TiO_2 = 0,61–1,31\%$), но менее хромистые ($Cr_2O_3 = 0,01–0,23\%$) (рис. 5.5), чем в габбро. Ортопироксены однородны по составу (En_{71-73}). В ильменит- и амфиболсодержащих разностях клинопироксены более железистые ($En_{66.5-69}$) и менее глиноземистые, в то же время в одних образцах они характеризуются очень низкими значениями TiO_2 (0,08–0,15%), Al_2O_3 (0,56–0,64%) и Cr_2O_3 (0,01–0,16%), в других, напротив, - повышенными содержаниями этих оксидов. Среди этих разностей встречаются интенсивно перекристаллизованные породы, имеющие гнейсовидную текстуру.

Амфиболы во всех выше описанных типах пород представлены двумя генерациями зерен. Темно-коричневые амфиболы образуют небольшие (до 1 мм) ксеноморфные

выделения внутри клинопироксенов и вдоль их границ. В интенсивно деформированных породах они также цементируют необласты плагиоклазов и пироксенов. Бледно-зеленые амфиболы развиваются по краям и трещинам в клинопироксенах и частично замещают коричневые амфиболы. Коричневые амфиболы отличаются от бледно-зеленых амфиболов более высокими концентрациями Al_2O_3 (5,9-12,2%), TiO_2 (1,6-3,9%) и Na_2O (1,3-2,8%) и содержат заметное количество K_2O (до 0,86%). На диаграмме Б. Лика: Si (ф. е.) – Ti (ф. е.) (Leake et al., 1997) они располагаются в области магматических амфиболов и представлены магнезиальной, эденитовой и паргаситовой роговыми обманками (Ескин, 2005, 2009). Сходные по составу амфиболы из габброидов медленноспрединговых хребтов многие авторы относят к магматическим фазам (например, Meyer et al., 1989), однако в работах С.А. Силантьева (1995, 1998) на основании того, что в коричневых амфиболах присутствуют компоненты, связанные своим происхождением с морской водой, как например хлор, данные амфиболы относятся к метаморфическим образованиям.

Габбронориты по уровню содержания и размаху вариаций петрогенных оксидов Ti, Al, Fe, Mg, K, P и элементов-примесей Rb, Sr, Y, Nb, Ba, V и Co близки к габбро, но имеют в среднем более высокие содержания SiO_2 (49,88-52,86%) и Na_2O (2,22–3,68%), более низкие – CaO (9,92–11,83%) (рис. 5.7), и резко более низкие концентрации Ni (67–85 г/т) и Cr (14–48 г/т). Ильменитсодержащие разности отличаются сравнительно высокими содержаниями TiO_2 (1,06-1,26%) и FeO (9,43-9,49%).

Содержание и распределение лантаноидов изучено только в ильменитсодержащем образце, в нем очень высокие абсолютные концентрации РЗЭ, на уровне 38 – 43 хондритовых норм для легких и средних лантаноидов, $(La/Sm)_n = 0,95$, наблюдается отчетливая отрицательная аномалия Eu (рис. 5.7).

Рудные Fe-Ti габброиды в большинстве своем интенсивно перекристаллизованы и имеют линзовидно-полосчатую и шпирово-полосчатую гнейсовидную текстуру (Ескин, 2005, 2009). Полосчатость проявляется в чередовании слоев, сложенных преимущественно либо пироксенами, либо плагиоклазом, реже амфиболом совместно с ильменитом. Полосы состоят из порфирокластов, окруженных необластами, которые нередко цементированы либо амфиболом, либо ильменитом. Часть данных габброидов встречена в виде жил (мощность 2-7 см) среди перидотитов, остальные образцы, судя по их отдельности также, скорее всего, слагали жилы или дайки. Некоторые образцы содержат ветвящиеся жилки плагиогранитов.

Отличительной чертой *рудных Fe-Ti габброидов* является большое количество ильменита (5-15%) и коричневого амфибола (3-10%) (рис. 5.8г). По соотношению других минералов среди них выделяются оливинсодержащие габбро и оливиновые габбронориты. Акцессорные минералы представлены биотитом, цирконом, апатитом, количество которых

может достигать заметных значений. В габброноритах также встречается шпинель. В одном из образцов наблюдались пирротин-халькопиритовые каплевидные сростания, ассоциирующие с ильменитами.

Плагиоклазы в этих породах существенно более кислые, чем в габброноритах (An_{26-45} , в обр. П1028/3 - An_{51}) (рис. 5.4). Значения K_2O в плагиоклазах из рудных габбро заметно выше, чем в таковых из троктолитов и габброидов, при этом они более высокие ($K_2O = 0,08-0,35\%$) в рудных габбро по сравнению с рудными габброноритами ($K_2O = 0,07-0,19\%$). Оливины (Fo_{22-29}) (рис. 5.4) и клинопироксены (рис. 5.5) существенно более железистые, чем во всех предыдущих типах пород, последние характеризуются также очень низкими концентрациями Cr_2O_3 и Al_2O_3 .

В более титанистых породах более магнезиальные оливины и клинопироксены и более основные плагиоклазы, чем в менее титанистых.

Рудные Fe-Ti габбронориты характеризуются большой пестротой состава темноцветных минералов. Составы оливинов охватывают диапазон составов оливинов от троктолитов до габброноритов (Fo_{55-85}). Ортопироксены подразделяются на две группы, которые могут сосуществовать в одном образце. Это высокомагнезиальные (En_{77-88}) разности с магнезиальностью на уровне таковой в ортопироксенах из троктолитов и выше и железистые разности (En_{47-66}) с железистостью выше, чем у таковых из габброноритов. Железистые разности характеризуются низкими значениями Cr_2O_3 ($0,01-0,07\%$) и Al_2O_3 ($0,18-0,63\%$) в противовес магнезиальным разностям ($Al_2O_3 = 0,92-4,39\%$, $Cr_2O_3 = 0,19-1,07\%$). В обр. П1032/6, несмотря на наиболее кислый состав плагиоклаза, встречены наиболее магнезиальные ($En_{46-47,5}$), хромистые ($Cr_2O_3 = 0,13-0,66\%$) и глиноземистые ($Al_2O_3 = 2,4-3,2\%$) клинопироксены, близкие к таковым из троктолитов и габбро. В этом же образце измерено зерно шпинели, характеризующееся большой хромистостью ($Cr\# = 51$), низкой магнезиальностью ($Mg\# = 17$) и крайне низким содержанием TiO_2 ($0,07\%$).

По поводу состава амфиболов следует отметить, что они существенно более магнезиальные в рудных габброноритах, чем в рудных габбро.

Рудное Fe-Ti габбро по составу резко отличается от всех изученных пород. Содержания SiO_2 ($43,99-47,38\%$) у них в целом ниже, чем у основной массы габбро и габброноритов, но выше, чем у троктолитов (рис. 5.6). Существенно более высокие, чем во всех других разновидностях пород TiO_2 ($2,56-4,47\%$) и FeO ($14,82-17,09\%$). Концентрации Na_2O ($3,18-4,12\%$) выше, а CaO ($7,62-9,08\%$) и MgO ($3,06-5,78\%$) ниже, чем в габброноритах. Крайне неравномерные концентрации K_2O ($0,1-0,27$, в апатит-биотит содержащем рудном габбро $0,4\%$) и P_2O_5 ($0,09-0,98\%$, в апатит содержащем рудном габбро $1,44\%$). Отношение FeO/MgO ($2,56-5,42$) высокое. Характерной геохимической чертой рудных габбро являются более

высокие содержания Rb (до 11 г/т), Co (72–86 г/т) и V (130–360 г/т), в сравнении с какими-либо другими группами пород. Содержание Cr (13–97 г/т), Ni (52–96 г/т) на уровне габброноритов, Sr (140–150 г/т) - диорита. Концентрации Y (28–30 г/т), Zr (38–46 г/т), Nb (8,9–11 г/т) и Ba (72–89 г/т) – промежуточные между габброноритами и диоритами. В апатит-биотит содержащем образце (I1063/5) концентрации этих элементов выше, особенно Y (100 г/т) и Nb (21 г/т).

По абсолютным содержаниям лантаноидов и спектрам их нормализованных значений изученные рудные габбро подразделяются на две группы (рис. 5.7). У одних образцов (I1063/1,6) спектры находятся ниже, чем у изученного габбронорита, имеют интенсивную положительную аномалию Eu и низкие значения $(La/Sm)_n$ (0,41-0,64). У другой группы образцов (I1040/6, I1063/5) спектры находятся на более высоком уровне, характерном для некоторых диоритов и плагиогранитов, имеют пологий наклон в области легких земель ($(La/Sm)_n = 0,86-0,91$) и слабо выраженную отрицательную аномалию Eu.

Диориты по уровню кремнекислотности подразделяются на габбродиориты, собственно диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. В этом направлении в породах увеличивается доля плагиоклаза и уменьшается количество темноцветных минералов, представленных, главным образом, клинопироксеном и амфиболом. В кварцевых диоритах и гранодиоритах в заметных количествах появляется кварц. Акцессорные минералы включают ильменит, биотит, циркон и апатит. В особый подтип выделен образец рудного Fe-Ti габбродиорита (I1040/5), в котором помимо большого количества ильменита также отмечаются повышенные содержания биотита.

Составы плагиоклазов в диоритах в целом более кислые, чем в предыдущих типах пород, и широко варьируют от олигоклаза до андезина (An_{12-35}) (рис. 5.4). Содержания K_2O в плагиоклазах еще выше, чем в рудных габброидах ($K_2O = 0,19-0,46\%$).

Диориты отличаются от предыдущих пород по многим параметрам. В них закономерно более высокое содержание SiO_2 (53,03-59,72%), TiO_2 (1,05-1,65% (рис. 5.6), в ильменит-биотитсодержащем диорите 2,03%), K_2O (0,21 – 0,29%, в ильменит-биотитсодержащем диорите 0,80%), P_2O_5 (0,11–0,57%, в апатит содержащем диорите 1,29%) и закономерно более низкое – MgO (2,43–3,96%) и CaO (4,59–5,99%), резко возрастает отношение FeO/MgO . В цирконсодержащих разностях в отличие от других диоритов существенно более высокие содержания Na_2O (6,78-7,25% против 4,92–5,15%), Al_2O_3 (16,11–18,53% против 13,04%) и более низкие - FeO (6,89–7,41% против 10,51%). От всех диоритов заметно отличается габбродиорит L1153/10, прежде всего, высоким уровнем MgO и CaO и пониженным Na_2O .

По содержанию элементов-примесей различные диориты существенно отличаются друг

от друга. Ильменит-биотитсодержащий диорит выделяется очень высокими концентрациями Rb (15 г/т) и Th (8,9 г/т) и повышенными Nb (40 г/т) и Ba (261 г/т). Апатит-цирконсодержащий диорит характеризуется высоким уровнем Y (195 г/т) и Zr (740 г/т) и повышенным Sr (220 г/т). Для цирконсодержащего диорита свойственны высокие концентрации Zr (760 г/т) и повышенные Ni (79 г/т) и Cr (140 г/т). Но в целом для диоритов уровни содержаний Rb, Sr, V, Ni, Cr и Co находятся на уровне таковых в габброноритах или ниже, но по сравнению с предыдущими породами резко возрастают содержания Y (64-83 г/т), Zr (76-160 г/т), Nb (19-43 г/т), Ba (72-180 г/т) и РЗЭ: легкие земли на уровне 67-240, а средние – 28-86 хондритовых норм. Особенно они высоки в апатит-цирконсодержащем образце (П1040/18). Кривые спектров РЗЭ различаются по своему виду у разных образцов, отношение $(La/Sm)_n = 1,05-3,22$ варьирует в широких пределах (рис. 5.7). На спектре у диорита с наименьшим уровнем РЗЭ наблюдается положительная аномалия Eu, у других диоритов наличествует отрицательная аномалия Eu.

Плагиограниты состоят из резко доминирующего кварца и плагиоклаза при незначительном количестве амфибола и могут быть классифицированы как трондjemиты (рис. 5.8д,е). Акцессорные минералы представлены биотитом, ильменитом и цирконом. Темноцветные минералы большей частью замещены актинолитом, эпидотом, хлоритом. В основном плагиограниты встречаются в виде жил среди габброидов. Плагиоклазы представлены зональными таблитчатыми кристаллами. Состав центральных участков зерен - An_{16-32} , краевых участков - An_{9-20} . Содержания K_2O в плагиоклазах из плагиогранитов наиболее высокие ($K_2O = 0,38-0,88\%$) (рис. 5.4).

Амфиболы плагиогранитов и диоритов отличаются от таковых из более основных пород. Они представлены железистой роговой обманкой с более низкими содержаниями Al_2O_3 (5-7,1%) и TiO_2 (1,3-1,9%). На диаграмме Si (ф. е.) – Ti (ф. е.) (Leake et al., 1997) они попадают в поле магматических амфиболов или находятся на линии разделения полей составов магматических и метаморфических амфиболов.

Плагиограниты резко отличаются от всех других типов пород очень высокими содержаниями SiO_2 (65,5-77,12%) и очень низкими - MgO, CaO и FeO (рис. 5.6). Na_2O (5,44–6,40%) высокий, несколько выше, чем в целом в диоритах, но заметно ниже, чем в цирконсодержащих диоритах. Al_2O_3 (11,91–14,73%) на уровне такового в габбро, невысоки концентрации TiO_2 , K_2O (0,14–0,16%, но в образце 1122/73 - 0,75%,) и P_2O_5 . Охарактеризованные образцы заметно отличаются по содержанию SiO_2 . При этом более кремнистые плагиограниты имеют более низкие концентрации TiO_2 (0,20-0,29% против 0,93%), P_2O_5 (0,02-0,05% против 0,27%), MgO (0,16-0,89% против 2,93%), CaO (1,68-2,35% против 2,68%) и FeO (1-2,17% против 5,73%). Для плагиогранитов в целом характерны

наиболее низкие из всех изученных пород содержания V (14–57 г/т), Ni (13–40 г/т), Cr (2–15 г/т) и Co (2–13 г/т), невысокие содержания Rb (2,4–3 г/т), Sr (69–110 г/т) и Ba (до 40 г/т). Концентрации Y (110 г/т), Zr (170–210 г/т) и Nb (23–25 г/т) выше, чем в целом в диоритах, но ниже, чем в некоторых их разновидностях. Один из образцов (L1122/63) характеризуется высокими содержаниями Ni, Cr, Zr и Ba, что сближает его с цирконсодержащими габбродиоритами.

По характеру распределения РЗЭ менее кремнистый образец близок к типичному образцу диорита ($(La/Sm)_n = 1,07$), но по абсолютным концентрациям (около 50 хондритовых норм в области легких и средних земель) располагается ниже его (рис. 5.7). Более кремнистый плагиогранит имеет резко отличный спектр. У него наблюдается слабое понижение спектра от тяжелых к средним землям и заметное повышение в сторону легких лантаноидов ($(La/Sm)_n = 2,03$), характерной его чертой также является интенсивная отрицательная аномалия Eu.

5.2.2.3 Обсуждение

Гибридные породы. Некоторые изученные породы, судя по их петро-геохимическим и минералогическим особенностям, обладают свойствами различных типов пород (гибридные породы). Они встречены среди амфиболсодержащих разностей пород и рудных Fe-Ti габброидов. На станциях I1028, I1032 и I1068 в амфиболсодержащих оливиновых габбро, габбро и габброноритах наряду с характерными для этих пород клинопироксенами встречаются существенно более магнезиальные, хромистые и глиноземистые зерна.

Наиболее ярко гибридикация проявлена в жильных рудных Fe-Ti оливиновых габброноритах. В этих породах состав плагиоклазов близок к таковому в рудных габбро, однако оливины существенно более магнезиальные (Fo_{55-85}), чем оливины в рудных габбро (Fo_{22-29}). В них два типа ортопироксенов: высокомагнезиальные (En_{77-88}) с магнезиальностью на уровне таковой в троктолитах и железистые (En_{47-66}) с железистостью выше, чем в таковых из габброноритов. Магнезиальные разности более хромистые и глиноземистые. Магматические амфиболы в них существенно более магнезиальные ($MgO = 14-18\%$) в сравнении с таковыми ($MgO = 7-12\%$) из рудных габбро. В плагиоклазах более низкие концентрации K_2O (0,11% (среднее)) в сравнении с таковыми (0,23% (среднее)) из рудных габбро. В них обнаружена очень низкотитанистая, но железистая шпинель. При очень высоких концентрациях литофильных элементов в этих породах также очень высокие концентрации Cr и Ni.

Таким образом, основу гибридных пород составляют амфиболсодержащие разности различных типов пород основного состава и троктолитов, а также рудные габброиды. В качестве примесного материала выступает вещество ультраосновных пород, от которого в

некоторых породах сохранились зерна оливинов, шпинелей и пироксенов. В различной степени эти зерна претерпели воздействие основного расплава.

Петро-геохимическая и минералогическая типизация пород. Анализ поведения петрогенных и редких элементов и изучение состава минералов показывают, что интрузивные породы полигона Сьерра Леоне объединяются в несколько групп, в пределах которых породы связаны либо близкими петро-геохимическими и минералогическими параметрами, либо едиными трендами их вариаций.

Наибольшее количество образцов входит в *основную группу*, образуя протяженный последовательный ряд от троктолитов к габбродиоритам. Наиболее четко эта группа пород обособляется на диаграмме $TiO_2 - SiO_2$ (рис. 5.6), где она занимает положение наименее титанистых пород в области низких и средних значений SiO_2 и формирует отчетливый тренд повышения содержания TiO_2 (до 0,44-0,56%) с ростом SiO_2 (до 56,30%). В этом же направлении последовательно или менее отчетливо возрастают содержания FeO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Rb , Sr , Ba , Zr , Y , Nb , V и Co и уменьшаются – MgO , CaO , Al_2O_3 , Ni и Cr .

В *основной группе* пород уровни концентраций лантаноидов в изученных образцах возрастают от троктолитов (1-2 хондритовые нормы) к габбро (4-5 хондритовых норм). Линии спектров РЗЭ в целом имеют вид, характерный для пород, формирующихся из деплетированных толеитовых расплавов ($(La/Sm)_n = 0,45-0,92$), однако у некоторых образцов спектры имеют обогащенный характер ($(La/Sm)_n = 1,14-1,46$). Интенсивность положительной аномалии Eu уменьшается от троктолитов к габбро, а у габброноритов она уже отсутствует (рис. 5.7).

В *основной группе* пород от троктолитов к габброноритам составы минералов последовательно меняются в сторону большей кислотности плагиоклазов (от An_{80-85} до An_{58-59}) и железистости оливинов (от $Fo_{84-87,5}$ до $Fo_{68-68,5}$) (рис. 5.4). Составы клинопироксенов и ортопироксенов из троктолитов и габброидов в значительной мере перекрывают друг друга, но, тем не менее, в целом железистость и титанистость пироксенов возрастают от троктолитов к габброноритам, а их хромистость и глиноземистость уменьшаются в этом направлении (рис. 5.5).

Существенно меньшее количество образцов входит в *группу ильменит-амфиболсодержащих пород*. Эта группа образует последовательный ряд от троктолитов до габброноритов. На диаграмме $TiO_2 - SiO_2$ (рис. (рис. 5.6)) поле этих пород располагается непосредственно выше над полем *основной группы*, при этом уровень TiO_2 у габброидов достигает 0,85%. Вариации состава пород в этой группе происходят по тем же закономерностям, что и в *основной группе*, но при данном уровне кремнекислотности *ильменит-амфиболсодержащие* породы имеют более высокие концентрации FeO , TiO_2 , Zr , Y

и P3Э и более низкие MgO. Некоторые из них имеют повышенные концентрации Na₂O, P₂O₅, K₂O, Sr и Ba.

Еще более малочисленная *группа ильменитсодержащих пород* объединяет соответствующие подтипы троктолитов, оливиновых габбро, габбро. По многим петрогеохимическим показателям и их вариациям она близка к *группе ильменит-амфиболсодержащих пород* и отличается от нее тем, что при данном уровне кремнекислотности *ильменитсодержащие породы* имеют в целом еще более высокие концентрации TiO₂ и P3Э и более низкие MgO. На диаграмме TiO₂ – SiO₂ (рис. 5.6) поле их составов протягивается над полем группы *ильменит-амфиболсодержащих пород*, достигая наибольшего содержания TiO₂ = 1,19%. В это же поле составов попадают долериты и слабо дифференцированные деплетированные базальты.

Спектры P3Э ((La/Sm)_n = 0,92-0,94) близки к таковым у соответствующих пород других групп. Уровень и характер спектра P3Э у ильменитсодержащего габбро близки к таковым у деплетированных базальтов этого района (см. выше).

Приведенные факты дают основание полагать, что эта группа объединяет породы, которые представляют собой не кумулаты, а закристаллизовавшиеся на глубине остаточные расплавы, и тренд вариации составов этих пород отражает эволюцию расплавов, из которых в ходе фракционирования кристаллов формировались кумулятивные породы *основной группы*. На некумулятивную природу ильменитсодержащих габбро указывают и офитовые структуры некоторых из них.

В породах из *групп амфибол- и ильменитсодержащих пород* по сравнению с соответствующими породами без амфибола и ильменита при близком уровне кремнекислотности пород уменьшаются основность плагиоклазов, магнезиальность оливинов, магнезиальность, титанистость, хромистость и глиноземистость клинопироксенов и возрастает железистость и титанистость шпинелей (рис. 5.4, 5.5).

Самостоятельную группу образуют *рудные Fe-Ti габброиды*, которые среди общего объема драгированного материала занимают незначительное место. Представители этой группы отличаются существенно более высокими концентрациями FeO и TiO₂. На диаграмме TiO₂ – SiO₂ (рис. 5.6) тренд вариаций их составов направлен в сторону резкого повышения концентраций TiO₂ (до 4,47%) при уменьшении содержания SiO₂. С уменьшением SiO₂ и с ростом TiO₂ уменьшаются значения MgO и увеличиваются - FeO и P₂O₅. Породы этой группы в сравнении с породами трех предыдущих групп выделяются также очень низкими содержаниями Sr и Ni, пониженными Al₂O₃, MgO и CaO и повышенными - Na₂O, K₂O, P₂O₅, Rb, Sr, Ba, Zr, Y, Nb, P3Э, Co и V.

По абсолютным содержаниям лантаноидов *рудные габброиды* резко превышают

породы основного состава трех предыдущих групп, но находятся несколько ниже, чем диориты и плагиограниты. При этом более титанистые разности рудных габбро имеют более низкие концентрации РЗЭ и положительную аномалию Eu, тогда как менее титанистые образцы - более высокие концентрации РЗЭ и отрицательную аномалию Eu. Общий вид спектра в целом близок к спектрам предыдущих пород ($(La/Sm)_n = 0,41-0,95$) (рис. 5.7).

В рудных *Fe-Ti габброидах* существенно более кислые плагиоклазы и железистые оливины, чем в трех предыдущих группах пород. Специфические составы имеют пироксены, характеризующиеся низкими уровнями титана, несмотря на их наибольшую железистость из всех изученных зерен. Выше было показано, что в породах *основной группы* с возрастанием железистости увеличивается и титанистость пироксенов. Это объясняется тем, что ильменит кристаллизовался как одна из наиболее ранних и как одна из наиболее поздних фаз, ранняя кристаллизация ильменита не способствовала накоплению титана в пироксенах.

В *группе рудных габброидов* имеет место следующая закономерность: чем более титанистая порода, тем более основной плагиоклаз, более магниальные оливин и клинопироксен.

Группа диоритов-плагиогранитов включает небольшое количество образцов, сопоставимое с *рудными габброидами*. Породы этой группы характеризуются очень низкими значениями MgO, FeO, TiO₂, P₂O₅, CaO, Cr, Ni, V и Co, умеренно низкими - Al₂O₃, Rb, Sr и Ba, повышенными - K₂O и высокими - Na₂O, Zr, Y, Nb, РЗЭ. На диаграмме TiO₂ – SiO₂ (рис. 5.6) рудный ильменитсодержащий диорит, диорит, гранодиорит и плагиограниты формируют поле комплементарное полю рудных габброидов: они объединены трендом противоположного направления, т.е. уменьшения TiO₂ с ростом SiO₂. С увеличением SiO₂ уменьшаются и значения MgO, Al₂O₃, CaO, P₂O₅, V и Co и увеличиваются - Na₂O и K₂O.

У пород этой группы одни из наиболее высоко стоящих спектров РЗЭ. Все они характеризуются наличием отрицательной аномалии Eu, величина которой возрастает от диоритов к плагиогранитам. У диорита и гранодиорита спектры имеют деплетированный характер, у рудного диорита ($(La/Sm)_n = 1,75$) и плагиогранитов ($(La/Sm)_n = 2,04-2,50$) - обогащенный.

Составы плагиоклазов из диоритов и плагиогранитов перекрываются и образуют непрерывный ряд наиболее кислых составов вместе с плагиоклазами из рудных *Fe-Ti габброидов*, которые имеют наиболее основной состав в этом ряду.

Группа высоконатровых диоритов образована тремя изученными образцами, куда входят кварцевый диорит, цирконсодержащий и апатит-цирконсодержащий габбродиориты. Их характерной чертой являются очень высокие концентрации Na₂O и Zr, также у них повышенные содержания FeO, Al₂O₃, CaO, K₂O, P₂O₅, Y, Nb, Sr, Ba, РЗЭ, Cr и Ni и низкие -

MgO, Rb, V, Co. Внутри этой группы с ростом SiO₂ в сторону кварцевого диорита понижаются значения TiO₂ и K₂O и возрастают Na₂O (рис. 5.6).

Спектры РЗЭ у габбродиоритов из этой группы наиболее высоко стоящие из всех изученных пород и характеризуются отрицательной аномалией Eu. Наименьший уровень у кварцевого диорита, у которого, напротив, положительная аномалия Eu. Все спектры имеют обогащенный характер ((La/Sm)_n = 1,34-3,2) (рис. 5.7).

Состав плагиоклазов у высоконатровых диоритов близок к таковому у других диоритов, но испытывает широкие вариации.

Выводы. 1. Плутонические породы полигона Сьерра Леоне разделяются на 6 групп, в пределах которых они связаны либо близкими петро- геохимическими и минералогическими параметрами, либо едиными трендами их вариаций: *основная, ильменитсодержащих, ильменит-амфиболсодержащих пород, рудных Fe-Ti габброидов, диоритов-плагиогранитов и высоконатровых диоритов.*

2. Породы *основной группы* образуют ряд кумулатов от троктолитов до габбродиоритов, сформировавшихся в результате процессов фракционной кристаллизации деплетированных океанических толеитов N-MORB типа, протекавших в коровых магматических камерах. Во впадине Маркова в качестве первичных расплавов в незначительном объеме участвовали обогащенные расплавы T-MORB типа.

3. *Группа ильменитсодержащих пород*, выделяющихся повышенным содержанием ильменита, судя по структуре и близости состава их наиболее дифференцированных разностей к составу базальтов, объединяет не кумулаты, а продукты кристаллизации остаточных расплавов, возникавших в ходе процессов фракционирования первичных расплавов.

4. *Группа ильменит-амфиболсодержащих пород* образована рядом кумулатов от троктолитов до габбродиоритов. Они формировались из тех же расплавов, что и породы основной группы, но гидратированных за счет поступления флюидов из внешнего источника, что создавало условия для кристаллизации амфибола и повышало окислительный потенциал расплава, расширяя тем самым поле кристаллизации ильменита.

5. *Рудные Fe-Ti габброиды* образуют серию пород с высокими содержаниями ильменита и магматического амфибола. Эволюция составов пород в этой серии идет в направлении от наиболее титанистых и магнизиальных к менее титанистым и магнизиальным образцам. Первые характеризуются более основными плагиоклазами и более магнизиальными оливинами и пироксенами, и имеют наименьшие концентрации несовместимых элементов.

6. Основной объем изученных *диоритов и плагиогранитов* объединяет породы,

кристаллизовавшиеся из порций остаточных расплавов, комплементарных рудным Fe-Ti габброидам.

7. Группа *высоконатровых диоритов* представлена рядом кумулатов, включающим цирконсодержащие габбродиориты и кварцевый диорит, характеризующихся наибольшими концентрациями литофильных элементов при умеренных значениях Cr и Ni и обогащенным характером спектров РЗЭ.

8. Среди *ильменит-амфиболсодержащих пород* и *рудных Fe-Ti габброидов* встречаются образцы, являющиеся гибридными образованиями. В них к веществу, продуцированному из основных расплавов, примешан материал полностью или частично ассимилированных ультраосновных пород.

9. Плутонические породы полигона Сьерра Леоне разделяются на две структурно приуроченные породные ассоциации, которые могут быть названы тектоно-магматическими комплексами. Это комплекс, встреченный в борту рифтовой долины, представленный преимущественно ранними кумулатами *основной группы*: троктолитами и оливиновыми габбро. Второй комплекс (в дальнейшем тип впадины Маркова) характеризует внутренний океанический комплекс, слагающий куполовидную структуру (рис. 3.2), и образован главным образом плутонитами *основной группы*, среди которых преобладают более дифференцированные разности: габбро и габбронориты. Наряду с ними в небольшом количестве присутствуют представители всех остальных групп.

5.2.3 Рифтовый сегмент между разломами Долдрамс и Вернадского

Этот участок океанического дна относится к полигону Долдрамс (рис. 1.1). В 16-м рейсе НИС «Академик Иоффе» в этом районе САХ был опробован западный борт рифтовой долины между разломами Долдрамс и Вернадского (рис. 3.20). Судя по результатам драгирования (Сколотнев и др., 2006б), нижний уступ борта долины и ее днище сложены свежими базальтами. Низы разреза среднего уступа представлены долеритами, троктолитами, габбро, оливиновыми габбро и в небольшом количестве ультрабазитами, а верхи разреза - базальтами с частично палагонитизированным стеклом. Таким образом, изученный разрез близок к нормальному стратифицированному разрезу океанической коры, нарушенному сбросами. Результаты изучения состава и геохимии пород, а также состава их породообразующих минералов отражены в таблицах 5.1, 5.2, 5.3. Они показывают, что по характеру вариаций концентраций петрогенных оксидов (рис. 5.9), железистости оливинов (рис. 5.10) и пироксенов (рис. 5.11) и кислотности плагиоклазов (рис. 5.10) изученные троктолиты и габброиды совпадают с наиболее ранними кумулатами *основной группы пород* полигона Сьерра Леоне и соответственно представляют рифтовый тектоно-магматический

тип плутонических комплексов. Спектры РЗЭ этих пород (рис. 5.12) имеют низкий уровень, положительную аномалию Eu и деплетированный характер ($(La/Sm)_n = 0,41-0,87$), что находится в хорошем соответствии с исключительно деплетированным составом, распространенных здесь базальтов (см. выше).

5.2.4 Зона трансформного разлома Вима

В ходе 19-го рейса НИС “Академик Страхов” со склона грандиозного южного поперечного хребта трансформного разлома Вима наряду с ультрабазитами были драгированы габброиды, амфиболиты, амфибол-серпентиновые милониты, разнообразные сланцы, диориты, базальты, долериты (Peuve et al., 2000). Схема опробования представлена на рис. 3.28. Габброиды, представленные рудными Fe-Ti габбро, габбро, оливиновыми габбро и габброноритами, распространены фрагментарно. Несмотря на то, что в ходе работ ПОА "Наутилус" в этом районе вдоль меридиана 42.6° в.д. установлен разрез, соответствующий классическому разрезу океанической литосферы (Auzende et al.; 1989; Cannat et al., 1991), скорее всего, габброиды слагают изолированные блоки различных размеров, располагающиеся среди серпентинизированных ультрабазитов. Наблюдателями подчеркивается, что соотношения между различными фрагментами этого разреза тектонические, а сам разрез, как и отдельные его слои, имеют редуцированные мощности.

Рудные Fe-Ti габбро составляют заметную часть коллекции, они перекристаллизованы и имеют гнейсовидную текстуру. В целом эти разновидности похожи на таковые полигона Сьерра Леоне, но среди них преобладают породы, имеющие существенно более высокие концентрации рудного минерала - 20-50 % (Сколотнев, 2003). Рудный минерал, представленный ильменитом, в этих габброидах, имеющих сидеронитовую структуру, как правило, формирует крупные выделения неправильной формы (рис. 5.13), от которых вдоль полосчатости отходят тонкие выклинивающиеся слойки, материал которых обволакивает необласты плагиоклаза и пироксенов. Совместно с ильменитом нередко в качестве цемента необластов выступает и коричневый амфибол. Таким образом, текстурно-структурные особенности рудных габбро указывают на то, что эти породы испытали пластические деформации.

Наблюдается жилы габброидов в ультрабазитах, встречаются брекчии из обломков ультрабазитов, сцементированных габбро, отмечены резорбированные зерна пироксенов в габбро по составу, соответствующие таковым в ультрабазитах (Пейве и др., 2001).

При уран-свинцовом датировании зерен циркона, выделенных из габбро станции S1922, определен их возраст - 9,13 млн. лет (Сколотнев и др., 2010), близкий к возрасту океанического дна, что означает, что габброиды формировались в осевой зоне спрединга.

Вариации состава габброидов и состава породообразующих минералов описаны в работе (Сколотнев, 2003) и в целом совпадают с таковыми из впадины Маркова (рис. 5.9).

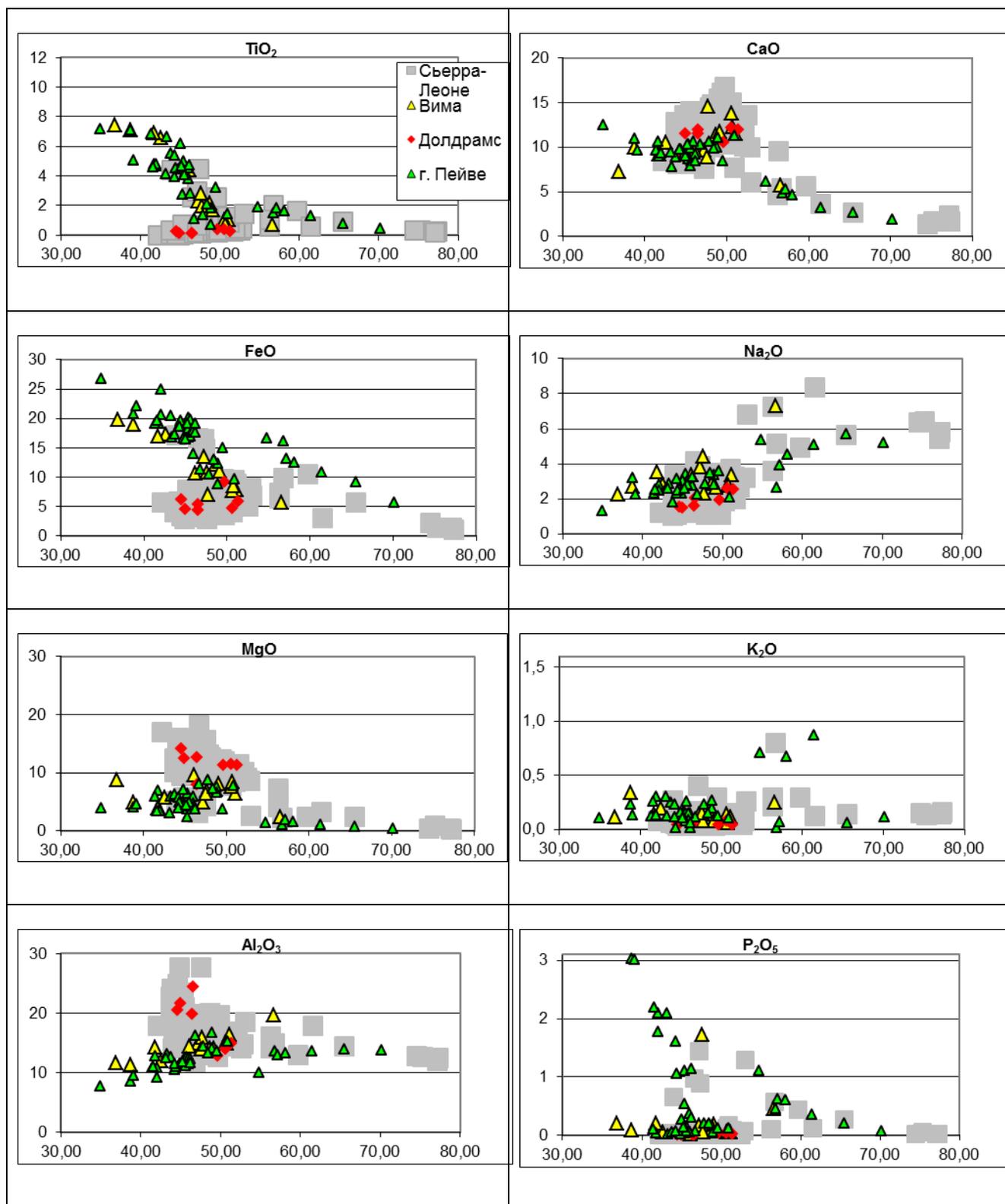


Рис. 5.9 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) в плутонических породах полигонов Сьерра Леоне, Долдрамс, поперечного хребта Вима и г. Пейве в зависимости от концентрации SiO_2 .

Таблица 5.1 Валовые составы (в %) габброидов и гранофиров из рифтового сегмента к югу от разлома Долдрамс и из разломных зон Чейн и Романш

№ п/п	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	сумма
1	I1615/18	46,54	0,14	24,45	4,38	0,08	7,96	11,48	2,06	0,05	0,01	1,85	99,22
2	I1615/25	44,56	0,24	20,55	6,22	0,12	14,14	8,99	1,52	0,04	0,01	2,81	99,46
3	I1615/34	44,97	0,09	21,56	4,58	0,09	12,52	11,49	1,47	0,06	0,01	2,39	99,41
4	I1615/28	51,38	0,28	14,93	5,90	0,10	11,21	11,94	2,54	0,04	0,02	1,72	100,70
5	I1615/48	50,62	0,35	13,96	4,75	0,11	11,48	12,17	2,57	0,08	0,04	1,52	98,18
6	S1319/15	48,95	0,51	15,61	6,33	0,12	10,72	12,89	2,25	0,19	0,02	2,17	100,05
7	S1319/18	48,11	2,07	13,61	11,67	0,12	8,38	10,76	2,98	0,14	0,02	1,08	99,23
8	S1319/19	52,64	0,53	18,00	4,61	0,12	8,72	10,87	3,39	0,07	0,01	0,61	100,03
9	S1319/22	49,20	0,43	17,99	5,30	0,11	9,32	12,56	2,41	0,11	0,01	1,84	99,86
10	S1319/24	47,19	2,40	11,88	13,92	0,07	8,08	11,81	2,89	0,14	0,02	1,01	100,05
11	S1319/25	47,98	0,69	16,69	6,24	0,04	11,59	12,22	2,23	0,13	0,02	1,57	99,57
12	S1319/25	49,57	0,34	17,64	5,00	0,11	11,01	12,02	1,99	0,07	0,01	1,68	99,99
13	S1319/26	52,88	0,57	17,55	6,19	0,14	7,37	10,67	3,45	0,10	0,01	0,46	99,62
14	S1325/1	49,51	0,86	14,50	6,85	0,06	9,98	14,13	2,20	0,08	0,01	1,26	99,61
15	S1325/7	48,31	0,50	17,21	6,20	0,07	9,43	13,82	2,34	0,11	0,01	1,62	99,89
16	S1325/8	48,64	0,69	17,72	5,06	0,07	9,78	13,41	2,85	0,14	0,01	1,62	100,22
17	S1325/15	51,69	0,50	15,77	4,36	0,06	8,04	15,57	2,89	0,11	0,01	0,88	99,95
18	S1334/1	41,60	3,75	12,68	19,32	0,08	6,60	10,01	2,57	0,22	0,04	2	99,48
19	S1334/2	48,28	0,84	14,35	7,27	0,13	9,71	12,23	3,34	0,16	0,01	2,43	99,00
20	S1334/5	41,94	3,78	10,94	18,39	0,21	8,25	9,49	2,70	0,22	0,04	3,03	99,80
21	S1334/6	47,33	0,60	16,42	6,99	0,07	8,33	13,63	2,70	0,22	0,01	2,11	99,34
22	S1334/11	48,43	1,85	13,44	10,98	0,07	8,93	10,54	3,07	0,22	0,16	2,28	100,36
23	S1334/13	48,01	2,07	13,71	11,27	0,14	8,27	10,61	2,79	0,22	0,12	2,85	100,32
24	S1334/14	46,32	2,09	14,69	12,58	0,14	8,23	9,24	2,79	0,14	0,01	2,85	99,59
25	S1336/1	48,39	1,24	15,35	10,98	0,22	7,23	10,29	3,67	0,15	0,08	2,6	100,48
26	S1336/3	51,54	0,76	15,24	7,17	0,10	5,99	14,81	3,43	0,23	0,01	0,59	100,05
27	S1339/1	50,36	0,54	17,36	5,56	0,09	7,68	14,81	3,43	0,11	0,01	0,6	100,25
28	S1339/6	48,29	0,70	12,42	9,77	0,09	11,40	12,71	2,25	0,12	0,01	1,88	100,12
29	S1339/7	48,42	0,42	20,71	6,07	0,04	6,69	10,61	3,16	0,20	0,01	1,55	98,66
30	S1344/10	50,41	0,54	17,08	5,20	0,11	8,17	14,11	3,34	0,11	0,01	0,47	99,59
31	S1344/11	51,80	1,28	15,28	9,99	0,18	6,22	9,92	3,89	0,34	0,02	2,06	100,30
32	S1345/1	51,28	1,36	12,97	10,47	0,13	8,83	11,15	3,04	0,15	0,01	0,56	100,38
33	S1347/2	47,45	0,94	16,47	7,29	0,09	9,28	11,02	3,09	0,43	0,14	3,76	100,38
34	S1347/8	50,54	0,41	14,66	6,71	0,14	10,03	10,18	2,99	0,41	0,01	3	96,83
35	S1347/11	47,20	0,51	17,59	6,60	0,10	7,69	14,49	2,43	0,22	0,09	2,53	99,84
36	S1604/5	50,19	0,86	14,93	9,33	0,22	8,08	11,11	3,05	0,17	0,04	1,04	99,20
37	S1605/24	44,59	4,05	11,88	19,99	0,36	3,93	8,10	2,89	0,41	0,71	0,78	99,03
38	S1610/31	50,06	0,52	16,60	6,35	0,17	8,02	10,92	2,97	0,51	0,04	3,12	99,27
39	S1610/34	52,20	0,36	19,74	6,25	0,13	4,98	10,86	3,69	0,20	0,04	1,16	98,65
40	S1611/8B	44,93	2,05	15,86	12,17	0,24	3,52	10,64	5,88	0,25	2,28	1,68	100,24
41	S1655/16	59,19	1,75	13,96	9,13	0,19	3,36	4,09	5,94	0,12	0,50	1,3	100,53
42	S1655/17	61,60	1,06	17,47	4,50	0,12	2,97	2,11	7,35	0,08	0,30	1,56	99,63
43	S1658/43	48,31	0,62	17,50	7,77	0,16	8,04	12,77	2,16	0,16	0,05	1,36	100,27
44	S1658/44	49,71	0,36	16,57	8,08	0,17	9,73	10,61	2,53	0,14	0,05	1,28	100,12
45	S1658/45	47,46	0,29	17,16	6,98	0,13	8,10	13,97	2,16	0,16	0,04	2,70	100,04
46	S1658/46	49,42	0,66	15,96	7,47	0,18	8,42	13,30	2,70	0,14	0,07	1,12	100,27
47	S1658/47	49,60	0,42	11,98	8,67	0,13	12,20	12,45	1,42	0,36	0,03	1,62	99,89
48	S1674/1	57,35	0,77	18,69	4,98	0,08	4,28	6,10	6,85	0,17	0,09	0,62	100,57
49	S1674/2	57,15	0,73	17,87	5,62	0,10	5,06	5,26	6,71	0,18	0,09	1,04	100,44
50	S1679/3	50,35	0,34	14,16	5,85	0,25	11,38	14,49	1,75	0,09	0,04	0,80	100,14
51	S1679/4	49,25	0,19	15,16	4,49	0,12	10,60	14,27	1,49	0,07	0,01	0,96	100,10

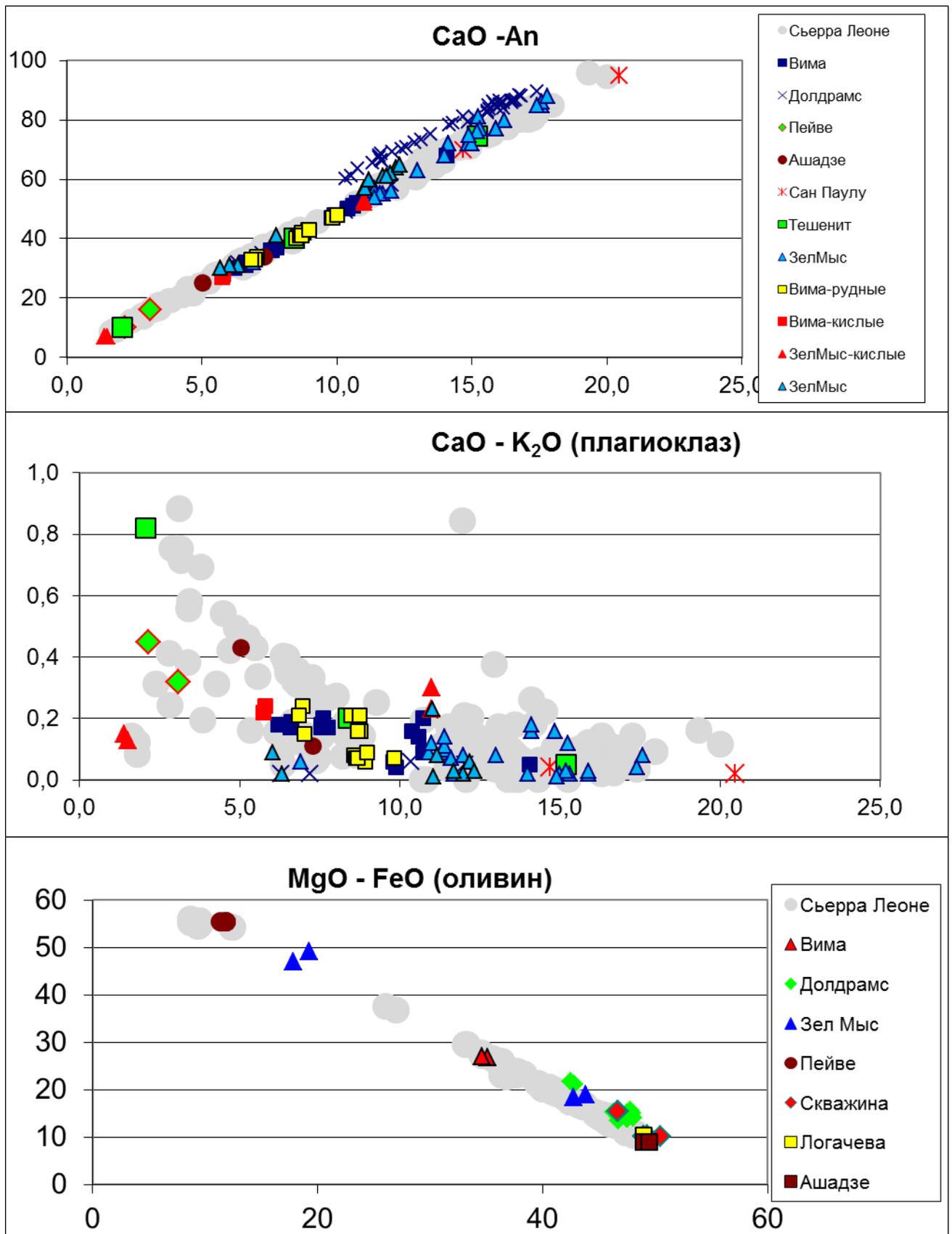


Рис. 5.10 Вариации состава плагинкласов и оливин в плутонических породах Центральной части Атлантики.

Таблица 5.2 Содержание элементов-примесей (в г/т) в габброидах сегмента САХ между трансформными разломами Долдрамс и Вернадского.

	I1615/18	I1615/25	I1615/29	I1615/34	I1615/48	I1615/28	S0976/1	S0664/28
Sc	20	18	24	20	41	31	36	37
V	39	36	73	39	201	135	208	252
Cr	132	37	381	274	203	581	269	29
Co	32	48	49	45	42	29	41	49
Ni	238	323	308	324	159	205	231	55
Cu	12	28	84	40	113	102	69	70
Zn	24	41	23	18	52	41	85	186
Ga	12	10	10	10	14	11	14	26
Rb	0,4	0,3	0,3	0,7	1,4	0,4	1,0	1,8
Sr	177	141	139	147	234	197	120	175
Y	3	4	4	3	9	6	13	53
Zr	5	11	5	4	12	23	24	150
Nb	0,4	0,3	0,0	0,1	0,6	3,0	1,2	9,8
Ba	4,3	3,0	2,5	2,8	137,9	160,9	23,9	21,4
La	0,45	0,37	0,25	0,20	0,65	0,73	0,99	3,62
Ce	1,28	1,19	0,78	0,68	1,73	1,67	2,57	12,03
Pr	0,18	0,20	0,14	0,11	0,32	0,27	0,44	2,18
Nd	1,00	1,06	0,87	0,67	2,03	1,58	2,58	12,59
Sm	0,32	0,37	0,35	0,23	1,00	1,01	1,08	4,87
Eu	0,29	0,30	0,29	0,26	0,66	0,50	0,50	2,28
Gd	0,38	0,48	0,52	0,34	1,32	0,86	1,47	6,87
Tb	0,07	0,08	0,09	0,06	0,24	0,16	0,29	1,27
Dy	0,44	0,59	0,65	0,41	1,74	1,20	2,01	8,39
Ho	0,10	0,12	0,14	0,09	0,37	0,26	0,45	1,80
Er	0,26	0,35	0,41	0,25	1,06	0,72	1,29	5,17
Tm	0,04	0,05	0,06	0,04	0,17	0,11	0,20	0,79
Yb	0,25	0,35	0,39	0,24	1,13	0,83	1,29	4,95
Lu	0,04	0,05	0,05	0,03	0,14	0,09	0,19	0,75
Hf	0,13	0,26	0,13	0,10	0,40	0,60	0,62	3,58
Ta	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,37	0,04	0,63
Pb	2,71	2,21	2,95	3,99	16,82	21,17	22,95	17,16
Th	0,02	<0.005	<0.005	<0.005	0,06	0,06	0,06	0,16
U	0,01	0,06	<0.005	0,02	0,07	0,05	0,05	0,08

Габбро и габбронориты имеют наиболее низкие содержания FeO (около 7,5 %) и TiO₂ (около 1 %). В рудных Fe-Ti габбро с количеством ильменита 3-5% значения FeO (10,78-13,53%) и TiO₂ (2,16-2,81 %) возрастают. Рудные Fe-Ti габбро с высокими содержаниями ильменита отличаются аномально высокими концентрациями оксидов FeO (17,30-19,70 %) и TiO₂ (6,59-7,40 %). В них заметно сокращаются содержания SiO₂ (до 36,5%), а в неизмененных

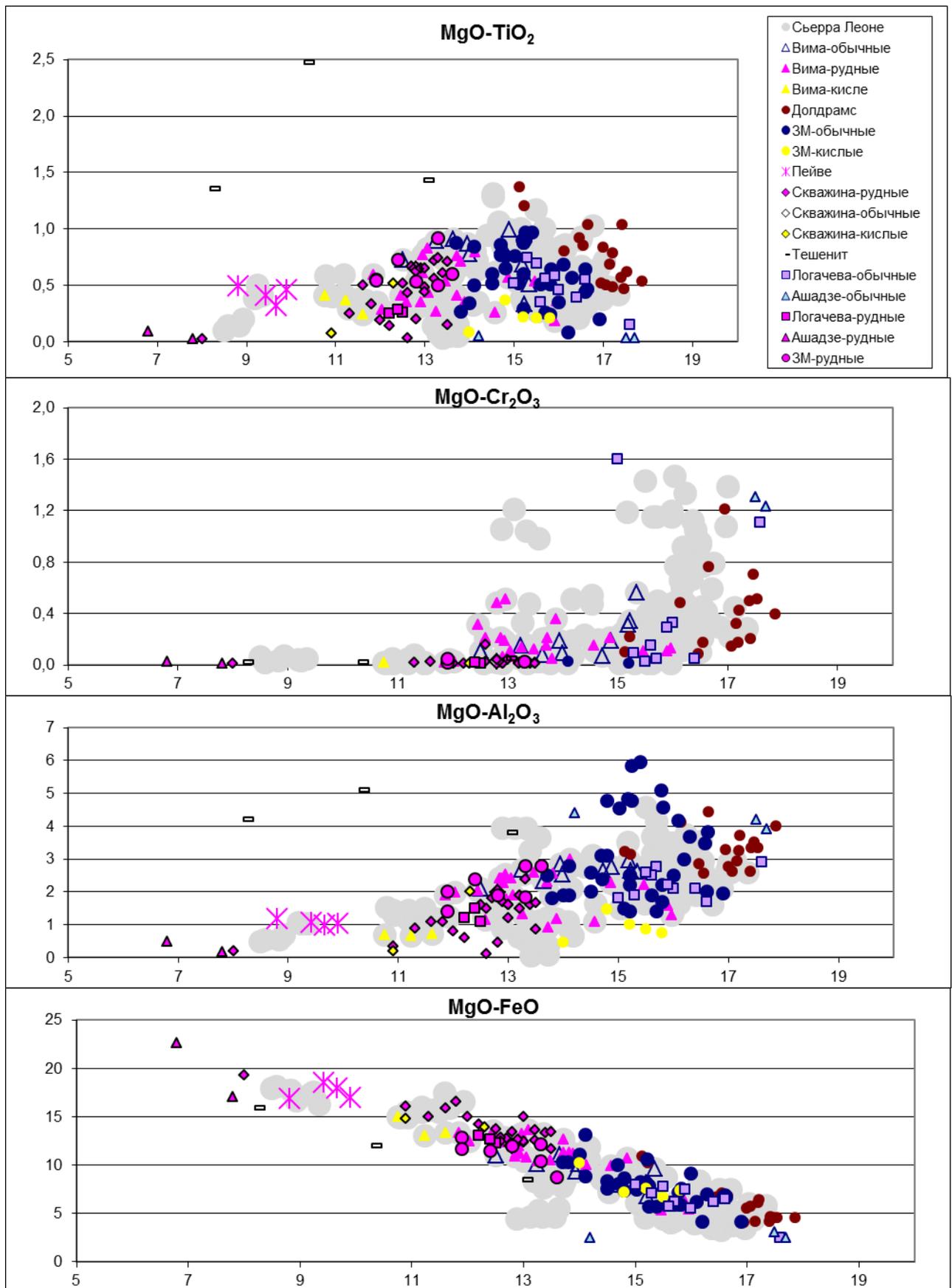


Рис. 5.11 Вариации состава клинопироксенов в зависимости от концентрации MgO (в %) в плутонических породах Центральной части Атлантики.

Таблица 5.3 Микронзондовый состав породообразующих минералов (в %) в габброидах сегмента САХ между трансформными разломами Долдрамс и Вернадского.

№ п/п	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	Сумма	Mg#	Ап
				пироксены									
1	И1615/20	52,34	0,62	3,33	4,52	н.о.	17,54	21,08	н.о.	0,51	100,45	87,0	н.о.
2	И1615/20	52,54	0,57	2,61	4,19	н.о.	17,40	21,90	н.о.	0,50	100,14	87,5	н.о.
3	И1615/20	51,49	0,68	2,93	4,16	н.о.	17,15	21,87	н.о.	0,32	99,21	87,6	н.о.
4	И1615/24	52,52	0,53	4,01	4,57	н.о.	17,87	21,56	н.о.	0,39	101,84	87,4	н.о.
5	И1615/25	52,79	0,84	2,76	5,55	н.о.	17,00	22,01	н.о.	0,32	101,44	84,0	н.о.
6	И1615/28	52,97	0,48	3,72	6,39	н.о.	17,22	20,61	н.о.	0,42	102,41	82,0	н.о.
7	И1615/28	53,11	0,78	3,25	6,10	н.о.	17,20	21,42	н.о.	0,18	102,91	81,0	н.о.
8	И1615/14	51,55	1,20	3,14	10,16	н.о.	15,23	19,98	н.о.	0,22	102,02	72,00	н.о.
9	И1615/14	51,12	1,37	3,21	10,88	н.о.	15,13	19,28	н.о.	0,10	101,84	72,00	н.о.
10	И1615/34	52,90	0,47	3,50	4,50	н.о.	17,47	21,46	н.о.	0,70	101,49	87,6	н.о.
11	И1615/48	51,36	0,85	2,57	7,09	н.о.	16,55	20,34	н.о.	0,18	99,48	80,30	н.о.
12	И1615/48	52,24	0,92	2,85	6,69	н.о.	16,47	20,64	н.о.	0,09	99,89	81,0	н.о.
13	И1615/23	53,99	0,65	3,89	18,65	н.о.	21,18	0,67	н.о.	3,44	103,13	70,00	н.о.
				оливины									
14	И1615/20	39,42	н.о.	н.о.	15,25	н.о.	46,66	н.о.	н.о.	н.о.	101,33	84,50	н.о.
15	И1615/20	38,67	н.о.	н.о.	15,23	н.о.	46,28	н.о.	н.о.	н.о.	100,17	84,41	н.о.
16	И1615/34	40,25	н.о.	н.о.	14,91	н.о.	47,54	н.о.	н.о.	н.о.	102,70	85,04	н.о.
17	И1615/22	39,42	н.о.	н.о.	13,78	н.о.	47,44	н.о.	н.о.	н.о.	100,64	85,99	н.о.
18	И1615/22	39,16	н.о.	н.о.	13,54	н.о.	46,71	н.о.	н.о.	н.о.	99,73	86,01	н.о.
19	И1615/22	39,10	н.о.	н.о.	13,87	н.о.	47,53	н.о.	н.о.	н.о.	100,49	85,93	н.о.
				плаггиоклазы									
20	И1615/20	49,50	н.о.	32,49	н.о.	н.о.	н.о.	14,31	3,66	н.о.	100,59	н.о.	78,92
21	И1615/20	49,22	н.о.	32,94	н.о.	н.о.	н.о.	14,69	3,30	н.о.	100,41	н.о.	81,00
22	И1615/20	47,38	н.о.	33,34	н.о.	н.о.	н.о.	15,61	2,65	н.о.	99,17	н.о.	84,92
23	И1615/20	46,10	н.о.	34,53	н.о.	н.о.	н.о.	16,74	2,10	н.о.	99,66	н.о.	88,40
24	И1615/24	47,94	н.о.	34,32	н.о.	н.о.	н.о.	16,06	2,65	н.о.	101,29	н.о.	85,28
25	И1615/25	48,79	н.о.	34,79	н.о.	н.о.	н.о.	16,62	2,41	н.о.	102,62	н.о.	86,83
26	И1615/25	46,82	н.о.	34,91	н.о.	н.о.	н.о.	17,40	1,97	н.о.	101,48	н.о.	89,42
27	И1615/25	49,76	н.о.	33,83	н.о.	н.о.	н.о.	15,67	2,91	н.о.	102,44	н.о.	83,76
28	И1615/34	48,45	н.о.	34,06	н.о.	н.о.	н.о.	15,92	2,84	н.о.	101,27	н.о.	84,28
29	И1615/34	49,84	н.о.	33,66	н.о.	н.о.	н.о.	15,57	3,07	н.о.	102,14	н.о.	82,92
30	И1615/23	48,19	н.о.	34,83	н.о.	н.о.	н.о.	16,84	2,22	н.о.	102,09	н.о.	87,87
31	И1615/23	50,65	н.о.	32,96	н.о.	н.о.	н.о.	15,12	3,44	н.о.	102,18	н.о.	80,78
32	И1615/22	47,96	н.о.	34,38	н.о.	н.о.	н.о.	16,03	2,44	н.о.	100,81	н.о.	86,28
33	И1615/28	52,73	н.о.	31,39	н.о.	н.о.	н.о.	12,88	4,74	н.о.	102,05	н.о.	72,21
34	И1615/28	52,45	н.о.	32,15	н.о.	н.о.	н.о.	13,47	4,22	н.о.	102,55	н.о.	75,33
35	И1615/14	56,39	н.о.	28,80	н.о.	н.о.	н.о.	10,53	6,43	н.о.	102,83	н.о.	61,04
36	И1615/14	51,60	н.о.	31,64	н.о.	н.о.	н.о.	14,17	3,75	н.о.	101,55	н.о.	78,33
37	И1615/14	48,94	н.о.	33,62	н.о.	н.о.	н.о.	16,02	2,65	н.о.	101,23	н.о.	85,25
38	И1615/48	53,44	н.о.	30,07	н.о.	н.о.	н.о.	11,56	5,20	н.о.	100,27	н.о.	68,04
39	И1615/45	55,17	н.о.	29,62	н.о.	н.о.	н.о.	10,77	5,87	н.о.	101,42	н.о.	63,71
40	И1615/45	55,58	н.о.	29,16	н.о.	н.о.	н.о.	10,32	6,50	н.о.	101,56	н.о.	60,31
41	И1615/45	52,64	н.о.	31,22	н.о.	н.о.	н.о.	12,59	4,98	н.о.	101,44	н.о.	70,73
42	И1615/45	54,38	н.о.	30,50	н.о.	н.о.	н.о.	11,65	5,63	н.о.	102,16	н.о.	66,45
				ильмениты									
43	И1615/25	н.о.	50,38	н.о.	42,55	4,84	0,55	н.о.	н.о.	н.о.	98,65	н.о.	н.о.
44	И1615/45	н.о.	50,68	н.о.	45,68	2,01	0,13	н.о.	н.о.	н.о.	98,51	н.о.	н.о.
45	И1615/45	н.о.	50,67	н.о.	45,90	2,04	0,40	н.о.	н.о.	н.о.	99,01	н.о.	н.о.

Здесь и далее $Mg\# = MgO \times 100 / (MgO + FeO)$, Ап – анортитовая составляющая в плаггиоклазе.

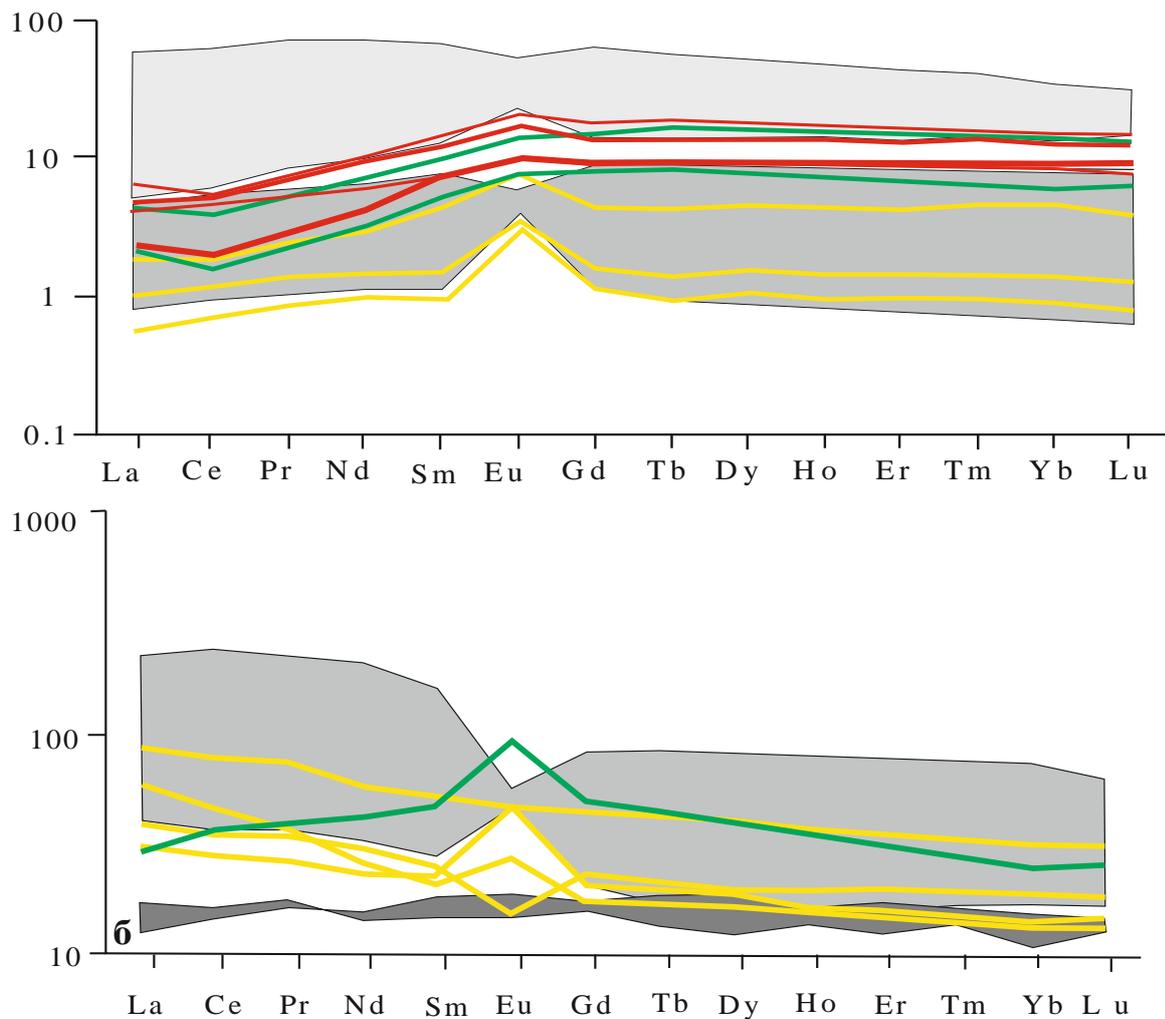


Рис. 5.12 Спектры редкоземельных элементов плутонических пород полигона Долдрамс и поперечного хребта Вима и кислых пород скважин 1275 ODP.

Верхний рисунок: темное поле – область спектров РЗЭ плутонических пород основной группы полигона Сьерра Леоне; светлое поле - область спектров РЗЭ рудных Fe-Ti габброидов полигона Сьерра Леоне); линиями показаны: красного цвета - спектры РЗЭ габбро и троктолитов из рифтового сегмента между разломами Долдрамс и Вернадского; зеленого цвета - спектры РЗЭ габброидов основной группы с хребта Вима; красного цвета - спектры РЗЭ рудных Fe-Ti габброидов с хребта Вима. Здесь и далее чем жирнее линии спектров рудных Fe-Ti габброидов, тем более титанистые образцы они представляют.

Нижний рисунок: темное поле - область спектров РЗЭ габбродиоритов основной группы пород по данным (Силантьев и др., 1998, 2008), светлое поле - область спектров РЗЭ высоконатровых диоритов полигона Сьерра Леоне; линиями показаны: желтого цвета – гранофира из скважин 1275 ODP по данным (Силантьев и др., 2008), зеленого цвета - диорита из разломной зоны Вима.

разностях и MgO (до 4,8%). Содержания оксидов Na₂O, P₂O₅ и K₂O в рудных габброидах сохраняются приблизительно на том же уровне, что и в нормальных габбро, либо несколько повышаются. Для рудных габброидов также характерны повышенные концентрации MnO. Химический состав изученного габбродиорита характеризуется высокими содержаниями SiO₂ (56,6%), Al₂O₃ (19,7%) и Na₂O (7,3%) и низкими значениями остальных оксидов (CaO =

5,7%, FeO = 5,7%, TiO₂ = 0,69%, MgO = 2,4%, P₂O₅ = 0,46% и K₂O = 0,25%). На диаграммах вариаций концентраций основных петрогенных оксидов (рис. 5.9) изученные образцы образуют слабо выраженные тренды повышения содержания Na₂O и уменьшения содержания CaO при уменьшении концентрации MgO, что может являться следствием процессов фракционной кристаллизации в исходном для габброидов расплаве. При значениях MgO меньших, чем 6% происходит резкое увеличение концентраций FeO и TiO₂ в рудных габбро. В диорите, характеризующемся наиболее низкими значениями MgO, напротив, концентрации FeO и TiO₂ резко падают, но резко повышается значение Na₂O.

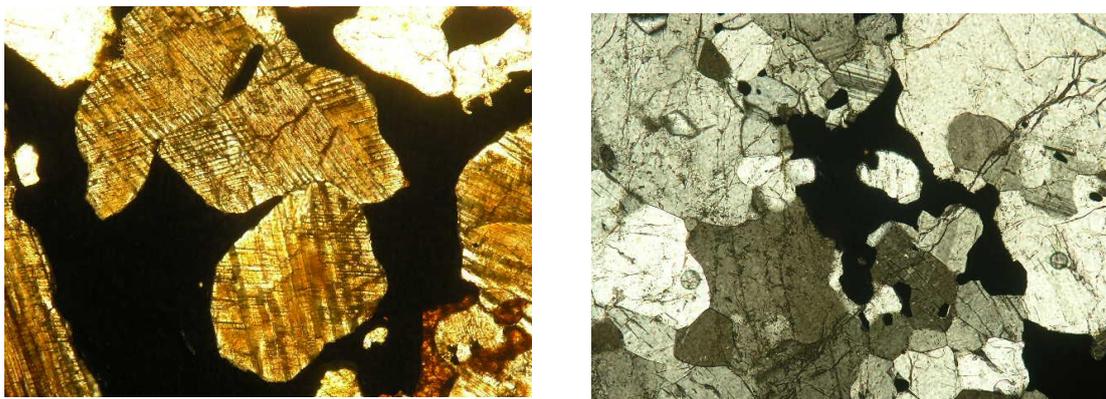


Рис. 5.13 Микрофотографии рудных Fe-Ti габбро с южного поперечного хребта разлома Вима.

Слева - обр. 1904/5, справа - обр. 1922/25

Все габброиды, включая и рудные разности, имеют близкие спектры распределения РЗЭ (рис. 5.12), характерные для толеитовых расплавов N-типа MORB с $(La/Sm)_n = 0.31-0.57$. Спектры РЗЭ рудных Fe-Ti габбро имеют деплетированный характер и положительную аномалию Eu, их уровни последовательно поднимаются с уменьшением титанистости образцов подобно тому, как у рудных габбро полигона Сьерра Леоне. Диорит имеет спектр РЗЭ характерный для расплавов N-типа MORB, но с более высокими абсолютными значениями РЗЭ. На его спектре выделяется крупная положительная аномалия европия.

Вариации содержаний Ni и Cr в габброидах не закономерны, особенностью состава рудных габбро разлома Вима также являются высокие концентрации Cr (180-490 г/т) и Ni (145-280 г/т) в некоторых из них. Концентрации литофильных элементов-примесей (Ba (50-80 г/т), Nb (1-8 г/т), Sr (110-170 г/т), Zr (40-80 г/т), Y (20-40 г/т)) в габброидах в целом невелики, что характерно для производных истощенных толеитовых расплавов. В диорите наблюдаются высокие содержания Zr (350 г/т), Sr (340 г/т), Y (70 г/т), при сравнительно низких концентрациях Nb (3 г/т), Ba (47 г/т).

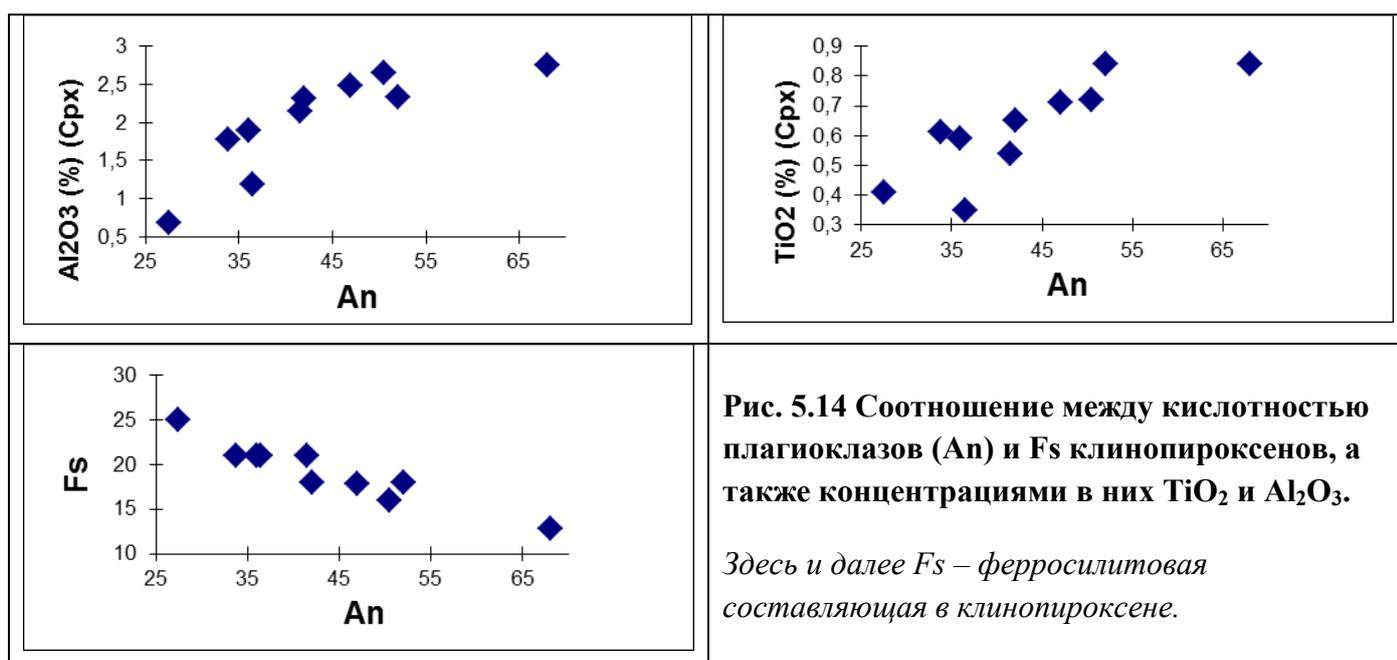
Наблюдается отчетливая связь между составами плагиоклазов, общим минеральным

составом породы и ее структурой. В оливиновом габбро плагиоклаз имеет наиболее основной состав - An_{68} , в габбро с небольшим количеством ильменита - An_{50-52} , в габбро с высоким содержанием рудного минерала - An_{47} , в линзовидно-полосчатых рудных флазер-габбро - An_{40-42} , а в наиболее перекристаллизованных образцах рудных габбро - An_{30-37} (рис. 5.10). Оливин встречен только в одном образце и характеризуется относительно небольшой железистостью - Fo_{70} (рис. 5.10).

Наименее железистые клинопироксены (Fs_{9-13}) встречены в габбро и оливиновых габбро, у них также пониженные содержания TiO_2 (0,58-1%) и Al_2O_3 (1,9-3%) (рис. 5.11). Более железистые зерна (Fs_{15-18}) встречены в габброидах с небольшим количеством рудного минерала (до 5 %). В рудных Fe-Ti габброидах клинопироксены наиболее железистые (Fs_{17-22}) и имеют наиболее низкие содержания TiO_2 (0,3-0,75 мас. %) и Al_2O_3 (1,16-2,6 мас. %). Клиннопироксены из диоритов отличаются от таковых из габброидов большей железистостью (Fs_{22-25}) и более низкими концентрациями TiO_2 (0,24-0,41%) и Al_2O_3 (0,67-0,72 %).

Таким образом, между составами сосуществующих клинопироксенов и плагиоклазов намечается хорошая корреляция: более основные плагиоклазы ассоциируют с менее железистыми, но более титанистыми и глиноземистыми клинопироксенами (рис. 5.14).

Среди ортопироксенов изученных габброноритов выделяются две разновидности. Ортопироксены с максимальными концентрациями TiO_2 (0,44-0,48%) и Al_2O_3 (1,27-1,39%) и с относительно низкой железистостью (Fs_{32-33}) характеризуют недеформированные габбронориты с незначительным количеством ильменита. В рудных Fe-Ti габброноритах



ортопироксены более железистые (Fs_{42-47}) и имеют более низкие концентрации TiO_2 (0,21-0,35%) и Al_2O_3 (0,43-0,97%).

Составы плагиоклазов и клинопироксенов в габброидах разлома Вима близки таковым из аналогичных пород полигона Сьерра Леоне. Клинопироксены отличаются повышенной концентрацией хрома. Повышенная хромистость пород и клинопироксенов, по-видимому, является следствием того, что они кристаллизовались из расплавов, ассимилировавших материал ультраосновных пород.

Единственный изученный образец диорита по всем показателям близок к *высоконатровым диоритам* полигона Сьерра Леоне.

Итак, plutonic complex поперечного хребта трансформного разлома Вима весьма близок к таковому впадины Маркова, но отличается от последнего наличием ультратитанистых (и ультражелезистых) разностей рудных Fe-Ti габбро, что позволяет его выделить в самостоятельный тектоно-магматический тип (в дальнейшем *тип разлома Вима*). Эти породы, как было показано выше, формировались в осевой зоне САХ и соответственно этот тип plutonic complex представляет дистальные части спрединговой ячейки.

5.2.5 Подводная гора Пейве

Эта гора, находящаяся в 30 км от оси спрединга, располагается в зоне западного сочленения трансформного разлома Вернадского с рифтом в пределах полигона Долдрамс (рис. 3.20). С ее склонов в ходе 6-го рейса НИС «Академик Страхов» была поднята большая коллекция габброидов, среди которых резко доминируют рудные Fe-Ti габброиды (Кепежинскас и др., 1990, Пуцаровский и др., 1991). Из других пород в небольшом количестве драгированы базальты, долериты, серпентинизированные ультрабазиты и гранофиры. В одном из образцов рудных габбро был определен возраст цирконов, свидетельствующий об их кристаллизации $3,65 \pm 0,14$ млн. лет назад (Сколотнев и др., 2010), что близко к возрасту океанского дна в районе горы Пейве, рассчитанному по скорости спрединга. При более поздних исследованиях цирконов из этого образца были обнаружены зерна с возрастом от 8,5 до 3,6 млн. лет (рис. 5.15), при этом поздние цирконы имеют, в соответствии с их геохимическими характеристиками, гидротермальное происхождение и нарастают на более ранние магматические кристаллы. Это свидетельствует о длительном времени существования магматической камеры, не менее 5 млн. лет. В течение этого длительного времени она находилась вблизи осевой зоны спрединга, на что повлияли неоднократные перескоки оси спрединга в этом районе, описанные в главе 3.

Ассоциация plutonic complex пород г. Пейве отличается от таковых впадины Маркова и разлома Вима резким преобладанием рудных Fe-Ti габбро. Скорее всего, в результате

драгирования опробованы верхи разреза г. Пейве, а в низах ее разреза имеются и другие разновидности габброидов.

Рудные Fe-Ti габбро горы Пейве отличаются от таковых впадины Маркова и разлома Вима. Они не перекристаллизованы, слагают не дайки и жилы, а представляют крупное интрузивное тело. Рудные Fe-Ti минералы (до 30%), ильменит и титаномагнетит, кристаллизовались как наиболее ранние фазы, однако некоторые из них завершали свою кристаллизацию на поздних стадиях совместно с бурым амфиболом, количество которого невелико (до 1%). Образцы с титаномагнетитом содержат много (до 5-8%) идиоморфных зерен апатита и на этом основании могут быть выделены в особый тип рудных Fe-Ti -P габбро (рис. 5.16).

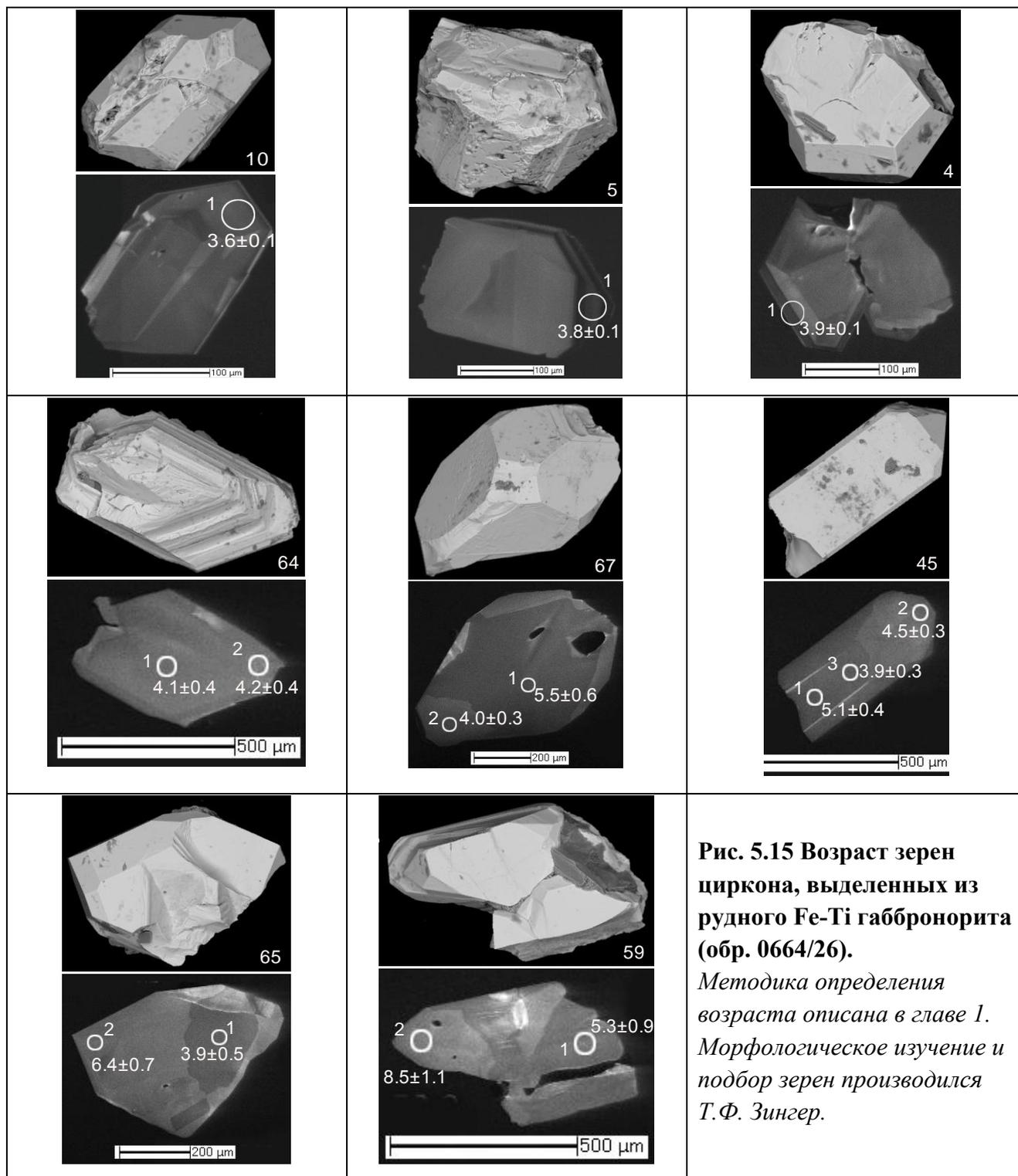
Данные о составе и геохимии плутонических пород и составах минералов содержатся в работе (Пушаровский и др., 1991). Составы *рудных Fe-Ti габбро* варьируют в следующих пределах SiO₂ (41-51%), TiO₂ (1,4-6,9%), Al₂O₃ (10,9-16,8%), FeO (8,8-19,8%), CaO (7,5-11,5%), MgO (3,75-8,5%), Na₂O (1,8-3,6%), K₂O (0,01-0,3%), P₂O₅ (0,05-0,54%), Sr (80-190 г/т), Zr (17-42 г/т), Ba (10-95 г/т), La (2,9-4,3 г/т), Cr (26-38 г/т), Ni (50-130 г/т), V (400-1100 г/т). Для *рудных Fe-Ti-P габбро* - SiO₂ (35-46,5%), TiO₂ (2,75-7,2%), Al₂O₃ (7,7-12,5%), FeO (18,5-26,5%), CaO (8,5-12,5%), MgO (2,5-4,75%), Na₂O (1,3-3,5%), K₂O (0,01-0,3%), P₂O₅ (1,1-4,1%), Sr (70-160 г/т), Zr (70-145 г/т), Ba (50-75 г/т), La (8-19 г/т), Cr (40-90 г/т), Ni (40-80 г/т), V (280-520 г/т). Как видно, эти два типа рудных габбро резко отличаются друг от друга по составу и геохимии. *Fe-Ti-P габбро* помимо очень высоких концентраций P₂O₅ имеет существенно более высокие концентрации FeO, CaO, Zr, La и Cr и заметно более низкие - SiO₂, Al₂O₃ и V. Эти сравнения показывают, что вместе с апатитом кристаллизуется акцессорный циркон.

На вариационных диаграммах петрогенных оксидов (рис. 5.9) эти два типа пород образуют самостоятельные поля или тренды возрастания концентраций TiO₂ и FeO и уменьшения - Na₂O, K₂O и Al₂O₃ с понижением уровня SiO₂, CaO не образует какого-либо тренда, также как и значения P₂O₅ у *рудных Fe-Ti габбро*. Концентрации P₂O₅ у *рудных Fe-Ti-P габбро* круто возрастают с понижением уровня SiO₂.

На вариационных диаграммах, в том числе, SiO₂ – TiO₂ вариации состава *Fe-Ti габбро* в основном совпадают с трендом рудных Fe-Ti габбро разлома Вима, соответственно *Fe-Ti-P габбро* отличаются от них, также как и от габброидов полигона Сьерра Леоне.

Кислые породы представлены разностями от габбродиоритов до плагиогранитов, составы которых закономерно варьируют, образуя дифференцированную серию. С увеличением концентраций SiO₂ (от 54,75% до 70,2%) возрастают концентрации Na₂O (3,8-5,6%) и La (33-74 г/т), уменьшаются - TiO₂ (1,9-0,4%), FeO (16,7-5,7%), MgO (1,85-0,8%),

CaO (6,1-1,5%), P₂O₅ (1,1-0,08%), Zr (180-130 г/т), Sr (150-80 г/т), Cr (22-13 г/т) и слабо варьируют - Al₂O₃ (13-13,8%), Ba (95 г/т), V (17-29 г/т) и Ni (34-38 г/т). По уровню концентраций K₂O кислые породы разбиваются на две группы: с K₂O (0,71-0,87%) и с K₂O (0,06-0,11%). Вариации некоторых оксидов у гранофилов горы Пейве близки к таковым у тех гранофилов полигона Сьерра Леоне (рис. 5.6), которые комплементарны рудным Fe-Ti габбро этого же полигона. Однако гранофиры горы Пейве более железистые и фосфористые



и менее магнезиальные и глиноземистые (рис. 5.9). Эти особенности кислых пород указывают на их когенетичность с рудными *Fe-Ti-P* габбро.

Характер спектров РЗЭ у рудных габбро (рис. 5.17) деплетированный. Они имеют слабую отрицательную аномалию Eu. Наиболее низкие уровни спектров (18-22 хондритовые нормы) наблюдаются у *Fe-Ti* габбро с умеренно высоким содержанием TiO_2 (4,25 – 5,41%). Спектры *Fe-Ti-P* габбро с такими же концентрациями TiO_2 (3,92 – 5,05%) занимают более высокое положение (36 – 41 норма).

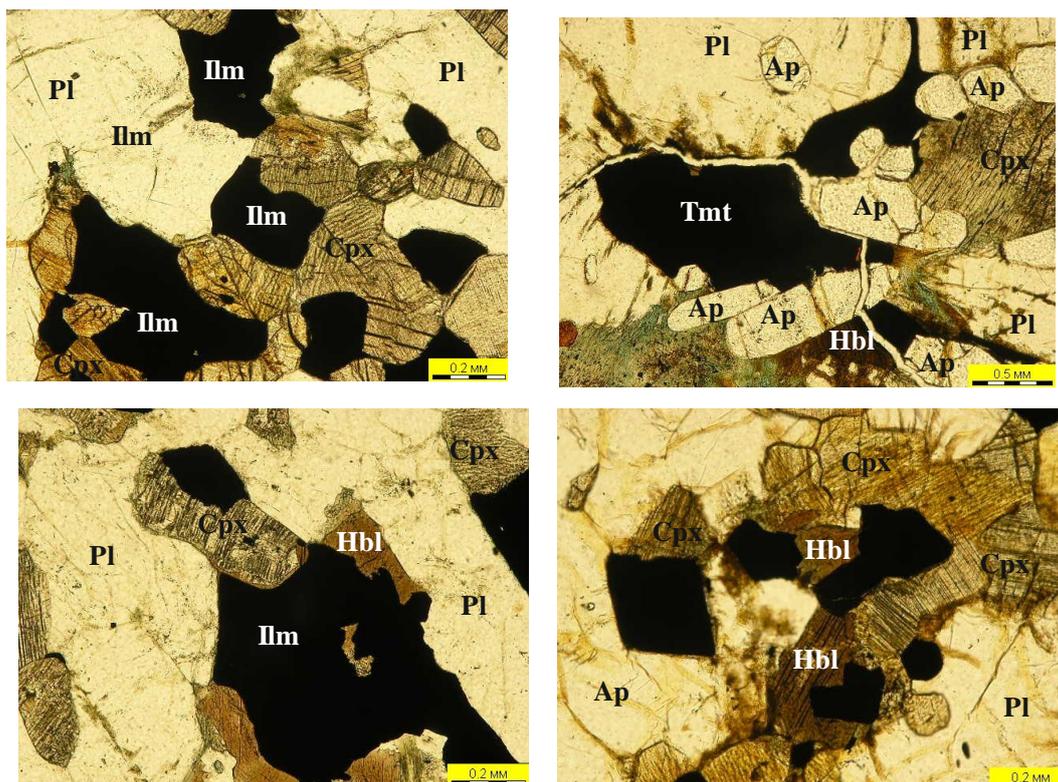


Рис. 5.16 Микрофотографии рудных *Fe-Ti* и *Fe-Ti-P* габброидов г. Пайве. Здесь и далее: *Pl* – плагиоклаз, *Cpx* – клинопироксен, *Ap* – апатит, *Hbl* – роговая обманка, *Tmt* – титаномагнетит.

Еще более высокий уровень (45 норм) – у ультратитанистого ($TiO_2 = 6,96\%$) *Fe-Ti* габбро. А спектр наиболее высокофосфористого ($P_2O_5 = 4,11\%$) ультратитанистого ($TiO_2 = 7,16\%$) *Fe-Ti-P* габбро имеет наиболее высокий уровень (74 нормы). Анализ спектров РЗЭ свидетельствует о том, что в отличие от полигона Сьерра Леоне при образовании рудных габбро г Пайве более титанистые разности кристаллизовались из более дифференцированных расплавов. Спектры РЗЭ гранофилов (рис. 5.17) имеют обогащенный характер, низкий уровень тяжелых и средних земель и отрицательную аномалию Eu небольшой интенсивности. Эти спектры комплементарны спектрам рудным *Fe-Ti-P* габбро.

Таким образом, структура пород, разнообразие рудных минералов, отсутствие

перекристаллизации пород, многообразие рудных габброидов, включающее новый тип рудных Fe-Ti-P габбро, специфика состава, геохимии и минерального состава пород свидетельствуют о том, что плутонический комплекс г. Пейве представляет собой самостоятельный тектоно-магматический тип (в дальнейшем *тип г. Пейве*).

5.2.6 Габброиды скважин 1275 ODP

Скважины 1275B ODP и 1275D ODP (рис. 4.43), пробуренные севернее зоны сочленения разлома Зеленого Мыса с северным сегментом рифта на вершине куполовидного поднятия, вскрыли около 200 м преимущественно габбрового разреза, описание которого, а также результаты изучения каменного материала почерпнуты из работ (Силантьев и др., 2008, Shipboard, 2003). Этот район находится в пределах полигона Зеленого Мыса. В верхней части скважины доминируют троктолиты, которые в соответствии с (Shipboard, 2003) являются продуктами взаимодействия между ультраосновными породами и основным расплавом. Таким образом, изначально троктолиты были тем субстратом ультраосновного состава, в котором заложилась магматическая камера. Ниже следует разрез преимущественно из рудных Fe-Ti габбро, с . Габброиды в слабой степени затронуты тектоническими деформациями и процессами перекристаллизации. По мнению авторов работы (Силантьев и др., 2008) этот плутонический комплекс представляет только незначительную верхнюю часть бывшей магматической камеры крупных размеров. Как и на г. Пейве, среди рудных габбро скважин 1275 ODP встречаются Fe-Ti-P габбро и Fe-Ti габбро, которые переслаиваются в разрезе скважин, при этом мощность слоев составляет 10-30 м.

Составы рудных Fe-Ti габбро варьируют в следующих пределах SiO₂ (40-50%), TiO₂ (1,5-7,9%), Al₂O₃ (9-13,8%), FeO (13-22%), CaO (9-14%), MgO (5-8%), Na₂O (2-4,5%), K₂O (0,06-0,3%), P₂O₅ (0,02-0,24%), Sr (90-210 г/т), Zr (36-89 г/т), Ba (17-51 г/т), La (1-4,4 г/т), Cr (2-38 г/т), Ni (14-48 г/т), V (440-1300 г/т). Для *рудных Fe-Ti-P габбро* - SiO₂ (45,7-48,5%), TiO₂ (3,5-3,75%), Al₂O₃ (13,5-13,9%), FeO (15-18,5%), CaO (8,4-9,5%), MgO (2,5-3,25%), Na₂O (4,3-4,6%), K₂O (0,2-0,4%), P₂O₅ (1,13-1,56%). Если сравнить эти породы с аналогичными породами г. Пейве, то отличие *рудных Fe-Ti габбро* состоит в заметно больших содержаниях CaO и в меньшей мере - FeO и Zr, а *рудных Fe-Ti-P габбро* - в существенно больших концентрациях Na₂O и в меньшей мере - K₂O и в меньших концентрациях FeO, TiO₂ и P₂O₅. На вариационных диаграммах (рис. 5.19) *рудные Fe-Ti габбро* из скважин образуют совместные тренды и поля вариаций с *рудными Fe-Ti габбро* г. Пейве и разлома Вима. Однако скважинные рудные габбро отличаются от рудных габбро всей Центральной части

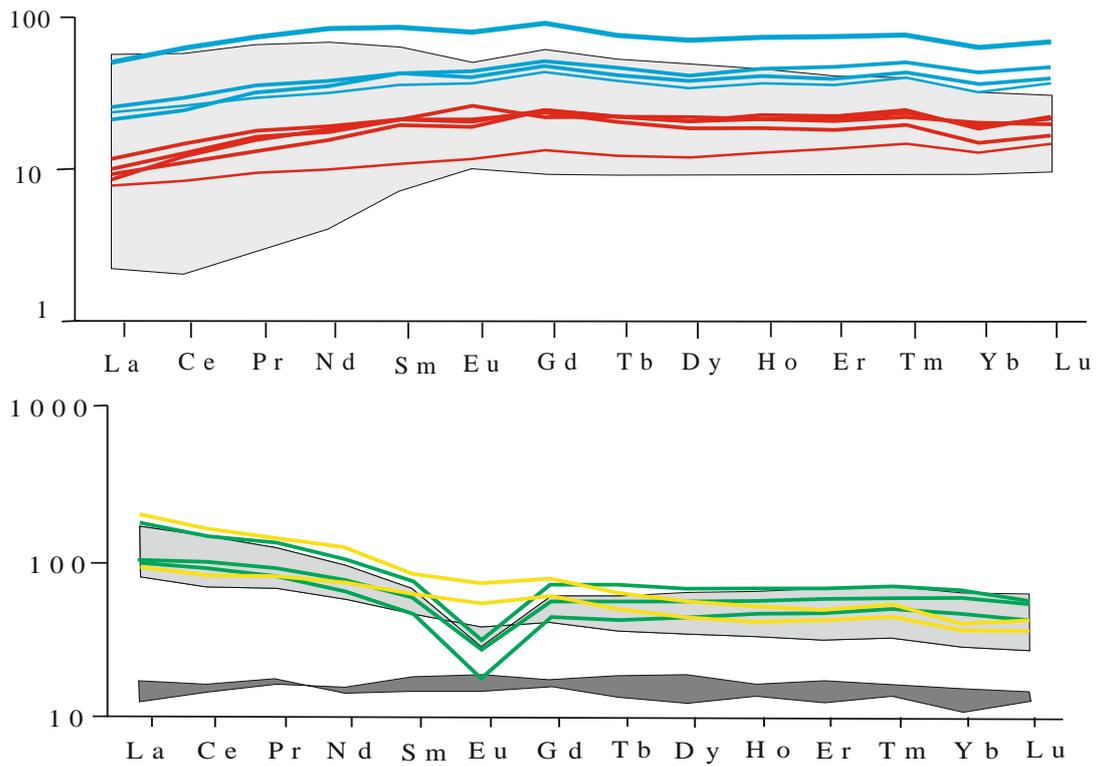


Рис. 5.17 Спектры редкоземельных элементов плутонических пород г. Пейве и кислых пород поля Ашадзе.

Верхний рисунок: серое поле – область спектров РЗЭ рудных Fe-Ti габброидов полигона Сьерра Леоне и разломной зоны Вима; линиями показаны: красного цвета - спектры РЗЭ низкофосфористых разновидностей; голубого цвета - высокофосфористых разновидностей Fe-Ti габброидов. Нижний рисунок: темное поле - область спектров РЗЭ габбродиоритов основной группы пород по данным (Силантьев и др., 1998, 2008), светлое поле - область спектров РЗЭ диоритов-плаггиогранитов полигона Сьерра Леоне комплементарных рудным габбро; линиями показаны: зеленого цвета – гранофиоров г. Пейве по данным (Пушаровский и др., 1991), желтого цвета - гранофиоров поля Ашадзе по данным (Силантьев и др., 2011).

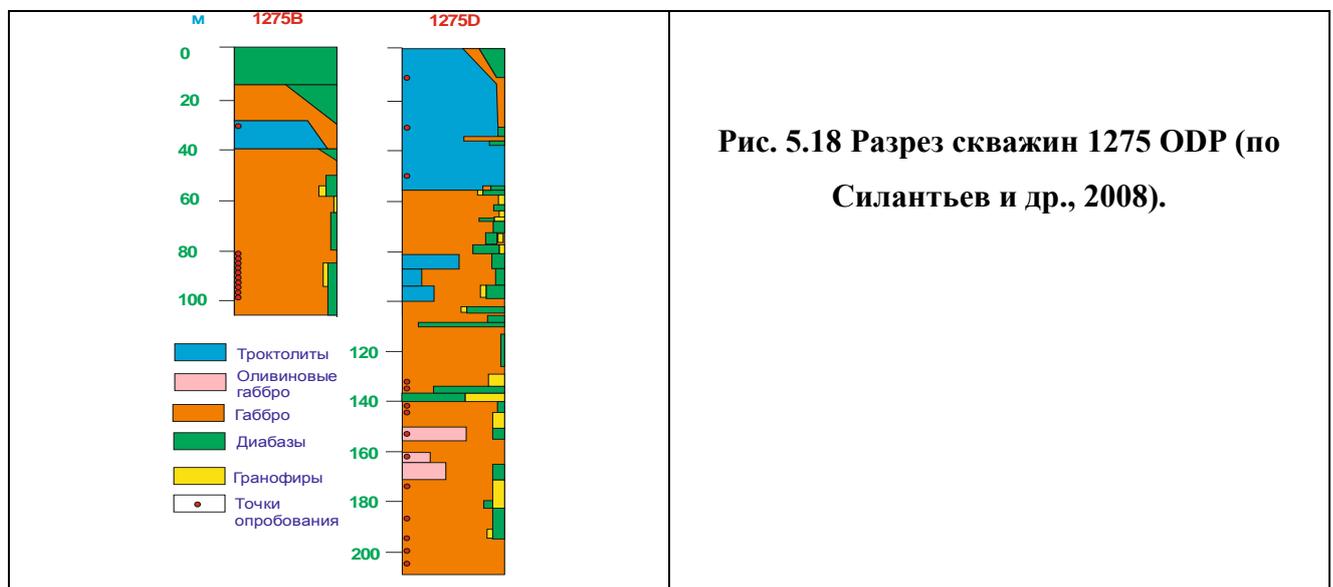


Рис. 5.18 Разрез скважин 1275 ODP (по Силантьев и др., 2008).

Атлантики поведением CaO. Они образуют тренд повышения содержания CaO с понижением уровня SiO₂. Рудные Fe-Ti-P габбро из скважин образуют совместные тренды с рудными Fe-Ti-P габбро г. Пейве, за исключением значений Na₂O, уровень концентраций которых при данных значениях SiO₂ существенно более высокий в сравнении со всеми габброидами рассматриваемой части Атлантики.

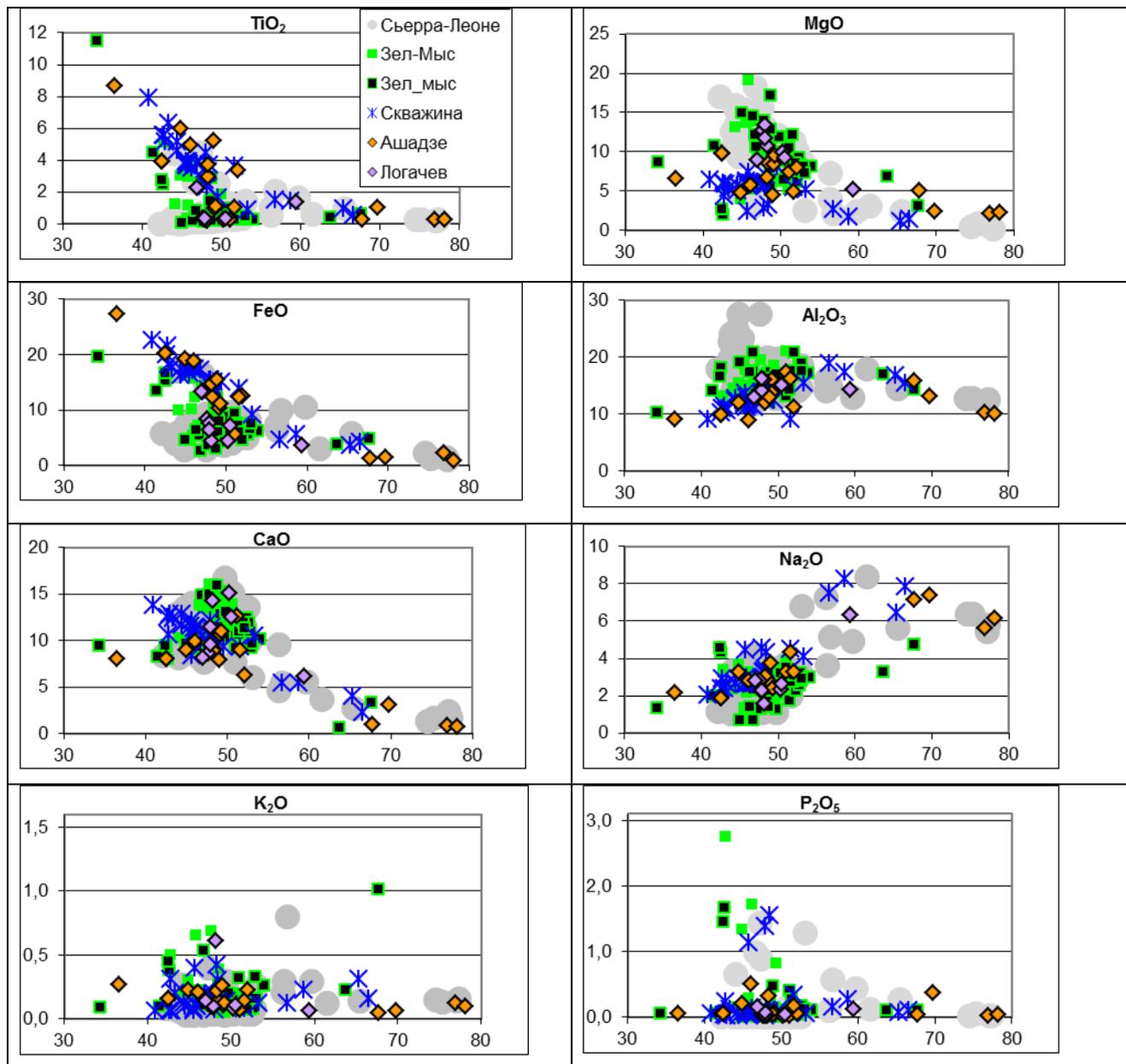


Рис. 5.19 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) в плутонических породах полигонов Зеленого Мыса, Ашадзе, Логачева и скважин 1275 ODP в зависимости от концентрации SiO₂.

Спектры РЗЭ габбро (рис. 5.20) аналогичны, а рудных габбро близки к таковым для соответствующих пород полигона Сьерра Леоне. Для спектров рудных габбро свойственен деплетированный характер, а для некоторых - положительная аномалия Eu, среди них намечается тенденция повышения уровня спектра с понижением концентраций TiO₂ и CaO.

Наиболее высокий уровень спектра (40 хондритовых норм) у *Fe-Ti-P габбро* с относительно низкой концентрацией TiO_2 , с глубокой отрицательной аномалией Eu. Очевидно, это один из наиболее дифференцированных образцов, о чем свидетельствует и наиболее высокая железистость его клинопироксенов. У других рудных габбро железистость клинопироксенов существенно более низкая и совпадает с таковой для наименее дифференцированных разновидностей рудных габбро полигона Сьерра Леоне, при этом намечается тенденция уменьшения их магнезиальности с уменьшением титанистости пород.

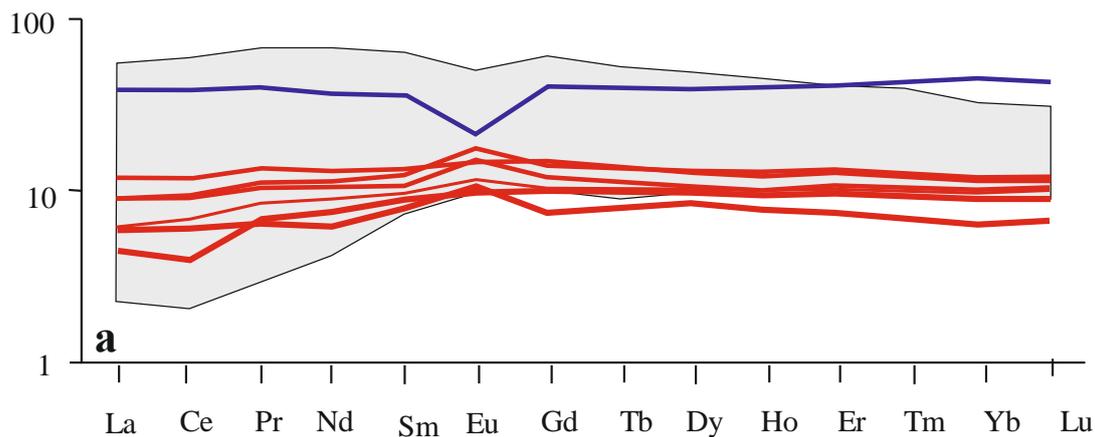


Рис. 5.20 Спектры редкоземельных элементов плутонических пород скважин 1275 ODP.

Серое поле – область спектров РЗЭ рудных Fe-Ti габброидов полигона Сьерра Леоне и разломной зоны Вима; линиями показаны: красного цвета - спектры РЗЭ низкофосфористых разновидностей рудных Fe-Ti габбро; синего цвета - высокофосфористых разновидностей Fe-Ti габброидов по данным (Силантьев и др., 2008).

Совместный анализ спектров РЗЭ и валового состава габброидов показывает, что, во-первых, расплав из которого сформировался скважинный плутонический комплекс был не только обогащен Fe, Ti, P, но и Ca. Обогащенность исходных расплавов Ca может быть объяснена высокobarическим фракционированием оливина и плагиоклаза.

Дайки диоритов и плагиогранитов в разрезе скважин 1275 ODP имеют секущие контакты с габбро, при этом отмечается их повсеместное воздействие на состав габброидов. Это послужило одним из аргументов для обоснования авторами работы (Силантьев и др., 2008) точки зрения о том, что гранофиры генерировались вне данной магматической камеры на более глубоких уровнях литосферы из обогащенных источников.

На вариационных диаграммах гранофиры по большей части образуют единые тренды вариаций (рис. 5.19). С увеличением концентраций SiO_2 (от 56,7% до 66,5%) возрастают концентрации Na_2O и La (5-22 г/т), уменьшаются - TiO_2 (1,5-0,56%), FeO (5,47-4,22%), MgO (2,6-1,1%), CaO (9,25-2,25%), Al_2O_3 (18,85-15,44%), P_2O_5 (0,34-0,08%), Sr (150-86 г/т) и Zr и

слабо варьируют - K_2O (0,12-0,31%), Cr (5-33 г/т), Ba (32-74 г/т), V (30-79 г/т) и Ni (8-30 г/т). По уровню концентраций Na_2O и Zr кислые породы разбиваются на две группы: с очень высокими значениями этих компонентов: Na_2O (7,5-8,25%) и Zr (480-270 г/т) и с типовыми: Na_2O (1,1-6,4%) и Zr (90-70 г/т). Эти тренды вариаций в основном близки к таковым у гранофиоров горы Пейве и полигона Сьерра Леоне. Лишь тренды вариаций высоконаатровых и высокоциркониевых диоритов совпадают с таковыми у высоконаатровых диоритов полигона Сьерра Леоне, эти разновидности близки и по уровню РЗЭ и по виду их спектров (рис. 5.12), характерной чертой которых является наличие положительной аномалии Eu у примитивных разновидностей этого типа гранофиоров. Диориты с типовыми значениями Na_2O и Zr по аналогии с близкими им кислыми породами горы Пейве и полигона Сьерра Леоне комплементарны рудными Fe-Ti-P габбро.

Диабазы слагают дайки и характеризуются очень высокими для данного типа пород концентрациями FeO (13,68%), TiO_2 (2,75%) и CaO (12,1%) и очень низкими - MgO (5,86%). В соответствии с их составом они могут представлять расплавы, заполнявшие верхнюю жидкую линзу магматической камеры, которые в соответствии с (Sinton, Detrick, 1992) должны быть обогащены именно FeO и TiO_2 . Для спектра РЗЭ диабаза характерен низкий уровень, обедненный характер и интенсивная положительная аномалия Eu. Таким образом, можно ожидать, что расплавы в линзе изначально обладали повышенной концентрацией европия, ее наследовали и наиболее ранние кумулаты этого расплава - наиболее титанистые рудные габбро. В более поздних кумулатах эта аномалия закономерно сменяется на отрицательную. Таким образом, если состав диабазов можно соотнести с составом расплава в жидкой линзе камеры то, очевидно, что обогащение этих расплавов европием происходит еще до их прихода в линзу. Изотопия Nd и Sr габброидов соответствует деплетированному источнику MORB (Силантьев и др., 2008), как и у базальтов этого района. Гранофиры имеют повышенные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$, в то время как отношения $^{144}Nd/^{143}Nd$ перекрываются с таковыми для габброидов из этой скважины.

Описанный плутонический комплекс скважин 1275 ODP по одним особенностям состава близок к таковому г. Пейве, а по другим – разлома Вима. С комплексом г. Пейве его сближает наличие наряду с рудными Fe-Ti габбро и рудных Fe-Ti-P габбро, при этом, если на г. Пейве мы только предполагали, что два этих типа пород переслаиваются, то разрез скважин непосредственно указывает на это.

В то же время скважинный плутонический комплекс близок к комплексу разлома Вима по порядку кристаллизации Fe-Ti рудных минералов. В данном случае также первоначально в качестве более ранних кумулатов формировались наиболее титанистые (и железистые) рудные габбро, а в более поздних кумулатах концентрации этих элементов уменьшались.

Своеобразием скважинного комплекса, отличающим его от всех других изученных габброидов, являются более высокие концентрации СаО в рудных габброидах.

5.2.7 Зона трансформного разлома Зеленого Мыса

Работы в зоне этого разлома были проведены в 3, 9-м рейсах НИС «Академик Страхов» и в 12, 16-м рейсах НИС «Академик Петров» (рис. 4.43). Результаты изучения интрузивных пород представлены в работах (Пушаровский и др., 1989, Силантьев, 1998). Различного рода габброиды представляют южный поперечный хребет разлома, южное угловое поднятие и борта рифтовых долин в районах северного и южного интерсектов. В сборах плутонических пород преобладают породы близкие к *основной группе* полигона Сьерра Леоне, в совокупности образующие протяженный ряд от троктолитов до габбродиоритов, также имеется небольшое количество гранофилов и рудных габброидов. Среди последних преобладают Fe-Ti разности также близкие к таковым полигона Сьерра Леоне, но имеются и Fe-Ti-P габбро, близкие к таковым г. Пейве и скважин 1275 ODP. Близость основной части габброидов и гранофилов к таковым полигона Сьерра Леоне означает не только близкий уровень концентраций петрогенных и редких элементов, но и близкий характер их вариаций, они образуют либо совместные тренды вариаций, либо формируют общие поля на вариационных диаграммах. Исключение составляют концентрации K_2O и P_2O_5 в породах *основной группы*, которые по сравнению с таковыми на полигоне Сьерра Леоне в целом более высокие при одних и тех же значениях SiO_2 . Это хорошо видно на вариационных графиках $SiO_2 - K_2O, P_2O_5$ (рис. 5.19) и отражается на величине средних значений отношений K_2O/SiO_2 и P_2O_5/SiO_2 , которые в породах *основной группы* зоны разлома Зеленого Мыса составляют 0,0036 и 0,002 против таковых на полигоне Сьерра Леоне 0,0015 и 0,00055, соответственно. Очевидно, что большинство габброидов *основной группы* из зоны разлома Зеленого Мыса кристаллизовалось из обогащенных толеитовых расплавов, которые весьма характерны для условий магмогенерации в этом районе, о чем говорилось выше в главе 4, посвященной осевым базальтам. Их спектры РЗЭ (рис. 5.21) либо горизонтальны, либо имеют обогащенный характер ($(La/Sm)_n = 0,91-1,76$).

В рудных Fe-Ti габброидах концентрация TiO_2 в основном не превышает 4,5%, за исключением одного образца с $TiO_2 = 11\%$, среди них встречаются также образцы существенно обогащенные MgO (до 17%), ассимилировавшие материал ультрабазитов. Для спектров РЗЭ высокомагнезиальных разностей (рис. 5.21) характерно постоянное снижение линии спектра от тяжелых к легким лантаноидам. В рудных Fe-Ti-P габброидах концентрация TiO_2 варьируют в пределах 2,5-5%, а $P_2O_5 - 1,34-2,75\%$.

Большинство диоритов по составу близки к породам группы *диоритов-плаггиогранитов*

полигона Сьерра Леоне (рис. 5.19), однако по характеру распределения лантаноидов они резко отличаются от них (рис. 5.21). Спектры РЗЭ двух изученных плагиогранитов испытывают резкий подъем от тяжелых к легким землям ((La/Sm)_n = 3,3-4,2). Возможно, это следствие того, что они кристаллизовались из расплавов, изначально обогащенных легкими землями, что свойственно для проявлений вулканизма в этом районе. Гранофиры с такими спектрами РЗЭ в описываемой части Атлантике больше не встречено. Изученный габбродиорит близок к *основной группе пород* полигона Сьерра Леоне, его спектр РЗЭ субгоризонтален и имеет наиболее низкий уровень среди гранофиров.

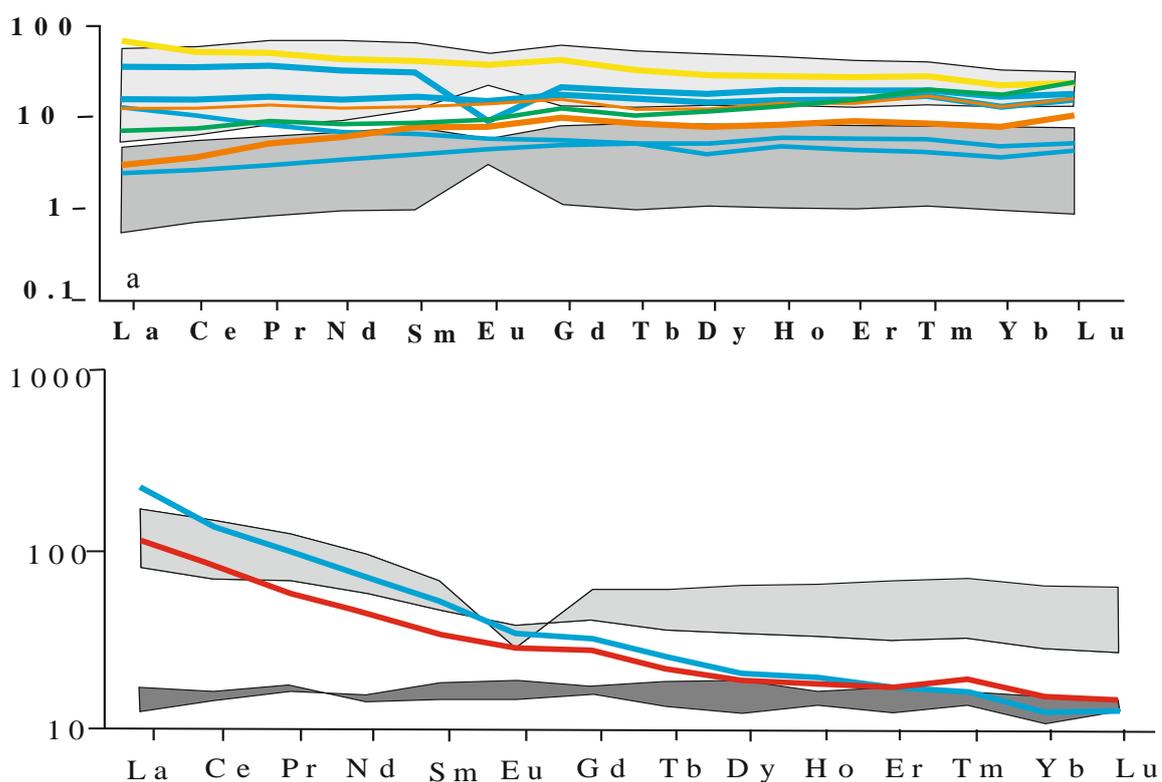


Рис. 5.21 Спектры редкоземельных элементов плутонических пород из зоны трансформного разлома Зеленого Мыса по данным (Силантьев, 1998).

Верхний рисунок: серое поле – область спектров РЗЭ рудных Fe-Ti габброидов полигона Сьерра Леоне и разломной зоны Вима; линиями показаны: красного цвета - спектры РЗЭ низкофосфористых разновидностей; голубого цвета - высокофосфористых разновидностей Fe-Ti габброидов. Нижний рисунок: темное поле - область спектров РЗЭ габбродиоритов основной группы пород по данным (Силантьев и др., 1998, 2008), светлое поле - область спектров РЗЭ диоритов-плагиогранитов полигона Сьерра Леоне комплементарных рудным габбро; линиями показаны: диориты из разломной зоны Зеленого Мыса.

Отмеченное разнообразие рудных и других габброидов в зоне трансформного разлома Зеленого Мыса укладывается в состав плутонического комплекса, характеризующего зоны трансформных разломов. Спецификой умеренно дифференцированных представителей

основной группы пород этого района являются обогащенные спектры РЗЭ и повышенные концентрации калия и фосфора в них по сравнению с аналогичными породами полигона Сьерра Леоне, разлома Вима и г. Пейве. Обогащенные спектры характерны и для изученных плагиогранитов этого района, что указывает на когенетичность кислых и основных пород. По своим петрохимическим параметрам эти плагиограниты относятся к группе пород комплементарных рудным габброидам.

Повышенные концентрации в габброидах калия и фосфора и обогащенный характер их спектров РЗЭ указывают на то, что они кристаллизовались из обогащенных толеитовых расплавов, из которых образовалась и основная масса базальтов этого района.

5.2.8 Рудное поле Логачева

Поле Логачева располагается непосредственно к югу от разлома Зеленого Мыса в зоне развития куполовидных структур восточнее оси спрединга (рис. 3.23, 4.43). В статье (Силантьев и др., 2011) приводятся результаты изучения габброидов, среди которых преобладают габбро и габбронориты. Встречено небольшое количество перекристаллизованных, гнейсовидных рудных габбро и диоритов. В этом районе широко распространены серпентинизированные перидотиты с жилами габброидов, редко встречаются базальты, среди которых преобладают обогащенные толеиты. По петро-геохимическим параметрам и составам минералов плутонические породы поля Логачева хорошо совпадают с соответствующими группами пород полигона Сьерра Леоне (рис. 5.17, 5.19, 5.22).

5.2.9 Рудное поле Ашадзе

Поле Ашадзе находится в зоне развития куполовидных структур вблизи нетрансформного смещения, являющегося северной границей рифтового сегмента, простирающегося от разлома Марафон (рис. 3.23, 4.43), дно здесь преимущественно сложено серпентинизированными ультрабазитами. Присутствует небольшое количество базальтов, среди которых щелочные, обогащенные и деплетированные разновидности (см. выше). В коллекции плутонических пород, описанной в работе (Силантьев и др., 2011), присутствуют все разновидности, встреченные на других полигонах, однако заметно доминируют рудные Fe-Ti габброиды. По петро-геохимическим параметрам габброиды поля Ашадзе хорошо совпадают с соответствующими группами пород полигона Сьерра Леоне (рис. 5.19). В отличие от них спектры габброидов *основной группы* имеют обогащенный характер (рис. 5.22).

Кислые породы поля Ашадзе по валовому составу и характеру распределения РЗЭ близки к породам группы *диоритов-плагиогранитов* (рис. 5.17).

Результаты изучения изотопного состава Nd и Sr плутонических пород полей Логачева

и Ашадзе приведены в работе (Силантьев и др., 2011). Они свидетельствуют о деплетированном характере первичных расплавов для габброидов поля Логачева и умеренно обогащенном - для таковых поля Ашадзе. Как и в других районах, кислые породы отличаются повышенными значениями радиогенного Sr.

Следует также отметить, что на обоих рудных полях *породы основной группы* характеризуются повышенными концентрациями K_2O и P_2O_5 при тех же самых значениях SiO_2 и обогащенным характером спектра РЗЭ ($(La/Sm)_n = 0,92-1,7$) подобно тому, как у аналогичных габброидов разломной зоны Зеленого Мыса.

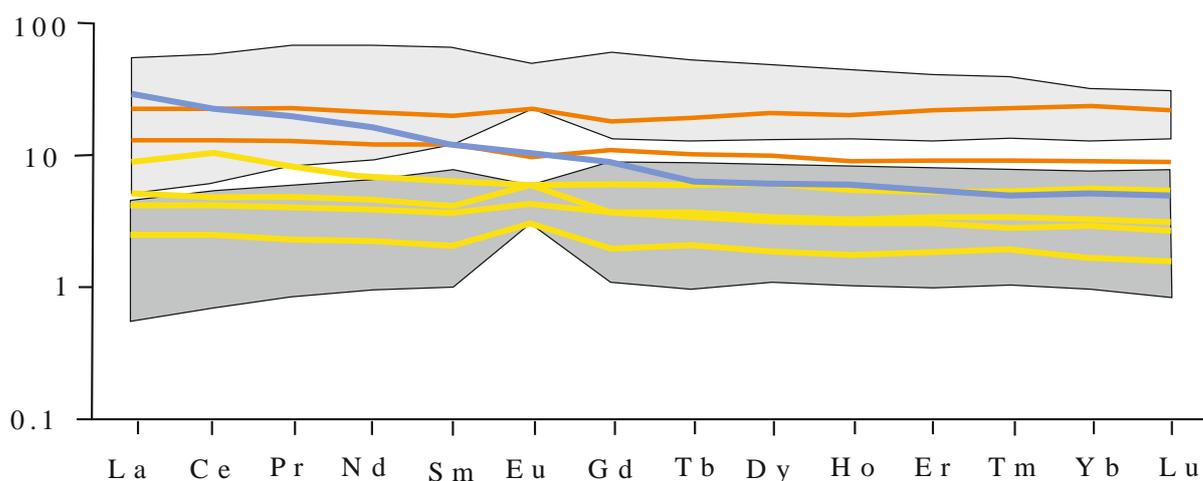


Рис. 5.22 Спектры редкоземельных элементов плутонических пород с полей Ашадзе и Логачева и с массива скал Св. Петра и Павла.

Красные линии - рудные Fe-Ti габбро поля Ашадзе, желтые – породы основной группы с поля Логачева по данным (Силантьев и др., 2011); синяя линия – габбро с массива скал Св. Петра и Павла по данным (Hekinian et al., 2000).

5.2.10 Зона трансформного разлома Чейн

Этот район относится к полигону Романш. Во время 13-го рейса НИС «Академик Страхов» на нескольких станциях (рис. 3.12, 4.19), приуроченных к зонам сочленения разлома Чейн с рифтовыми сегментами и к южному поперечному хребту, получены представительные коллекции габброидов, включающие преимущественно габбро и габбронориты, а также рудные Fe-Ti габбро и оливинные габбро (Пушаровский и др., 1993). Они встречены в ассоциации с серпентинизированными ультрабазитами. Среди габброидов имеются амфибол-ильменитсодержащие и лейкократовые разновидности. В этом районе в зоне южного интерсекта разлома Чейн распространены щелочные базальты, обогащенные и деплетированные толеиты.

В соответствии с составами пород (табл. 5.1) плутонический комплекс зоны разлома Чейн близок к таковому, распространенному во впадине Маркова и за некоторыми

исключения на вариационных диаграммах петрогенных оксидов габброиды обоих районов образуют единые тренды вариаций (рис. 5.23). Рудные габбро относятся к Fe-Ti типу, среди них встречаются разности с повышенной концентрацией магния, указывающие на ассимиляцию основным расплавом вещества ультраосновного субстрата.

Особенностью габброидов *основной группы* являются более высокие содержания Na_2O при тех же самых значениях SiO_2 ($\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2 = 0,056$, средняя величина) по сравнению с таковыми у соответствующих пород полигона Сьерра Леоне ($\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2 = 0,04$). Этот факт находится в согласии с широким распространением в районе полигона Романш продуктов высоконатровых расплавов, выплавление которых происходило в условиях термального минимума, возникшего в этом районе на уровне подлитосферной мантии (см. выше). У габброидов *основной группы* также отмечаются в целом более высокие концентрации калия ($\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2 = 0,0027$, средняя величина) и титана ($\text{TiO}_2/\text{SiO}_2 = 0,012$, средняя величина) при тех же самых значениях SiO_2 по сравнению с таковыми полигона Сьерра Леоне ($\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2 = 0,0015$), ($\text{TiO}_2/\text{SiO}_2 = 0,008$)), что коррелирует с развитием в этом районе обогащенных и щелочных базальтов, о чем говорилось выше. Это качество габброидов разломной зоны Чейн сближает их с габброидами разломной зоны Зеленого Мыса. В отличие от последних фосфор в габброидах разломной зоны Чейн находится на низком уровне.

5.2.11 Зона трансформного разлома Романш

Этот район также относится к полигону Романш. Незначительные сборы плутонических пород, состоящие преимущественно из габбро, а также оливиновых габбро, габброноритов, получены во время 13-го и 16-го рейсов НИС «Академик Страхов» на северном и южном поперечных хребтах, а также из зоны резкого изменения простирания разлома Романш в районе меридиана $19,5^\circ\text{з.д.}$ (рис. 4.20) (Пушаровский и др., 1993, Перфильев и др., 1994). Рудные габбро и гранофиры редки. Основная часть габброидов разломной зоны Романш аналогична габброидам разломной зоны Чейн (табл. 5.1), включая повышенные концентрации Na_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2 = 0,053$), K_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2 = 0,0052$) и TiO_2 ($\text{TiO}_2/\text{SiO}_2 = 0,011$) при тех же самых значениях SiO_2 у разностей, относящихся к породам *основной группы* (рис. 5.23).

Среди рудных габброидов ($\text{TiO}_2 = 1,75\text{--}4,05\%$) преобладает Fe-Ti тип, но встречен и один образец рудного Fe-Ti-P габбро ($\text{P}_2\text{O}_5 = 2,28\%$) (табл. 5.1).

Изученные диориты относятся к *высоконатровым разностям* (табл. 5.1, рис. 5.23).

В работе (Nonnorez, Vonatti, 1970) описаны тералиты (щелочные габбро), драгированные вблизи меридиана $19,5^\circ\text{з.д.}$, где разлом Романш меняет свое простирание. Они сложены клинопироксеном и основным плагиоклазом, но при участии нефелина,

натролита и титаномagnetита. Клинопироксены, как это свойственно для щелочных пород, имеют высокие концентрации TiO_2 (1,43-2,47%) и Al_2O_3 (3,8-5,1%), а плагиоклазы – высокие концентрации K_2O (0,2-0,82%). Тералиты характеризуются очень высокими концентрациями Al_2O_3 (17,75%), умеренно высокими - Na_2O (4,59%) и K_2O (1,06%), умеренными - MgO

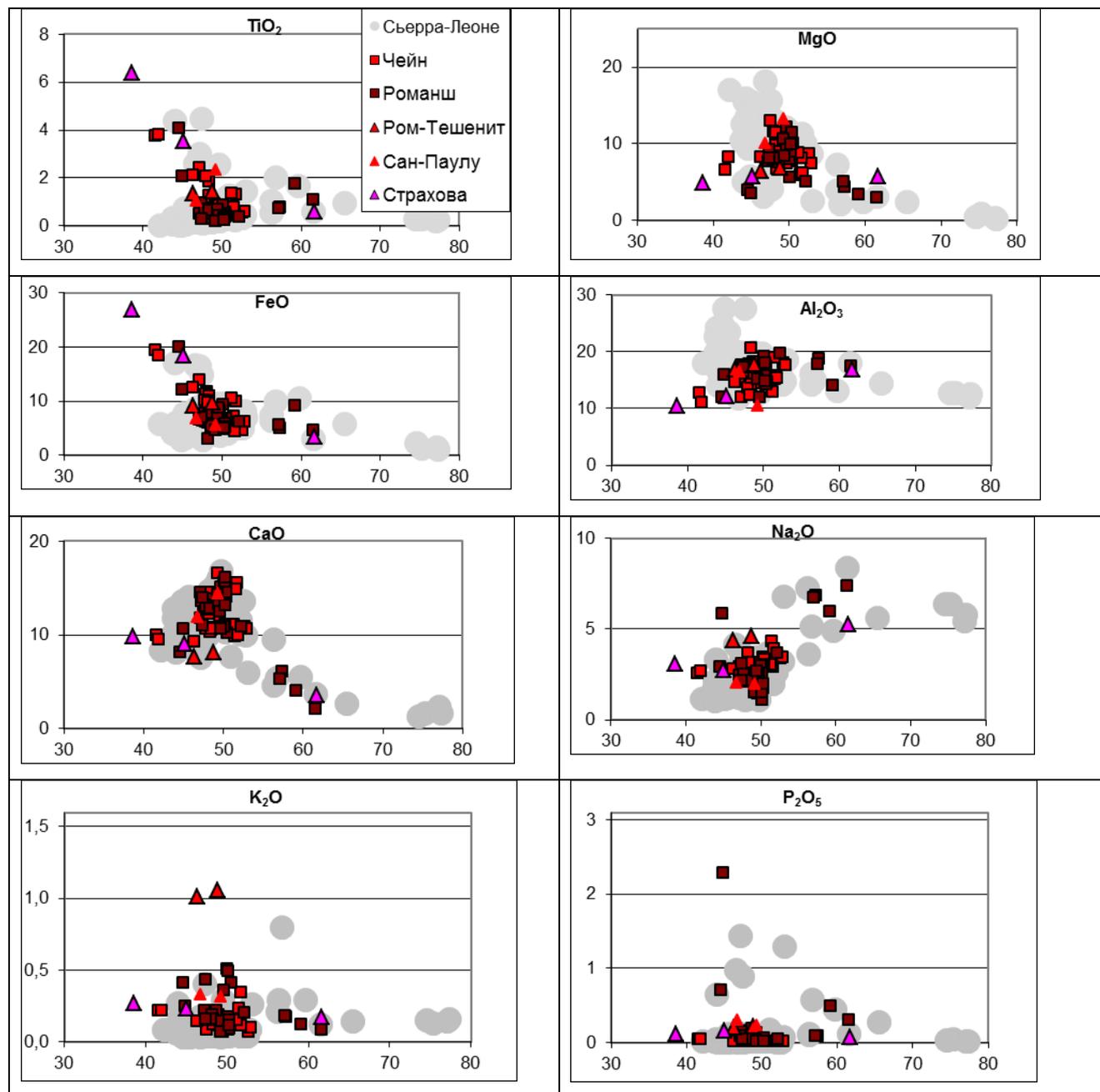


Рис. 5.23 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) в плутонических породах из зон трансформных разломов Страхова, Сан Паулу, Романш и Чейн в зависимости от концентрации SiO_2 .

(6,83%), CaO (8,09%), FeO (9,63%) и низкими - TiO_2 (1,42%) и P_2O_5 (0,22%) при SiO_2 (48,8%) (рис. 5.23). В рейсе G96 НИС «Геленджик» вблизи того места, где были драгированы тералиты, были получены молодые щелочные базальты, излившиеся непосредственно

внутри разломной зоны (Кашинцев и др., 2008) и имеющие, как показано выше, те же особенности химизма, что и тералиты: высокий глинозем и натрий, низкий титан и фосфор. Тералиты, таким образом, скорее всего, являются интрузивной фацией данных щелочных базальтов. Очевидно, что они представляют самостоятельный тектоно-магматический тип плутонических пород.

5.2.12 Зона трансформного разлома Сан Паулу

Этот участок САХ имеет наибольшую глубину в Приэкваториальной Атлантике, что свидетельствует о крайне низкой магматической продуктивности этого района. Наблюдения с ПОА «Наутилус» (рис. 5.24) показали, что в одном из внутриразломных рифтовых сегментов базальтовый слой имеет мощность не более 150 м и залегает непосредственно на ультрабазитах (Hekinian et al., 2000).

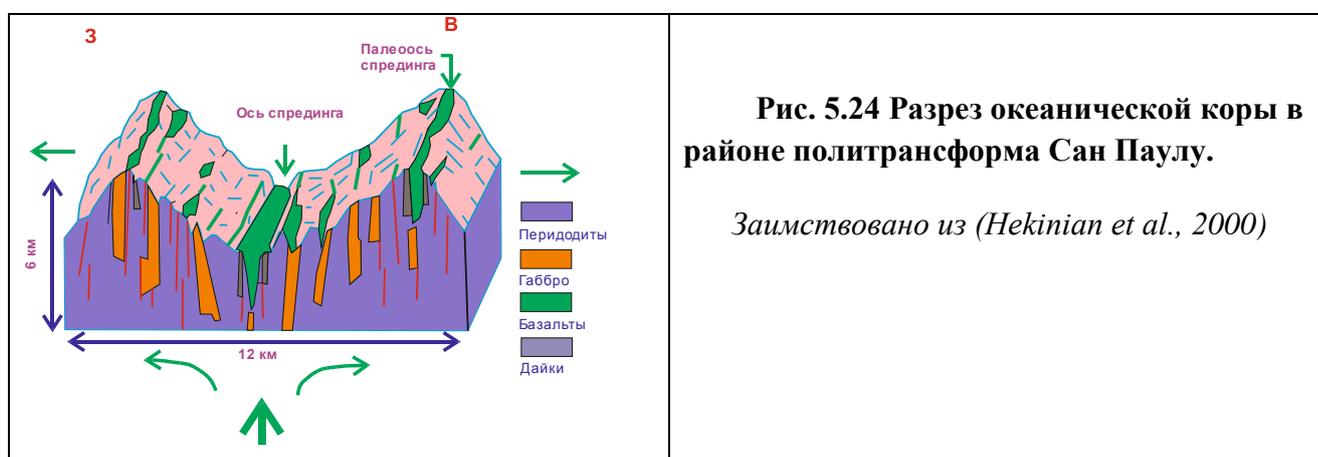


Рис. 5.24 Разрез океанической коры в районе политрансформа Сан Паулу.

Заимствовано из (Hekinian et al., 2000)

Стенки рифта сложены серпентинизированными перидотитами, в которых наблюдаются отдельные дайкообразные тела габбро, в целом составляющие не более 15% от разреза по профилю погружения ПОА (рис. 5.24). Габбро также слагают дайкообразные тела, располагающиеся среди перидотитов массива скал Св. Петра и Павла (Melson et al., 1972). Проанализирован образец габбро, отобранный на подводной части массива скал Св. Петра и Павла, он обогащен K_2O , TiO_2 и P_2O_5 и легкими РЗЭ (Hekinian et al., 2000) (рис. 5.23). Очевидно, что он когенетичен обогащенным базальтам, распространенным в этом районе. По другим петро-геохимическим параметрам это габбро близко к океанским габброидам, сформировавшимся по (Miyashiro, Shido, 1980) на среднем этапе фракционирования.

5.3 Обсуждение

5.3.1 Процессы формирования плутонических комплексов 3-го слоя океанической коры.

5.3.1.1 Вводные замечания. Анализ петро-геохимии и структуры плутонических пород, состава породообразующих минералов и состава ассоциаций плутонических пород,

принимаящих участие в строении участков дна гребневой и осевой зон САХ с различной тектонической структурой, приуроченных к различным тектоно-магматическим провинциям Центральной части Атлантики, показывает, что среди них выделяется несколько тектоно-магматических типов. Почему это тектоно-магматические типы? Тектонические - потому, что характеризуют тектонически различные участки океанического дна, среди которых в контексте проведенных исследований важно разделение на рифтовые долины, зоны трансформных разломов и зоны нетрансформных разломов. Магматические - потому, что, во-первых, различия в тектонической обстановке реализуются через изменения в протекании магматических процессов, и, во-вторых, ассоциации плутонических пород, характеризующих один из 3-х вышеназванных тектонических типов океанического дна могут быть различны, и это различие связано с магматическими процессами, протекающими в области магмогенерации и в промежуточных магматических камерах.

5.3.1.2 Рифтовые тектоно-магматические комплексы. Изученный тектоно-магматический тип рифтовых долин объединяет плутонические породы, развитые в бортах рифтовых долин на удалении от трансформных разломов и нетрансформных смещений. Породы этого комплекса, выведенные на поверхность дна в результате движения блоков коры по листрическим сбросам, описаны на полигоне Сьерра Леоне между разломами Богданова и Сьерра Леоне, а также на полигоне Долдрамс в сегменте рифта между разломами Вернадского и Долдрамс. Они преимущественно представлены продуктами начальных этапов фракционирования расплава (по Miyashiro, Shido, 1980): троктолитами и оливиновыми габбро, в меньшей мере среднего этапа фракционирования расплава: габбро и габброноритами. Это согласуется с современными представлениями об очень небольших размерах магматических камер под осевыми частями медленноспрединговых хребтов, функционирующих непродолжительное время (Sinton, Detrick, 1992, Nicolas et al., 1993, Henstock, White, 1996, Галушкин, 2007, Дубинин и др., 2010). Вслед за Дж. Синтоном и Р. Детриком (Sinton, Detrick, 1992) мы считаем, что они кристаллизовались в нестационарных столбообразных магматических камерах шириной 1-2 км (рис. 5.1), заполненных "кашей" из смеси расплава и кристаллов. В этой смеси происходят не только процессы фракционирования, но и взаимодействие кристаллов с более поздними расплавами. Камера окружена переходной зоной общей шириной около 5 км, в которой имеются отдельные карманы, заполненные интеркумулусными расплавами, взаимодействующими с окружающими их кристаллами.

Породы этого комплекса в целом претерпели незначительные пластические деформации и, напротив, в них широко проявлены хрупкие деформации, что свидетельствует в пользу того, что на уровень современного океанского дна они были

выведены в результате образования листрических сбросов, расчленивших борта рифтовых долин. Во 2-м слое океанической коры им соответствуют слабо дифференцированные деплетированные базальты.

Сравнительно недавно в центральной части рифтового сегмента Лакки Страйк к югу от Азор (рис. 5.2) геофизическими методами была обнаружена более крупная магматическая камера, в верхней части которой находится не "каша" из расплава и кристаллов, а линза только одного расплава мощностью около 100 м (Singh et al., 2006, Dusunur et al., 2009). Такие магматические камеры в соответствии с Дж. Синтоном и Р. Детриком больше характерны для быстроспрединговых хребтов, характеризующихся интенсивным подосевым апвеллингом. Очевидно, что появление такой магматической камеры в центральной части рифтового сегмента Лакки Страйк также связано с более интенсивным подосевым апвеллингом, который как раз и фокусируется под центральными частями спрединговых ячеек. С более интенсивным апвеллингом сопряжена и более интенсивная магматическая деятельность. Можно ожидать, что в случае формирования интрузивных пород в таких магматических камерах их спектр будет дополнен рудными габбро и кислыми породами – продуктами застывания остаточных расплавов, находившихся в верхней линзовидной части камеры.

Таким образом, исходя из собственных геологических наблюдений, а также из геофизических исследований, можно констатировать, что под рифтовыми долинами 3-й слой океанической коры может быть образован двумя тектоно-магматическими комплексами плутонических пород. Один из них формируется под центральными осевыми поднятиями спрединговых ячеек при усилении интенсивности подосевого апвеллинга астеносферной мантии, по прогнозам он состоит из пород *основной группы*, образующих протяженную дифференцированную серию от троктолитов до габбродиоритов, дополненных рудными габбро и плагиогранитами. Другой тектоно-магматический комплекс рифтовых долин образуется под промежуточными частями спрединговых ячеек. Он преимущественно сложен троктолитами и оливиновыми габбро.

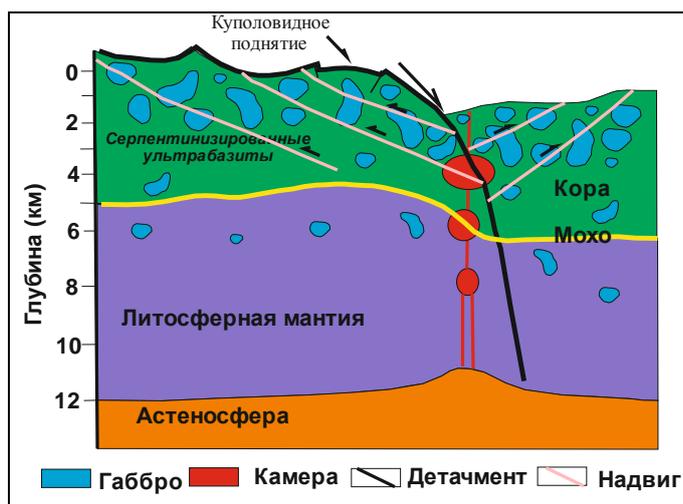
5.3.1.3 Тектоно-магматический плутонический комплекс куполовидных структур.

Этот комплекс описан на полигоне Сьерра Леоне, поле Ашадзе и поле Логачева и характеризует широко развитые здесь куполовидные структуры, которые частично определит на данных участках САХ характер его сегментации. В то же время куполовидные структуры распространены в дистальных частях некоторых спрединговых ячеек, поэтому данный плутонический комплекс также является разновидностью ассоциаций плутонических пород этих частей спрединговой ячейки. Условия и процессы его образования детально рассмотрены на примере полигона Сьерра Леоне в работе (Сколотнев, Ескин, 2013). Его

основу составляют породы *основной группы*, образующие последовательный ряд кумулатов: троктолиты, оливиновые габбро, габбро, габбронориты, габбродиориты, сформировавшихся в ходе процессов фракционирования в магматической камере близких по составу родоначальных магматических расплавов. Характерно поведение Eu_n в этих породах, оно указывает на их кумулятивную природу. На спектрах РЗЭ интенсивность положительных аномалий Eu_n снижается от троктолитов к габбро, в последних она может вовсе отсутствовать (рис. 5.7). Судя по возрастанию кислотности плагиоклазов и железистости оливинов и пироксенов, температура кристаллизации кумулатов в этом направлении последовательно снижалась. В соответствии с (Miyashiro, Shido, 1980), среди пород *основной группы* полигона Сьерра Леоне по петрохимическим параметрам распознаются продукты ранней и средней стадий. Однако на продолжении тренда вариаций пород ранней и средней стадий располагаются не рудные габбро, как это считается в работе (Miyashiro, Shido, 1980), а габбродиориты.

Большая роль габбро и габброноритов и даже появление габбродиоритов в породной ассоциации зон нетрансформных смещений свидетельствуют о том, что под этими зонами среди серпентинизированных ультрабазитов располагаются более крупные магматические камеры (рис. 5.25), функционирующие более продолжительное время, чем под рифтовыми долинами. Это утверждение, на первый взгляд противоречащее тому, что зоны развития куполовидных структур являются участками сухого спрединга с низким магматическим бюджетом, подкрепляется фактами. Судя по данным определения абсолютного возраста цирконов из плутонических пород впадины Маркова, магматическая камера под ней существует, не менее 1,6 млн. лет (Сколотнев и др., 2010а), при этом выделяется несколько фаз внедрения расплава в эту камеру (до 1,6, 1,2-1,4 и 0,7-0,8 млн. лет назад). Длительность существования и многократное поступление расплава в камеру возможно, если она какое-то время выступала в качестве неспредингового блока (Пушаровский и др., 2011). Каким образом могли возникнуть для этого соответствующие условия?

Прежде всего, необходимо принять во внимание, что заложение таких камер происходит в условия детачмент-тектоники. Как показано в работе (Cannat et al., 1997), более поздние детачменты могут менять свое падение на противоположное, что означает, что приосевые блоки литосферы могут переходить из одной плиты в другую и двигаться то в одну, то в другую сторону, сохраняя длительное время свое приосевое положение. Во-вторых, магматические камеры двигаются вверх и пересекают субгоризонтальные поверхности детачментов, тем самым, также переходя из одной плиты в другую. Движение вверх происходит вместе с диапиром серпентинизированных ультрабазитов, являющихся субстратом для камеры.



**Рис. 5.25 Место образования
плутонических пород при
формировании куполовидной
структуры.**

*Построен на основе представлений
(Escartin et al., 2003).*

Об относительно большом размере камеры в районе впадины Маркова свидетельствуют данные о наличии в ее восточном борту крупного массива слоистого строения, сложенного, судя по результатам драгирования, главным образом троктолитами и габброидами, и который является всего лишь отколовшимся фрагментом частично затвердевшей камеры. Соотнося эти факты с представлениями о дефиците магмы в зонах нетрансформных смещений, очевидно, что на данных участках относительно крупные магматические камеры (впоследствии расслоенные интрузии) редки, изолированы и не формируют сплошного 3-го слоя океанической коры. К выводу о наличии крупной магматической камеры, длительное время работающей в стационарных условиях, под зоной сочленения рифтовой долины с трансформным разломом Зеленого Мыса, т.е. тоже на участке сухого спрединга, приходят и авторы работы (Силантьев, 2011).

Наряду с породами *основной группы* в составе рассматриваемого плутонического комплекса принимают участие и породы других групп. Одной из них является группа *ильменит-амфиболсодержащих пород*, образующих последовательный ряд кумулатов от троктолитов до габброноритов. Характерной чертой пород этой группы является присутствие магматического амфибола, что указывает на участие водного флюида в процессе образования этих пород. Поскольку магматические амфиболы в равной степени присутствуют как в троктолитах, так и в наиболее фракционированных габброноритах то, очевидно, что водный флюид имеет внешний источник по отношению к расплаву, находящемуся в магматической камере. Ключевыми моментами для понимания природы *амфиболсодержащих пород* являются их приуроченность к зонам интенсивной тектонизации интрузивных тел на границе с ультраосновными породами, присутствие в некоторых из них в той или иной степени переработанного ультраосновного материала и тектоническая деформированность вплоть до перекристаллизации и формирования гнейсовидных структур.

Эти факты указывают на то, что магматическая камера на всех этапах фракционирования расплава подвергалась тектоническому воздействию в условиях пластических деформаций, при этом расплав, находящийся в камере, взаимодействовал с веществом субстрата, который преимущественно сложен ультраосновными породами. Мы считаем, что есть все основания полагать, что эти ультрабазиты были в той или иной степени серпентинизированы.

Результаты по геологическому и сейсмическому строению зон сочленения рифтов и трансформных разломов, а также данные по скорости сейсмических скоростей в породах из этих районов (например, Muller et al., 2000, Blackman et al., 2009) свидетельствуют о том, что частично серпентинизированные ультрабазиты находятся в подошве 3-го слоя океанической коры. Т.е. серпентинизация может начаться на уровне близком к сейсмической границе кора-мантия, и ее объем существенно возрастает вверх по разрезу.

Работа Е.В. Шаркова с соавторами (Шарков и др., 2005) одна из первых показывает важную роль процессов плавления материала гидратированной океанической литосферы при формировании пород 3-го слоя океанической коры. Вслед за этими исследователями мы также считаем, что при образовании амфиболсодержащих пород имело место плавление частично серпентинизированных ультрабазитов. Однако в отличие от этих авторов, переоценивающих роль рудных габброидов, амфиболсодержащих пород и плагиогранитов в составе 3-го слоя океанической коры и придающих на этом основании этому явлению глобальный характер, мы полагаем, что эти процессы реализуются локально. А именно, в зонах подвижек, охватывавших краевые частично закристаллизовавшиеся участки камеры и прилегающий участки субстрата, и приводивших к возникновению зон трещиноватости, еще не застывший расплав эпизодически контактировал с серпентинизированными ультрабазитами, вследствие чего происходили дегидратация и частичное или полное плавление последнего. Как показано в работе (Benoit et al., 1999), возможность плавления серпентинизированных перидотитов вытекает из того, что температура толеитовых расплавов существенно превышает температуру солидуса серпентинита, к тому же вода, появляющаяся при дегидратации серпентина, дополнительно снижает температуру солидуса ультраосновного субстрата. Флюиды, продукты частичного и полного плавления, а также отдельные фрагменты субстрата поступали в зонах тектонизации в камеру и взаимодействовали с основным расплавом. В случаях частичного плавления серпентинизированного субстрата толеитовый расплав камеры локально обогащался компонентами, пришедшими извне камеры: водным флюидом, литофильными элементами, имеющими большое сродство к воде, окислами более легкоплавких элементов: FeO, TiO₂, Na₂O, P₂O₅. Согласно экспериментальным данным (Becker et al., 2000), при десерпентинизации флюиды обогащаются Pb, U, Sr, Rb, Ba, Nb, K. Очевидно, явления

дегидратации и частичного плавления серпентинизированных ультрабазитов были главными, что приводило к тому, что из расплава, претерпевшего изменения под влиянием этих процессов, оседали более кислые плагиоклазы и железистые оливины и пироксены, а позднее кристаллизовались ильменит и амфибол. В случаях полного плавления субстрата, о которых свидетельствуют составы и геохимия некоторых гибридных пород, расплав камеры обогащался более тугоплавкими элементами: Mg, Cr, Ni, а также тяжелыми землями.

Одним из конечных продуктов процессов взаимодействия расплава и вмещающего субстрата должны быть несерпентинизированные ультрабазиты. Уникальная находка таких пород, описанных в работе (Савельева и др., 2006), была сделана при драгировании нижней зоны тектонизации восточного борта впадины Маркова. Несерпентинизированные и слабо серпентинизированные гарцбургиты, содержащие амфиболы, отличаются от реститов повышенными концентрациями Zr, Y, Hf и РЗЭ. А самое главное, в работе (Савельева и др., 2008) показано, что эти гарцбургиты имеют высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, свойственные для сильно серпентинизированных перидотитов, в которых они обусловлены тем, что главным агентом серпентинизации является нагретая морская вода. Таким образом, эти породы были серпентинизированы, а в ходе десерпентинизации в условиях широкого взаимодействия основного расплава камеры и субстрата в них сформировался амфибол, и они обогатились теми же редкими элементами, что и амфиболсодержащие габброиды.

Очевидно, что вблизи зон тектонизации, где происходило взаимодействие расплава и субстрата, изменялись и составы интеркумулусных расплавов. Информацию об их составе в *амфиболсодержащих породах* дало изучение расплавных включений в шпинелях из амфиболсодержащего троктолита впадины Маркова (обр. П1042/1), проведенное В.А. Симоновым и др. (Симонов и др., 2009). Составы расплавных включений разнообразны и резко отличаются друг от друга, несмотря на то, что все изученные шпинели были выделены из одного образца. Очень важно то, что включения имеют высокие концентрации TiO_2 , с ростом SiO_2 (от 44% до 62%) уменьшающиеся от 5,31 до 1,78%. По уровню MgO среди них выделяются низкомагнезиальные и высокомагнезиальные разновидности. Другие элементы испытывают незакономерные вариации в широких пределах, при этом содержания Na_2O и K_2O могут достигать высоких значений, соответственно до 5,5% и 1%. Концентрации лантаноидов варьируют от уровня таковых в троктолитах до уровня таковых в диоритах. Расплавные включения также существенно обогащены водой, Nb и Zr. Авторы статьи (Симонов и др., 2009) объясняют такую пестроту состава расплавных включений значительной эволюцией расплавов при формировании интрузивных комплексов впадины Маркова. Однако непонятно, как резко различные по степени дифференциации расплавы могли смешаться в масштабах одного образца. С нашей точки зрения, расплавные

включения, измеренные в шпинелях, представляют интеркумулусные расплавы, составы которых действительно могут сильно варьировать. Подтверждением этому являются и широкие вариации содержаний FeO и TiO₂ в шпинелях, вмещающих эти расплавные включения. Состав интеркумулусных расплавов зависит как от объема изолированных друг от друга очагов интерстиционных жидкостей, так и от того с какими кумулулусными фазами они реагируют. Как видно из состава расплавных включений, свой вклад в это разнообразие вносили и процессы взаимодействия между камерой и гидратированным субстратом.

Рудные Fe-Ti габброиды, также принимающие участие в составе плутонического комплекса нетрансформных смещений, в соответствие с А. Мияширо и Ф. Шидо (Miyashiro, Shido, 1980) формируются на поздней стадии фракционирования из сильно дифференцированных расплавов. Принимая во внимание высокий уровень лантаноидов, очень кислый состав плагиоклазов и очень низкие содержания Cr и Ni, рудные габброиды можно было бы отнести к наиболее поздним дифференциатам основных расплавов, оседавших в специфических условиях высокого окислительного потенциала. В то же время Г. Дик и др. (Dick et al., 1991, 2000), изучая габбровый разрез скважины 735В, пришли к заключению, что в магматической камере, в которой происходило формирование плутонического комплекса скважины 735В, фракционирование основного расплава не может привести концентрации FeO и TiO₂ к такому уровню, что из расплава начнут оседать Fe-Ti фазы. В соответствии с (Koga et al., 2001) при дифференциации толеитовых расплавов также не могут возникнуть такие концентрации воды, чтобы обеспечить кристаллизацию большого количества магматического амфибола. Исходя из этих соображений и принимая во внимание приуроченность рудных габброидов в разрезе скважины 735В к зонам тектонических срывов, Г. Дик с соавторами (Dick et al., 1991) предложили механизм синтетектонической дифференциации для образования рудных Fe-Ti габброидов, в соответствии с которым при тектонических стрессах интеркумулусные расплавы выжимаются в трещины, пронизывающие субстрат камеры и уже консолидированные участки камеры. При взаимодействии с вмещающими породами выжатый расплав обогащается Fe и Ti и при затвердевании из него образуется Fe-Ti габбро.

Данные по рудным породам, полученные в ходе нашего исследования, с одной стороны, не противоречат этому механизму, а, с другой стороны, определенным образом корректируют его. С нашей точки зрения, интеркумулусные расплавы, выжимавшиеся в зоны трещиноватости, уже в достаточной мере были обогащены FeO, TiO₂ и H₂O, чтобы из них могли кристаллизоваться ильменит и магматический амфибол. Об этом ясно свидетельствует состав расплавных включений в шпинели (Симонов и др., 2009), которые представляют интеркумулусные расплавы. Конечно, выжатые расплавы реагировали с

субстратом, о чем свидетельствуют гибридные рудные Fe-Ti габбронориты. Однако это взаимодействие имело обратный эффект, ведущий к обеднению расплава Fe и Ti.

Породы *группы рудных Fe-Ti габброидов* пространственно совмещены с *ильменит-амфиболсодержащими породами*, оба эти типа пород имеют петрохимическую близость и часто сильно перекристаллизованы. Таким образом, во многом они имеют общую историю. Все это указывает на то, что при формировании *рудных габброидов* также существенную роль сыграли процессы дегидратации и частичного плавления ультраосновного субстрата, повлиявших, в том числе, и на формирование состава интеркумулусных расплавов.

Породы, возникавшие из расплавов, кристаллизовавшихся в условиях тектонических деформаций, уже в ходе своего образования испытывали перекристаллизацию с формированием необластов и порфирокластов ильменита, оливина, плагиоклаза и пироксенов, которые нередко цементируются ильменитом и амфиболом.

Рудные Fe-Ti габброиды полигона Сьерра Леоне образуют серию пород от наиболее титанистых к менее титанистым образцам. В этом направлении возрастают концентрации лантаноидов, кислотность плагиоклазов, железистость оливинов и клинопироксенов и уменьшается магнезиальность пород. Наиболее титанистые образцы имеют положительные аномалии Eu на спектрах РЗЭ, которые у менее титанистых разностей исчезают. Очевидно, что различные представители этой серии сформировались из интеркумулусных расплавов, эволюционировавших в различной степени. Наиболее титанистые разности кристаллизовались из наименее эволюционированных расплавов и наоборот.

Гранофиры, принадлежащие к этому тектоно-магматическому типу, пространственно сопряжены с рудными габброидами, имеют общую форму залегания, иногда даже жилы гранофиров пересекают жилы рудных габбро. Все это свидетельствует о том, что рудные габброиды и гранофиры образуют единый парагенез. Из кислых пород те разности, которые относятся к *группе диоритов-плагиогранитов*, образуют на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2$ (рис. 5.7) тренд комплементарный к тренду рудных габбро: понижение концентраций TiO_2 с ростом значений SiO_2 . Отталкиваясь от этого факта, мы считаем, что рудные Fe-Ti габброиды и породы *группы диоритов-плагиогранитов* когенетичны друг другу, а именно, диориты и плагиограниты образовались при кристаллизации остаточных расплавов, возникших после того, как из выжатых интеркумулусных расплавов сформировалось рудное Fe-Ti габбро. От диоритов к плагиогранитам возрастает интенсивность отрицательной аномалии Eu (она практически отсутствует у рудного Fe-Ti диорита). У плагиогранитов спектры РЗЭ имеют обогащенный характер, комплементарный деплетированным спектрам рудных габбро.

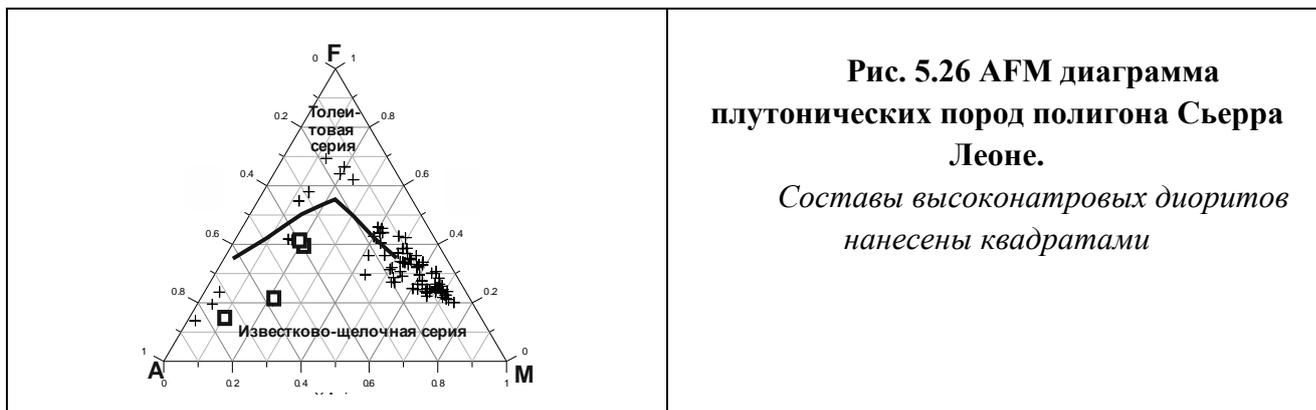
Расплавы кислого состава имеют меньшую температуру ликвидуса, поэтому дольше оставались в расплавленном состоянии, в силу чего их кристаллизаты, отлагавшиеся и в

субстрате, и в уже сформировавшихся троктолитах, габброидах и перекристаллизованных рудных габброидах, деформированы гораздо реже, чем рудные габброиды.

Высказанная точка зрения о происхождении диоритов и плагиогранитов не исключает возможности того, что отдельные представители диоритов могли кристаллизоваться непосредственно из интеркумулусных жидкостей, выжатых в зоны тектонизации камеры и субстрата. Основанием для такого предположения служит близость состава некоторых расплавных включений в шпинелях (Симонов и др., 2009) составу диоритов.

К выводу о влиянии гидратированного корового материала на формирование полнокристаллических пород впадины Маркова приходят авторы работы (Савельева и др., 2008), изучившие изотопные параметры этих пород. Они не идентифицируют этот коровый материал, но из всего выше сказанного, очевидно, что это могут быть, главным образом, серпентинизированные ультрабазиты. Проанализированные породы включают рудные Fe-Ti габброиды, амфиболсодержащие габброиды и плагиограниты. Все они характеризуются повышенной долей атмосферного гелия по сравнению с таковой в базальтовых стеклах океана. А один из плагиогранитов, имея близкие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ с другими породами, отличается от них повышенными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Источником атмосферного гелия и повышенных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанической коре является морская вода, главный агент серпентинизации ультрабазитов.

Как уже говорилось, существуют и другие взгляды на генезис плагиогранитов, распространенных в медленноспрединговых хребтах. В частности, С.А. Силантьев с коллегами (2010, 2011) показывают, что плагиограниты могут кристаллизоваться из самостоятельных расплавов, генерированных при частичном плавлении пород океанической коры в ходе так называемого гидротермального анатексиса с участием водного флюида. Возможность этого процесса продемонстрирована экспериментами по плавлению океанических базальтов и габбро в присутствии водного флюида при умеренном давлении (Winther, 1996). В этой связи мы считаем, что, скорее всего, породы *группы высоконатровых диоритов* сформировались именно таким способом. Они выделяются среди прочих диоритов резко более высокими концентрациями Na_2O и высокими содержаниями Sr и Ni. На тройной диаграмме AFM (рис. 5.26) *высоконатровые диориты* находятся в поле пород известково-щелочной серии. Такое же положение на этой диаграмме занимают и гранофиры, обсуждаемые в работах (Силантьев и др., 2010, 2011), при этом, как отмечается авторами этих работ, они характеризуются также очень высокими концентрациями Na_2O . Принимая во внимание эту информацию, мы предполагаем, что породы *группы высоконатровых*



**Рис. 5.26 AFM диаграмма
плутонических пород полигона Сьерра
Леоне.**

*Составы высоконатровых диоритов
нанесены квадратами*

диоритов связаны своим происхождением с расплавами, генерированными при частичном плавлении уже закристаллизовавшихся габбро в тех же зонах тектонизации, где формировались и *рудные габброиды*, и *амфиболсодержащие породы*. Этот процесс частичного плавления возможен только в присутствии водного флюида. В работах (Силантьев и др., 2010, 2011) считается, что данный флюид представляет собой метаморфизованную морскую воду, проникающую вглубь коры по плоскостям тектонических разрывов - детачментов. Весомым аргументом в пользу этой точки зрения являются высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у гранофиоров, которые могут быть объяснены только смешением расплава с морской водой. Мы склонны рассматривать формирование *высоконатровых диоритов* в рамках общей системы взаимодействия вещества магматической камеры и серпентинизированного ультраосновного субстрата в зонах тектонизации (Сколотнев, Ескин, 2011, 2013). В этом случае флюид может быть связан с процессами десерпентинизации, при этом многие его параметры могут быть близки к метаморфизованной морской воде, поскольку под воздействием последней и происходили процессы серпентинизации ультрабазитов. В этой связи следует обратить внимание, что многие данные, в том числе, и по впадине Маркова (Савельева и др., 2008) показывают, что серпентинизированные ультрабазиты, в отличие от свежих разностей, также характеризуются высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, прямо зависящими от степени их серпентинизации, ведущим агентом которой является флюид, возникший при метаморфизме морской воды. В этом случае можно ожидать, что флюид, возникающий при дегидратации серпентинизированных ультрабазитов, о чем говорилось выше, будет также обладать высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Таким образом, изотопная метка морской воды может передаваться гранофирам не прямым, а опосредованным способом.

В расплавах кислого состава, возникших при частичном плавлении габброидов, происходила фракционная кристаллизация. Наиболее ранним кумулатом является кварцевый диорит - наиболее натровая порода, которая характеризуется наименьшим уровнем лантаноидов и наличием положительной аномалии Eu на спектре РЗЭ. У двух других

изученных образцов этой группы с более высоким уровнем РЗЭ аномалии Eu на спектрах РЗЭ отрицательные.

Итак, в зонах развития куполовидных структур значительную роль играют породы *основной группы*. Представители этой группы, как показывает район впадины Маркова, тяготеют к участкам дна, сложенным относительно крупными массивами, имеющими слоистое строение. Наряду с ними встречаются представители *групп: амфиболсодержащих пород, рудных Fe-Ti габброидов, диоритов-плагиогранитов и высоконатровых диоритов*. Образцы этих групп преимущественно распространены в зонах тектонизации, обрамляющих указанные выше массивы, при этом они ассоциируют с широко распространенными здесь ультраосновными породами и апогаббровыми милонитами, катаклазитами и метасоматитами. Охарактеризованный комплекс может быть назван *типом впадины Маркова*, ассоциация плутонических пород которой наиболее представительна.

5.3.1.4 Тектоно-магматические плутонические комплексы зон трансформных разломов. Среди этих комплексов выделяется два типа. Породы первого из них наиболее широко распространены на склонах южного поперечного хребта разлома Вима. Данные об абсолютном возрасте этих габброидов свидетельствуют о том, что они формировались в осевой части САХ в зоне интерсекта рифт – разлом (Сколотнев и др. 2010). Этот тип характеризует дистальные части спрединговых ячеек, он описан также в разломных зонах Чейн, Романш, Зеленого Мыса. По многим параметрам этот тип близок к типу куполовидных структур, что закономерно, поскольку и те и другие формировались в условиях дефицита магматического бюджета. Можно полагать, что породы этого комплекса также формировались в относительно крупных камерах, подверженных тектоническому воздействию, способствующему взаимодействию между расплавами и вмещающим субстратом. Многочисленные факты свидетельствуют об интенсивных процессах взаимодействия между камерными расплавами и субстратом, проходивших в зонах тектонизации, важнейшим из которых была полная или частичная дегидратация серпентинов. На это указывают широкое развитие рудных Fe-Ti габброидов с большим количеством магматического амфибола, находки высоконатровых диоритов и гибридных пород с полностью или частично ассимилированным материалом субстрата камеры. Также обнаружены свидетельства воздействия расплава на серпентинизированный ультраосновного субстрат, в работе (Пейве и др., 2001) детально описаны перекристаллизованные в условиях пластических деформаций амфиболовые ультрабазиты с гнейсовидной текстурой. Амфиболы этих ультрабазитов имеют очень высокие концентрации Ti, источником которого могли быть только расплавы, обогащенные рудными компонентами. Результатом

воздействия расплава на субстрат является также кристаллизация в амфиболовых ультрабазитах плагиоклаза.

В обоих сравниваемых комплексах одинаковая серия пород, образованная рудными Fe-Ti габброидами, от более титанистых к менее титанистым разностям, в этом же направлении возрастает кислотность плагиоклазов и железистость клинопироксенов, общее количество РЗЭ и увеличивается амплитуда отрицательной аномалии Eu на спектрах РЗЭ, при этом у наиболее титанистого образца наблюдается интенсивная положительная аномалия Eu.

Отличие между рассматриваемыми комплексами заключается в том, что среди рудных Fe-Ti габброидов зон трансформных разломов встречены ультратитанистые (и ультражелезистые) разности. Вероятно, главной причиной такого различия является то, что расплавы, из которых кристаллизовались породы трансформного комплекса, изначально были более железистыми и титанистыми, что связано как с тем, что в дистальных частях спрединговых ячеек плавятся толеитовые расплавы, обогащенные Fe и Ti, так и с эффектом трансформного разлома (Langmuir, Bender, 1984), приводящим к заглублению и понижению степени плавления, что также ведет к возрастанию в расплавах концентрации Fe и Ti.

Охарактеризованный комплекс выделен как *тип разлома Вима*.

Плутонический комплекс скважин 1275 ODP, пробуренных непосредственно севернее трансформного разлома Зеленого Мыса, образует разрез интрузивных пород видимой мощностью до 150 м (рис.5.18), и также представляет дистальную часть спрединговой ячейки. Многообразие рудных габброидов скважинного комплекса расширено за счет появления Fe-Ti-P разностей, в которых рудные минералы представлены не ильменитом, а титаномагнетитом и апатитом. Fe-Ti и Fe-Ti-P разности рудных габброидов переслаиваются в разрезе, свидетельствуя о том, что процессы фракционирования расплава носили ритмический характер. Это возможно в более крупных объемах магмы, чем те, из которых кристаллизуются дайковые и жильные рудные габброиды разломной зоны Вима, при этом это должен быть именно расплав, а не «каша» из расплава и кристаллов.

Совокупность скважинных рудных габброидов образует такую же серию этого типа пород, как таковые разлома Вима и впадины Маркова. Этот факт указывает на то, что расплав, из которого они кристаллизовались, образовался при сегрегации интерккумулясных расплавов, обогащенных Fe и Ti и обедненных Mg и испытавших влияние взаимодействия с серпентинизированным субстратом. Однако если при формировании плутонических комплексов впадины Маркова и разлома Вима интерккумулясные жидкости выжимались только в зоны тектонической разгрузки, то в случае со скважинным комплексом расплав поднимался еще и вверх, формируя и подпитывая верхнюю линзовидную часть камеры. Очевидно, что в данном случае размер магматической камеры был крупнее в сравнении,

например, с таковой под впадиной Маркова. Вывод о большом размере данной магматической камеры сформулирован и в работе (Силантьев и др., 2008). Появление такой камеры может быть связано с увеличением интенсивности подосевого апвеллинга.

Интеркумулусную природу расплавов скважинных габброидов подтверждает состав диабазов, залегающих в виде даек среди габброидов. Их состав (высокие концентрации Fe и Ti) близок к составу расплавов, заполняющих верхние линзы камер (Sinton, Detrick, 1992), и резко отличается от состава долеритов (очень низкие концентрации Fe и Ti), распространенных в осевой зоне и когенетичных осевым базальтам (см. главу 4). Таким образом, дайки скважинных диабазов представляют подводящие каналы расплавов, которыми подпитывалась верхняя линза магматической камеры. Характерно, что диабазы имеют на спектрах РЗЭ положительную аномалию Eu, как и у наиболее титанистых рудных габбро скважинного комплекса.

Рудные габброиды скважин 1275 ODP выделяются более высокой концентрацией CaO. Вероятно, это связано с тем, что в расплаве в ходе его подъема в дайке происходило фракционирование оливина и плагиоклаза, приведшее к его обогащению кальцием.

После кристаллизации рудных габброидов из остаточных расплавов сформировались типовые диориты и плагиограниты, имеющиеся в разрезе скважин. Встреченные же здесь высоконатровые диориты по аналогии с близкими к ним породами полигона Сьерра Леоне, по-видимому, кристаллизовались из расплавов, возникших в более нижних частях камеры при частичном плавлении уже затвердевших габброидов.

Таким образом, интрузивные породы скважин 1275 ODP образуют самостоятельный тектоно-магматический тип плутонических пород, характеризующий верхнюю жидкую часть камер, возникающих в трансформных зонах в эпохи усиления подосевого апвеллинга.

5.3.1.5 Тектоно-магматический плутонический комплекс горы Пейве. Гора Пейве располагается в зоне трансформного разлома Вернадского. Плутонический комплекс г. Пейве, как и таковой в разломе Вима включает ультратитанистые (и ультражелезистые) рудные габбро. В то же время его отличительные черты: доминирование в породной ассоциации рудных габброидов, которые представлены Fe-Ti и Fe-Ti-P разностями, их кумулятивная структура, повышенная железистость диоритов, низкое содержание магматического амфибола, отсутствие перекристаллизованных рудных габброидов, - указывают на необходимость вычленения его в самостоятельный комплекс.

Анализ спектров РЗЭ рудных габброидов свидетельствует об ином механизме образовании Fe-Ti и Fe-Ti-P рудных габбро г. Пейве, чем в случае с рудными габброидами куполовидных структур и зон трансформных разломов. В противоположность последним, в данном случае более титанистые и железистые разности кристаллизуются из более

эволюционированных расплавов, чем менее титанистые и железистые разности. В разрезе г. Пейве возможно ожидать переслаивания Fe-Ti и Fe-Ti-P рудных габбро, именно так сосуществуют два этих типа пород в разрезе скважин 1275 ODP. Поскольку в первых из них рудной фазой является ильменит, а во вторых – титаномагнетит, то переслаивание может быть связано с ритмическим характером изменения окислительно-восстановительных условий в магматической камере. При более высоком окислительном потенциале из расплава оседал ильменит, что приводило к уменьшению окислительного потенциала и осаждению титаномагнетита и апатита, после чего этот потенциал снова возрастал, и т.д., при этом существовал общий тренд его увеличения в ходе дифференциации расплава, что последовательно расширяло поле кристаллизации Fe-Ti рудных минералов, очевидно, прежде всего, благодаря постоянному накоплению воды в остаточных расплавах.

Таким образом, для формирования рудных габброидов г. Пейве был необходим большой объем расплава. Это следует из того, что, несмотря на осаждение Fe-Ti рудных минералов, ведущее к уменьшению Fe и Ti в расплаве, более поздние рудные габброиды, тем не менее, более титанистые и железистые, чем более ранние аналогичные габброиды. Это означает, что резервуар с расплавом достаточно велик, чтобы уменьшение Fe и Ti принципиально не влияло на более позднюю садку Fe-Ti фаз. Увеличение объема осевших Fe-Ti фаз по мере эволюции расплава указывает на постоянное возрастание окислительного потенциала расплава.

На последних этапах фракционирования расплава, когда из него ушел основной объем Fe-Ti рудных минералов и апатита, последовательно сформировался ряд пород от габбродиорита к плагиограниту.

Эти факты свидетельствуют о том, что формирование рудных габброидов г. Пейве происходило не в дайке или в жиле, а в пределах относительно крупной магматической камеры с расплавом, в котором возможны ритмические процессы и накопление флюидной составляющей, а его объем достаточно велик, чтобы буферировать осаждение Fe-Ti фаз.

Таким образом, рудные Fe-Ti и Fe-Ti-P габбро г. Пейве в отличие от таковых полигона Сьерра Леоне и разлома Вима кристаллизовались не из расплавов, тектонически выжатых в зоны проницаемости, а из расплавов, заполнявших большой объем (рис. 5.27). Что представляла собой такая магматическая камера? В соответствии с (Sinton, Detrick, 1992) под быстросрединговыми хребтами закладываются камеры более крупных размеров, чем под медленносрединговыми хребтами, и они состоят из грибообразного тела, образованного смесью расплава и кристаллов, которое венчается линзой силлоподобной формы, заполненной только расплавом, обогащенным Fe и Ti. Именно в линзах такого расплава и могли происходить процессы, приведшие к образованию того многообразия рудных габбро,

которое наблюдается на г. Пейве. Магматическая камера с линзой расплава, расположенной сверху, было недавно обнаружена под рифтовым сегментом Лакки Страйк к югу от Азор (Dusunur et al., 2009) (рис. 5.2).

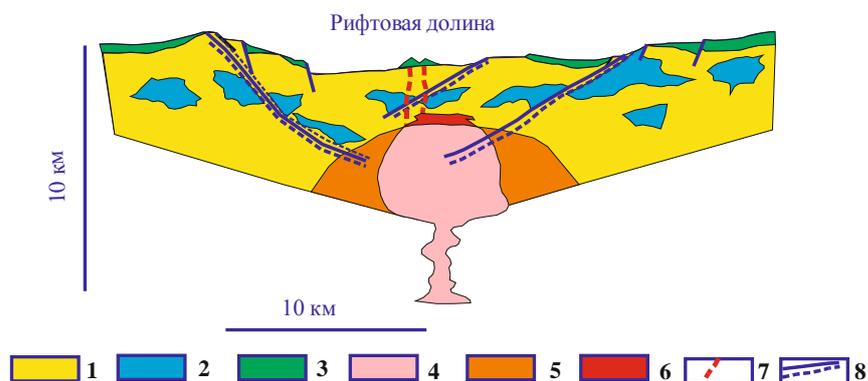


Рис. 5.27 Модель магматической камеры, приведшей к образованию г. Пейве.

Схема строения коры в районе трансформного разлома Вернадского создана на основе представлений (Cannat et al., 1997), строение магматической камеры на основе представлений (Sinton, Detrick, 1992). Условные обозначения: 1 - серпентинизированные ультрабазиты, 2 - габбро, 3 - базальты, 4 - основное тело магматической камеры, заполненное "кашей" из расплава и кристаллов, 5 - твердая переходная зона с карманами расплава, 6 - линза жидкого расплава, 7 - подводящие каналы, 8 - разрывные нарушения.

Почему в районе г. Пейве возникла крупная магматическая камера? В соответствии с (Thompson, 1987) большинство базальтов спрединговых хребтов варьирует по содержанию MgO от 7 до 5,5%, образуя отчетливые тренды повышения концентраций TiO₂ и FeO и понижения CaO и Al₂O₃. При концентрациях MgO ниже 3,7% начинают снижаться концентрации титана, свидетельствуя о фракционировании Fe-Ti фаз. Это редкое явление среди осевых базальтов. Но именно на полигоне Долдрамс, в пределах которого располагается и г. Пейве, как было показано в главе 4, широко развиты сильно дифференцированные базальты, исходные расплавы которых претерпели садку Fe-Ti фаз минералов. Они драгированы из зон интерсектов рифта с разломами Архангельского, Долдрамс и Вернадского, в том числе, вблизи г. Пейве (станция S0656). По этому поводу в главе 4 было сделано предположение, что заложению крупных магматических камер в этом районе способствует его уникальное тектоническое строение, частое расположение трансформных разломов, что снижает верхнюю границу зоны магмогенерации, способствуя заложению крупных магматических камер. Но есть еще одна причина, также связанная со спецификой тектонического строения этого района, которая должна приводить к длительному функционированию камер. По результатам определения абсолютного возраста цирконов из рудных габбро г. Пейве магматическая камера на данном участке существовала не менее 5 млн. лет. Это стало возможным, как показано в главе 3, благодаря частым

перескокам оси спрединга. В свою очередь, частые перескоки в данном районе есть следствие большой трещиноватости литосферы, возникшей в результате флексурного изгиба межразломных хребтов, испытывающих воздымание, о чем подробно говорилось в главе 3.

Таким образом, тектоно-магматический *тип г. Пейве* характеризует особую тектоническую обстановку формирования плутонических пород, которая возникает в спрединговых сегментах типа межразломных хребтов (см. главу 3).

Породы *комплекса г. Пейве* сформировались из порции сильно эволюционированного расплава, образовавшей верхнюю часть камеры. Очевидно, более нижние части камеры, расположенные в серпентинизированном субстрате ультраосновного состава, так же как и под впадиной Маркова или разломной зоной Вима были подвержены тектоническим деформациям и взаимодействовали с субстратом. Результатом этого взаимодействия могла быть, в том числе, и генерация расплавов высоконатровых диоритов при частичном плавлении уже закристаллизовавшихся габброидов.

5.3.1.6 Другие тектоно-магматические плутонические комплексы. Помимо охарактеризованных выше основных типов плутонических комплексов, выделяются еще два редких типа. Один из них представлен щелочными габбро, встреченными в разломной зоне Романш, где они ассоциируют с внутриразломными щелочными базальтами (глава 4), с которыми они, судя по составу, когенетичны. В Центральной части Атлантики щелочные базальты в гребневой зоне САХ также встречены в зонах сочленения разломов Романш, Чейн и Марафон с соответствующими сегментами рифта, в разломной зоне Сан Паулу, в районе полигона Габон (см. выше). Вероятно, на этих участках также следует ожидать участия щелочных габбро в разрезе 3-го слоя океанической коры.

Второй из этих типов характеризует политрансформ Сан Паулу, где габброиды залегают в виде редких даек среди серпентинизированных ультрабазитов.

5.3.2 Факторы, влияющие на формирование, состав и пространственное распределение тектоно-магматических типов плутонических породных комплексов.

Проведенные исследования показали, что в значительной мере закономерности пространственного распределения основных тектоно-магматических типов плутонических комплексов Центральной части Атлантики контролируются строением спрединговой ячейки. Тип впадины Маркова, представляющий куполовидные структуры, и тип разлома Вима (зоны трансформных разломов) приурочены к дистальным частям спрединговых ячеек, тип рифтовых долин характерен для участков, удаленных от дистальных частей ячеек. На основании геофизических данных прогнозируется еще один тип – центральных осевых поднятий спрединговых ячеек. Таким образом, распределение тектоно-магматических

комплексов плутонических пород во многом определяется фокусированным характером подосевого мантийного апвеллинга, там где его структура не нарушена, и, следовательно, можно утверждать, что вдольосевые вариации состава 3-го слоя океанической коры на большом протяжении САХ в Центральной части Атлантики носят регулярный характер, подобно таковому для осевых базальтов. На участках, где происходит нарушение регулярной структуры подосевого апвеллинга, формирующиеся плутонические комплексы близки к таковым, развитым в дистальных частях спрединговой ячейки, как например, тип впадины Маркова, представляющий куполовидные структуры. В основе этой близости лежит дефицит магматического бюджета, характерный для этих участков дна.

При рассмотрении осевых базальтов Центральной части Атлантики был выделен еще один тип регулярных вдольосевых вариаций их состава, который определяется подъемом микроплюмов обогащенной мантии. Зона трансформного разлома Чейн, поле Ашадзе, поле Логачева представляют те участки, где в той или иной мере проявляется влияние микроплюмов. Габбро и габбронориты плутонических комплексов этих участков имеют повышенные концентрации K_2O , $\pm TiO_2$, $\pm P_2O_5$ при данных значениях SiO_2 в сравнении с таковыми, где отсутствует влияние микроплюмов, а их спектры распределения лантаноидов по преимуществу имеют обогащенный вид. Обогащенный характер пород поля Ашадзе подтверждается и данными по их изотопии (Силантьев и др., 2011). Во впадине Маркова встречены троктолиты с обогащенным характером спектра РЗЭ $((La/Sm)_n = 1,14 - 1,46)$. В главе 4 показано, что эта впадина приурочена к градиентной зоне микроплюма. Таким образом, можно ожидать, что вдольосевые вариации состава пород раннего и среднего этапов фракционирования отражают регулярный подъем микроплюмов вдоль оси САХ.

Одним из главных факторов, определяющих региональную специфику тектоно-геодинамического развития различных областей Атлантики, является близость к осевой зоне спрединга плюма глубинной мантии. Из изученных плутонических комплексов один из них из разломной зоны Зеленого Мыса формировался в области влияния плюма Ресечер. В габброидах этого комплекса отмечены максимальные концентрации K_2O при данных значениях SiO_2 среди всех изученных габброидов, они также имеют наиболее обогащенные спектры РЗЭ $((La/Sm)_n$ до 1,76). Очевидно, что большинство габброидов из зоны разлома Зеленого Мыса кристаллизовалось из обогащенных толеитовых расплавов, характерных для этого района. Местные плагиограниты также характеризуются сильно обогащенными спектрами РЗЭ $((La/Sm)_n = 3,3-4,2)$, что не наблюдалось у таковых из других районов.

Второй важный фактор, определяющий региональную специфику развития, связан с тем, что различные области Центральной части Атлантики начали раскрываться в различное время. В результате с северной и южной стороны от наиболее поздно раскрывшегося

Экваториального сегмента Гондваны сформировались области более холодной мантии, что до сих пор влияет на условия магмогенерации расплавов (см. выше). В частности, на пространстве от разлома Сан Паулу до разлома Чейн широко развиты высоконатровые базальты, являющиеся индикаторами низких степеней частичного плавления. Габбро и габбронориты, полученные из этого района, также имеют наиболее высокие концентрации Na_2O при данных значениях SiO_2 среди всех изученных пород этого типа.

Одним из следствий неравномерного раскрытия различных областей Атлантики, латерально смещенных относительно друг друга на большие расстояния, является также образование участков с частым расположением трансформных разломов, обладающих большими оффсетами. Формирование океанической коры между разломами происходит при широком развитии процессов малоглубинной дифференциации расплавов. Это нашло отражение в составах базальтов, и как показано в настоящей главе, также и в составе плутонических пород, охарактеризованных на примере плутонического комплекса г. Пейве, который отличается от других комплексов минеральным составом рудных габброидов и порядком кристаллизации Fe-Ti и Fe-Ti-P рудных габбро. Характер этих отличий позволяет утверждать, что породы плутонического комплекса г. Пейве представляют крупную магматическую камеру. Становлению таких камер в данном районе способствуют особенности тектонического развития дна в этом районе. Подъем межразломных хребтов приводит к их поперечному растрескиванию, что инициирует частые малоамплитудные перескоки оси спрединга, создающие, в свою очередь, условия для продолжительной жизни магматической камеры и ее росту в подосевом положении.

5.3.3 О природе 3-го слоя океанической коры в свете представлений об условиях формирования различных плутонических комплексов.

Описанные особенности состава, строения и распространения плутонических комплексов в Центральной части Атлантики совместно с сейсмическими, гравиметрическими и петрохимическими данными по строению и мощности коры (Klein, Langmuir, 1987, Lin et al., 1990, Hoofst et al., 2000) позволяют сделать заключение, что в пределах медленноспрединговых хребтов 3-й слой океанической коры в центральных и промежуточных частях спрединговых ячеек представляет собой непрерывный горизонт интрузивных пород. В промежуточных частях ячейки эти породы невысокой степени дифференциации: преимущественно троктолиты и оливиновые габбро, - сформировались в небольших быстро остывающих камерах, часто возникающих в нижней коре под осевой зоной спрединга. В центральных частях ячеек могут возникать более крупные камеры, венчающиеся линзой расплава, при застывании которых следует ожидать формирования

более дифференцированных разностей интрузивных пород вплоть до рудных габброидов и гранофилов. В дистальных частях ячеек 3-й слой состоит из частично серпентинизированных ультрабазитов, троктолитов, габброидов, рудных Fe-Ti габброидов и кислых пород, организованных в отдельные самостоятельные структурно-вещественные комплексы, последовательно аккретированные друг к другу. Эти комплексы возникают в результате тектонического отслаивания от поднимающихся протрузий, сложенных преимущественно частично серпентинизированными ультрабазитами, а также блоками плутонических пород, при проникновении в эти протрузии глубинных тектонических срывов (рис. 5.25) (Сколотнев, Пейве, 2013). Подъем протрузий возможен в силу двух причин: из-за появления сил плавучести при серпентинизации ультраосновных пород и вследствие вертикального подъема дна при разгрузке лежачего крыла детачмента, в результате чего возникает куполовидная структура.

Формирование 3-го слоя в дистальных частях спрединговых ячеек принципиально отличается от механизмов его формирования в центральной и промежуточных частях ячейки. В дистальных частях ячеек наряду с магматическим процессом в формировании коры участвует и гидротермальный процесс - серпентинизация ультрабазитов, превращающий мантийные породы в коровые. Следует также отметить, что на состав и строение 3-го слоя в дистальных частях ячеек влияет взаимодействие между расплавами магматических камер и субстратом, при этом важную роль играют тектонические движения. Возникающие в районах сухого спрединга глубинные тектонические срывы – детачменты проникают в участки частично консолидированной магматической камеры и провоцируют в зонах тектонизации процессы взаимодействия между расплавом и частично серпентинизированным субстратом ультраосновного состава. Тектонические стрессы вызывают также выжимание расплавов в ослабленные тектонические зоны и последующую перекристаллизацию пород, образовавшихся из этих расплавов в условиях пластических деформаций.

Следовательно, в дистальных частях спрединговых ячеек формируется нестратифицированная редуцированная океаническая кора хаотического строения. Исходя из выше сказанного, очевидно, правильно вслед за Г. Хессом (Hess, 1955) и М.Р. Мюллером и др. (Muller, 2000) считать, что петрологической границей Мохо в дистальных частях спрединговых ячеек является фронт серпентинизации ультрабазитов.

Таким образом, очевидно, что вдоль оси спрединговой ячейки сейсмические границы, разделяющие слои океанической коры, и сами эти слои имеют различную природу (рис. 2.1). Если под основной частью спрединговой ячейки сейсмические слои соответствуют петрологическим слоям, то в дистальных частях ячейки слоистость отражает степень

серпентинизации перидотитов и степень их насыщенности телами габброидов (Christensen, Salisbury, 1975, Sleep, Barth, 1997), а границей Мохо является фронт серпентинизации (Hess, 1955, Muller, 2000).

5.3.4 О связи между рудообразованием и формированием 3-го слоя океанической коры.

Плутонические комплексы рудных полей Ашадзе и Логачева и впадины Маркова сопряжены с теми участками океанического дна, где обнаружены мощные проявления сульфидных полиметаллических руд. На рудных полях они выражены холмами "черных курильщиков" (Bogdanov et al., 1995, Beltenev et al., 2003), во впадине Маркова - сплошными массивными халькопиритовыми рудами, метасоматически замещающими катаклазированные габбро (Пущаровский и др., 2002, Бельтнев и др., 2004, Сколотнев и др., 2003а). Последние, по-видимому, сформировались в корневых частях рудоносных гидротермальных растворов, разгрузка которых на поверхности дна приводит к образованию "черных курильщиков". Все эти три проявления имеют одинаковую структурно-тектоническую позицию. Они находятся на участках подъема микроплюмов обогащенной мантии в зоне развития куполовидных структур вблизи нетрансформных смещений в непосредственной близости к осевой зоне спрединга, но все же за ее пределами. Принимая во внимание эти наблюдения и механизмы формирования 3-го слоя коры, в настоящей работе принимается, что появление рудных образований в этих районах является закономерным продолжением процессов образования 3-го слоя в дистальных частях спрединговых ячеек, ограниченных нетрансформными смещениями. При этом долгоживущие относительно крупные магматические камеры являются источником глубинного локального тепла, необходимого для возникновения конвективных ячеек гидротермальных растворов. Как показывает пример впадины Маркова, запас тепла у этих камер сохраняется и тогда, когда они находятся вне осевой зоны спрединга (Демидова и др., 2008). Длительные процессы фракционирования в этих магматических камерах, на которые большое влияние оказывают процессы взаимодействия между камерой и серпентинизированным субстратом, приводят к необходимому концентрированию рудных и, в частности, халькофильных элементов в интеркумулусных расплавах, которые могут выжиматься в ослабленные зоны, которые вскоре становятся путями миграции гидротермальных растворов. Выше говорилось, что среди рудных Fe-Ti габбро впадины Маркова, образовавшихся из выжатых интеркумулусных расплавов, встречаются образцы с пирротин-халькопиритовыми каплевидными сростками, ассоциирующими с ильменитами. Таким образом, водный флюид, возникающий в результате дегидратации серпентинов на

контакте камеры и субстрата в зонах тектонизации, концентрирует в себе халькофильные элементы, содержащиеся в первичном расплаве и субстрате. Последующее участие этого флюида в гидротермальных системах, зарождающихся в зонах нетрансформных смещений, может приводить к рудоносности гидротермальных растворов.

Условия благоприятные для рудообразования возникают не в осевой зоне, а за ее пределами по двум причинам. Во-первых, магматическая камера уже не настолько горяча, чтобы гидротермальные растворы, не достигая ее, поднимались вверх. Во-вторых, за пределами осевой зоны камера оказывается вне пределов активной тектоники, хотя и в трещиноватом субстрате. Это создает предпосылки для возникновения устойчивой гидротермальной конвективной системы, не нарушаемой молодыми тектоническими движениями.

Таким образом, можно сформулировать следующий поисковый признак сульфидных полиметаллических руд на морском дне: их всегда можно найти в зонах нетрансформных смещений или в зонах развития куполовидных структур на незначительном удалении порядка 20-50 км от оси спрединга в районах, где распространены обогащенные базальты. Возможно, рудопроявления можно ожидать и в зоне трансформных разломов, хотя таковые и не описаны в Центральной части Атлантики. С точки зрения рудообразования эти участки дна отличаются от зон нетрансформных смещений тем, что здесь, выйдя за пределы активной зоны спрединга, магматическая камера остывает быстрее вследствие эффекта трансформного разлома.

5.4 Выводы

1. Выделено 8 тектоно-магматических типов плутонических комплексов, участвующих в составе 3-го слоя океанической коры в осевой и гребневой зонах САХ в Центральной части Атлантики, пространственное взаиморасположение которых в значительной мере определяется регулярной сегментацией осевой зоны САХ, обусловленной фокусированным характером подосевого мантийного апвеллинга.

2. Два тектоно-магматических типа рифтовых долин характеризуют центральные и промежуточные части спрединговых ячеек. Один из них состоит преимущественно из троктолитов и оливиновых габбро, а также габбро и габброноритов, кристаллизовавшихся в нестационарных, спорадически возникающих магматических камерах небольшого размера, заполненных смесью расплава и кристаллов. В центральных частях ячеек, в соответствии с геофизическими данными, могут возникать магматические камеры больших размеров и венчаться небольшой линзой только одного расплава, подобно тому как в рифтовом сегменте Лакки Страйк. По прогнозам в этом случае в плутоническом комплексе будут преобладать

более дифференцированные породы: габбро и габбронориты при участии рудных Fe-Ti габбро и гранофилов.

3. Три тектоно-магматических типа связаны с дистальными частями спрединговых ячеек: с зонами трансформных разломов и с зонами нетрансформных смещений. На этих участках в относительно крупных долгоживущих изолированных среди серпентинизированных ультрабазитов магматических камерах формируется пестрый плутонический комплекс, образованный троктолитами, габброидами, рудными Fe-Ti габброидами, а также гранофирами: от габбродиоритов до плагиогранитов. В особый тип трансформных разломов выделен тип скважин 1275 ODP, характеризующий верхнюю жидкую часть камер, возникающих в трансформных зонах в эпохи усиления подосевого апвеллинга. В основном он образован переслаивающимися в разрезе неперекристаллизованными рудными Fe-Ti и Fe-Ti-P габброидами с повышенной концентрацией CaO.

4. Важную роль при формировании плутонических комплексов дистальных частей спрединговых ячеек играют тектонические движения. Возникающие здесь глубинные тектонические срывы приводят к образованию в частично консолидированных участках магматической камеры и в смежных участках субстрата зон тектонизации, в и вблизи которых происходит взаимодействие между расплавом и частично серпентинизированным субстратом. В зоны тектонизации также выжимаются модифицированные интеркумулусные расплавы, из которых кристаллизуются рудные Fe-Ti габброиды, испытывающие в случае продолжающегося стресса перекристаллизацию еще на субсолидусной стадии в условиях пластических деформаций. В зонах тектонизации также может происходить частичное плавление уже закристаллизовавшихся габброидов при участии флюида, возникающего при десерпентинизации субстрата, что приводит к образованию высоконатровых диоритов.

5. Вдольосевые вариации состава умеренно дифференцированных пород плутонических комплексов габбро и габброноритов имеют регулярный характер, определяемый регулярным подъемом микроплюмов обогащенной мантии, и проявляющийся в их обогащении $K_2O \pm TiO_2 \pm P_2O_5$.

6. Умеренно дифференцированные габброиды разломной зоны Зеленого Мыса, близко расположенной к плюму Ресечер, среди аналогичных пород, распространенных в других районах, выделяются наиболее высокими концентрациями K_2O и редких литофильных элементов, а также обогащенным характером спектров РЗЭ.

7. Подобно базальтам умеренно дифференцированные габброиды из разломных зон Романш и Чейн имеют повышенные концентрации Na_2O .

8. На участках частого расположения трансформных разломов с большими оффсетами формируются крупные длительно функционирующие магматические камеры, что приводит к кристаллизации в верхней жидкой части камеры Fe-Ti и Fe-Ti-P рудных габбро кумулятивной природы, образующих самостоятельный комплекс плутонических пород – *тип горы Пейве*. Для него характерен свой порядок кристаллизации рудных габбро: от менее титанистых с меньшим содержанием РЗЭ к более титанистым породам.

9. На участках развития куполовидных структур, где разрушается регулярная структура подосевого апвеллинга, формируется самостоятельный тектоно-магматический тип плутонических пород – *тип впадины Маркова*, близкий к таковым развитым в дистальных частях спрединговых ячеек, но включающий менее железистые и титанистые Fe-Ti рудные габбро.

10. Выделены два редких тектоно-магматических типа. Один из них связан с участками проявления щелочного магматизма и представлен щелочными габбро, другой характеризует политрансформ Сан Паулу, участок аномально низкой аккреции коры, где габброиды залегают в виде редких даек.

11. Диориты, встречающиеся в дистальных частях спрединговых ячеек, полигенетичны. Среди них габбродиориты, являющиеся кумулатами наиболее дифференцированных расплавов; породы серии диориты-плагиограниты, представляющие собой остаточные порции расплавов, после кристаллизации из них рудных Fe-Ti габброидов; и высоконатровые диориты, возникшие при частичном плавлении габброидов.

12. В Центральной части Атлантики 3-й слой океанической коры в центральных частях спрединговых ячеек представляет собой непрерывный горизонт интрузивных пород в основном невысокой степени дифференциации. В дистальных частях ячеек он представлен серией последовательно аккрецированных структурно-вещественных комплексов, состоящих из плутонических пород основного состава, образующих протяженный ряд дифференциации, рудных Fe-Ti и Fe-Ti-P габбро, гранофилов и частично серпентинизированных ультрабазитов. Сейсмические границы, разделяющие слои океанической коры, и сами эти слои имеют различную природу в разных частях спрединговой ячейки. Если под центральными частями ячейки они соответствуют петрологическим границам и слоям, то в дистальных частях ячеек слоистость отражает степень серпентинизации перидотитов и степень их насыщенности телами габброидов, а границей Мохо является фронт серпентинизации перидотитов.

13. Образование сульфидных полиметаллических руд на морском дне и в коре закономерно связано с формированием и эволюцией плутонических комплексов зон развития куполовидны структур и нетрансформных смещений.

Глава 6. Состав, строение, происхождение и эволюция внеосевых линейных вулканических структур Центральной части Атлантики

6.1 Введение

В данной главе рассматриваются процессы вертикальной аккреции коры, происходящие за пределами осевой зоны спрединга в районах внутриплитного вулканизма, на основании изучения состава, возраста и строения линейных вулканических структур. Особое внимание уделяется тем из них, которые были объектом экспедиционных исследований на НИС Российской академии наук, организованных Геологическим институтом РАН.

6.1.1 Горячие точки. Наиболее распространенной точкой зрения на природу внутриплитного вулканизма является гипотеза горячих точек, связанных с плюмами глубинной мантии. Происхождение линейных вулканических структур в соответствии с представлениями Дж. Вильсона (1963) и Дж. Моргана (1971) связывается с наличием горячей точки – относительно стационарной и неподвижной разогретой области в подлитосферной мантии, над которой движется литосферная плита. В этой области периодически возникают условия для частичного плавления, сопровождающегося вулканизмом. Возникающие в результате вулканизма острова и подводные горы надстраивают движущуюся литосферную плиту сверху, образуя трек горячей точки. В силу этого возраст вулканов в пределах линейной вулканической структуры по мере удаления от горячей точки увеличивается, а простирание линейной структуры указывает на направление абсолютного движения литосферной плиты. Наблюдаются случаи, когда над горячей точкой проходит осевая зона СОХ, при этом трек сохраняется, из чего следует, что горячие точки располагаются не выше 200-300 км (De Paolo, Manga, 2003).

Подъем плюмового материала под горячими точками происходит циклически с периодичностью 10-20 млн. лет (Schilling, 1985) и соответственно плюм, скорее, представляет собой серию вертикально расположенных блобов (blobs (капли, сгустки)).

Горячие точки испытывают некоторые перемещения, однако они, по мнению (Duncan, Richards, 1991), незначительны в сравнении с движением плит.

Существуют и альтернативные представления о происхождении линейных вулканических структур в океане, они подробно рассмотрены в главе 2.

6.1.2 Состав продуктов внутриплитного вулканизма. Состав, геохимия и изотопия вулканических продуктов, слагающих линейные вулканические поднятия, существенно отличаются от базальтов, образующихся в осевой зоне спрединга САХ.

Статистический анализ валовых составов внутриплитных вулканитов Атлантики проведен в работе Л.Н. Когарко и А.М. Асавина (2007). Ими выделены 5 петрохимических типов первичных расплавов: фойдиты, пикробазальты, базаниты, щелочные базальты и

толеиты. Общая щелочность пород возрастает в ряду толеиты - щелочные базальты - пикробазальты - базаниты - фойдиты, в этом же направлении возрастают концентрации TiO_2 , P_2O_5 и отношения K_2O/Na_2O и TiO_2/Na_2O (например, McDonough, Sun, 1995).

Среди наиболее щелочных пород встречены очень высококальциевые и очень высокотитанистые породы, а среди фойдитов - очень высококальциевые (CaO до 15%) породы. Специфика состава этих пород с точки зрения авторов работы (Когарко, Асавин, 2007) может быть объяснена метасоматозом мантии, происходящим под действием щелочно-силикатных и карбонатных расплавов - флюидов.

Процессы плавления щелочных вулканитов, слагающих океанические острова и подводные горы, рассматриваются на основе экспериментальных данных (например, Hirose 1997, Niu, O'Hara, 2003, Gudfinnsson, Presnall, 2005, Pilet et al., 2008, Dasgupta et al., 2006, 2007, Jackson, Dasgupta, 2008, Brey et al., 2008, Gerbode, Dasgupta, 2010). Эти данные показывают, что хотя при плавлении перидотитов при больших давлениях и очень низких степенях частичного плавления и можно получить щелочные расплавы, но невозможно получить жидкости с такими высокими концентрациями Ti и Fe , как в щелочных породах островов, что, однако, воспроизводится в экспериментах по плавлению эклогитов. Эклогиты и пироксениты используются в качестве объекта плавления как носители рециклинговой океанической коры, поднимающиеся в виде плюмов под океаническими островами. В то же время такие резко недосыщенные кремнеземом расплавы, как фойдиты, не могут получиться при плавлении пироксенитов и эклогитов. Учитывая эти несогласованности, возникающие при плавлении мантийного материала основного и ультраосновного составов, в работе (Gerbode, Dasgupta, 2010) предлагается сложная многостадийная модель формирования первичных щелочных расплавов с участием процессов плавления и метасоматоза, охватывающих карбонатизированные гранатовые лерцолиты и эклогиты. При этом метасоматизирующими агентами, осуществляющими и карбонатный метасоматоз лерцолита и его обогащение Fe и Ti , являются карбонатитовые расплавы, возникающие при субсолидусном плавлении эклогита на различных глубинных уровнях (370–300 км и 220–130 км). Непосредственное выплавление щелочного расплава могло происходить на глубине около 100 км при температуре $1400 \pm 50^\circ C$ при частичном плавлении (1–5%) гранатового лерцолита, содержащего 0,1–0,25 % CO_2 .

Состав щелочных вулканитов зависит не только от глубины и механизма плавления, но и от состава мантийного субстрата, который подробно рассматривался в главах 2 и 4.

6.2 Вариации состава и строения линейных вулканических структур Центральной части Атлантики.

6.2.1 Тектоно-магматическая провинция Св. Елены.

В рассматриваемой части этой провинции (севернее разлома Монтевидео) линейные тектоно-вулканические структуры широко распространены как к западу от оси САХ, так и к востоку (рис. 1.1, 1.2, 1.3). На западе они сконцентрированы в пределах Бразильской котловины. Наиболее крупные из них хребты Витория-Триндади (наиболее южный) и Фернанду-ди-Норонья (наиболее северный) имеют субширотное простирание и заканчиваются на своих восточных окончаниях вулканическими островами. Между ними располагаются горы Байя и Пернамбуку с северо-западным генеральным простиранием (Ерр, Smoot, 1989). В 250 км к северо-востоку от гор Пернамбуку субпараллельно им протягивается безымянная система подводных гор между пассивными частями разломов Фернандо и Вознесения на коре с возрастом 84 млн. лет и старше (Cande et al., 1988, 1992), состоящая из нескольких коротких субпараллельных цепочек подводных гор протяженностью около 300 км. На границе между САХ и Бразильской котловиной между 10°ю.ш. и 11°ю.ш. находится цепь подводных гор северо-западного простирания (в дальнейшем *цепь гор 10-11*).

К востоку от оси САХ располагается большое количество подводных гор, а также ряд островов, объединенных в цепи различных простираний. Большинство исследователей связывают их образование с плюмом глубинной мантии, называемым плюмом Св. Елены (например, Morgan, 1983, Schilling, 1985, Wilson, 1992). В дальнейшем совокупность всех этих структур будет фигурировать под названием *гор Св. Елены*.

6.2.1.1 Горы Св. Елены.

Тектоническое строение гор Св. Елены. Горы Св. Елены образуют широкую полосу, простирающуюся в северо-восточном направлении, пересекая Ангольскую котловину (рис. 6.1). Они протягиваются от осевой зоны САХ до Африканского континента, где продолжают несколькими меловыми и более древними магматическими провинциями Нигерии, трога Бенуэ, а также молодым вулканом Камерун (Fitton et al., 1983, Burke, 2001, Meyers et al., 1998). В полосе шириной около 800 км и протяженностью около 3400 км распознаются цепи вулканических гор и цепи, образованные небольшими (100-150 км длиной) хребтами, разной длины, а также одиночные горы. В осевой части полосы наблюдается сводообразное повышение рельефа с простиранием около 30° (рис. 6.1). Сами цепи имеют различное простирание, при этом по характеру сочетания цепей с различными простираниями *горы Св. Елены* разделяется на 4 поперечных сегмента (рис. 6.1).

В юго-западной части полосы во втором по порядку сегменте от оси САХ на участке протяженностью около 1100 км преобладают отчетливо диагностируемые цепи, простирание которых совпадает с направлением абсолютного движения Африканской плиты (O'Connor et

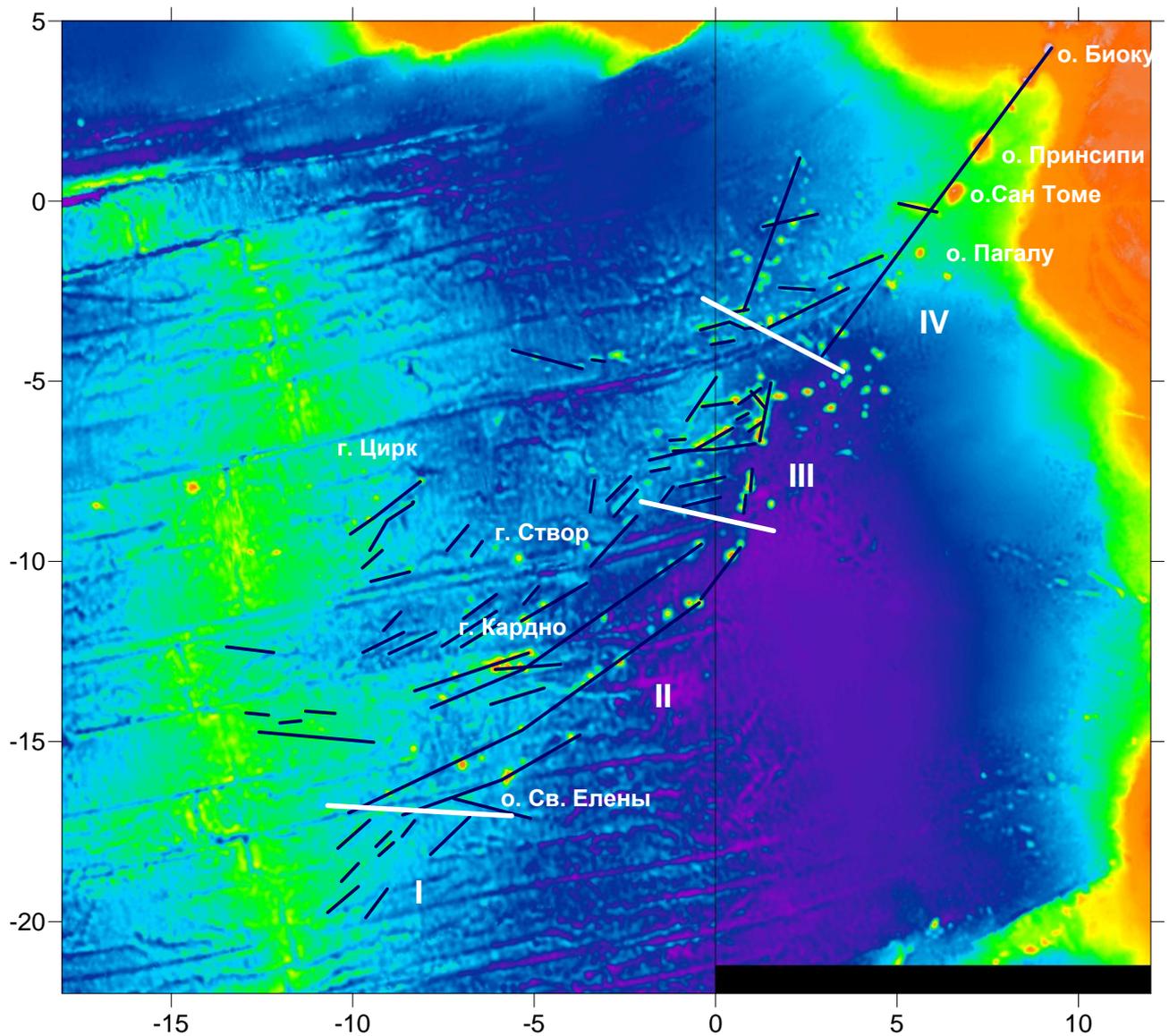


Рис. 6.1 Схема строения океанического дна в районе гор Св. Елены.

Черные линии – оси линейных структур и цепей гор и небольших хребтов, белые линии – границы между сегментами I, II, III, IV.

al., 1999). Более юго-западные части цепей имеют простирание около 65° , северо-восточные части - $45-50^\circ$ (рис. 6.2). К наиболее южной из этих цепей относится остров Св. Елены, представляющий собой вулканическое сооружение, сформировавшееся 9-7 млн. лет назад (Baker, 1973) и приуроченное к зоне трансформного разлома Св. Елена. Горячая точка, в результате которой сформировался остров, судя по направлению и скорости миграции плиты (O'Connor et al., 1999) находится в 140 км к западнее его. Примерно в 90 км севернее протягивается другая цепь (рис. 6.2), образованная горами, для которых определен возраст, приведенный в работе (O'Connor et al., 1999): Бомарше (2,6 млн. лет), Жозефина (7,5 млн. лет), Боннапарт (15 млн. лет), Багратион (18,5 млн. лет). В пределах этой цепи наблюдается

отчетливая прогрессия возраста в северо-восточном направлении. При этом за горой Багратион цепь меняет свое простирание на более северо-восточное.

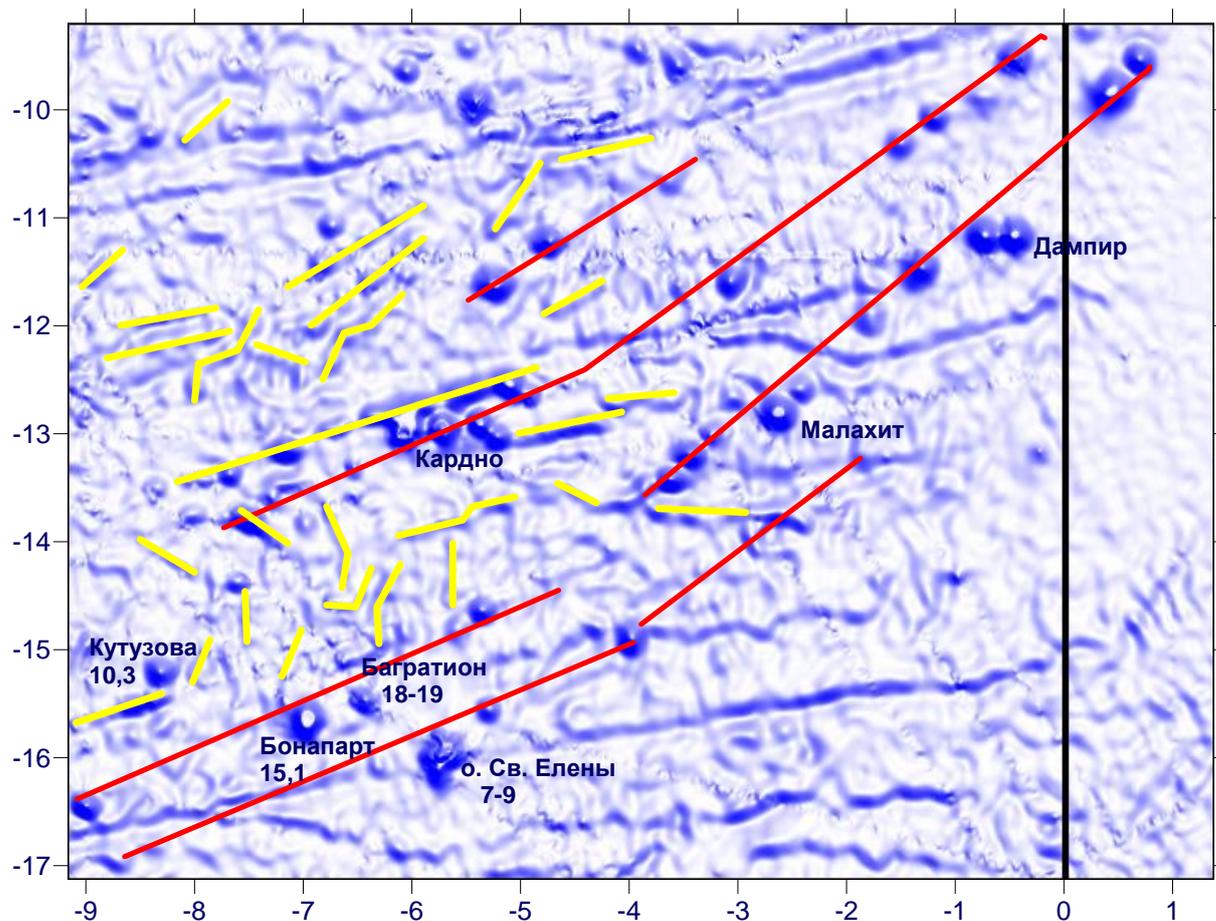


Рис. 6.2 Схема строения океанического дна в районе 2-го сегмента гор Св. Елены.

Красные линии – треки горячих точек, желтые линии – оси прочих линейных структур и цепей подводных гор. Цифры около названий вулканических построек показывают возраст этих построек в млн. лет по (O'Connor et al., 1999).

Таким образом, как и в случае других вулканических структур, приуроченных к Африканской плите, изменение простирания цепи и соответственно изменение направления движения плиты произошло на рубеже около 20 млн. лет назад (O'Connor et al., 1999). На продолжении этой цепи к северо-востоку находятся горы Малахит, Дампир и целый ряд безымянных гор, самая крайняя из которых находится в месте пересечения этой цепи и пассивной части трансформного разлома Бодэ Верде.

Еще примерно в 70 км к северу от цепи Бомарше-Дампир находится гора Кутузова с возрастом 10,3 млн. лет. Очевидно, что ее происхождение связано с самостоятельной горячей точкой. Непосредственно у южного фланга зоны трансформного разлома Кардно, что в 140 км севернее предыдущей цепи, простирается цепь в направлении 65°, куда входит крупная подводная гора Кардно (рис. 6.2). Эта цепь северо-восточнее изменяет простирание на 50° и заканчивается непосредственно к северу от г. Дампир.

Самая северная цепь с описываемыми простираниями располагается между зонами трансформных разломов Кардно и Боде Верде в 180 км к северу от цепи Кардно.

Еще одним структурным элементом данного сегмента являются цепи гор, вытянутые вдоль зон трансформных разломов и располагающиеся вблизи локализации горячих точек, их простирание здесь около 76° . Самая крупная из них связана с горячей точкой Кардно.

Таким образом, на данном сегменте гор *Св. Елены* располагаются, по крайней мере, 5 горячих точек, пространственно тяготеющих к зонам трансформных разломов и к сводовому осевому поднятию гор *Св. Елены*.

В следующем к северо-востоку сегменте наблюдается максимальная концентрация подводных гор (рис. 6.3). Наиболее крупной структурой этого сегмента является цепь протяженностью около 550 км, находящаяся между пассивными частями трансформных разломов Боде Верде и Вознесения, с наиболее крупными горами Топаз на севере и Стрельня на юге. Цепь Топаз - Стрельня в целом имеет простирание около 15° , но состоит из отдельных коротких сегментов длиной 20-50 км, простирание которых около 10° .

От цепи Топаз - Стрельня в сторону оси САХ близко к направлению линий спрединга отходит несколько цепей средней длиной около 100 км (рис. 6.3). Наиболее высокая и длинная из них (до 200 км) - Гвинейская цепь подводных гор.

В 250 км к востоку от цепи Топаз - Стрельня практически у континентального подножия находятся подводные горы Пьера Бразза. В их пределах отдельные горы объединяются в короткие цепи гор разных простираний: северо-западного около 300° и северо-восточного около $50-60^\circ$.

Основным структурным элементом следующего 4-го приконтинентального сегмента является Камерунская вулканическая линия (Fitton, Dunlop, 1985) длиной около 950 км (рис. 6.4). Она состоит из нескольких островов вулканического происхождения, расположенных на одной линии, и заканчивается на континенте действующим вулканом Камерун. Камерунская линия приурочена к сводовому поднятию, выявленному по данным сейсмических исследований (Meuys et al., 1998). Острова северо-востока Камерунской линии формировались длительное время, с юго-запада на северо-восток: о. Пагалу в период 4,8-1 млн. лет назад, о. Сан Томе - 15,7-1 млн. лет назад, о. Принсипе - 31 -3,5 млн. лет назад (Der-Chuen et al., 1994). Если принимать в расчет время начала формирования островов, то в пределах Камерунской линии проявляется отчетливая прогрессия возраста с юго-запада на северо-восток от о. Пагалу к о. Принсипе.

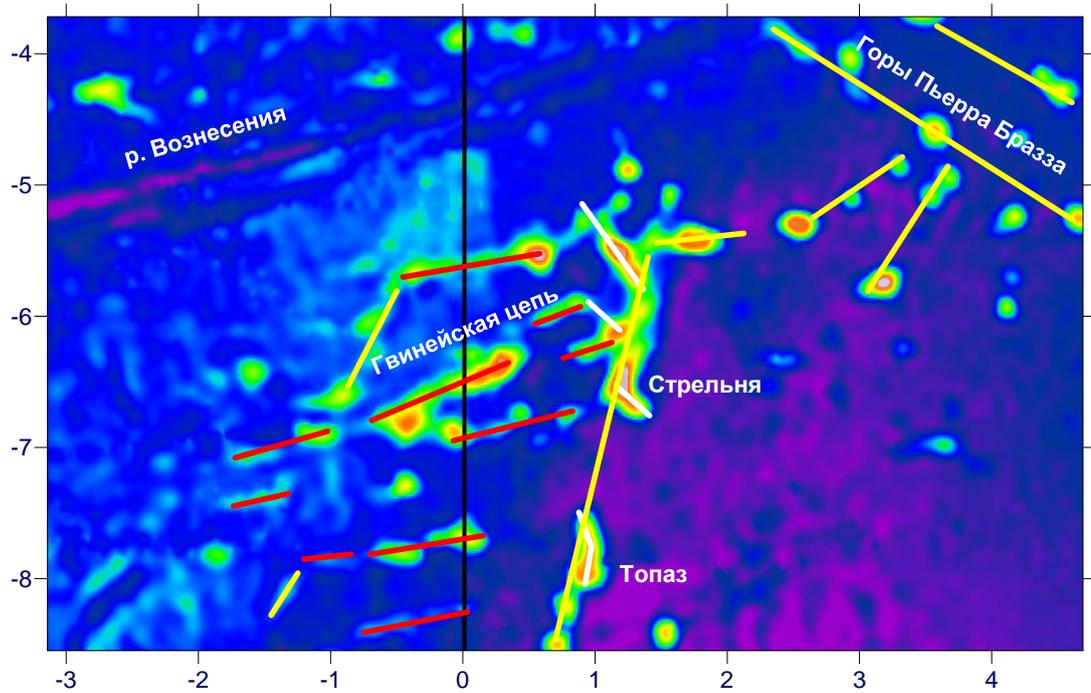


Рис. 6.3 Схема строения океанического дна в районе 3-го сегмента гор Св. Елены.

Линии – оси линейных структур, цепей гор, небольших хребтов: белого цвета – перпендикулярных спредингу, красного – субпараллельных спредингу, желтых – прочим.

В 4-м сегменте также существует протяженная цепь (до 600 км) невысоких тесно расположенных гор, вытянутая вдоль пассивной части разлома Вознесения (рис. 6.4).

На северной окраине этого сегмента в 450 км от Камерунской линии и севернее разлома Вознесения протягивается цепь гор длиной около 500 км. Ее крайним северо-восточным членом являются горы Мунго парк (рис. 6.4). Цепь Мунго парк имеет простирание близкое к простиранию цепи Топаз - Стрельня - 10-15°.

Наиболее юго-западный сегмент гор Св. Елены (первый), примыкающий к осевой зоне САХ, детально описан в предыдущих главах 3 и 4 (рис. 3.11). Здесь выделяются цепи, образованные небольшими хребтами и отдельными горами, имеющими вулканическое происхождение. Они имеют два типа простираний - 30-35° и параллельные линиям спрединга или близкие к ним и протягиваются от горячих точек, широко распространенных во втором сегменте, к осевой зоне САХ, при этом некоторые из них достигают последней. Об их строении и подробно говорилось в главах 3 и 4.

В рассматриваемом регионе на восточном фланге САХ непосредственно к северу от гор Св. Елены также широко распространены вулканические структуры (рис. 6.1). Между трансформными разломами Бодэ Верде и Вознесения в 450 км к востоку от оси САХ примерно в 900 км к северу от о. Св. Елены находится вулканическая гора Цирк с возрастом 6,6 млн. лет (O'Connor et al., 1999). Она является частью цепи с простиранием 65°, характерным для цепей, сформированных действующими горячими точками. Здесь же

отмечаются цепи гор, приуроченные к зонам трансформных разломов, вытянутые вдоль линий спрединга, цепи, имеющие простирание около 30°, и отдельно стоящие горы, среди которых гора Створ, банка Хаттан, о. Вознесения.

Состав вулканитов гор Св. Елены. Состав пород, слагающих вулканические сооружения *гор Св. Елены*, изучены на островах Камерунской линии, о. Св. Елены и о.

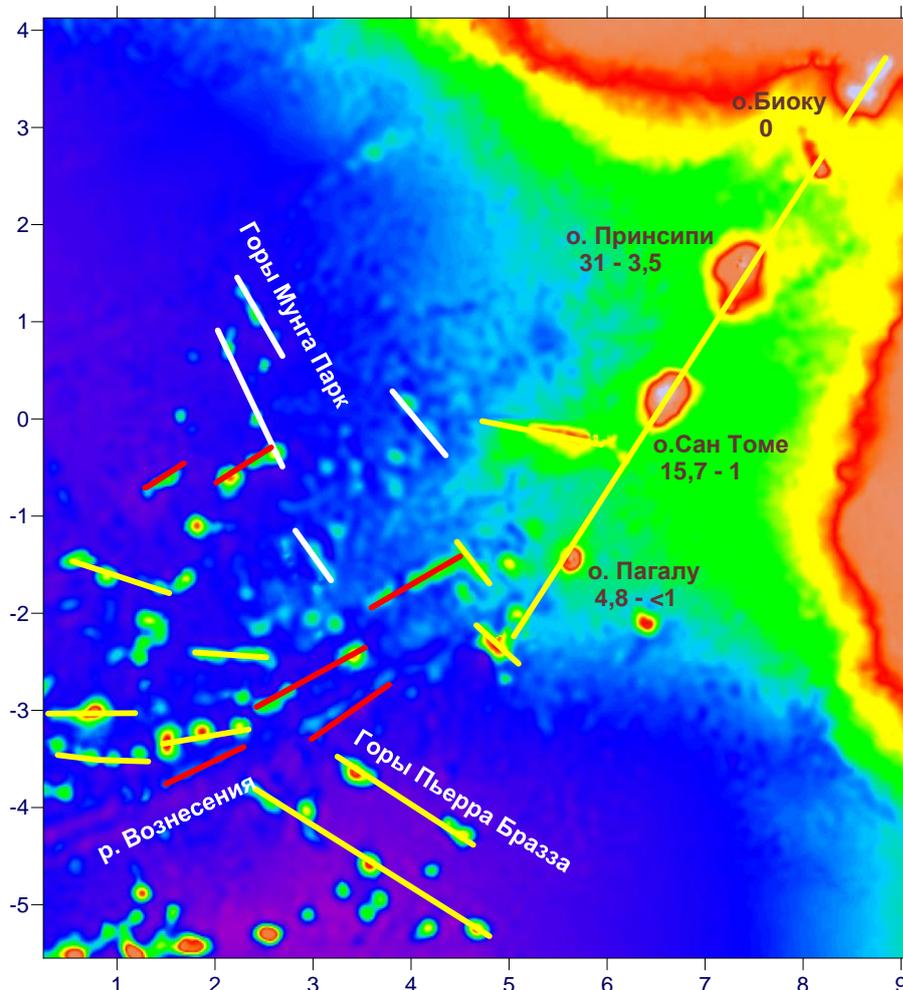


Рис. 6.4 Схема строения океанического дна в районе 4-го сегмента *гор Св. Елены*.

Линии – оси линейных структур, цепей гор, небольших хребтов: белого цвета – перпендикулярных спредингу, красного – субпараллельных спредингу, желтых – прочих
Цифры около названий островов – возраст вулканизма в млн. лет.

Вознесения. В соответствии с (Когарко и Асавин, 2007), на всех островах доминируют продукты щелочно-базальтовых расплавов, помимо них на о. Св. Елена в равной мере встречены базаниты и пикриты, а на островах Камерунской линии распространены базаниты и в меньшей мере фойдиты. Новые данные по составу и геохимии пород о. Св. Елены приведены в работе (Kawabata et al., 2011). Они свидетельствуют о том, что разнообразие составов пород определяется глубиной и степенью частичного плавления плюмового

материала, а также последующей дифференциацией исходных расплавов (рис. 6.5, 6.6). При наибольших степенях плавления образуются расплавы пикробазальтов с пониженными значениями $(La/Sm)_n = 2,6-2,9$, характеризующиеся высокими концентрациями MgO (15-16%) и CaO (12-12,5%) и низкими - Al₂O₃ (9%), TiO₂ (2%), Na₂O (1,2-1,5%), K₂O (0,5-0,6%), P₂O₅ (0,28-0,3%). Они очень резко эволюционируют при увеличении SiO₂ от 43,5% до 46,1% и FeO/MgO от 0,68 до 1,44: происходит быстрое уменьшение концентраций MgO (до 8%) и CaO (до 10,7%) и возрастание - Al₂O₃ (до 14%), TiO₂ (до 3%), Na₂O (до 2,9%), K₂O (до 1%),

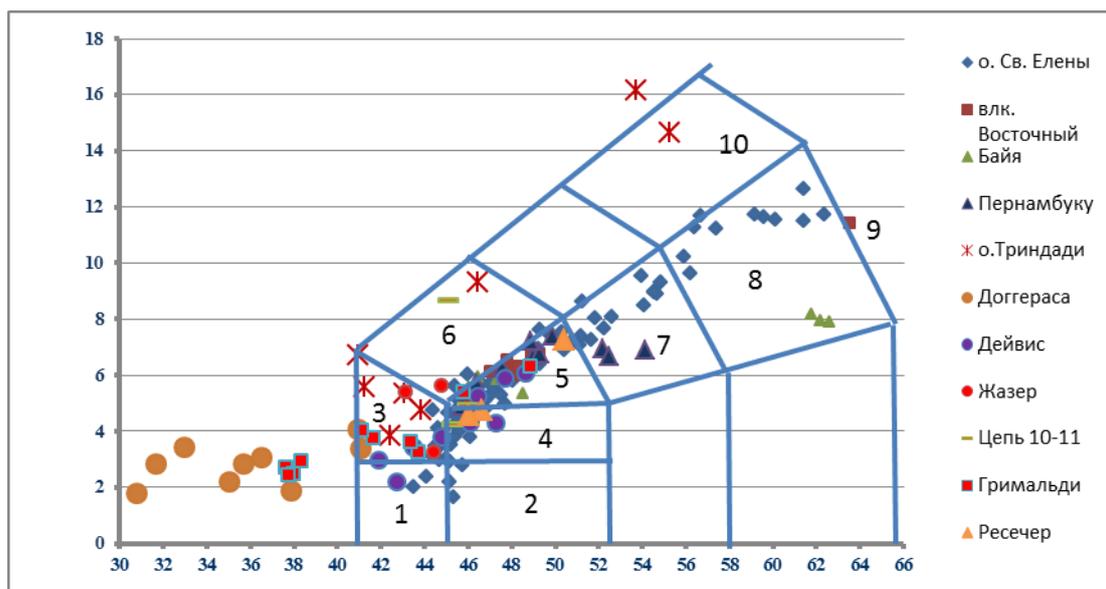


Рис. 6.5 Положение внеосевых вулканитов Центральной части Атлантики на классификационной диаграмме SiO₂ - Na₂O+K₂O (в %).

Границы полей взяты из (Богатилов (гл. ред.), 1983): 1 – пикробазальтов, 2 – толеитовых базальтов, 3 – базанитов, 4 – оливиновых щелочных, базальтов, 5 – трахибазальтов, 6 – тефритов, 7 – трахиандезитобазальтов, 8 – трахиандезитов, 9 – трахидацитов, 10 – фонолитов.

P₂O₅ (до 0,59%) (рис. 6.6). При более низких степенях частичного плавления образуются расплавы трахипикробазальтов ($(La/Sm)_n = 2,9-4,2$) с существенно более низкими концентрациями MgO (5,1-6,6%) и CaO (10-10,9%) и более высокими - Al₂O₃ (15,2-15,8%), TiO₂ (3,2-3,5%), Na₂O (2,6-3%), K₂O (0,85-1,2%), P₂O₅ (0,45-0,65%). Эти расплавы медленно эволюционируют при увеличении SiO₂ от 44,5% до 52% и FeO/MgO от 1,6 до 4,5: происходит уменьшение концентраций FeO (до 10%), MgO (до 2,45%) и CaO (до 6%) и возрастание - Al₂O₃ (до 17%), Na₂O (до 4,5%), K₂O (до 2,25%), P₂O₅ (до 1,2%) (рис. 6.6). Более сложное поведение у TiO₂, вначале до уровня SiO₂ = 45-47% его концентрации возрастают (до 3,85%), а затем снижаются к андезитодацитам (SiO₂ = 57%) до 0,25% и далее изменяются слабо.

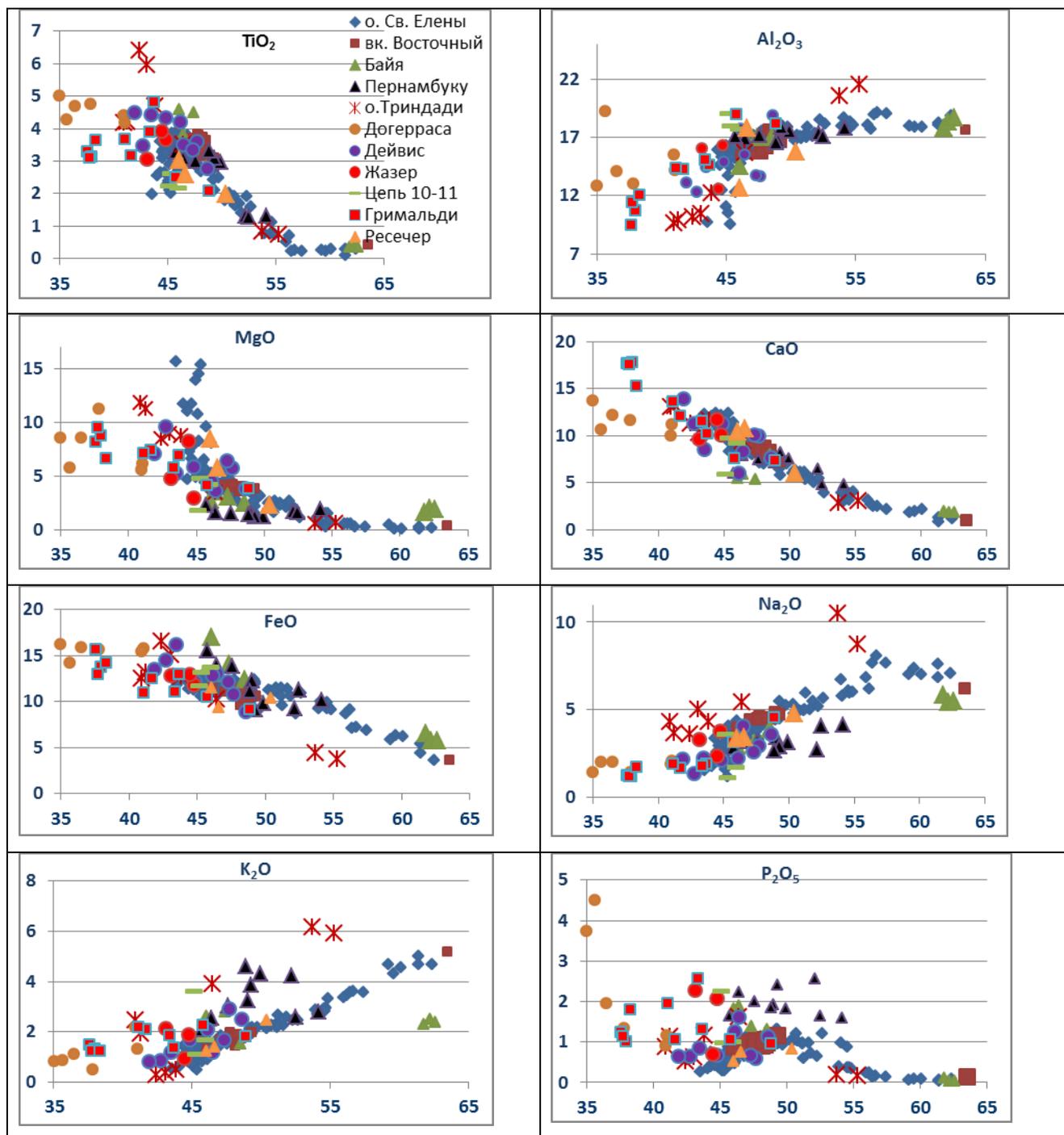


Рис. 6.6 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) в вулканитах внеосевых структур Центральной части Атлантики в зависимости от концентрации кремнекислоты (в %).

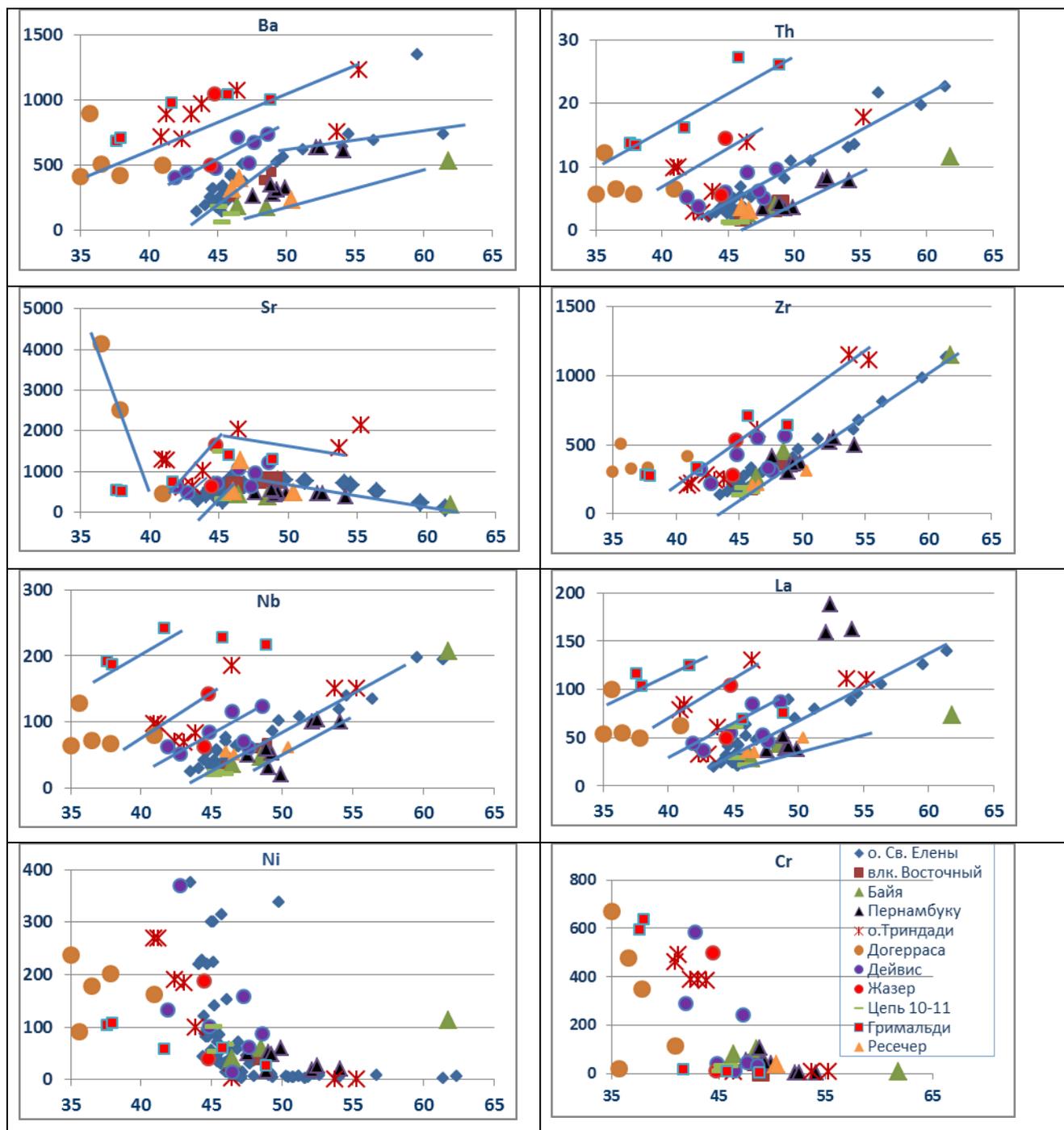


Рис. 6.7 Вариации концентраций редких элементов (в г/т) в вулканитах внеосевых структур Центральной части Атлантики в зависимости от концентрации кремнекислоты (в %).

глубокие отрицательные аномалии Sr и Pb и неглубокая - U. На спайдерграммах кислых пород поднимается общий уровень спектров, усиливается аномалия Sr и появляются положительные аномалии Zr и Hf. Пикробазальты имеют в среднем более низкие значения $(Sm/Nd)_n$ (3,65-3,9) по сравнению с трахипикробазальтами (3,8-4,15), т.е. их расплавы плавилась в менее глубоких условиях. Судя по неширокому диапазону вариаций

отношений $(\text{Nb/La})_n = 1,2-1,4$, $(\text{Ba/La})_n = 0,75-0,9$, $(\text{Ba/Nb})_n = 0,6-0,7$, $(\text{Ba/Th})_n = 0,7-0,9$, расплавы обоих типов генерировались из единого мантийного источника, обладающего незначительной гетерогенностью (рис. 6.9).

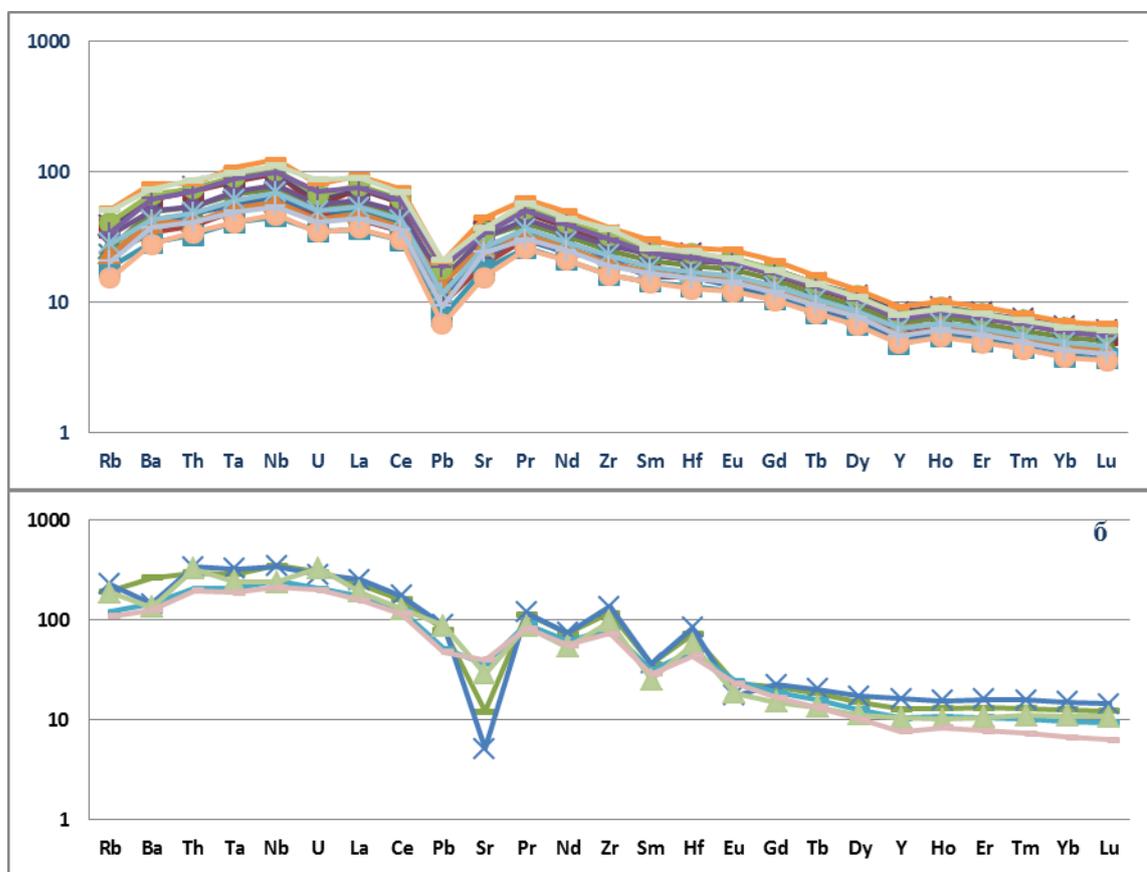
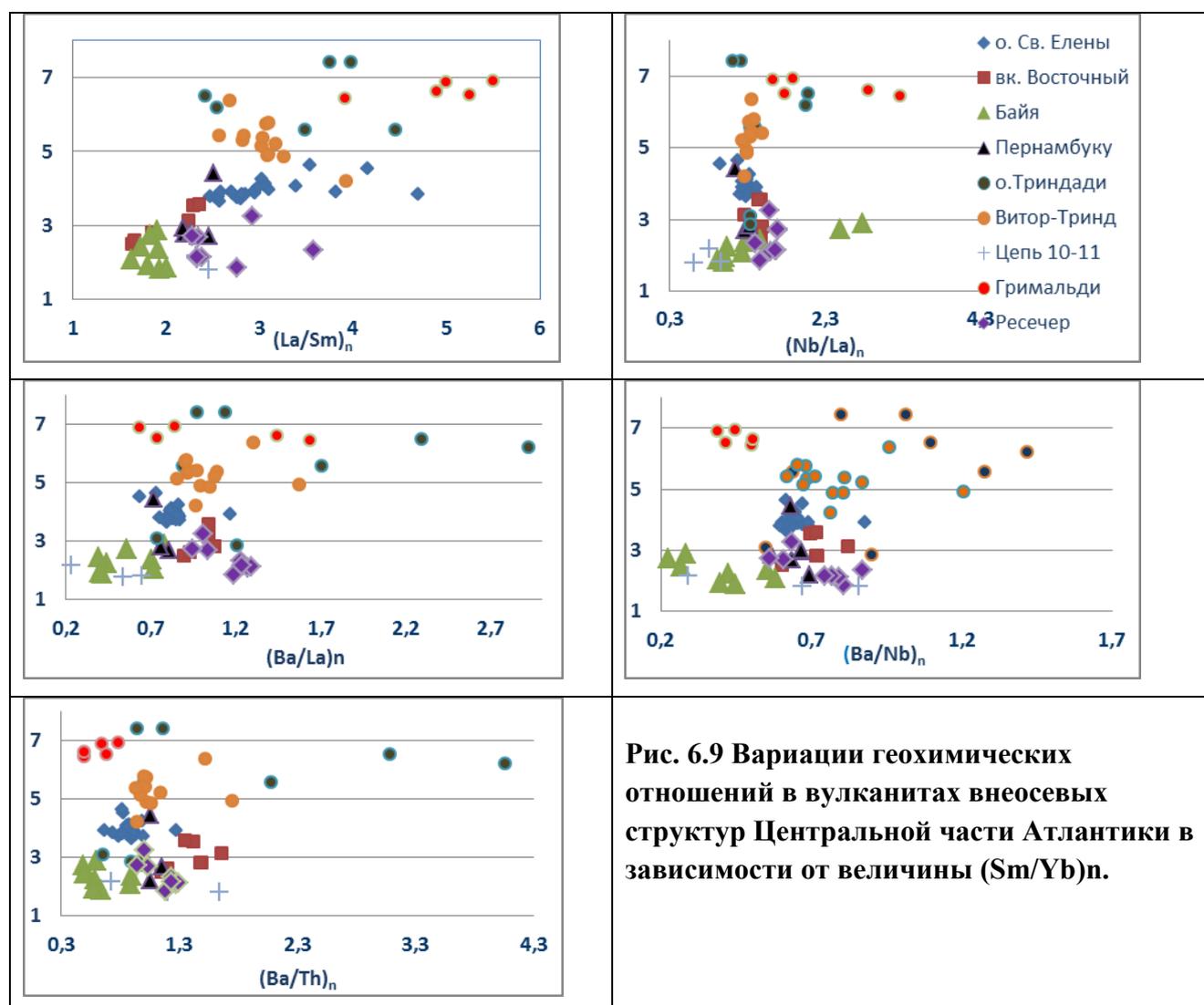


Рис. 6.8 Спайдерграммы вулканитов о. Св. Елены: а - основного, б – кислого состава.

Вулканиты о. Св. Елены, как уже говорилось, обладают изотопными параметрами очень близкими к таковым у мантийного компонента HIMU: очень высокие значения всех изотопных отношений свинца (рис. 6.10), умеренно повышенные значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и умеренно пониженные - $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ (например, Der-Chuen et al., 1994). Характерной геохимической чертой этих вулканитов являются высокие нормированные значения Nb и Ta и пониженные величины K на спайдерграммах (Weaver et al., 1987).

В вулканитах Камерунской линии также значительную роль играет вещество мантийного компонента HIMU (Halliday et al., 1988), при этом максимум изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ приходится на район границы континент-океан (острова Биоко и Этинде и вулкан Камерун), затем они последовательно уменьшаются в обе стороны этой линии. В работе (Halliday et al., 1988) отмеченные вариации $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ связываются не с гетерогенностью мантийного источника, а с участием в плавлении метасоматизированной литосферной мантии. На это указывают как изотопный состав глубинных ксенолитов из

этого района (Lee et al., 1996), так и более детальные геохимические работы (Marzoli et al., 2000). Последние свидетельствуют, что в составе вулканитов имеется большой вклад обогащенной мантии EM. В работе (Rankenburg et al., 2004) приводятся убедительные доказательства, основанные на данных осмиевой изотопии, того, что обогащенная мантия EM имеет двойную природу, в процессах плавления участвует не только литосферная метасоматизированная мантия, но и континентальная кора, при этом как в континентальной, так и в океанической части Камерунской линии. В океанической мантии фрагменты континентальной коры, также как и метасоматизированной мантии оказались на стадии раскола Гондваны. Участие коры в плавлении приводит к уменьшению величины $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, а континентальной мантии - к увеличению $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.



На спайдерграммах вулканитов Камерунской линии (Fitton, Dunlop, 1985, Marzoli et al., 2000) также присутствует типичная для продуктов мантийного компонента HIMU резкая положительная аномалия Nb-Ta и отрицательная K, но дополнительно на них имеется и

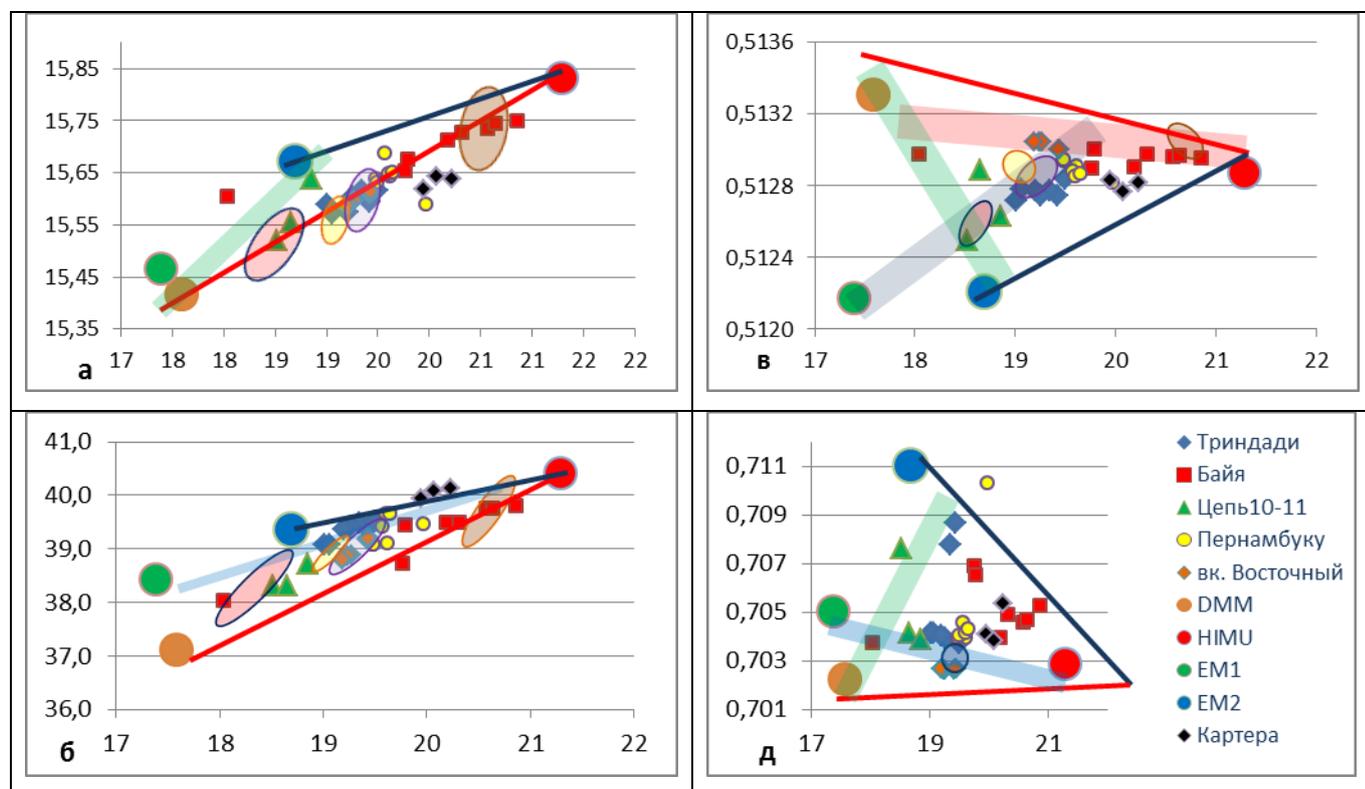


Рис. 6.10 Вариации изотопных отношений внутриплитных вулканитов Центральной части Атлантики в зависимости от величины $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

a – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, *б* – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, *в* – $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$, *г* – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Круги – составы мантийных компонентов: DMM (коричневый), HIMU (красный), EM1 (зеленый), EM2 (синий) по (Zindler et al., 1982). Красная линия – линия NHRL по (Hart, 1988), синяя – линия смешения между HIMU и EM2. Полосы – области смешения между различными мантийными источниками: синяя – между EM1 и HIMU с небольшой добавкой DMM, зеленая – EM2 и DMM с небольшой добавкой HIMU, красная – DMM с небольшими добавками HIMU и EM2. Овалы – поля составов вулканитов: коричневый – о. Св. Елены, сиреневый – о. Триндади, желтый – о. Фернанду ди Норонья, розового – о. Тристан да Кунья

положительная аномалия Ba, что свойственно для геохимии продуктов обогащенной мантии EM (Weaver et al., 1987).

Вулканиты о. Вознесения в основном представлены кислыми разностями при небольшом количестве основных вулканитов типа щелочных базальтов и гавайитов (Le Bas et al., 1986). По изотопии свинцов и неодима, а также по поведению Nb и Ta они близки к вулканитам о. Св. Елены, но резко отличаются от них более высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и

Ва, при этом отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ последовательно выше во все более кислых породах (Kar et al., 1998). По мнению авторов этой работы, данные особенности изотопии стронция обусловлены внедрением метаморфизованной морской воды в промежуточную магматическую камеру.

Обсуждение. По характеру взаимоотношения линейных структур различного простирания, отражающих особенности их происхождения, широкая полоса *гор Св. Елены*, подразделяется на 4 сегмента. Ключевым для понимания природы *гор Св. Елены* является 2-й сегмент (рис. 6.2). В этом сегменте концентрируются горячие точки, по крайней мере, их около 5: Св. Елены, Бомарше, Кутузова, Кардно и еще одна к северу от горы Кардно, с которыми связаны цепи подводных конусовидных гор. Эти цепи являются треками горячих точек, простирания которых соответствуют направлению абсолютного перемещения Африканской плиты: 50° до 20 млн. лет назад и 65° в более позднее время (O'Connor et al., 1999). Состав, геохимия и изотопия вулканитов о. Св. Елены указывают на то, что формирование этих горячих точек связано с плюмом глубинной горячей мантии, состав которой очень близок мантийному компоненту HIMU. В литературе этот плюм называется плюмом Св. Елены (Morgan, 1983). Очевидно, что плюм Св. Елены, следы которого по данным сейсмотомографии прослеживаются до низов мантии, имеет ветвистый характер, разделяясь на несколько подводящих каналов, в том числе, порождающих горячие точки и за пределами *гор Св. Елены*, как например, в случае с г. Цирк. В соответствии с сейсмотомографическими построениями, приведенными в работе (Montelli et al., 2004), под островами Св. Елены и Вознесения наблюдаются отдельные области разуплотненной мантии, уходящие вглубь мантии до 1000 км, ниже этого уровня стволы соединяются. Расстояние между этими островами около 1280 км. Очевидно, что между двумя этими стволами могут находиться источники многочисленных горячих точек, наблюдающихся в этом районе, но конечный их источник один - плюм Св. Елены.

В первом приосевом сегменте основу (рис. 6.1) структурного плана океанического дна составляют цепи, сложенные небольшими невысокими хребтами и горами вулканического происхождения, двух простираний: в северной части субпараллельного направлению спрединга (около 76°) и в южной части - 30° , которые протягиваются от выше указанных горячих точек к осевой части САХ. Они подробно анализировались в главе, посвященной тектоническому строению дна, и с нашей точки зрения, маркируют каналированные субгоризонтальные подлитосферные потоки мантийного плюмового вещества от горячих точек к осевой части САХ. Направления этих потоков определяются в первом случае (76°) резкими градиентами в тепловом поле мантии и соответственно градиентами ее прочности

(Shilling, 1985, 1991, Douglass et al., 1995, 1999) и во втором случае (30°) - направлением тектонически ослабленных зон в литосфере (Сколотнев и др., 2009).

В 3-м сегменте, занимающем среднее положение в системе гор Св. Елены, наблюдается максимальная концентрация подводных гор (рис. 6.3). Основной стиль строения этого сегмента определяется цепью Топаз - Стрельня, продолжающей цепь Бомарше - Дампир, но имеющей простирание ($10-15^\circ$), близкое к ортогональному к простиранию трансформных разломов Боде Верде и Вознесения на этом участке, между которыми протягивается эта цепь. Такое положение цепи предполагает, что она возникла, когда горячая точка совпадала с осевой частью САХ, при этом плюмовый материал растекся вдоль спредингового сегмента. В этом случае время формирования этой цепи близко к возрасту океанического дна, на котором она находится. В соответствии с картой магнитных аномалий (Cande et al., 1988) она протягивается между 33 и 34 магнитными аномалиями и ее возраст составляет около 77-80 млн. лет.

От цепи Топаз - Стрельня в сторону оси САХ отходит ряд коротких цепей, в том числе Гвинейская цепь с простиранием близким к простиранию трансформных разломов. Скорее всего, они имеют такую же природу, как и невысокие цепи в приосевом сегменте гор Св. Елены, т.е. маркируют бывшие каналированные субгоризонтальные сублитосферные потоки плюмового материала от горячей точки в сторону оси спрединга.

В 4-м приконтинентальном сегменте к северу от разлома Вознесение наблюдается цепь гор *Мунга парк* по размерам и простиранию похожая на цепь Топаз - Стрельня и находящаяся на дне с таким же возрастом (рис. 6.4).

Главной структурой 4-го приконтинентального сегмента является Камерунская линия (например, Fitton, Dunlop, 1985) с простиранием около 30° , уходящая от вулкана Камерун в сторону океана (рис. 6.4). На континенте она продолжается серией вулканических сооружений, выстраивающихся вдоль линии с простиранием 45° . Океанские структуры Камерунской линии формировались в течение 1 - 31 млн. лет, наземные - 0 - 37 млн. лет. Изотопные и геохимические исследования вулканитов этой линии свидетельствуют о том, что они плавилась из мантийного источника сложного состава, в котором резко доминирует мантийный компонент НМУ, указывающий на участие плюмового материала.

Камерунская линия не может быть отнесена к структурам, производным от горячей точки, поскольку во время ее формирования Африканская плита в основном двигалась в направлении 65° , тогда как простирание Камерунской линии 30° . Существует несколько точек зрения на происхождение Камерунской линии. В работе (Meysers et al., 1998) ее происхождение объясняется поступлением глубинного материала от линейного плюмового источника, датируемым около 30 млн. лет. В соответствии с (Burke, 2001), Камерунская линия

формировалась из потока горячего материала из-под Африканского континента, поступление которого началось около 30 млн. лет назад со стороны горячей точки, локализованной в настоящее время в крайней северо-восточной континентальной части Камерунской линии, вдоль тектонически ослабленной зоны в литосфере, в которой существовали условия растяжения. В работе (Coulon et al., 1996) предполагается, что вулканизм Камерунской линии наследует вулканизм, имевший место в трогге Бенуэ вплоть до 49 млн. лет назад, и причины новой вулканической активности в этом районе объясняются реактивизацией ископаемого подводющего канала плюма Св. Елены, мигрирующего вместе с Африканской плитой. В работе (Пейве, 2011) основная роль в формировании Камерунской линии и в целом всех *гор Св. Елены* отводится линейному подъему горячей мантии в этом районе, главный этап которого был в олигоцене.

При критическом осмыслении разных точек зрения, в настоящей работе предлагается следующий сценарий образования Камерунской линии. Хотя отдельные острова этой линии формировались в течение длительного времени (например, о. Принсипе в течение 27 млн. лет), наблюдается отчетливая прогрессия возраста инициального вулканизма среди океанских структур с юго-запада на северо-восток от 4,8 млн. лет к 31 млн. лет. Это дает повод предположить, что либо Камерунская линия формировалась в результате плавления плюмового материала, двигавшегося по сублитосферному субгоризонтальному каналу со стороны континента. В континентальной части линии от вулкана Камерун на северо-восток также наблюдается прогрессия возраста: 0 - 37 млн. лет назад, хотя на северо-востоке имеются и более молодые вулканические комплексы (плато Биу - менее 5 млн. лет). При этом простирание континентальной части линии (45°) более близко к направлению движения Африканской плиты. Из этого следует, что горячая точка, связанная с плюмом глубинной мантии, который может быть назван Камерунским, локализована в районе вулкана Камерун и островов Биоко и Этинде, как это предполагается в работе (Meuys et al., 1998). Эта область наиболее молодого вулканизма и ее вулканы характеризуются наиболее высокими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, что свидетельствует о максимальном вкладе компонента НМУ и соответственно плюмового материала. Континентальная ветвь Камерунской линии это трек данной горячей точки. От горячей точки с момента ее возникновения, когда она еще находилась под Африканским континентом, зародился каналированный поток плюмового материала, направленный в сторону менее прочной океанской литосферы по сравнению с мощной холодной континентальной литосферой, и приуроченный к тектонически ослабленной зоне. При пересечении этим потоком других ослабленных зон, в частности, разломов, оконтуривающих ступени континентального склона, в нем возникали зоны магмогенерации, над которыми стали формироваться вулканические сооружения. Этот

процесс действовал длительное время, поскольку шла постоянная подпитка этих зон горячим плюмовым материалом. Материал этого потока частично растекался и вдоль поперечных ослабленных зон. Так возникли небольшие цепи подводных гор субпараллельные континентальной окраине, в частности, таковые наблюдаются среди гор Пьера Бразза.

По пути следования плюмовый материал потока смешивался с деплетированной мантией и в нем сокращалась доля мантийного компонента НМУ, что реконструируется по последовательному уменьшению значений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от вулкана Камерун в сторону океана. В процессах плавления также участвовало вещество метасоматизированной континентальной мантии и нижней континентальной коры (Rankenburg et al., 2005). Это чужеродное вещество оказалось в окраинно-океанической области в силу тектонической деляминации континентальной литосферы на стадии рифтинга и вхождения деляминированных фрагментов в океанскую мантию на стадии раскола континента.

Таким образом, Камерунская линия это горячая линия, являющаяся активной в том смысле, что своим происхождением она обязана динамически активному каналированному потоку плюмового материала.

Активных горячих линий, но меньших размеров, чем Камерунская линия, в пределах *гор Св. Елены* много, большинство из них связаны с пассивными частями трансформных разломов, последнее свидетельствует об определяющей роли в их образовании тектонически ослабленных линейных зон в литосфере, каковыми являются зоны трансформных разломов. В работе (Burke, 2001) образование Камерунской линии также связывается с тектонически ослабленной зоной в литосфере, имеющей диагональное простирание по отношению к структурам спрединговой системы. Однако его трактовка природы этой зоны (особенности геометрии окраины континента), не может быть признана универсальной, поскольку горячие активные линии такого же простирания ($30-35^\circ$) наблюдаются и далеко от континента вблизи оси САХ в 1-м приосевом сегменте *гор Св. Елены*. В главе 3, посвященной описанию тектонического строения океанического дна, было показано, что в приэкваториальной части Южной Атлантики имеются диагональные линейные структуры растяжения. Камерунская линия и другие структуры *гор Св. Елены* могут быть частью системы этих структур. Сделано предположение, что они связаны с одной из глобальных диагональных систем разломообразования на поверхности Земли, возникающих в силу с ее вращения (Анохин, Одесский, 2001, Байбулатова и др., 1990, Долицкий, 1985).

Таким образом, *горы Св. Елены* формировались в результате функционирования горячих точек, возникших над разветвляющимся плюмом Св. Елены, и связанных с ними субгоризонтальных подлитосферных каналированных потоков плюмового материала в сторону осевой зоны САХ, а также Камерунского плюма, порождающего каналированный

поток плюмового материала из-под континента в сторону океана. Проявления плюма Св. Елены обнаруживаются под океанской частью Африканской плиты, начиная с 77-80 млн. лет назад, в виде горячей точки между разломами Боде Верде и Вознесения, положившей начало формированию цепи Бомарше - Дампир. Это было время заметного усиления вулканической активности, связанной либо с усилением активности плюма, либо с тем, что плюм в это время находился под осевой зоной спрединга САХ. В дальнейшем возникали новые горячие точки, в том числе, под Южно-Американской плитой между разломами Кардно и Св. Елены. В настоящее время основной подводящий канал плюма локализуется примерно под о. Св. Елены, где существует целый куст близко расположенных горячих точек. Камерунский плюм возник под западной окраиной Африканского континента около 37 млн. лет назад, сейчас он находится примерно под вулканом Камерун. Появление этого плюма, вероятно, связано с одной из эпох активизации Африканского суперплюма (Hoernle et al., 1995, Romanowicz, Gung, 2002).

В целом, *горы Св. Елены* представляют собой активно развивающуюся мезоструктуру, объединяющую несколько горячих точек и несколько горячих линий активного типа, в совокупности образующих широкую полосу.

6.2.1.2 Горы Байя

Строение и возраст гор Байя. Подводные горы Байя состоят из нескольких *цепей подводных гор северо-западного простирания*, одной наиболее протяженной *цепи* (длиной около 350 км) *субширотного простирания*, протягивающейся между меридианами 28°з.д. и 32°з.д. и приуроченной к пассивной части разлома Боде Верде (рис. 6.11, 6.12), а также *субмеридионального хребта*, расположенного в центральной части гор в районе меридиана 33°з.д. *Северо-западные цепи* располагаются между хроной 34 (83 млн. лет) (Cande et al., 1988, 1992) и окраиной Южной Америки. К востоку от *субмеридионального хребта 33°з.д.* наблюдаются *северная и южная ветви* гор Байя с простиранием около 305°, расстояние между которыми около 220 км. *Южная ветвь* представлена хребтом Ферраз длиной около 170 км, состоящим из тесно расположенных конусовидных гор на общем основании с базальной глубиной 4400 м. С крайней восточной горы этого хребта, имеющей плоскую вершину на глубине 987 м, при драгировании получены сильно гидротермально измененные базальты (Cherkis et al, 1992). *Северная ветвь* длиной около 180 км устроена сложнее. Ее крайняя юго-восточная часть образована отдельными конусовидными горами, в том числе, г. Грелль с вершиной на глубине 1860 м (Cherkis et al, 1992). В центральной части ветви располагается крупная гора Стокс неправильных очертаний с уплощенной вершиной на глубине 1480 м. В целом она имеет субширотное простирание, но ее более высокая часть

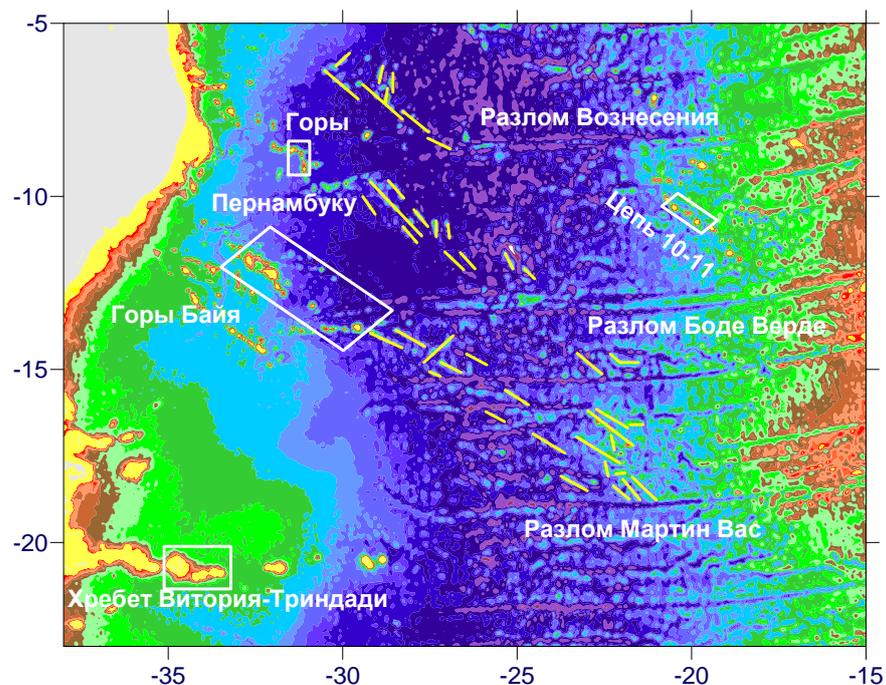


Рис. 6.11 Схема строения океанического дна в районе Бразильской котловины. Белыми многоугольниками оконтурены полигоны работ Геологического института РАН. Желтые линии - оси неназванных линейных диагональных структур и цепей гор и небольших хребтов.

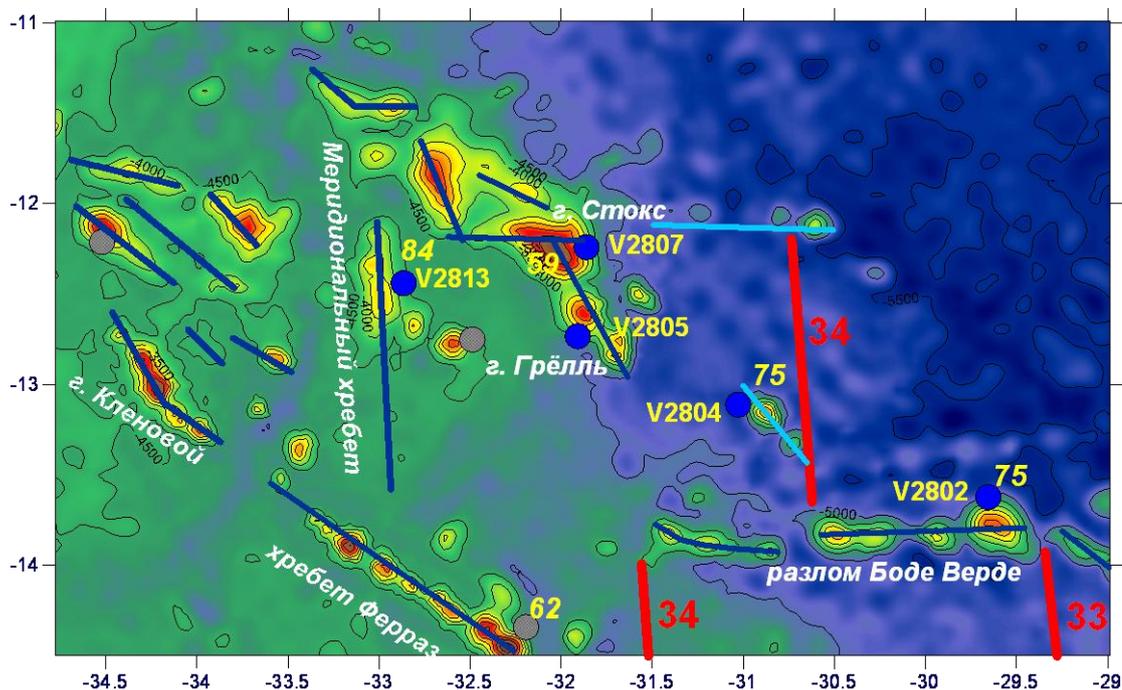


Рис. 6.12 Схема строения океанического дна в районе гор Байя. Синие кружки - станции драгирования 28-го рейса НИС "Академик Вавилов", возле них номера станций, серые кружки - станции драгирования из работы (Braun, 1995). Желтые цифры - возраст вулканитов в млн. лет с ближайшей горы. Синие линии - оси линейных структур и цепей гор, красные линии - магнитные аномалии, красные цифры возле них - номера аномалий.

(выше 2200 м) имеет северо-западное простирание 305° . От г. Стокс в широтном направлении в обе стороны отходят отроги длиной 30-50 км, по-видимому, маркирующие зону палеотрансформа. Западный отрог стыкуется с *субмеридиональным хребтом 33 э.д.* под прямым углом. В северо-западной части *северной ветви* наблюдается уплощенная протяженная гора субмеридионального простирания, не стыкующаяся, но находящаяся на одной линии с *субмеридиональным хребтом 33 э.д.* Горы Стокс и Грелль являются гайотами и, следовательно, в момент своего формирования выступали над уровнем моря.

Северная ветвь является наиболее крупной структурой гор Байя. На ее продолжении в 70 км к юго-востоку примерно посередине между ней и *субширотной цепью* располагаются две конусовидные горы.

Между *южной и северной ветвями* протягивается *субмеридиональный хребет 33 э.д.* протяженностью 70 км и шириной 20 км. Он состоит из цоколя с базальной глубиной 4400 м и наименьшей глубиной 2800 м, на котором располагаются три отдельных горы высотой не более 420 м. Его цоколь в южном направлении практически достигает хребта Ферраз. В 30-50 км к юго-западу от хребта расположены две конусовидные горы. Со склонов наиболее крупной из них (координатами вершины $12,8^\circ$ ю.ш. \times $32,6^\circ$ э.д.) с вершиной на глубине 1740 м получены сильно измененные базальты. Характер изменений говорит о том, что они формировались в субаэральных условиях. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст базальтов составляет 62 ± 4 млн. лет (Cherkis et al, 1992).

К северо-западу от *субмеридионального хребта 33 э.д.* протягиваются две короткие цепи (90-110 км) с расстоянием между ними около 120 км, в том числе, более южная гора Кленовой с простиранием около 290° . В сторону Южно-Американского континента на простирании этих цепей и северной ветви гор Байя встречаются редкие отдельные горы.

На продолжении гор Байя к юго-востоку встречаются отдельные небольшие подводные горы, иногда образующие короткие цепи с простиранием близким к простиранию гор Байя. Эти цепочки не только надстраивают друг друга, но могут быть и параллельны друг другу, они встречаются вплоть до западной пассивной части разлома Св. Елены (район магнитной аномалии 20 (кора с возрастом 43-46 млн. лет)) (рис. 6.11).

В 28-м рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов» был получен каменный материал, характеризующий состав *северной ветви гор, субмеридионального хребта и субширотной цепи* (Сколотнев и др., 2010б, 2010в). Положение станций опробования показано на рис. 6.12. Со склонов гор наряду с вулканитами драгированы известняки. Среди них встречены разности, сформировавшиеся вскоре после окончания вулканической деятельности. Этот вывод сделан на основании того, что в их составе присутствует эдафогенный материал,

возникавший при разрушении вулканических построек. Возраст этих известняков, определенный при изучении видового состава фораминифер и наннопланктона, различается на разных горах. Известняк с *горы V2802*, представляющей *субширотную цепь*, имеет маастрихтский возраст (65–70 млн. лет), на г. Стокс подняты маастрихтские известняки и более древние - коньяк-сантонские разности (84–87 млн. лет) (Сколотнев и др., 2012а). В образце с *субмеридионального хребта* обнаружены меловые фораминиферы.

Для определения возраста вулканитов из четырех образцов с четырех изученных гор (*V2802, V2804, г. Стокс, хребет 33* э.д.) были выделены монофракции цирконов для определения их U-Pb возраста на вторичном ионном масс-спектрометре высокого разрешения SHRIMP-II. Результаты проведенных исследований представлены в статье (Сколотнев и др., 2012а). Возрастные датировки отображены на рис. 6.12.

Возраст вулканита с наиболее юго-западной горы (*V2802*), расположенной в пассивной части разлома Боде Верде, – 75.2 ± 0.75 млн. лет. Этот возраст находится в соответствии с маастрихтским возрастом известняков со склонов этой горы и близок к возрасту дна, на котором располагается эта гора. Последний, судя по тому, что примерно в этом районе проходит 33-я магнитная аномалия (Cande et al., 1988), составляет 78-80 млн. лет. Таким образом, гора *V2802* формировалась вблизи осевой зоны САХ.

Возраст изученного вулканита со следующей к северо-западу горы *V2804*, расположенной между *субширотной цепью* и *северной ветвью*, практически такой же – 75 ± 0.75 млн. лет, хотя эта гора располагается на более древнем океаническом дне.

Также надежно определен возраст базальта с *субмеридионального хребта 33* э.д. Он составляет 83.9 ± 1 млн. лет. Полученный возраст находится в соответствии с меловым возрастом известняков, развитых на его склонах, однако существенно меньше возраста океанического дна (90-95 млн. лет), если его подсчитать, исходя из расположения в этом районе линейных магнитных аномалий (Cande et al., 1988).

Цирконы, выделенные из образца базальта г. Стокс, имеют различный возраст. Три зерна образуют компактный кластер с возрастом 58.5 ± 0.8 млн. лет, два зерна имеют средний возраст около 84 млн. лет, еще три зерна - среднего возраста около 100 млн. лет, одно зерно с возрастом 75.3 ± 2 млн. лет. Очевидно, что наиболее молодой возраст цирконов указывает на возраст самой породы. Цирконы более древних возрастных групп являются ксенокристами. Судя по их морфологии и геохимии, они также имеют вулканический генезис, и, скорее всего, были захвачены расплавом из подстилающих вулканических комплексов соответствующего возраста (около 75, 84 и 100 млн. лет). На то, что более древние вулканические комплексы присутствуют в разрезе г. Стокс, указывают и коньяк-сантонские (84-87 млн. лет) известняки, поднятые с ее склонов.

Состав вулканитов. Петрографическое описание, состав, геохимия и изотопия полученных в 28-м рейсе НИС "Академик Вавилов" вулканитов обсуждаются в работах (Сколотнев и др., 2010в, 2011, Пейве, Сколотнев, 2014). Дополнительные данные по изотопии пород приведены в табл. 6.1.

В соответствии с минеральным составом и концентрацией петрогенных оксидов они делятся на две группы: базальты и дациты (рис. 6.5). Последние подняты только на

Таблица 6.1. Изотопный состав вулканитов с подводных гор Бразильской котловины.

NN	Sm	Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2s, abs	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2s, %	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
3201/1	10	48	0,512497	0,000002	45,7	1467	0,09009	0,95	0,707625
3301/6	10	43	0,512947	0,000002	51,5	454	0,32820	0,49	0,704060
3303/5	21	107	0,512864	0,000002	36,7	423	0,25081	0,45	0,704298
2813/9	12	43	0,512971	0,000002	48,2	295	0,47374	0,49	0,704662
2807/6	10	37	0,512950	0,000002	50,5	341	0,42843	0,49	0,705230
2804/9	36	139	0,513006	0,000003	24,4	85	0,82933	0,42	0,706515
2410/15	6	28	0,512782	0,000003	5,7	309	0,05295	0,40	0,704163
NN	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2s, abs	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2s, abs	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2s, abs			
3201/1	18,519	0,001	15,521	0,001	38,301	0,003			
3301/6	19,490	0,001	15,631	0,001	39,068	0,003			
3303/5	19,651	0,001	15,651	0,001	39,649	0,005			
2813/9	20,647	0,001	15,743	0,001	39,759	0,003			
2807/6	20,861	0,001	15,749	0,001	39,800	0,002			
2804/9	19,792	0,001	15,675	0,001	39,434	0,002			
2410/15	19,057	0,001	15,573	0,001	39,074	0,003			

Примечания. Методика измерения описана в главе 1. Концентрации элементов в г/т. Образцы с номерами 32 - с цепи 10-11, с номерами 33 - с гор Пернамбуку, с номерами 28 - с гор Байя, 24 - с хребта Витория-Триндади.

одиночной горе V2804. Породы сильно изменены, вторичные изменения сопровождаются привнесением в породу воды, P, K и Fe и выносом Si, Ca и Mg. На классификационной диаграмме (рис. 6.5) валовые составы наименее измененных пород, пересчитанные на маловодные составы ($\text{H}_2\text{O} = 1\%$), попадают в поле трахибазальтов, а более кислые вулканиты - в поле трахидацитов.

Наименее измененные разности, представляющие горы Грель (ст. V2805), Стокс (ст. V2807) и субмеридиональный хребет (ст. V2813), слабо отличаются друг от друга и близки к наиболее дифференцированным трахибазальтам о. Св. Елены и вулкана *Восточный* (полигон Габон) (рис. 6.6). У наименее измененного образца (V2807/1): $\text{TiO}_2 = 2,84\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17\%$, $\text{FeO} = 12,37\%$, $\text{MgO} = 2,53\%$, $\text{CaO} = 8,06\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 3,86\%$, $\text{K}_2\text{O} = 1,49\%$ и $\text{P}_2\text{O}_5 = 1,31\%$. Составы трахидацитов по большинству параметров близки к аналогичным породам о. Св. Елены и вулкана *Восточный*, но отличаются от них существенно более низкой концентрацией K_2O (2,3-2,5%) и пониженной - Na_2O (5,44-5,84%). Возможно, это

свидетельствует о более широком участии в процессах фракционной кристаллизации исходных расплавов дацитов щелочного полевого шпата.

Трахибазальты имеют умеренно низкие значения таких элементов как Cr (26-160 г/т), Ni (40-60 г/т), Co (15-45 г/т), Sc (20-30 г/т), высокие - V (190-350 г/т), в соответствии со степенью дифференцированности в них возрастают концентрации некогерентных элементов: Rb (39-57 г/т), Sr (310-430 г/т), Ba (90-180 г/т), Y (50-65 г/т), Th (2,6-3 г/т), Hf (6-9 г/т), Ta (2,2-2,5 г/т), Nb (33-39 г/т), Zr (260-350 г/т), U (1,3-2,2 г/т) (рис. 6.7). Трахидациты, являющиеся сильно дифференцированными породами, имеют существенно более высокие концентрации Zr (1150-1400 г/т), Ba (481 - 532 г/т), Nb (210-240 г/т), Hf (29-35 г/т), Ta (13-15 г/т), Th (12-13 г/т) и низкие - Rb (16-24 г/т), Sr (97-180 г/т) и крайне низкие - Co (1 г/т), U (0,2-0,3 г/т), Cr (1-6 г/т), V (10-12 г/т), Sc (1-2 г/т).

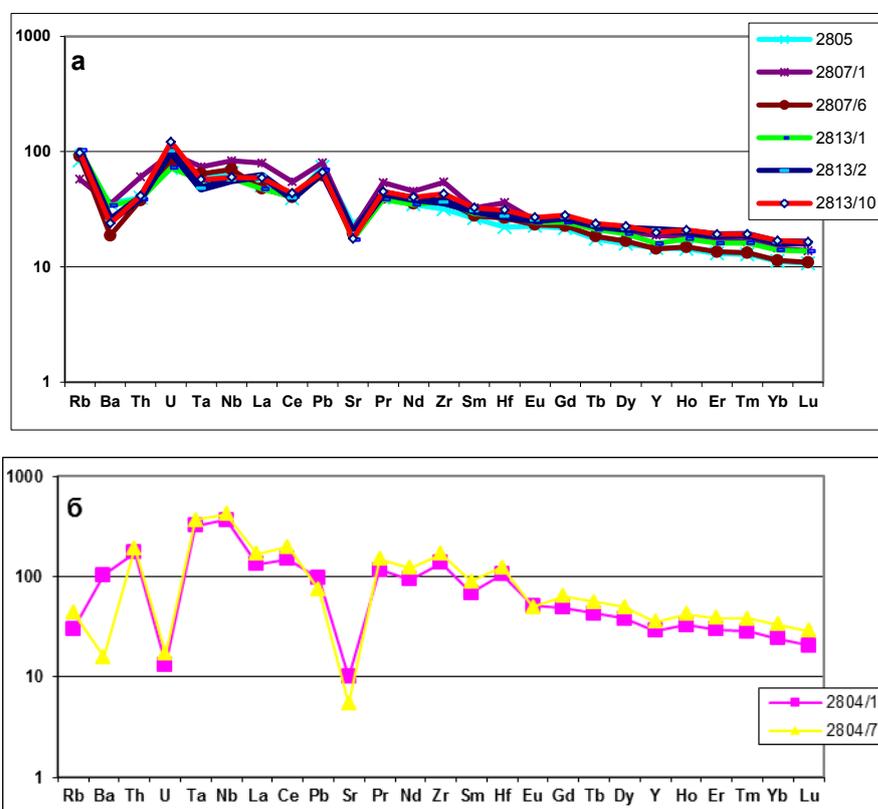


Рис. 6.13 Спайдерграммы вулканитов цепей подводных гор Байя.

а - основного состава, б - кислого состава

Вулканиты гор Байя при одинаковых значениях SiO₂ по уровню концентрации Zr, Cr и Ni близки, Sr, Ba, Th, Nb и La - ниже, а Y - выше в сравнении с таковыми у вулканитов о. Св. Елены, при этом, если тренды вариаций Zr, Sr, Nb и Y - параллельны таковым для вулканитов о. Св. Елены, то - Ba, Th и La имеют более пологий наклон, свидетельствуя о меньших концентрациях Ba, Th и La в их первичных расплавах (рис. 6.7).

Спектры распределения РЗЭ во всех вулканитах похожи, они имеют слабо фракционированный вид с $(La/Sm)_n = 1,63-2,45$ и $(Sm/Yb)_n = 1,81-2,44$ (рис. 6.13). Вторичные изменения вулканитов приводят к увеличению в них концентрации La и соответственно возрастанию $(La/Sm)_n$ и уменьшению - Ce, который на спектрах РЗЭ образует отрицательную аномалию.

У наименее измененных разностей - $(La/Sm)_n = 1,63-2$. На диаграмме $(La/Sm)_n$ - базальты с такими показателями занимают нижнюю часть на тренде, объединяющем базальты гор Байя, о. Св. Елены и вулкана *Восточный*. Это указывает на то, что их расплавы генерировались на меньшей глубине и при больших степенях частичного плавления, чем таковые вулкана *Восточный*. На диаграмме Sm/Nd - Ce/Y вулканиты гор Байя попадают в поле шпинелевой фации глубинности (Пейве, Сколотнев, 2014). При подсчете отношения Ce/Y была внесена поправка, нивелирующая понижение концентрации Ce породе в ходе ее вторичных изменений.

Спектры трахидацитов имеют существенно более высокий уровень и отчетливую отрицательную аномалию Eu, свидетельствующую о фракционировании плагиоклаза.

Спайдерграммы трахибазальтов в целом близки к таковым у вулканитов о. Св. Елены (рис. 6.8). Если их сравнивать, то наибольшие отличия между ними связаны с тем, что породы гор Байя сильно изменены. Это приводит к тому, что у них на спайдерграммах имеются положительные аномалии U и Rb, а у наиболее измененного образца V2802/1 - положительная аномалия Sr. У обр. V2802/1 отмечаются повышенные значения Ba_n , по-видимому, также обусловленные вторичными изменениями. Если эффекты вторичных изменений скорректировать, то на спайдерграммах трахибазальтов наблюдается отчетливый выступ в области Nb и Ta, характерный для мантийного компонента NIMU.

На спайдерграммах трахидацитов (рис. 6.13) имеет место резкий подъем нормированных концентраций Nb и Ta, отрицательная аномалия Sr усиливается, появляются интенсивная отрицательная аномалия U и небольшие положительные - Zr, Hf и Th. Последние особенности спайдерграмм, по-видимому, указывают на захват расплавом кумулюсного циркона.

По значениям геохимических показателей среди вулканитов гор Байя выделяются две группы (рис. 6.9). Одна из них близка по этим показателям к вулканитам о. Св. Елены: $(Nb/La)_n = 1,23-1,46$, $(Ba/La)_n = 0,7-0,72$, $(Ba/Nb)_n = 0,55-0,58$, $(Ba/Th)_n = 0,88-0,89$. Другая группа характеризуется меньшими значениями этих показателей: $(Nb/La)_n = 0,96-1,04$, $(Ba/La)_n = 0,4-0,44$, $(Ba/Nb)_n = 0,28-0,44$, $(Ba/Th)_n = 0,58-0,63$, свидетельствуя об обедненности мантийного источника этих базальтов Nb и Ba. По этим показателям трахидациты резко

отличаются от трахибазальтов в сторону существенно более высоких $(\text{Nb/La})_n = 2,5-2,8$ и более низких - $(\text{Ba/Nb})_n = 0,22-0,28$.

Изученные трахибазальты характеризуются высокими отношениями изотопов свинца: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (19,77-20,58), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,71-15,73), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (39,48-39,74). На вариационных диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ они занимают закономерное положение на линии NHRL, т.е. линии смешения между мантийными источниками DMM и HIMU, при этом существенно ближе к последнему, перекрываясь с полем вулканитов острова Св. Елены (рис. 6.10). В силу большой измененности пород, они характеризуются высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7039 - 0,7049$. На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вулканиты гор Байя образуют поле вытянутое вдоль линии, соединяющей мантийные компоненты HIMU и EM2, при этом совпадая с полем вулканитов о. Вознесения, где высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ также связываются с воздействием морской воды (Kar et al., 1998). Диапазон вариаций $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51289 - 0,51297) неширок.

Изучена изотопия двух образцов трахидацита. Один из них (обр. V2804/1) резко отличается от трахибазальтов низкими значениями свинцовых отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,045), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,6), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38,01), другой занимает промежуточное положение между этим образцом и трахибазальтами, ближе к последним.

На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ трахибазальты и трахидациты располагаются вдоль одного тренда, который протягивается от поля вулканитов о. Св. Елены, частично входя в него, до образца трахидацита с аномальными свойствами (V2804/1) (рис. 6.10). В свою очередь данный образец трахидацита образует общий тренд с базальтами *цепи 10-11* (см. ниже), располагающимся между мантийными компонентами DMM и EM2.

На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обр. V2804/1 также является связующим звеном между наименее измененными базальтами гор Байя и базальтами *цепи 10-11*.

Обсуждение. Анализ изотопного состава трахибазальтов гор Байя, позволяет прийти к выводу о том, что их мантийный резервуар образован, главным образом, смесью двух мантийных компонентов: DMM и HIMU, при существенно большей роли HIMU, значение которого близко к таковому у вулканитов о. Св. Елены (рис. 6.10). Это говорит о том, что мантийным источником изученных вулканитов может быть вещество плюма Св. Елены. На это указывают и очень близкие значения индикаторных геохимических отношений в базальтах гор Байя и о. Св. Елены.

Изотопные параметры трахидацита V2804/1 (рис. 6.10) резко отличаются от таковых у трахибазальтов. В нем самые высокие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и самые низкие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, но главное различие – это очень низкие отношения изотопов свинца. Очевидно, что их мантийный источник имеет другой состав и происхождение. Геохимические параметры

трахидацита свидетельствуют об обедненности его исходного расплава Ba, Th, La по сравнению с таковыми у вулканитов о. Св. Елены, что сближает его с базальтами *цепи 10-11*. На изотопных диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ образец трахидацита образует общие тренды с базальтами *цепи 10-11* (рис. 6.10), которые протягивается от источника, образованного смесью компонентов DMM и HIMU при явном доминировании первого, к компоненту EM2. Таким образом, возможно, что среди обогащенной мантии в данном регионе имеется компонент EM2. Он присутствует и в составе некоторых базальтов, выделяющихся пониженными концентрациями Ba, Th, La.

О проявлении плюма Св. Елены, оказавшем определяющее влияние на образование гор Байя, свидетельствуют данные о возрасте пород и структурные рисунки дна. Согласно последним, следы плюма Св. Елены после раскола Гондваны, случившемся на этом сегменте около 118 млн. лет назад, обнаруживаются под Южно-Американской плитой в виде треков нескольких горячих точек, протягивающихся от восточной окраины Южно-Американского континента. Их северо-западное простирание около 290° , по-видимому, соответствует направлению абсолютного перемещения Южно-Американской плиты в это время (Duncan, Richards, 1991). В районе гор Байя наблюдаются 4 коротких прерывающихся цепей гор, расположенных северо-западнее *субмеридионального хребта 33°з.д.* (рис. 6.11). С момента своего образования САХ постоянно мигрировал к западу (Cande et al., 1988). Когда его ось пересекла часть горячих точек произошла активизация вулканической деятельности. В это время, как утверждается в работе (Bryan, 1995), сформировался *субмеридиональный хребет 33°з.д.* в результате растекания вещества горячей точки под осью САХ. Но особенно мощный вулканизм проявился в месте пересечения оси САХ и трансформного разлома, находившегося между разломами Бодде Верде и Вознесения, где в результате образовалась крупная г. Стокс (рис. 6.14). Судя по возрасту цирконов из базальта, представляющего *субмеридиональный хребет*, он возник около 84 млн. лет назад. Цирконы с таким же возрастом имеются и в базальте с г. Стокс. Основным фактором, приведшим к резкой интенсификации вулканизма в этом районе, была высокая проницаемость литосферы вследствие пересечения двух крупных разломных структур: рифта и трансформа.

Дополнительным свидетельством в пользу того, что горячая точка (и) в это время находилась под осевой зоной спрединга, являются геохимические данные. Несмотря на то, что трахибазальты изотопно и геохимически слабо отличаются от вулканитов о. Св. Елены, они имеют в сравнении с ними существенно более низкие значения $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$, а это указывает на то, что первичные расплавы вулканитов *северной ветви* гор Байя выплавлялись при меньшей глубине под относительно маломощной литосферой и при большей степени частичного плавления, соответственно при большей температуре. Даже у

вулканитов вулкана *Восточный*, находящегося в 80 км от оси САХ, меньшие отличия в значениях $(Sm/Yb)_n$ и $(La/Sm)_n$ в сравнении с таковыми на о. Св. Елены.

Определенный возраст *субмеридионального хребта* (84 млн. лет) находится в противоречии с возрастом дна, устанавливаемым по линейным магнитным аномалиям (Cande et al., 1988) - около 91 млн. лет. Это означает, что сразу вслед за образованием *субмеридионального хребта* произошел перескок оси спрединга к востоку (рис. 6.14). В этом случае на западном фланге САХ произошло сдвигивание одновозрастных полос океанического дна, что и привело к мнимому увеличению возраста дна.

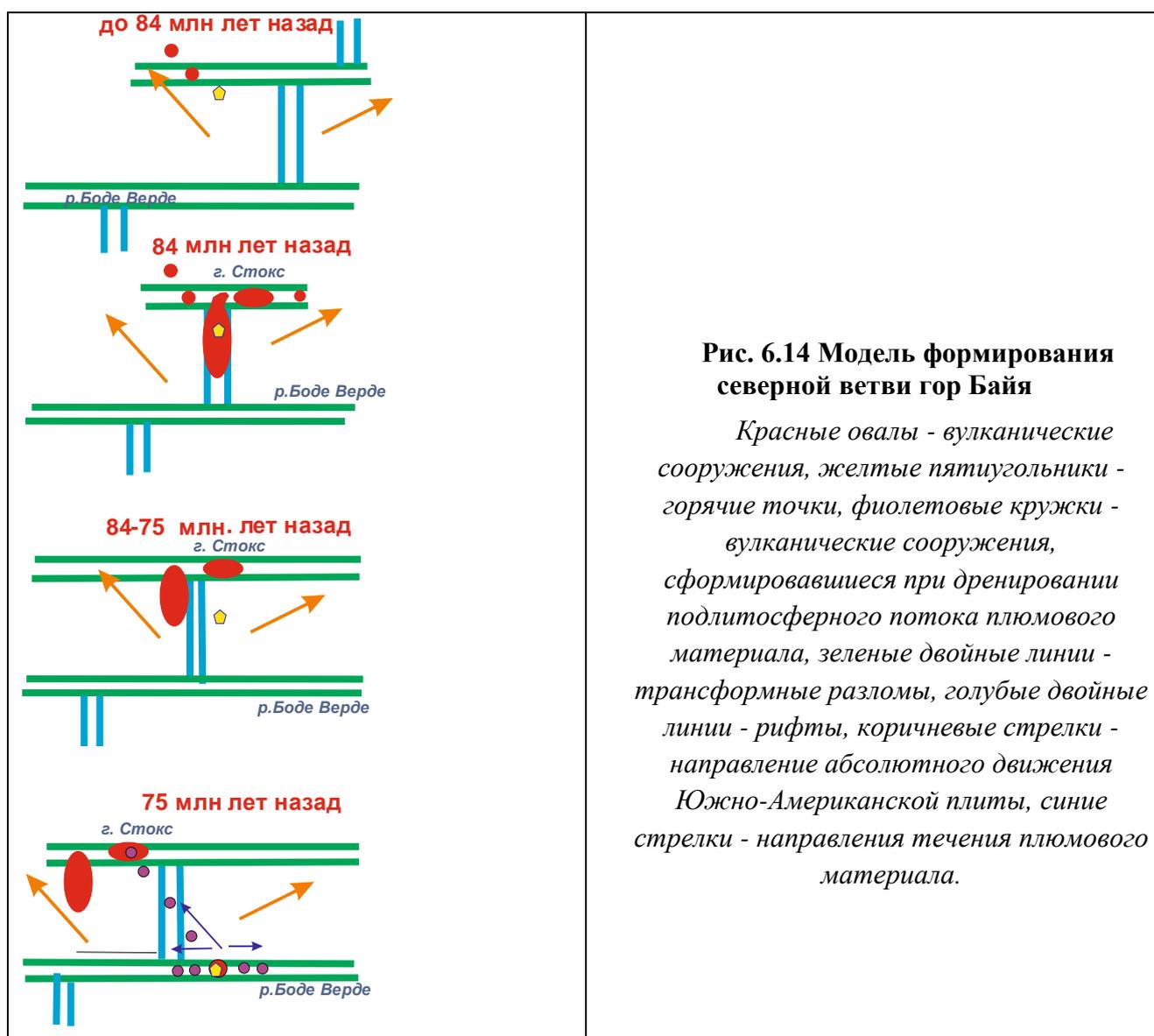


Рис. 6.14 Модель формирования северной ветви гор Байя

Красные овалы - вулканические сооружения, желтые пятиугольники - горячие точки, фиолетовые кружки - вулканические сооружения, сформировавшиеся при дренировании подлитосферного потока плюмового материала, зеленые двойные линии - трансформные разломы, голубые двойные линии - рифты, коричневые стрелки - направление абсолютного движения Южно-Американской плиты, синие стрелки - направления течения плюмового материала.

После джампинга осевая зона САХ вновь развивалась в области повышенной вулканической активности также вследствие того, что под ней находилась горячая точка (и). Итогом этой деятельности было образование цепи гор Топаз – Стрельня, которая находится к

востоку от оси САХ в восточной части *гор Св. Елены* (см. выше рис. 6.3) на дне с возрастом около 77-80 млн. лет. На этом этапе наиболее мощный вулканизм был сосредоточен в зоне пересечения рифта с трансформом Боде Верде. Плюмовый материал растекался вдоль разлома, и его плавление привело к формированию *субширотной ветви* гор Байя. Возраст одной из гор этой цепи 75 млн. лет, что близко к возрасту формирования цепи Топаз - Стрельня.

Но в это время плюмовый материал растекался не только вдоль трансформного разлома. Вулканиды с возрастом 75 млн. лет обнаружены на г. V2804 и, возможно, они есть и на г. Стокс. Эти вулканические структуры образуют горячую линию, включающую помимо этих двух структур еще и наиболее высокую гору V2802 субширотной ветви (рис. 6.14). Простираение этой горячей линии диагональное, около 305°. По-видимому, от места пересечения рифта и разлома Боде Верде плюмовый материал растекался и в северо-западном направлении.

Вулканиды этой горячей линии выделяются меньшей долей вещества мантийного компонента НМУ, отражающего роль плюмовой составляющей. Дополнительно они имеют вклад мантийного компонента ЕМ-2. Доля последних в продуктах горячей линии (трахидацит V2804/1), вероятно, возрастает в силу того, что они представляют собой более легкоплавкий материал.

Хребет Ферраз формировался после 84 млн. лет назад под влиянием горячей точки, непрерывно функционировавшей, судя по длине этого хребта, в течение 4-5 млн. лет (рис. 6.14). Ранее под действием этой горячей точки сформировалась г. Кленовой.

Многочисленные короткие цепочки невысоких гор со средним простираением около 305°, отходящие от самой высокой горы V2802 субширотной цепи, приуроченной к разлому Боде Верде в юго-восточном направлении и доходящие до разлома Св. Елены, формировались, когда горячие точки, связанные с плюмом Св. Елены, находились уже под Африканской плитой. Можно предположить, что их образование связано с вторичными горячими точками (по Morgan, 1983), периодически возникавшими в осевой зоне САХ и подпитываемыми субгоризонтальными каналированными потоками плюмового материала, двигавшимися от восточных горячих точек в сторону оси САХ. Эти цепочки заканчиваются в районе дна с возрастом около 43-47 млн. лет назад (20-я хрона). Северо-западное простираение этих цепей в этом случае должно соответствовать направлению абсолютного перемещения Южно-Американской плиты.

Самая крупная и высокая вулканическая постройка гор Байя гора Стокс, судя по возрасту известняков с ее склонов и возрасту зерен циркона, выделенных из базальта, формировалась очень продолжительное время в несколько этапов. Как говорилось выше,

наиболее ранний этап ее формирования совпадал с образованием *субмеридионального хребта* - 84 млн. лет назад. По-видимому, при ее росте проявились и вулканические события, имевшие место в этом районе 75 млн. лет назад, связанные с движением плюмового материала вдоль горячей линии. Наиболее поздний вулканизм на этой горе произошел около 59 млн. лет назад. Близкий возраст (около 62 млн. лет) имеют и вулканы с близкой к горе Стокс горы, находящейся непосредственно к востоку от субмеридионального хребта (Byran, 1995). Очевидно, это был один этап вулканической активности, охвативший горы Байя.

Судя по составу, геохимии и изотопии поздних базальтов г. Стокса, они не отличаются от других трахибазальтов этого района, т.е. формировались при широком участии плюмового материала, близкого к таковому у плюма Св. Елены. Но 59 млн. лет назад даже вторичные горячие точки, связанные с этим плюмом, находились очень далеко от этого района. Какова же может быть природа плюмового материала под г. Стокс, обнаруживаемого на момент времени 59 млн. лет назад? Мы считаем, что под г. Стокс с момента, когда одна из горячих точек плюма Св. Елены была под осевой зоной САХ, и до 59 млн. лет назад находилась линза плюмового материала, припаянная снизу к литосфере и двигавшаяся вместе с ней. Такой механизм образования поздних очагов вулканической активности предполагается в работе (Ph. Morgan, 1995) и был предложен А.О. Мазаровичем (2000) для объяснения большой продолжительности формирования островов Зеленого Мыса.

Условия для декомпрессионного плавления материала этой линзы могли возникать во время резких изменений внутриплитных стрессов, что могло приводить к возникновению локальных обстановок растяжения. Очевидно, что наиболее предпочтительными участками плиты для разрядки локальных стрессов являются ослабленные участки, сопряженные с треками горячих точек. Этот вулканический этап близок ко времени крупных тектонических событий в Центральной и Северной Атлантике (52-62 млн. лет назад), о чем говорилось выше, отразившихся в Южной Атлантике резкими изменениями скорости спрединга. Вероятно, эти тектонические явления и спровоцировали позднюю вулканическую деятельность в горах Байя.

6.2.1.3 Горы Пернамбуку

Строение и возраст гор Пернамбуку. Горы Пернамбуку, расположенные к северу от гор Байя (рис. 6.11), состоят из отдельных сегментов субширотного и субмеридионального простираний. Наиболее высокая северная часть цепи включает *субширотную ветвь* длиной около 130 км, простирающуюся между 32,1°з.д. и 31,01°з.д. вдоль широты 8,65°ю.ш., и примыкающую к ней с юга под прямым углом *субмеридиональную ветвь* протяженностью около 120 км, прослеживающуюся от 8,62°ю.ш. до 9,63°ю.ш. вдоль меридиана 31,10°з.д.

(рис. 6.15). От южного окончания субмеридиональной цепи к востоку отходит вторая субширотная ветвь примерно вдоль широты $9,70^{\circ}$ ю.ш. В свою очередь, она сменяется редкой цепью северо-западного простирания менее высоких, чем предыдущие, отдельных гор и невысоких протяженных хребтов также северо-западного простирания. Эта система цепей общей длиной около 600 км с простиранием около 310° прослеживается до разлома Боде Верде, где в районе магнитной аномалии 25 (58 млн. лет назад) сформировалось крупное поднятие длиной около 70 км, вытянутое вдоль разлома.

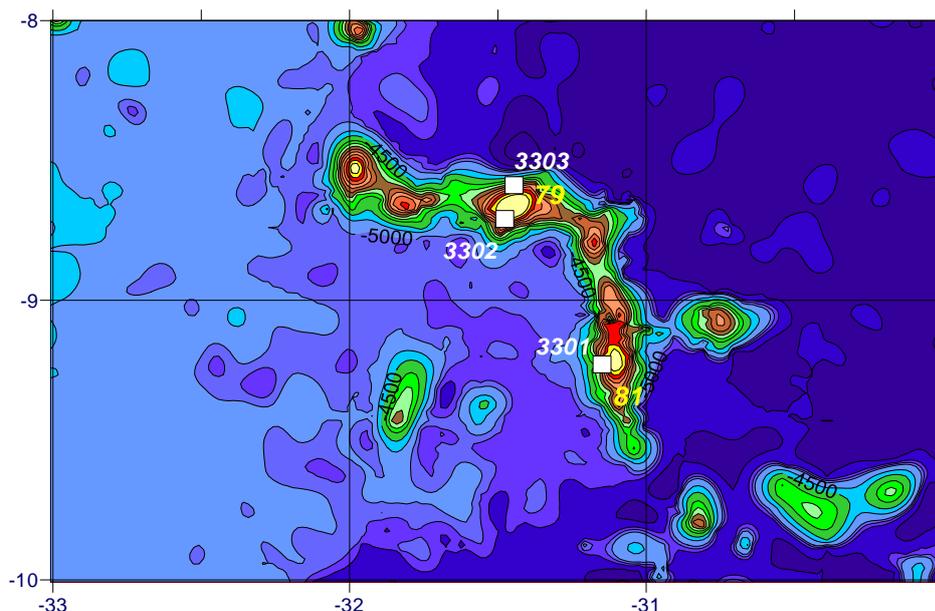


Рис. 6.15 Схема строения океанического дна в районе г. Пернамбуку.

Белые квадраты - положение станций драгирования 33-го рейса НИС "Академик Иоффе", цифры около них номера станций. Желтые цифры - возраст вулканитов с ближайшей горы.

Горы Пернамбуку к северо-западу надстраиваются горами Параибо (рис. 6.11). Последние состоят из двух субпараллельных цепей с простиранием 300° протяженностью около 300 км, шириной 50-80 км, достигающих континентального склона Бразилии, образованных очень редко расположенными подводными горами. Как видно, в общих чертах стиль строения гор Пернамбуку схож с таковым для гор Байя.

Геологические исследования гор Пернамбуку были проведены во время 33-го рейса НИС «Академик Иоффе» (Сколотнев и др., 2012б). Были изучены две наиболее высокие горы, характеризующие *субмеридиональный и северный субширотный сегменты* (рис. 6.15). Вершины обеих гор уплощенные и имеют одинаковый глубинный уровень около 2400 м. Верхние части гор мощностью 200-300 м представляют собой карбонатные платформы.

При драгировании склонов гор получены базальты, их туфы и известняки.

Большинство поднятых литифицированных известняков содержит примесь вулканогенного материала псефито-псаммитовой размерности. Их возраст, определенный по видовому составу планктонных фораминифер, кампан – средний маастрихт (не моложе 69 млн. лет) (Сколотнев и др., 2012б).

На вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II был определен U-Pb возраст цирконов, выделенных из базальтов. В соответствии с этими определениями (табл. 6.2) возраст базальтов с горы, представляющей *субмеридиональный сегмент* - $81,03 \pm 1,5$ млн. лет, а *северный субширотный хребет* - $79 \pm 2,5$ млн. лет.

В целом можно отметить, что время формирования этих двух сегментов гор, очень близко. Полученный возраст не противоречит кампан-маастрихтскому возрасту известняков со склонов этих гор.

Состав вулканитов. Информация о составе, геохимии и изотопии вулканитов гор Пернамбуку приведена в работах (Сколотнев и др., 2011, 2012б, Пейве, Сколотнев, 2014). В соответствии с минеральным составом и концентрацией петрогенных оксидов драгированные вулканиты делятся на две группы: базальты ($\text{SiO}_2 = 46-49\%$) и андезитобазальты ($\text{SiO}_2 = 52-54\%$). Породы сильно изменены, вторичные изменения сопровождаются значительным привнесом в породу воды, P, K, La, Ba и меньше Fe и выносом Si, Mg и Na. На классификационной диаграмме валовые составы наименее измененных пород, пересчитанные на маловодные составы ($\text{H}_2\text{O} \sim 1\%$), попадают в поле трахибазальтов, а более кислые вулканиты - в поле трахиандезитобазальтов (рис. 6.5).

Наименее измененные разности образуют непротяженную дифференцированную серию, практически совпадающую с таковой, образованной трахибазальтами и трахиандезитами о. Св. Елены, что указывает на то, что их исходными расплавами также были трахипикробазальты (рис. 6.6). У них следующие вариации петрогенных оксидов: TiO_2 (3,29-1,27%), Al_2O_3 (16,95-17,77%), FeO (12,24-10,17%), MgO (2,35-1,62%), CaO (7,9-4,84%), Na_2O (2,8-4,1%). Значения P_2O_5 (1,58-1,65%) и K_2O (2,07-3,23%) у всех вулканитов вследствие вторичных изменений аномально завышены по отношению к тренду дифференциации вулканитов о. Св. Елены.

Трахибазальты имеют умеренно низкие значения таких элементов как Cr (40-55 г/т), Ni (45-60 г/т), Co (20-38 г/т), высокие - V (200-270 г/т), в соответствии со степенью дифференцированности в них возрастают концентрации некогерентных элементов: Rb (33-50 г/т), Sr (420-550 г/т), Ba (260-350 г/т), Y (43-48 г/т), Th (3,4-4,9 г/т), Hf (7-9 г/т), Ta (3,07-3,3 г/т), Nb (50-60 г/т), Zr (300-420 г/т), U (0,8-1,5 г/т) La (35-50 г/т) (рис. 6.7).

В трахиандезитобазальтах содержания некогерентных элементов существенно выше: Y (115-145 г/т), Zr (500-550 г/т), Nb (100-104 г/т), Hf (12-13 г/т), Ta (5,6-5,8 г/т), Th (7,8-8,2 г/т)

за исключением Rb (35-38 г/т) и Sr (380-450 г/т), но заметно более низкие концентрации Sr (2-3 г/т), Ni (20-30 г/т), Co (2-3 г/т), V (30-65 г/т) (рис. 6.7).

Таблица 6.2 Возраст зерен цирконов, выделенных из вулканитов гор Пернамбуку.

Точки	‰ $^{206}\text{Pb}_c$	г/т U	г/т Th	^{232}Th / ^{238}U	г/т $^{206}\text{Pb}^*$	(1) ^{206}Pb / ^{238}U возраст		(1) ^{238}U / $^{206}\text{Pb}^*$	±%
3301-2.10.1	1,11	465	492	1,09	4,86	77,1	±1.3	83,10	1,7
3301-2.7.1	7,98	82	38	0,47	0,929	77,4	±4.6	82,70	6
3301-2.1.1	3,79	95	44	0,48	1,04	78,4	±2.5	81,70	3,2
3301-2.9.1	0,00	397	345	0,90	4,27	80,3	±1.1	79,80	1,4
3301-2.6.1	1,53	761	716	0,97	8,38	80,8	±1.2	79,30	1,5
3301-2.4.1	0,80	905	1248	1,42	9,93	81,14	±0.92	78,94	1,1
3301-2.8.1	2,10	1091	1471	1,39	12,6	84,5	±1.2	75,80	1,5
3301-2.3.1	1,55	192	66	0,35	2,22	84,8	±1.7	75,50	2,1
Возраст обр. 3301-2						81	±1.5		
3302-1.1.1	2,17	201	92	0,48	2,09	76	±1.6	84,3	2,2
3302-1.9.1	4,37	546	486	0,92	6,19	81	±2.3	79,2	2,9
3302-1.9.2	4,61	99	35	0,37	1,18	85	±3.6	75,3	4,2
Возраст обр. 3302-1						79	±2.5		
	(1) $^{207}\text{Pb}^*$ / ^{206}Pb *	±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*$ / ^{235}U	±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*$ / ^{238}U	±%	err corr		
3301-2.10.1	0,042	18	0,070	19	0.01203	1,7	,094		
3301-2.7.1	0,107	38	0,179	39	0.01208	6,0	,155		
3301-2.1.1	0,053	36	0,089	36	0.01223	3,2	,088		
3301-2.9.1	0,052	4,5	0,089	4,7	0.01253	1,4	,294		
3301-2.6.1	0,043	15	0,075	15	0.01261	1,5	,100		
3301-2.4.1	0,046	8	0,079	8,1	0.01267	1,1	,141		
3301-2.8.1	0,036	27	0,065	27	0.01319	1,5	,055		
3301-2.3.1	0,053	16	0,097	16	0.01324	2,1	,125		
3302-1.1.1	0,046	25	0,075	25	0.01187	2,2	,088		
3302-1.9.1	0,046	41	0,081	41	0.01262	2,9	,071		
3302-1.9.2	0,061	40	0,111	41	0.01328	4,2	,103		

Методика измерений описана в главе 1. Pb_c и Pb^* показывают общий и радиогенный свинец, соответственно. (1) общий Pb, исправленный после измерения ^{204}Pb .

Вулканиты гор Пернамбуку при данных значениях SiO_2 по уровню концентрации Zr, Y, Sr и Ni близки, а Sr, Th и Nb - ниже, в сравнении с таковыми у вулканитов о. Св. Елены, при

этом тренды вариаций, образуемые ими, параллельны таковым для вулканитов о. Св. Елены и совпадают с трендами вариаций вулканитов гор Байя (рис. 6.7).

По уровню значений и характеру вариаций Ва и La трахибазальты близки к таковым у трахибазальтов гор Байя, но уровень этих элементов в трахиандезитобазальтах существенно выше, чем таковой у аналогичных пород о. Св. Елены. Это связано с сильными вторичными изменениями этих пород.

Спектры распределения РЗЭ в трахибазальтах гор Пернамбуку субпараллельны друг другу, и в целом близки к таковым у трахибазальтов гор Байя (рис. 6.13), обладая незначительно более фракционированным характером ($(Sm/Yb)_n = 2,7-3$, $(La/Sm)_n = 2,16-2,39$). Спектры трахиандезитов имеют существенно более высокий уровень и более фракционированы в легкой части ($(Sm/Yb)_n = 2,2-3$, $(La/Sm)_n = 3,57-4,64$). Для них также характерна глубокая отрицательная аномалия Се, что является следствием интенсивных вторичных изменений образцов в окислительных условиях, и более высокие $(La/Sm)_n$ также, по-видимому, обусловлены привнесом La при вторичных преобразованиях (рис. 6.16).

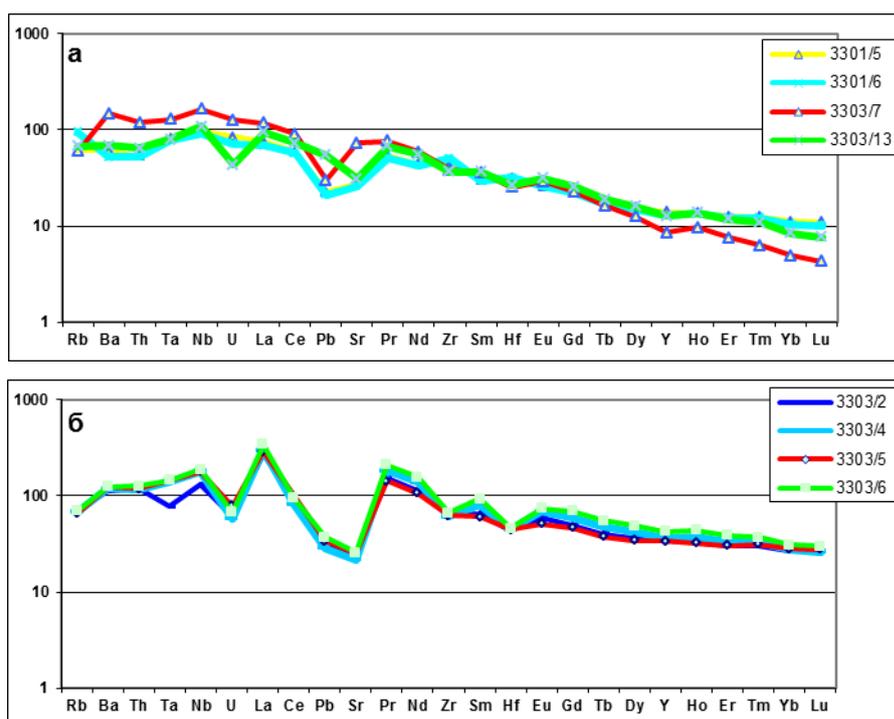


Рис. 6.16 Спайдерграммы вулканитов подводных гор Пернамбуку.
а - основного состава, *б* - кислого состава

На графике $(La/Sm)_n - (Sm/Yb)_n$ трахибазальты попадают в поле базальтов вулкана *Восточный* и близки к таковому базальтов гор Байя (рис. 6.9).

Спайдерграммы трахибазальтов в целом близки к таковым для трахибазальтов с гор Байя (рис. 6.13), однако у них в пределах широкого выступа в области La, Nb, Ta, Th, Ba и U практически не наблюдается более узкого выступа в области Ta и Nb. На изученных

спектрах также имеются отрицательные аномалии Sr, а у одного из образцов и U. Две последние существенно усиливаются на спайдерграммах трахиандезитобазальтов, у них также наблюдаются пикообразные аномалии La, что связано с их большими изменениями.

Геохимические индикаторные отношения $(\text{Nb/La})_n = 1,14-1,33$, $(\text{Ba/La})_n = 0,72-0,81$, $(\text{Ba/Nb})_n = 0,56-0,66$, $(\text{Ba/Th})_n = 0,98-1,14$ в трахибазальтах совпадают с таковыми для вулканитов о. Св. Елены (рис. 6.9).

Изотопные отношения трахибазальтов и трахиандезитобазальтов очень близки и варьируют в сравнительно небольшом диапазоне: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70393 - 0,70429$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51285 - 0,51294$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19,48-19,65$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,63-15,69$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39,06-39,65$. На всех диаграммах отношений изотопов свинца вулканиты гор Пернамбуку в основном располагаются вблизи линии NHRL между полями составов вулкана *Восточный* и гор Байя, что свидетельствует о меньшем вкладе компонента HIMU в составе вулканитов гор Пернамбуку по сравнению с вулканитами гор Байя (рис. 6.10). На диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ все вулканиты гор Пернамбуку отклоняются от линии, соединяющей компоненты HIMU и DMM, в сторону обогащенной мантии EM, при этом они попадают на тренд, соединяющий трахибазальты и трахидацит V2804/1 гор Байя, и более сдвинуты в сторону трахидацита, чем трахибазальты гор Байя, т.е. у них вклад мантийного компонента EM-2 выше.

Обсуждение. Близость состава, геохимии, изотопии и возраста вулканитов, структурного стиля строения гор Пернамбуку к таковым у гор Байя связаны с близостью их происхождения под с действием горячих точек, которые были порождены плюмом Св. Елены после раскола Гондваны в этом районе. Это были маломощные точки, генерирующие редкие цепи гор, первоначально локализованные на восточной границе образовавшегося Южно-Американского континента. С самой северной из них связано образование гор Параибо, а в дальнейшем гор Пернамбуку.

Горы Пернамбуку сформировались, когда горячая точка (и) оказались под осевой зоной САХ, в силу миграции последнего к западу. В сравнении с горами Байя это произошло позднее - 81 млн. лет назад, что означает, что на данном сегменте ось САХ была смещена к востоку относительно более южного сегмента в районе гор Байя. Наложение горячей точки и подосевого мантийного апвеллинга привело к резкому усилению и расширению вулканической деятельности. Плюмовый материал растекался вдоль оси спрединга и вдоль трансформных разломов, ограничивающих данный сегмент САХ, на севере это был разлом Вознесения. Так возникли *субмеридиональная* и две *субширотных ветви гор* Пернамбуку. Вулканиты *северной субширотной ветви* близки по возрасту к вулканитам *субмеридиональной ветви* (79 и 81 млн. лет, соответственно).

Возраст *субмеридионального сегмента* должен быть близок возрасту океанического дна. Однако он находится на расстоянии около 100 км от магнитной аномалии 34 к западу и соответственно возраст коры на участке субмеридионального сегмента примерно 87-88 млн. лет. Это означает, что, как и в случае с горами Байя, был перескок оси спрединга к востоку, куда смещалась и горячая точка относительно осевой зоны САХ. На месте новой локализации оси спрединга сформировалась северная часть цепи Топаз - Стрельня с возрастом 77-80 млн. лет, которая сейчас находится на Африканской плите.

Как и в случае с горами Байя, особенности геохимии и изотопии вулканитов гор Пернамбуку указывают на участие в их составе мантийного компонента EM-2.

Таким образом, образование и гор Байя, и гор Пернамбуку, а также линейных структур, надстраивающих их к юго-востоку, и к северо-западу, связано с плюмом Св. Елены, который в настоящее время локализован на восточном фланге САХ в пределах Африканской плиты в районе о. Св. Елены. На восточном фланге САХ в результате активности этого плюма сформировалось крупномасштабное структурное образование, которое было квалифицировано как горячая полоса. Очевидно, что совокупность гор Байя и Пернамбуку также является горячей полосой, но начавшей формироваться в более раннее время и уже сформировавшейся. По-видимому, к этой полосе может быть добавлена и система подводных гор в 200 км к северу от гор Пернамбуку (рис. 6.11), состоящая из северо-западной ветви, практически доходящей до хребта Фернанду ди Норонья, и субмеридиональной ветви, вытягивающейся вдоль меридиана 28,5° з.д. до разлома Вознесение. Структурой симметричной субмеридиональной ветви может быть цепь гор *Мунга парк* в Гвинейской впадине вблизи Африки (рис. 6.4), описанная выше.

В пределах этой горячей полосы наблюдается сочетание линейных структур разного простирания: субмеридиональных, наследующих осевые структуры САХ; субширотных, совпадающих с зонами трансформных разломов; северо-западных, соответствующих направлению движения Южно-Американской плиты. Эти линейные структуры: хребты, цепи гор и небольших хребтов, - формировались и по способу горячей точки и по способу горячей линии. Причина появления горячей полосы это разветвленность плюма Св. Елены, что не только порождает множественность горячих точек, но и уменьшает прочность литосферы, прогревая ее в широкой области и создавая условия для образования горячих линий.

6.2.1.4 Хребет Витория - Гриндади

Строение и возраст хребта. Хребет Витория – Гриндади протягивается практически субширотно вдоль 20° ю.ш., простираясь от побережья Бразилии в сторону океана на 1140 км. На его восточном окончании располагаются острова Гриндади и Мартин Вас (рис. 6.11).

От островов в сторону континента следуют подводные горы: Колумбия, Догаресса, Дейвиса, Жазер, Монтагю, Витория, Шамплейн, уплощенные вершины которых располагаются на небольшой глубине примерно в одном глубинном интервале (40-130 м).

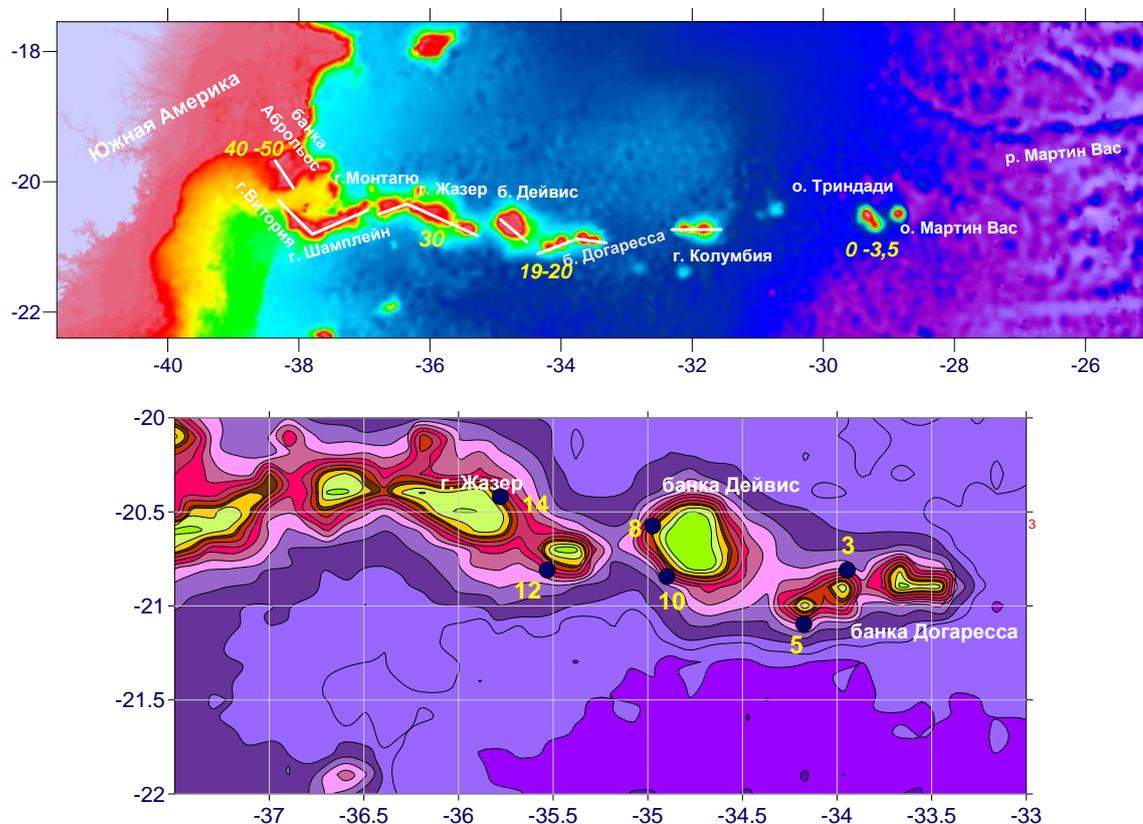


Рис. 6.17 Схема строения океанического дна в районе хребта Витория-Триндади.

На верхнем рисунке белые линии - осевые зоны отдельных структур хребта Витория-Триндади. Желтые цифры - возраст вулканитов с ближайшей горы. Нижний рисунок - схема опробования хребта Витория-Триндади в 24-м рейсе НИС "Академик Вавилов", синие кружки - положение станций драгирования, цифры возле них - номера станций.

Морфологические особенности подводных гор, за исключением горы Колумбия, свидетельствуют о том, что они являются гайотами. Острова Триндади и Мартин Вас, а также подводная гора Колумбия представляют собой изолированные постройки, а остальные горы располагаются на одном цоколе, линейно вытянутом в направлении общего простирания хребта (рис. 6.17). Вершинная поверхность цоколя поднимается в сторону континента от 4000 м до 2500 м. Наиболее хорошо изучено геологическое строение о. Триндади. Согласно (Almeida, 1961) среди вулканитов о. Триндади выделяется 5 разновозрастных серий пород, возрастом от 3,6 млн. лет до 8000 лет (Cordani, 1967, 1970, Santos et al., 2007), сложенных преимущественно меланефелинитами, нефелинитами, а также фонолитами и щелочными пикритами. На о. Мартин Вас развиты потоки и дайки содалит содержащих фонолитов возрастом $1,5 \pm 0,5$ млн лет (Когарко, 2003).

Геологическим институтом РАН в 2008 году были проведены экспедиционные исследования центральной части хребта Витория-Гриндади в 24-м рейсе НИС «Академик Вавилов» (Сколотнев и др., 2010г). На этом участке и западнее хребет Витория-Гриндади в плане имеет чётковидное строение и состоит из ряда линзовидных сегментов протяженностью 160-180 км. Центральная часть включает два сегмента. К более западному из них относится г. Жазер и гора с центром вершины около $20,71^{\circ}$ ю.ш. $\times 35,46^{\circ}$ з.д., к более восточному - г. Дейвис и банка Догаресса, состоящая из несколько гор с центрами вершин около $20,95^{\circ}$ ю.ш. $\times 34,25^{\circ}$ з.д., $20,93^{\circ}$ ю.ш. $\times 34,03^{\circ}$ з.д. и $20,85^{\circ}$ ю.ш. $\times 33,64^{\circ}$ з.д. Схема их опробования дана на рис. 6.17.

Со склонов гор были драгированы вулканиты и известняки. Наиболее верхние и крутые части гор являются карбонатными платформами, с них в районе горы Дейвис и банки Догаресса были получены обломочно-биогермные известняки, содержащие фораминиферы, характеризующие бентос экосистемы кораллового рифа. На основании изучения видового состава фораминифер и нанопланктона их возраст определен как раннемиоценовый (19–24 млн. лет) (Сколотнев и др., 2011а). Тот факт, что данные известняки встречены также в виде нашлапок на вулканитах и содержат обломки этих вулканитов, свидетельствует в пользу того, что они формировались на начальных этапах развития карбонатной банки.

Для определения возраста вулканитов из трех образцов с трех изученных гор были выделены монофракции цирконов. U-Pb возраст цирконов был определен на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II. Совокупность возрастных датировок цирконов из трех проанализированных образцов образует протяженный полихронный дискретный ряд от кайнозоя до архея, при этом выделяется два кластера возрастов: палеозойские (с модами около 300 и 450 млн. лет) и позднепротерозойские (с модами около 1050 и 1150 млн. лет) (Сколотнев и др., 2011). Кайнозойские цирконы представлены только двумя зернами из образца с горы Жазер и, очевидно, что из всех изученных зерен, только они могут быть отнесены к цирконам, кристаллизовавшимся в расплаве, из которого образовался и сам вулканит. Они имеют возраст $29,8 \pm 6,6$ млн. лет (олигоцен), который приближается к возрасту наиболее древних известняков (ранний миоцен), драгированных в центральном сегменте хребта Витория-Гриндади. Эта близость возраста наиболее молодых из изученных цирконов ко времени начала формирования карбонатной платформы является дополнительным аргументом в пользу того, что возраст этих цирконов соответствует времени кристаллизации вмещающей их породы. Очевидно, что остальные цирконы более древнего возраста, чем олигоцен, являются ксеногенными, и были захвачены расплавом из вмещающих пород.

Для одного из вулканитов г. Дейвис также был определен возраст Ar – Ar методом абсолютной геохронологии. Методика проведения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований описана выше в соответствии с (Травин и др., 2009). Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования приведены в табл. 6.3. Для плагиоклаза получен возрастной спектр, в котором выделяется плато со значением возраста $19,2 \pm 0.7$ млн. лет из двух последовательных ступеней, на которых выделилось 91,6 % ^{39}Ar .

Таблица 6.3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования минеральных фракций образца V2410.

T ⁰ C	t (мин)	$^{40}\text{Ar}(\text{STP})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$
600	10	$100.1 \cdot e^{-9}$	106.043	0.433	0.09898	0.00282	0.008	0.045
750	10	$58.0 \cdot e^{-9}$	13.802	0.018	0.03525	0.00070	0.530	0.011
950	10	$200.3 \cdot e^{-9}$	66.263	0.070	0.06771	0.00111	0.278	0.018
1100	10	$774.1 \cdot e^{-9}$	251.346	0.314	0.19059	0.00087	2.582	0.015
600	10	$100.1 \cdot e^{-9}$	106.043	0.433	0.09898	0.00282	0.008	0.045
500	10	$938.9 \cdot e^{-9}$	58.303	0.052	0.05323	0.00088	0.094	0.003
600	10	$453.7 \cdot e^{-9}$	97.722	0.072	0.08627	0.00068	0.259	0.008
900	10	$101.8 \cdot e^{-9}$	84.896	0.222	0.10825	0.00269	3.267	0.035
1100	10	$367.7 \cdot e^{-9}$	521.757	2.441	0.41282	0.00554	5.214	0.076
	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет) $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$		
600	0.35886	0.00455	0.03	8.4	0.0	8.5		
750	0.03594	0.00081	1.91	45.8	21.1	1.6		
950	0.22356	0.00120	1.00	72.6	1.3	2.3		
1100	0.84991	0.00169	9.29	100.0	1.3	2.7		
600	0.35886	0.00455	0.03	8.4	0.0	8.5		
500	0.18786	0.00038	0.34	71.1	18.9	0.7		
600	0.32014	0.00091	0.93	91.6	21.1	1.8		
900	0.28753	0.00298	11.76	96.9	-0.5	5.8		
1100	1.76074	0.01099	18.77	100.0	9.9	14.6		

Примечания. Пироксен, навеска 90,35 мг, $J = 0.003703 \pm 0.00003^$, интегральный возраст = 8.6 ± 1.3 млн лет (включая J), возраст ступени (750°C = 21.1 ± 1.6 млн лет (включая J). Плагиоклаз, навеска 107,01 мг, $J = 0.003771 \pm 0.000037^*$, интегральный возраст = 18.0 ± 0.8 млн лет, (включая J), возраст плато 500-600°C = 19.2 ± 0.7 млн лет (включая J).*

J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

В возрастном спектре клинопироксена наблюдается лишь одна ступень с относительно высоким значением возраста, согласующимся с датировкой, полученной по плагиоклазу - 21.1 ± 1.6 млн лет. Эта ступень, по всей видимости, соответствует участкам, не затронутым поздним подводным выветриванием. Для остальных ступеней получены близкие к нулевым значения возраста. Таким образом, на основании результатов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования минеральных фракций плагиоклаза и пироксена можно сделать вывод о том,

что возраст образца составляет около 19.2 ± 0.7 млн лет, который очень близок к возрасту наиболее древних раннемиоценовых известняков (19-24 млн. лет), драгированных на г. Дейвис. Аналогичные известняки с таким же возрастом подняты и на банке Догаресса. Эти данные показывают, что в течение длительного времени этот протяженный сегмент хребта, включающий гору Дэйвис и банку Догаресса, существовал как единая структура, при этом в его пределах отсутствует линейная направленность изменения возраста.

Два возраста, полученные двумя различными методами изотопно-геохронологических исследований, характеризуют время финального вулканизма гор Дейвис и Жазер. Об этом свидетельствует и близость возраста вулканитов к возрасту перекрывающих их известняков и сам факт приуроченности точки отбора к верхним частям склона подводных гор.

Генеральное простирание хребта субширотное, но перед континентальным склоном в районе меридиана $37,8^\circ$ з.д. оно меняется на северо-западное (рис. 6.17). К этой северо-западной ветви хребта Витория-Триндади относятся острова Аброльос, находящиеся вблизи береговой линии (Fodor, Hanan, 2000, O'Connor and Duncan, 1990). Там развиты эоценовые (40-50 млн. лет, согласно (Cordani and Blazekovic, 1970)) базальты умеренной щелочности, изотопно близкие к вулканитам о. Триндади (Fodor, Hanan, 2000).

На континенте хребет Витория – Триндади находит свое продолжение в проявлениях позднемиоценового щелочного вулканизма (Gibson et al., 1997), которые имеют место на большой территории (не менее 1400 км в поперечнике) и образуют ряд практически одновозрастных (80 – 90 млн. лет) вулканических провинций.

Состав вулканитов. Петрохимически вулканизм на островах Триндади и Мартин Вас имеет бимодальный характер. По содержанию SiO_2 в вулканитах выделяются две группы: одна с SiO_2 до 45% объединяет нефелиниты, меланефелиниты, базаниты и тефриты, другая с $\text{SiO}_2 > 52\%$ - фонотефриты и фонолиты (Marques et al., 1999, Siebel et al., 2000, Когарко, 2003) (рис. 6.5). Фонолиты являются дифференциатами низкокремнистых пород и отличаются от них более высокими содержаниями Al_2O_3 (20,6-21,6%), Na_2O (8,75-10,05%), K_2O (5,9-6,15%), Ва (750-1250 г/т), Rb (150-180 г/т), Sr (1550-2150 г/т), Zr (1100-1200 г/т), Nb (150-185 г/т), Th (13,9-17,8 г/т), легкими РЗЭ и более низкими - MgO (0,6%), FeO (3,75-4,4%), CaO (2,8-3,05%), P_2O_5 (0,15-0,2%), TiO_2 (0,75-0,82%), Cr (1-5 г/т), Ni (1-4 г/т), Y (32 г/т), тяжелыми РЗЭ (рис. 6.6, 6.7). При дифференциации наряду с оливином, клинопироксеном, щелочными полевыми шпатами и фельдшпатоидами важную роль играло фракционирование сфена (Marques et al., 1999).

Существенно различаются между собой меланефелиниты и их дифференциаты нефелиниты, с одной стороны, и базаниты и их дифференциаты тефриты, с другой стороны.

В нефелинитах более высокие концентрации несовместимых элементов, Cr (440-520 г/т против 310-390 г/т), Ni (250-270 г/т против 100-200 г/т), CaO (13% против 10-11%), MgO (11-12% против 8-9%), K₂O (1,9-2,5% против 0,26-0,91%), в базанитах - TiO₂ (5-6,5% против 4-4,2%), FeO (15-16,6% против 12,5-13,2%), Al₂O₃ (10-12% против 9,5-10%). Концентрации P₂O₅ (0,53-1,62%) и Na₂O (3,6-5%) примерно одинаковы в обеих группах вулканитов. Природа этого различия у разных авторов трактуется по-разному: либо это результат более низких степеней частичного плавления первых (Weaver, 1990), либо это следствие большей фракционированности последних (Siebel et al., 2000), либо это результат плавления различных мантийных источников (Marques et al., 1999).

Меланефелиниты и базаниты по большинству показателей резко отличаются от трахипикробазальтов, являющихся наиболее примитивными породами о. Св. Елены, гор Байя и Пернамбуку. Они имеют существенно более низкие концентрации SiO₂ и Al₂O₃ и существенно более высокие TiO₂, P₂O₅, Na₂O, а меланефелиниты и - FeO и K₂O.

Вулканиты о. Триндади при данных значениях SiO₂ по уровню концентрации Zr, Sr и Ba резко превышают (в 1,5-2,5 раза) таковые у вулканитов о. Св. Елены, при этом тренды вариаций, образуемые ими, параллельны таковым для вулканитов о. Св. Елены (рис. 6.7). Уровни концентраций и характер поведения Y, Cr и Ni близки к таковым у вулканитов о. Св. Елены. При данных значениях SiO₂ уровни концентраций La, Th и Nb в базанитах-тефритах близки либо незначительно превышают, а в нефелинитах резко превышают (в 2-3 раза) таковые в вулканитах о. Св. Елены.

Резко фракционированный характер спектров РЗЭ изученных пород и высокие значения отношений (Sm/Yb)_n: 5,6-6,5 в базанитах и 7,4-7,6 в меланефелинитах, - свидетельствуют о большой глубине плавления их первичных расплавов в условиях гранатовой фации глубинности (Marques et al., 1999, Siebel et al., 2000).

По оценкам (Siebel et al., 2000) высокие значения наиболее несовместимых элементов, таких как Th, Nb, La в вулканитах о. Триндади указывают на очень низкие степени частичного плавления их мантийных источников, в среднем 1,3% для меланефелинитов. Содержания Th (3-6 г/т), Nb (70-80 г/т), La (30-60 г/т) ниже в базанитах-тефритах по сравнению с нефелинитами (Th (9,5-10 г/т), Nb (90-100 г/т), La (70-90 г/т), что свидетельствует о более высоких степенях плавления при образовании первых. Это отражается на больших величинах (La/Sm)_n в нефелинитах (3,5-4 против 2,4-2,6). В соответствии с этим другие геохимические индикаторные отношения также должны быть более низкими в базанитах-тефритах. Однако концентрации Rb (50-90 г/т) и Ba (700-950 г/т), которые являются еще более несовместимыми элементами, чем Th, Nb, La, имеют близкий уровень в меланефелинитах и базанитах-тефритах, при этом (Ba/La)_n (2,3-2,9), (Ba/Nb)_n (1,25-

1,45), $(\text{Ba}/\text{Th})_n$ (3,08-4,06), $(\text{Nb}/\text{La})_n$ (2,05-2,1) в базанитах-тефритах существенно более высокие, чем в нефелинитах $(\text{Ba}/\text{La})_n$ (0,95-1,15), $(\text{Ba}/\text{Nb})_n$ (0,8-1), $(\text{Ba}/\text{Th})_n$ (0,95-1,15), $(\text{Nb}/\text{La})_n$ (1,1-1,2). Этот факт может означать только то, что мантийные источники этих двух типов пород химически отличаются друг от друга, у базанит-тефритов он обогащен Ba и Sr относительно других несовместимых элементов и Nb относительно La и, по-видимому, заметно обеднен Th, а среди петрогенных элементов обогащен Ti и Fe. По изотопным данным (Siebel et al., 2000) нефелиниты и базанит-тефриты не отличаются друг от друга и, следовательно, геохимическое различие их мантийных источников может быть обусловлено метасоматическими процессами, протекавшими в настоящее или недалекое прошлое время.

Следует заметить, что значения таких геохимических индикаторов как $(\text{Ba}/\text{La})_n$, $(\text{Ba}/\text{Nb})_n$, $(\text{Ba}/\text{Th})_n$ и $(\text{Nb}/\text{La})_n$ в нефелинитах, несмотря на то, что они ниже, чем в базанитах-тефритах, все же выше, чем в вулканитах о. Св. Елены, что свидетельствует о различном составе мантийных источников этих двух островных структур (рис. 6.9). Наиболее яркой чертой является обогащенность всех вулканитов о. Триндади Ba относительно таковых о. Св. Елены. Это находит отражение в характере спайдерграмм нефелинитов и базанитов-тефритов, на которых наблюдается широкий выступ от La к Ba без обособления аномалии в области Nb-Ta. Спайдерграммы базанитов-тефритов отличаются от таковых нефелинитов наличием отрицательных аномалий Th и U на фоне большого выступа от La к Ba (рис. 6.18). В отличие от пород о. Св. Елены породы о. Триндади имеют заметно более низкие отношения изотопов свинца: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19,01-19,24$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,56-15,59$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,89-39,24$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512752 - 0,512837$ и более высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703828 - 0,703961$ (Marques et al., 1999, Siebel et al., 2000). На изотопных диаграммах они образуют компактное поле, которое заметно отклоняется от линии смешения между компонентами DMM и HIMU в сторону обогащенной мантии EM (рис. 6.10). В работах (Marques et al., 1999, Siebel et al., 2000) на основании соотношения геохимических и изотопных данных делается вывод, что обогащенная мантия представлена компонентом EM1.С другой стороны, это поле составов совпадает с полем мантийного компонента FOZO.

С подводной горы Колумбия, находящейся в 275 км к западу от о. Триндади, получен образец анкарамита (Fodor, Nanan, 2000), который петро- геохимически близок к вулканитам о. Триндади.

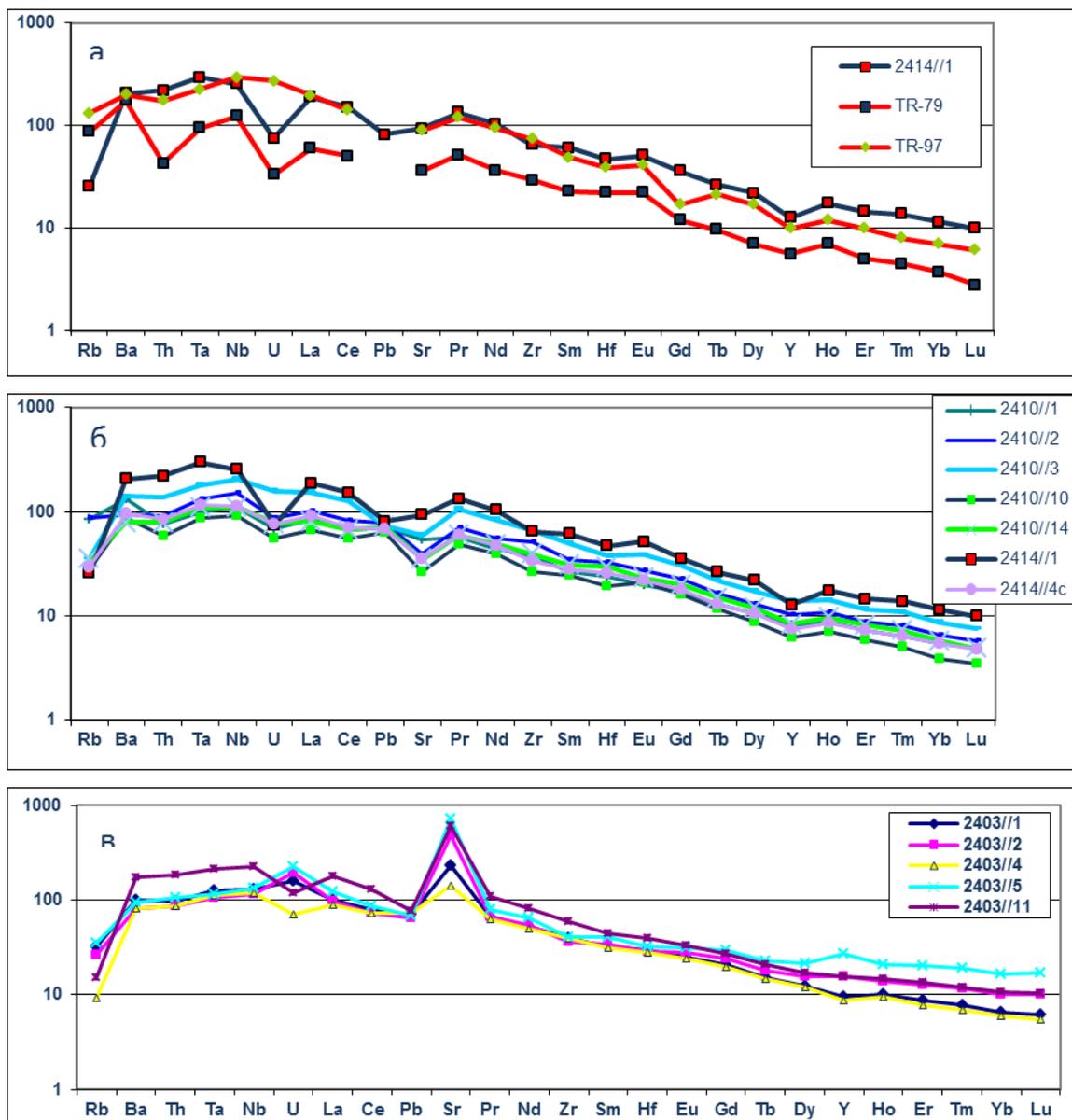


Рис. 6.18 Спайдерграммы вулканитов хребта Витория-Триндади.

а - вулканиты о. Триндади (по данным (Marques et al., 1999) , б - вулканиты гор, Дейвис и Жазер, в - высокофосфористые вулканиты банки Догаресса.

Обильный каменный материал получен из центральной части хребта в ходе работ НИС "Академик Вавилов" (рис. 6.17), данные об его составе, геохимии и изотопии представлены в работах (Сколотнев и др., 2010, 2011, Пейве, Сколотнев, 2014). Драгированные вулканиты сильно изменены, поэтому для их петрохимического анализа данные об их валовом составе были пересчитаны на маловодные (~ 1%) составы. Вулканиты гор Дейвис и Жазер петрографически и петро-геохимически близки друг другу. На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 6.5) наименее дифференцированные наименее кремнистые образцы ($\text{SiO}_2 = 41,9\text{-}44,6\%$) занимают промежуточное положение между базанитами-тефритами о. Триндади и трахипикробазальтами о. Св. Елены.

Более дифференцированные образцы (SiO_2 до 48,6%) совпадают с полем дифференцированных образцов о. Св. Елены, образуя тренд в сторону трахибазальтов (рис. 6.6). По уровню концентраций K_2O (0,82-1,19%), MgO (7,1-9,6%), FeO (3,75-4,4%), CaO (11,3-14%), P_2O_5 (0,65-0,85%), La (37-45 г/т), Sr (460-630 г/т), Zr (220-330 г/т), Y (20-30 г/т), U (1-1,5 г/т), Th (3,8-5,2 г/т) и Nb (50-60 г/т) наименее дифференцированные образцы также близки к базанитам-тефритам о. Триндади, но концентрации Na_2O (1,34-2,25%), Ba (400-450 г/т), Rb (15-20 г/т) много ниже и ближе к пикробазальтам, а Al_2O_3 (12,3-14,8%) много выше, чем в базанитах и пикробазальтах (возможно, это эффект вторичных изменений). Содержания TiO_2 (3,48-4,51%), Cr (290-580 г/т) и Ni (130-370 г/т) близки к таковым в нефелинитах о. Триндади, а K_2O (0,82-1,19%) занимают промежуточное положение между пикробазальтами и нефелинитами. С повышением степени дифференцированности в вулканитах гор Дейвис и Жазер возрастают концентрации некогерентных элементов: Rb (до 50 г/т), Y (до 45 г/т), Th (до 14 г/т), Hf (до 13 г/т), Ta (до 12 г/т), Nb (до 140 г/т), Zr (до 560 г/т), Sr (до 1650 г/т) и Ba (до 1000 г/т) (рис. 6.7). Содержания Ni (до 14-40 г/т) и Cr (до 10-40 г/т) постепенно снижаются к более дифференцированным образцам, свидетельствуя о фракционировании оливина и хромшпинели. Содержания Sc (от 20-30 до 1-2 г/т) и V (от 300-400 до 130-140 г/т) резко снижаются только у наиболее дифференцированных образцов, указывая на включение в процесс фракционной кристаллизации клинопироксена.

Вариации состава пород также определяются количеством вкрапленников. Образцы с большим количеством вкрапленников клинопироксена и титаномагнетита имеют повышенные концентрации Cr и Ca , а оливина и клинопироксена - очень низкие концентрации K , Na , P и Al , аномально высокие Mg , пониженные Fe и повышенные Ca .

Два образца горы Жазер (V2414/1,2) характеризуются очень высоким содержанием P_2O_5 (2,05-2,2%) и сдвигом всех других петрогенных показателей на диаграммах вариаций в сторону низких значений SiO_2 . В целом они близки к вулканитам гор Байя и Пернамбуку и в соответствии с этим данные особенности поведения петрогенных оксидов могут быть связаны с вторичными изменениями базальтов: привносом в породу P и выносом Si .

Химический состав вулканитов банки Догеррасса аномален. Они характеризуются очень низкими содержаниями SiO_2 (30,8-41,1%) и на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ попадают в поле щелочных пикритов (рис. 6.5). Однако минеральный состав, а также низкие значения MgO и высокие Al_2O_3 не соответствуют пикритам. Занижение содержаний SiO_2 относительное и происходит из-за больших концентраций TiO_2 (4,7-5,6%) и FeO (14,2-18,7) и аномально высоких P_2O_5 (3,55-5,5%), что обусловлено широким развитием в вулканитах титаномагнетита и апатита. Значения всех трех оксидов прямо коррелируют друг с другом, а также с высокими содержаниями серы ($\text{S} = 0,09-0,21\%$). В

хорошо раскристаллизованных разностях высокофосфористых пород фосфор концентрируется в апатитах, что свидетельствует о том, что в данных породах высокие концентрации P_2O_5 связаны не с вторичными, а с магматическими процессами. По уровню содержаний других петрогенных оксидов вулканиты банки Догаресса близки к вулканитам гор Дейвис и Жазер, по редким элементам высокофосфористые разности выделяются более высокими значениями Y (53-93 г/т), U (3,5-4 г/т), тяжелых лантаноидов и аномально высокими - Sr (2500-12800 г/т).

На диаграммах распределения РЗЭ спектры вулканитов со всех опробованных гор имеют близкий заметно фракционированный тип распределения, характерный для щелочных пород, с резким закономерным повышением линии спектра от тяжелых к средним $((Sm/Yb)_n = 4,85-6,36)$ и от средних к легким $((La/Sm)_n = 2,57-3,18)$ лантаноидам (рис. 6.18). Показатель $(Sm/Yb)_n$ используется в данной работе в качестве показателя относительной глубины плавления. У изученных вулканитов его значения простираются в диапазоне между таковыми у вулканитов о. Св. Елены и базанитов-тефритов о. Триндади. Следовательно, в целом под центральной частью хребта Витория-Триндади генерация расплавов происходила на меньших глубинах, чем под о. Триндади. На графике Sm/Nd – Ce/Y (Пейве, Сколотнев, 2014) они попадают в поле плавления при участии граната в качестве остаточной фазы, но находятся выше образцов о. Триндади непосредственно вблизи линии, разделяющей гранатовую и шпинелевую фации, т.е. на глубинах более 80 км (Ellam, 1992). Следует добавить, что вулканиты о-вов Аброльос, характеризующие западный фланг хребта Витория-Триндади, располагаются на графике Sm/Nd – Ce/Y в поле шпинелевой фации глубинности.

Величина $(La/Sm)_n$ в существенной степени определяется степенью частичного плавления мантийного субстрата. Вариации этого параметра соответствуют таковым у вулканитов о. Св. Елены и также заключены между значениями таковых и базанитов-тефритов и нефелинитов о. Триндади.

Различия в уровнях спектра РЗЭ изученных пород обусловлены разной степенью их дифференциации. Характер спектров высокофосфористых образцов банки Догаресса близок к таковому у остальных образцов, за исключением того, что у них более высокий уровень тяжелых земель и соответственно линия спектра более пологая в области средних и тяжелых лантаноидов $((Sm/Yb)_n = 2,45-4,02)$.

Спайдерграммы вулканитов гор Дейвис и Жазер во многом сходны с таковыми у нефелинитов и базанит-тефритов о. Триндади (рис. 6.18). Наблюдается широкий выступ в области наиболее несовместимых элементов от La до Ba включительно, осложненный отрицательной аномалией U. Часть из них с менее высоким уровнем несовместимых элементов также имеет отрицательную аномалию Th, как у базанит-тефритов. На всех

спайдерграммах отчетливые отрицательные аномалии Sr, Ti, Y и P. Отличием от спайдерграмм вулканитов о. Триндади является заметное понижение спектра в области Rb. На спайдерграммах высокофосфористых пород банки Догаррасса присутствуют положительные пикообразные аномалии Sr и U, у некоторых из них - Y и отсутствует отрицательная аномалия Th (рис. 6.18в).

Значения таких индикаторных геохимических отношений как $(\text{Nb/La})_n$ (1,26-1,34) и $(\text{Ba/Nb})_n$ (0,62-0,81) близки к таковым у вулканитов о. Св. Елены, $(\text{Ba/Th})_n$ (0,92-1,14) близки к последним и к таковым у нефелинитов о. Триндади, а $(\text{Ba/La})_n$ (0,85-1,09) занимает промежуточное положение между таковыми у нефелинитов и вулканитов о. Св. Елены (рис. 6.9). Эти данные свидетельствуют о промежуточной геохимии мантийного источника вулканитов центрального сегмента хребта Витория-Триндади, который, в общем, близок к таковому под о. Св. Елены, но отклоняется от него в сторону более высоких концентраций Ba. Отдельные образцы имеют еще более высокие отношения $(\text{Ba/Nb})_n$ (0,95-1,2), $(\text{Ba/Th})_n$ (1,5-1,75), $(\text{Ba/La})_n$ (1,3-1,57), что является указанием на процессы метасоматоза по времени близкие ко времени вулканизма, подобные тем, которые отразились на формировании базанит-тефритов о. Триндади.

Изученные образцы, представляющие все три подводные горы (Жазер, Дейвис и Догарресса) характеризуются близкими изотопными соотношениями: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51272-0,513003), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (19,01-19,50), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,57-15,62), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (39,07-39,51) (рис. 6.10). Сильно различаются отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. У образцов с гор Жазер и Дейвис значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ находятся в интервале 0,703739 - 0,704054, что коррелирует с величинами отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в этих образцах. Однако высокофосфористые образцы банки Догарресса характеризуются исключительно высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,707748-0,708687), которые не коррелируются с соответствующим уровнем $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

На изотопных вариационных диаграммах изученные образцы в основном находятся в поле составов вулканитов о. Триндади, лишь некоторые из них на диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ смещаются в сторону компонента HIMU (рис. 6.10). Эти данные свидетельствуют о близости состава мантийных источников под о. Триндади и под центральным сегментом хребта Витория-Триндади, но последние имеют больший диапазон вариаций изотопных параметров. К сказанному следует добавить, что изотопные составы вулканитов островов Аброльос, отличаются более низкими отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Fodor, Hapan 2000), указывая на еще больший вклад компонента EM1 в мантийный резервуар островов Аброльос.

Высокофосфористые образцы банки Догарресса выделяются среди других вулканитов центрального сегмента хребта только на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, где они резко

смещены в сторону очень высоких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, характерных для морской воды, подобно кислым вулканитам о Вознесения (Kar et al., 1998).

Обсуждение. Большинство исследователей связывает происхождение цепи подводных гор Витория–Триндади с функционированием горячей точки Триндади (O'Connor, Duncan, 1990, Duncan, Richards, 1991, Steinberger, 2000). Основаниями для этого является распределение возраста пород вдоль цепи и линейность этой структуры, образованной отдельными постройками вулканической природы: как надводными островами, так и подводными горами и гайотами. В соответствии с этими взглядами, в течение позднего мела плюм Триндади существовал под юго-восточной Бразилией. Интрузивные породы этого возраста (80-90 млн. лет) локально распределены по этой большой территории, что указывает на то, что их формирование связано с плавлением обширной головы плюма, обычно возникающей в начале деятельности каждого плюма (Gibson, 1997). Собственно формирование самой цепи Витория–Триндади обусловлено, как считают Гибсон и др. (1997), функционированием узкого хвоста плюма Триндади, сменившего его обширную голову, над которой двигалась и «прожигалась» Южно-Американская плита и, следовательно, субширотное простираие цепи указывает на абсолютное перемещение этой плиты.

Другие точки зрения, так или иначе, связывают образование хребта Витория–Триндади с поступлением горячего обогащенного мантийного материала из-под континента (Van Decar, 1995, Когарко, 2007, Сколотнев и др., 2010а, 2011, Пейве, 2010). Предполагается, что обогащенный мантийный материал использует для своего движения ослабленные зоны в мантии, совмещенные с ослабленными зонами в литосфере. В частности, хребет Витория–Триндади пространственно сопоставляется с трансформным разломом Витория–Триндади (Van Decar et al., 1995).

Полученные новые данные о возрасте финального вулканизма в районе центрального сегмента хребта подтверждают ранее принятые допущения о существовании прогрессии возраста в западном направлении, т.е. в направлении движения Южно-Американской плиты. Однако эти данные не могут быть решающим аргументом в пользу точки зрения о существовании горячей точки под островами Триндади и Мартин Вас, поскольку в случае движения мантийного потока из-под континента на восток в сторону океана и под ним, прогрессия возраста вулканизма будет иметь ту же направленность. Если предположить, что хребет Витория–Триндади все же формировался по способу горячей точки, то время начала формирования гор Дейвис и Жазер может быть ориентировочно подсчитано по скорости полуспрединга (в данном случае направление абсолютного движения плиты близко к направлению спрединга) и расстоянию между горячей точкой и этими горами. Средняя скорость полуспрединга для этой части Атлантики от олигоцена до наших дней в

соответствие с (Cande et al., 1988) составляет около 2 см/год. Расстояние от горячей точки до г. Дейвис – 620 км и до г. Жазер - 740 км и, следовательно, время начального вулканизма около 31 и 37 млн. лет назад, соответственно. Получившаяся большая разница (7-11 млн. лет) между измеренным возрастом финальных вулканитов подводных гор Дэйвис (около 20 млн. лет назад) и Жазер (около 30 млн. лет назад) и подсчитанным временем начала образования гор на основании скорости полуспрединга свидетельствует о длительности их формирования, подобно островам Камерунской линии. Однако это также не может быть решающим аргументом в пользу природы хребта Витория-Триндади, как горячей линии. Пример острова Триндади показывает, что он формируется не менее 3,6 млн. лет. И гора Дэйвис, и гора Жазер существенно более крупные образования, чем этот остров, и можно ожидать, что они формировались не меньше время.

Ширина хребта Витория-Триндади и размеры отдельных сегментов хребта последовательно сокращаются в сторону островов, что могло бы быть свидетельством естественного уменьшения мощности подлитосферного потока к своей дистальной части. Однако это же наблюдение можно объяснить и тем, что со временем последовательно снижается мощность плюма Триндади.

С нашей точки зрения, решающим аргументом в пользу горячей точки Триндади является факт резкого изменения простирания хребта Витория-Триндади в своей западной части в районе меридиана 37,8°з.д. с субширотного на северо-западное в сторону островов Аброльос, отражающего изменение направления абсолютного движения Южно-Американской плиты (рис. 6.17). К этому следует добавить, что данный хребет формируется на океанической коре с возрастом более древним, чем 80 млн. лет (Cande et al., 1988), а на коре с таким возрастом, пассивные части трансформных разломов имеют не субширотное простирание, а юго-западное - около 200° и соответственно, если бы мантийный поток был связан с этой ослабленной литосферной линейной зоной, то он имел бы северо-восточное, а не субширотное направление. В случае с Камерунской линией, которая сформировалась из мантийного потока из-под континента, имеется источник этого мантийного потока – Камерунский плюм, связанный с Африканским суперплюмом. В случае с хребтом Витория-Триндади очевидных источников мантийного потока, магматическое дренирование которого могло бы привести к образованию вулканических структур, под Южно-Африканским континентом не наблюдается.

Принимая точку зрения о существовании горячей точки Триндади, локализованной под островами и связанной с одноименным плюмом, и учитывая установленную прогрессию возраста можно оценить время изменения направления движения Южно-Американской плиты. Расстояние между о. Триндади и г. Витория, после которой меняется простирание

хребта около 920 км. Средняя скорость полуспрединга в последние 50 млн. лет в соответствии с (Cande et al., 1988) можно оценить как 2,04-2,18 см/год. Произведя соответствующий расчет и принимая во внимание, что начало вулканизма приведшее к образованию о. Триндади, учитывая его подводную часть, много больше чем 3,5 млн. лет (4-5 млн. лет), мы получаем, что время изменения вектора движения плиты составляет 47-50 млн. лет назад и является промежуточной величиной между оценками времени этого события, данными в работе (Duncan, Richards, 1991) (54 млн. лет назад) и в работе (Bryan, 1995) (30 млн. лет назад), но хорошо согласуется с эоценовым возрастом вулканитов на островах Аброльос (40-50 млн. лет) (Cordani, Blazekovic, 1970).

Факты, приведенные выше, свидетельствуют, что со временем интенсивность плюмовой активности ослабевает. Горячая точка действует в импульсном режиме, отражая пульсационное поступление плюмового материала. Плюм поднимается в виде отдельных блобов (blobs), промежутки между которыми со временем увеличиваются. Каждый сегмент хребта формировался при самостоятельном импульсе плюмовой активности. В пределах сегментов протяженностью 160-180 км прогрессия возраста вулканитов отсутствует. Со временем размеры сегментов уменьшаются, а расстояния между ними увеличиваются, особенно резко они возрастают восточнее банки Догаресса.

Сегменты формировались длительное время. В настоящий момент в районе островов Триндади и Мартин Вас оно составляет не менее 3,6 млн. лет. Время формирования сегмента, объединяющего гору Дейвис и банку Догеррасса, около 11 млн. лет. Формирование таких сегментов, вероятно, обусловлено тем, что либо плюмовый материал увлекается движущей плитой, формируя подлитосферный канал, по которому идет некоторое время подпитка зон магмогенерации, либо от плюма отрывается линза вещества, причленяющаяся к литосфере и движущаяся вместе с плитой, являясь источником вулканических продуктов (Ph. Morgan, 1995).

По поводу природы самого плюма Триндади имеются две точки зрения, изложенные в работе (Siebel et al., 2000), основанные на изучении изотопных параметров вулканитов. По одной из них плюм рождается в нижней мантии на уровне близком к границе с верхней мантией, поднимая вещество с характеристиками мантийного компонента FOZO. Однако вариации мантийных параметров вдоль хребта, скорее, свидетельствуют в пользу другой точки зрения, которая предполагает, что мантийный источник вулканитов хребта Витория-Триндади формируется при смешении трех мантийных компонентов: DMM, HIMU и EM1. Присутствие в этой триаде вещества компонента HIMU связано с плюмом, поднимающим материал рециклинговой океанической коры с подошвы мантии (Hart 1988, Hofman, 1997),

который доминирует в областях плюмовой активности в этой части Атлантического океана, начиная со времени его раскрытия (Fontignie, 1996).

Происхождение мантийного обогащенного компонента EM1 в вулcano-тектонических структурах, расположенных в окраинной части океана вблизи континента, к каковым относится и хребет Витория-Триндади, большинство исследователей связывают с наличием в океанической мантии тектонически деламинированных пластин метасоматизированной субконтинентальной мантии, появившихся там в результате раскола Гондваны (Marcues et al., 1999, Gerlach et al.; 1988, Doucelance et al., 2003, Hawkesworth et al., 1990, Hoerln et al., 1991, Rankenburg et al., 2005). Если хребет Витория-Триндади формировался при прохождении плиты над горячей точкой, то, очевидно, что вещество обогащенного компонента EM-I, обнаруженное в вулканитах хребта Витория-Триндади, имеет аналогичное происхождение. Т.е. сорванные фрагменты субконтинентальной мантии могли попасть в океанскую мантию при расколе Гондваны и затем были термически мобилизованы плюмом Триндади. В подтверждение этому следует отметить, что в вулканитах с близкими изотопными параметрами близкого по условиям образования хребта Фернанду ди Норонья обнаружены ксенолиты континентальной литосферы (Giorgio et al., 2000). Дополнительным тому подтверждением является определение времени метасоматоза мантии под островом Триндади, подсчитанное по результатам Sm-Nd изотопии ультраосновных вулканитов, которое составляет 456 ± 116 млн. лет назад. Оно совпадает со временем крупных тектономагматических событий, охвативших восточное побережье Бразилии (Marcues et al., 1999). В рамках этой точки зрения находят объяснение вариации изотопного состава вулканитов вдоль простирания хребта. По сравнению с вулканитами о. Триндади среди вулканитов центрального сегмента имеются образцы как с отклонениями в сторону большего вклада вещества компонента HIMU, так и в сторону - компонента EM1. Это может указывать на увеличение или уменьшение доли субконтинентальной мантии в области, охваченной плюмом с характеристиками компонента HIMU. В вулканитах островов Аброльос, под которыми естественно ожидать большего количества фрагментов субконтинентальной мантии, доля компонента EM1 заметно превышает таковые в вулканитах о. Триндади и центрального сегмента, где естественно ожидать меньшего количества этих фрагментов.

Вариации состава вулканитов, слагающих горы хребта Витория-Триндади, зависят не только от состава мантийного источника, но, как уже было сказано выше, и от глубины плавления. При этом в данном случае эта глубина зависит не столько от мощности литосферы, сколько от мощности плюма (частота подъема и объем блобов). Более мощный плюм поднимается выше и плавление происходит на меньших глубинах и при большей степени частичного плавления. Яркий пример тому о-ва Аброльос, под которыми

наибольшая мощность литосферы, поскольку они располагаются в зоне перехода континент-океан, но первичные расплавы вулканитов, слагающих эти острова, плавилась на меньших глубинах, производя трахипикробазальтовые расплавы. Под о. Триндади наименьшая мощность литосферы, но под ним плавилась наиболее глубинные выплавки - меланефелиниты. Вулканиты центрального сегмента по глубинности и степени плавления занимают промежуточное положение.

Свои коррективы в состав вулканитов вносит и двухуровневый характер плавления.

Под о. Триндади наиболее глубинные расплавы (меланефелиниты) плавилась в условиях гранатовой фации, а менее глубинные расплавы в переходных гранат-шпинелевых условиях глубинности. Менее глубинные расплавы привели к образованию группы базанит-тефритов. Под центральным сегментом более глубинные расплавы, по-видимому, были близки по составу к базанитам, а менее глубинные к трахипикробазальтам. Широкие вариации отношения $(Sm/Yb)_n$ в породах этого сегмента свидетельствуют о процессах смешения между разноглубинными расплавами.

На составе вулканитов отражаются процессы мантийного метасоматоза, проявляющиеся, прежде всего, в возрастании в породах концентраций высоко некогерентных элементов таких, как La, Ba, Rb, Sr. Поскольку возрастание концентраций этих элементов не коррелирует с изменением изотопных параметров в вулканитах, то очевидно, что этот метасоматоз происходил во время близкое к вулканической деятельности. На о. Триндади породы, в наибольшей степени отражающие мантийный метасоматоз, представлены базанитами-тефритами, т.е. менее глубинными породами. Это дает основание предположить, что метасоматоз мантии в районе зоны магмогенерации расплавы этих вулканитов происходит под воздействием более глубинных расплавы, возможно, меланефелинитов.

Наиболее эффективным процессом, определяющим вариации содержаний петрогенных оксидов в вулканитах хребта, является фракционная кристаллизация расплавы на пути их движения вверх. Во фракционной кристаллизации расплавы принимали участие оливин и шпинель, на более поздних этапах также клинопироксен, фельдшпатоиды, полевые шпаты и сфен, еще позже присоединялись титаномагнетит, апатит. На островах Триндади и Мартин Вас широко развиты фонолиты, наиболее дифференцированные породы.

Специфическим путем, также в ходе эволюции расплавы в магматических камерах, сформировались высокофосфористые породы банки Догаресса. Анализ петро-геохимических и изотопных параметров этих вулканитов позволяет предложить следующий механизм их образования. Гидротермальные растворы, основу которых составляет метаморфизованная морская вода, по трещинам достигают магматических камер и проникают в них, влияя на

процессы эволюции расплава. Изменение физико-химических условий в магматической камере приводит к растворению апатит-титаномагнетитового (\pm сфен) кумулуса и обогащение расплава P, Ti, Y и Fe, тяжелыми лантаноидами, а с гидротермальным флюидом в расплав привносятся Sr, U и S, которыми богата морская вода. Гидротермальный флюид передает расплаву и изотопную метку морской воды - очень высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

О возможности проникновения метаморфизованной морской воды в магматические камеры в ходе формирования ОИВ базальтов указывается в работе (Kar et al., 1998), в которой показано, что высокодифференцированные кислые вулканиты о. Вознесения имеют последовательно более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что авторами этой работы объясняется проникновением морской воды в промежуточную магматическую камеру.

Среди вулканитов острова Триндади не встречено высокофосфористых разновидностей, однако они содержатся в виде включений в некоторых базанитах (Siebel et al., 2000).

6.2.1.5 Хребет Фернанду ди Норонья

Хребет Фернанду ди Норонья длиной около 500 км, состоящий из нескольких подводных гор, простирается в субширотном направлении примерно вдоль 4° ю.ш. между одноименным островом и банкой Сириус, находящейся на континентальном подножии Южной Америки (рис. 6.11). По представлениям (Duncan, Richards, 1991) он сформировался под действием горячей точки, локализованной приблизительно под островом Фернанду ди Норонья. По мнению этих авторов, хребет характеризует тот период функционирования горячей точки, когда Южно-Американская плита двигалась в субширотном направлении. В более раннее время, когда плита двигалась в северо-западном направлении, формировались цепь гор Сеара, банка Канопус, хребет Белем, Северо-Бразильские горы, располагающиеся вдоль побережья Южной Америки.

На острове Фернанду ди Норонья распространены породы по всем параметрам, включая изотопные характеристики (Gerlach et al., 1987), аналогичные вулканитам острова Триндади. Это фонолиты, нефелиниты, трахиты, щелочные базальты (Когарко, Асавин, 2007), однако в целом их возраст существенно древнее - 12-8 млн. лет (Когарко и др., 2007). В то же время есть отдельные потоки и дайки с возрастом 3–1,7 млн. лет.

Структурно-тектоническая и вещественная близость между субширотными хребтами Витория-Триндади и Фернанду ди Норонья показывают, что оба хребта формировались в близких условиях. Можно ожидать, что хребет Фернанду ди Норонья сформировался под действием горячей точки, связанной с глубинным плюмом, имеющим изотопные показатели, близкие к мантийному компоненту НМУ. В этом регионе также присутствуют блоки и пластины субконтинентальной литосферы. В данном случае имеются прямые свидетельства

в пользу этого в виде ксенолитов континентальной литосферы в островных вулканитах (Giorno et al., 2000). В то же время изотопные и геохимические показатели свидетельствуют о том, что в мантийном источнике вулканитов хребта Фернанду ди Норонья обогащенная мантия представлена мантийным компонентом EM-2 (Siebel et al., 2000). В контексте данной геологической ситуации компонент EM-2 это может быть несколько иная, чем под о. Триндади, континентальная мантия или нижняя континентальная кора, слагающие тектонически деламинированные фрагменты континентальной литосферы.

6.2.1.6 Цепь подводных гор 10-11

Строение и возраст. В качестве объекта исследования данная линейная цепь подводных гор, имеющая северо-западное простирание и находящаяся на западном фланге САХ вблизи его границы с Бразильской котловиной между пассивными частями трансформных разломов Боде Верде и Вознесения, выступала в 32-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (Сколотнев и др., 2012в). На картах предсказанной топографии в этом районе САХ наблюдается цепь из 9 подводных гор, общей протяженностью около 460 км (рис. 6.11, 6.19). Большинство гор имеет конусовидную форму и соразмерны друг другу. Эта цепь гор является частью системы структур северо-западного простирания около 315°. На юге эта система начинается от зоны трансформного разлома Боде Верде (11°ю.ш.) цепью подводных гор 10-11, которая на севере ограничена зоной уже отмершего трансформного разлома, протягивающегося примерно вдоль 10°ю.ш. Сама цепь этих гор приурочена к юго-западному борту неглубокой широкой депрессии такого же простирания, как и сама цепь. Восточнее (в 20-40 км) параллельно *цепи 10-11* протягивается кулисовидная система депрессий. В северо-западном направлении *цепь 10-11* продолжается редко расположенными невысокими конусовидными горами (высотой около 500 м), которые встречаются вплоть до разлома Вознесения. Севернее между разломами Вознесения и Фернандо также наблюдается система структур такого же северо-западного простирания, образованная узкими невысокими хребтами (до 400 м) протяженностью до 150 км, разделенными более широкими депрессиями такого же простирания (рис. 3.5, 3.7).

На участке сочленения *цепи 10-11* с палеотрансформным разломом 10°ю.ш. развита субширотная цепь соразмерных подводных гор длиной около 100 км. От субширотной цепи в северном направлении до разлома Вознесение протягивается субмеридиональное поднятие вдоль меридиана 20,8°з.д. высотой 400-700 м и шириной до 50 км. К востоку от него на расстоянии около 100 км находится крупная вулканическая гора с сателлитами, соразмерная о. Вознесения и находящаяся на одной линии спрединга с ним. Таким образом, судя по

структурному рисунку дна, в данном районе находится тектоническая зона ослабленной прочности литосферы, имеющая северо-западное простирание и выраженная системой

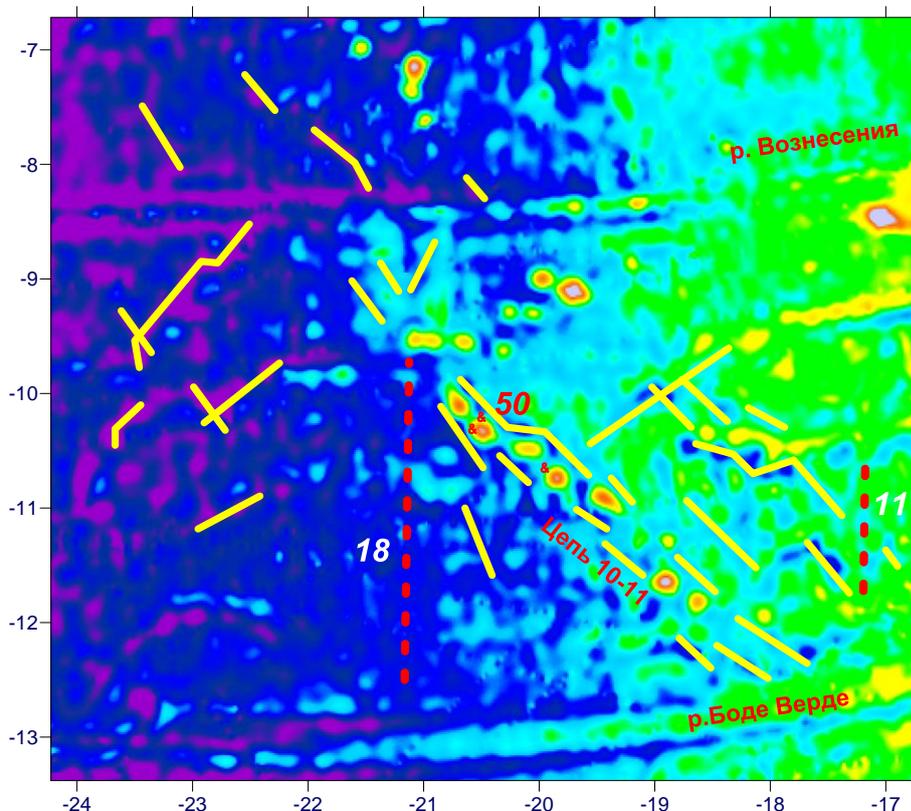


Рис. 6.19 Схема строения океанического дна в районе цепи 10-11.

Желтые линии - оси диагональных депрессий. Красные ромбики - положение станций драгирования 32-го рейса НИС "Академик Иоффе", сверху вниз: 3301, 3302, 3303. Красные штриховые линии - линейные магнитные аномалии, цифры возле них - номера аномалий. Красная цифра - возраст в млн. лет вулканитов с ближайшей горы.

депрессий разной протяженности, надстраивающих друг друга. К наиболее южной депрессии приурочена линейная цепь вулканов 10-11.

В ходе экспедиционных работ были изучены две наиболее высокие конические горы, принадлежащие к северной части гор цепи 10-11 (рис. 6.19). Изучение подводного рельефа показало, что вершина северной горы (координаты центра $10^{\circ}20,01'$ ю.ш. \times $20^{\circ}28,80'$ з.д.) находится на глубине 1127 м, ее превышение над прилегающей депрессией - 3625 м. На более южной горе наименьшая глубина - 1500 м. Ее превышение над дном депрессии составляет около 3370 м, координаты центра вершины $10^{\circ}43,79'$ ю.ш. \times $19^{\circ}51,14'$ з.д.

Ширина депрессии, в пределах которой расположена цепь, около 11 км, а ее максимальная глубина 4765 м.

При драгировании со склонов гор подняты вулканиты, известняки и Fe-Mn корки. Положение станций драгирования показано на рис. 6.19.

Возраст известняков, определенный по результатам изучения видового состава микрофоссилий варьирует от позднего миоцена до раннего плиоцена (12.2-3.4 млн. лет) (Сколотнев и др., 2012в). В известняках обеих гор определены также переотложенные миоценовые и палеогеновые наннофоссилии, скорее всего, снесенные с верхних частей склонов вулкана. Опробованная гора в соответствии с картой магнитных аномалий (Cande et al., 1988) находится в районе дна между хронами 13 и 16 (33-37 млн. лет назад), что не противоречит результатам определения возраста известняков. Однако это находится в противоречии с возрастом зерен плагиоклаза, выделенных из вулканитов, драгированных на станции I3201. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст этих плагиоклазов - $50,8 \pm 2,6$ млн лет (рис. 6.20). Это означает, что либо в этом районе имел место перескок оси спрединга к западу, либо в работе (Cande et al., 1988) неправильно определен возраст магнитных аномалий для этого района.

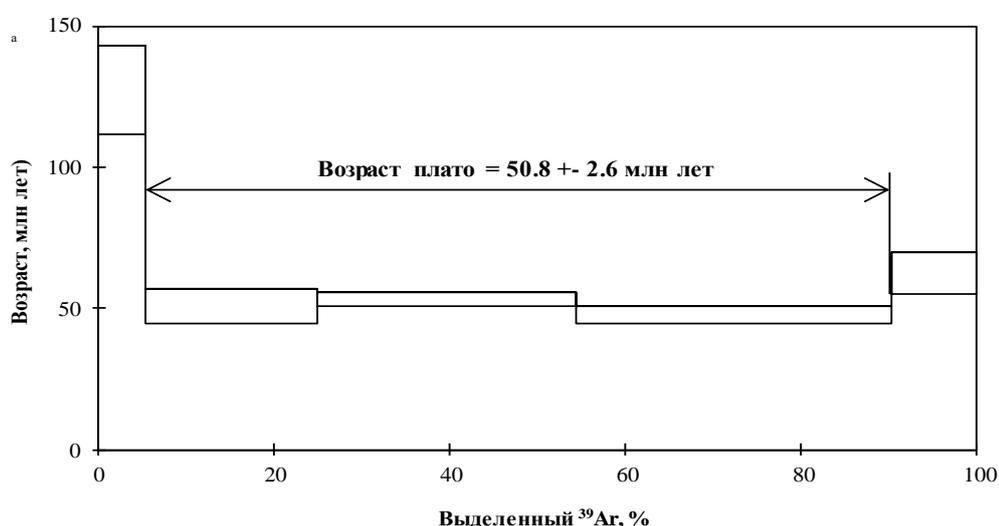


Рис. 6.20 График, показывающий возраст зерен плагиоклаза, выделенных из обр. 3201/3, определенный Ar-Ar методом изотопной геохронологии.

Методика определения описана в главе 1.

Состав вулканитов. Информация о составе, геохимии и изотопии вулканитов гор цепи 10-11 приведена в работах (Сколотнев и др., 2012в, Пейве, Сколотнев, 2014). Породы сильно и неравномерно изменены, при вторичных изменениях в породе привносятся вода, Fe, у некоторых образцов P, K, La, U, Sr, а выносятся Si и Na. На классификационной диаграмме валовые составы наименее измененных пород, пересчитанные на маловодные составы ($\text{H}_2\text{O} \sim 1,3\%$), попадают в поле трахибазальтов (рис. 6.5). На других вариационных диаграммах они в основном находятся на трендах вариаций, образуемых составами вулканитов гор Байя и Пернамбуку, отличаясь более высокими концентрациями Al_2O_3 (17,6-18%) и более

низкими - TiO_2 (2,18-2,63%) (рис. 6.6). Эти данные указывают на то, что их исходными расплавами также были пикробазальты.

Отмечены следующие вариации петрогенных оксидов у наименее измененных пород: SiO_2 (45-46%), FeO (13,1-13,75%), MgO (4,2-4,8%), CaO (9,2-9,7%), Na_2O (3,2-3,3%), K_2O (1,08-1,67%), P_2O_5 (0,9-1%). Концентрации редких и рассеянных элементов в них таковы: Cr (13-35 г/т), Ni (54-119 г/т), Co (39-50 г/т), V (216-288 г/т), Rb (24-34 г/т), Sr (340-430 г/т), Ba (64-130 г/т), Y (41-49 г/т), Th (1,03-1,41 г/т), Hf (2,8-4,5 г/т), Ta (1,1-1,6 г/т), Nb (17-24 г/т), Zr (123-186 г/т), U (1,2-1,7 г/т). Из изученных подводных гор по этим показателям они ближе всего к вулканитам гор Байя, но в отличие от них имеют заметно более низкие концентрации Ba , Y , Th , Hf , Ta , Nb , Zr (рис. 6.7).

Спектры распределения РЗЭ в трахибазальтах *цепи 10-11* субпараллельны друг другу, слабо фракционированы. Для них характерны отрицательные аномалии Ce , что отражает вторичные изменения образцов, наиболее глубокая из них сопровождается резко более высоким значением $(\text{La}/\text{Sm})_n$. (рис. 6.21). Значения $(\text{Sm}/\text{Yb})_n = 1,8-2,17$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n = 2,3-2,5$ у наименее измененных пород на графике $(\text{La}/\text{Sm})_n - (\text{Sm}/\text{Yb})_n$ (рис. 6.9) попадают в поле базальтов гор Байя и свидетельствуют о сравнительно малоглубинном плавлении в условиях шпинелевой фации глубинности при относительно большой степени частичного плавления в сравнении с вулканитами других изученных линейных структур.

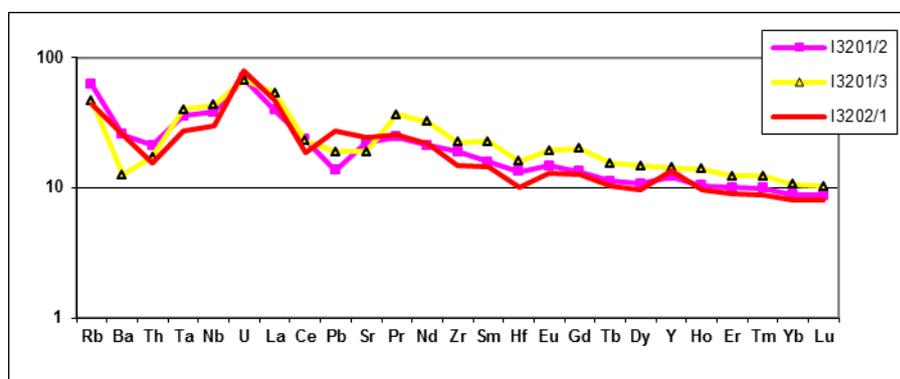


Рис. 6.21 Спайдерграммы вулканитов *цепи 10-11*.

Спайдерграммы вулканитов *цепи 10-11* резко отличаются от таковых для всех изученных пород линейных структур. Линия спектра постепенно поднимается к La , а затем резко снижается до Th , а в одном образце и до Ba , затем испытывает резкое повышение к Rb , на ней наблюдаются пикообразные аномалии U и отрицательные аномалии Ce , Sr , Hf (рис. 6.21). Эти спектры в области наиболее несовместимых элементов похожи на таковые у осевых базальтов полигона Мур, специфика которых обусловлена, по мнению (Regelous et al., 2009), участием в плавлении базальтов вещества нижней континентальной коры (НКК),

для которой свойственны очень низкие концентрации Th и Ba. Это позволяет предположить, что и в данном случае имеет место участие в плавлении базальтов блоков НКК. Небольшое превышение Ba_n над Th_n , вероятно, есть следствие привноса Ba при вторичных процессах. Характер спайдерграмм также свидетельствует о том, что в данных базальтах отсутствует вклад вещества мантийного компонента HIMU, которому сопутствуют Nb-Ta положительные аномалии. Пикообразные аномалии U, по-видимому, есть следствие вторичных изменений вулканитов.

Геохимические индикаторные отношения отражают характер спайдерграмм, это очень низкие значения $(Nb/La)_n = 0,62-0,8$, $(Ba/La)_n = 0,23-0,53$, $(Ba/Nb)_n = 0,29$, $(Ba/Th)_n = 0,72$. Некоторые значения $(Ba/La)_n$, $(Ba/Nb)_n$, $(Ba/Th)_n$ перекрываются с таковыми у низкобариевых вулканитов гор Байя (рис. 6.9).

Изотопные отношения трех проанализированных образцов заметно различаются, что свидетельствует о неоднородности мантийного резервуара, проявляющейся в этом районе в очень мелком масштабе (в масштабе одной горы). Они характеризуются наиболее низкими отношениями изотопов свинца среди вулканитов всех изученных линейных структур: $^{206}Pb/^{204}Pb = 18,52-18,85$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,52-15,64$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38,3-38,71$. В то же время среди них образец I3201/1 обладает наиболее высокими $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,707625$ при наиболее низких $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512497$ среди вулканитов всех изученных линейных структур. Два других образца также обладают повышенными значениями $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70385-0,70415$ и пониженными - $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,51263-0,51289$.

Такие необычные изотопные составы образцов ставят их на изотопных диаграммах в особое положение (рис. 6.10). На свинцовых диаграммах образцы близки к полю острова Тристан да Кунья, лежат вблизи мантийного компонента DMM, отклоняясь от линии смешения между DMM и HIMU в сторону мантийного компонента EM2. На изотопных диаграммах $^{206}Pb/^{204}Pb$ - $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$ - $^{87}Sr/^{86}Sr$ вулканиты *цепи 10-11* располагаются вблизи линии, соединяющей мантийные компоненты DMM и EM2, но незначительно сдвинуты от нее в сторону компонента HIMU.

Анализ этих изотопных диаграмм позволяет прийти к выводу о том, что мантийный резервуар *цепи 10-11* образован смесью в основном двух мантийных компонентов DMM и EM-2, находящихся в разном соотношении друг с другом на относительно небольшом пространстве. Принимая во внимание геохимические данные, можно ожидать, что компонент EM-2 представлен веществом нижней континентальной коры, вкрапленным в виде небольших блоков в деплетированную мантию. Изотопные показатели вулканитов свидетельствуют о том, что в мантийном резервуаре присутствует и компонент HIMU, хотя и в незначительном количестве. Его источником, скорее всего, являются метасоматические

жилы, которыми в соответствии с (Hanan et al., 1986, Fontignie, Schilling, 1996) заражена астеносферная мантия этого региона (см. выше).

Обсуждение. Геохимия и изотопия вулканитов *цепи 10-11* свидетельствуют о том, что в их плавлении не участвовало вещество плюма Св. Елены, который определяет характер внутриплитного вулканизма в этом регионе. Это дает основание считать, что *цепь 10-11* не является треком горячей точки, связанной с этим плюмом. Важным моментом для понимания происхождения *цепи 10-11* является ее тектоническое сопряжение с субпараллельными ей депрессиями, которые, в общем, определяют строение всей этой зоны и указывают на ее природу, как зону тектонического растяжения. Исходя из этого факта, в данной работе принимается, что вулканы *цепи 10-11* образовались в результате процессов декомпрессионного плавления, условия для которого возникли под линейной зоной тектонического расширения литосферы северо-западного простирания.

В соответствии с данными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопной геохронологии, возраст вулкана из северной части *цепи 10-11* около 50 млн. лет. Это близко ко времени, когда Южно-Американская плита резко изменила направление своего абсолютного движения, по расчетам, проведенным на примере хребта Витория-Триндади, оно составляет 47-50 млн. лет назад. Это крупное тектоническое событие, связанное с глобальными изменениями удаленного стресса и приведшее к крупным перестройкам региональных стрессов. Реакцией на эти перестройки и могло быть возникновение трещины северо-западного простирания, вдоль которой концентрировалось растяжение литосферы. Эта трещина образовалась вблизи осевой зоны САХ, на что указывает малоглубинный уровень плавления расплавов, следующий из относительно низких значений $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ (1,8-2,17) вулканитов цепи, близких к таковым у осевых толеитовых обогащенных базальтов (см. выше). На основании скорости спрединга и расстояния между южными и северными горами этой цепи можно подсчитать, что различие в возрасте коры, на которой они располагаются, составляет около 15 млн. лет. Это означает, что на момент формирования южной группы гор *цепи 10-11* Южно-Американская плита двигалась уже в субширотном направлении. Тем не менее, южные горы также организованы в общую цепь диагонального северо-западного простирания. Это является дополнительным аргументом в пользу того, что *цепь 10-11* это не трек горячей точки, а продукт плавления под линейной зоной ослабления прочности литосферы. Это наблюдение указывает на то, что эта ослабленная линейная зона проградировала к юго-востоку по мере формирования новой все более молодой литосферы, и можно ожидать, что возраст вулканов южной части *цепи 10-11* более молодой, чем у вулканов северной части.

Изотопные данные показывают, что астеносферная мантия, плавящаяся под

ослабленной литосферной зоной, засорена относительно мелкими блоками вещества с характеристиками близкими к мантийному компоненту EM2, которое по геохимическим данным, скорее, представляет не континентальную мантию, а нижнюю континентальную кору. Наличие таких блоков более легкоплавкого материала по сравнению с деплетированной мантии является дополнительным фактором, способствующим появлению *цепи 10-11*. В главе 4, посвященной описанию осевых базальтов, под этим участком осевой зоны САХ, заключенным между разломами Боде Верде и Вознесения, было установлено присутствие блоков НКК.

Таким образом, *цепь 10-11* представляет собой горячую линию, связанную с тектонической линейной зоной ослабления прочности литосферы, имеющей северо-западное простирание. Это пассивная горячая линия, поскольку возникла не в результате плавления материала каналированного подлитосферного мантийного потока, двигавшегося под ослабленной зоной в литосфере. Она произошла при декомпрессионном плавлении астеносферной мантии и внедренных в нее пассивных блоков НКК. Плавление происходило в относительно малоглубинных условиях. Возможно, на более глубинных уровнях присутствуют и блоки континентальной мантии. Генерация расплавов началась около 50 млн. лет назад и концентрировалась под трещиной, проградирующей по мере аккреции коры в осевой зоне САХ к юго-востоку.

6.2.2 Тектоно-магматическая провинция Сьерра Леоне

В районе данной провинции к вулканическим структурам, находящимся за пределами осевой зоны САХ, относятся поднятия Сеара и Сьерра Леоне, горы Батиметристов и горы Гримальди (Epp and Smoot, 1989) (рис. 3.15, 3.19).

6.2.2.1 Поднятия Сьерра Леоне, Сеара и горы Батиметристов

Непосредственно к югу от поднятия островов Зеленого Мыса располагается комплекс структур, образованный поднятием Сьерра Леоне, горами Гримальди и горами Батиметристов (рис. 6.22). В работе (Kumar, Embley, 1977) предполагается, что поднятие Сьерра Леоне возникло в результате интенсивной вулканической деятельности в позднем мелу, вызванной изменением направления движения плит в Атлантике около 80 млн. лет назад. В вершинной части этого поднятия имеется ряд подводных гор, возможно, также вулканического происхождения. При глубоководном бурении нескольких таких гор не удалось дойти до фундамента. В забое наиболее глубокой скважины 366 (DSDP) (Lancelot et al., 1978) достигнуты породы маастрихтского горизонта, при этом вскрыт непрерывный позднемеловой–кайнозойский пелагический разрез осадочного чехла. Вблизи этой скважины были драгированы сильно измененные вулканические породы (Hekinian et al., 1978),

которые, по-видимому, соответствуют породам вулканической части разреза поднятия Сьерра Леоне, находящейся ниже осадочной толщи.

Как уже говорилось выше, по представлениям Дж. Шиллинга с коллегами (1994) поднятие Сьерра Леоне сформировалось в результате подъема плюма глубинной мантии Сьерра Леоне, начавшегося 100-80 млн. лет назад. В период с 80 до 48 млн. лет назад плюм располагался непосредственно под осевой зоной САХ, в результате чего на двух расходящихся плитах: Африканской и Южно-Американской образовались за этот период два комплементарных друг другу поднятия Сьерра Леоне и Сеара, соответственно. С 48 до 11 млн. лет назад плюм Сьерра Леоне вследствие миграции САХ к западу находился восточнее оси САХ. Над ним на Африканской плите за этот период сформировалась цепь гор ВСВ простирания, протягивающаяся непосредственно севернее разлома Сан Паулу. Следует заметить, что простирание этой цепи указывает на то, что она начала формироваться 20 млн. лет назад на рубеже, когда произошло изменение в направлении движения Африканской плиты. Между этой цепью и поднятием Сьерра Леоне гор нет. Около 11 млн. лет назад ось спрединга перескочила к востоку в сторону плюма и до настоящих дней плюм располагается в непосредственной близости от оси САХ, хотя точное его местоположение не устанавливается. Аргументами в пользу этих взглядов являются наличие комплементарных друг другу поднятий Сеара и Сьерра Леоне, данные сейсмотомографии, указывающие на наличие в районе предполагаемого плюма области разуплотненной мантии (например, Zhang et al., 1994, Grand et al., 1997, Montelli et al., 2004) (рис. 3.25), и характер изотопии и геохимии базальтов, изливающихся в осевой зоне САХ между разломами Сан Паулу и Св. Петра, свидетельствующий о влиянии на их мантийный источник плюма Сьерра Леоне, о чем подробно говорилось в главе 4, посвященной анализу состава осевых базальтов. Этот мантийный источник есть результат смешения плюмового материала с характеристиками мантийного компонента NIMU и деплетированной мантии (Shilling et al, 1994).

На северо-западе поднятие Сьерра Леоне надстраивается вулканическими горами Батиметристов юго-западного простирания. По данным (Харин, 1988) на горе Нефрит, относящейся к рассматриваемой горной системе, обнаружены олигоценые трахиты, трахиандезиты и их туфы. Возрастные датировки, приведенные в этой работе, основаны на К-Аг методе, при этом измерения производились над сильно измененными породами. Очевидно, что они могут быть сильно занижены. Геохимические и изотопные характеристики этих вулканитов отсутствуют.

В работах (Morgan, 1983, Schilling et al., 1994) происхождение гор Батиметристов связывается с горячей точкой. Учитывая, что горы Батиметристов, состоят из двух субпаралельных цепей, горячих точек было, по крайней мере, две (рис. 6.22). Очевидно, что

эти горячие точки также связаны с плюмом Сьерра Леоне. Можно ожидать, что когда растекшаяся грибообразная голова плюма, размеры которой, как писалось в главе, посвященной осевым базальтам, были сопоставимы с расстоянием между разломами Сан

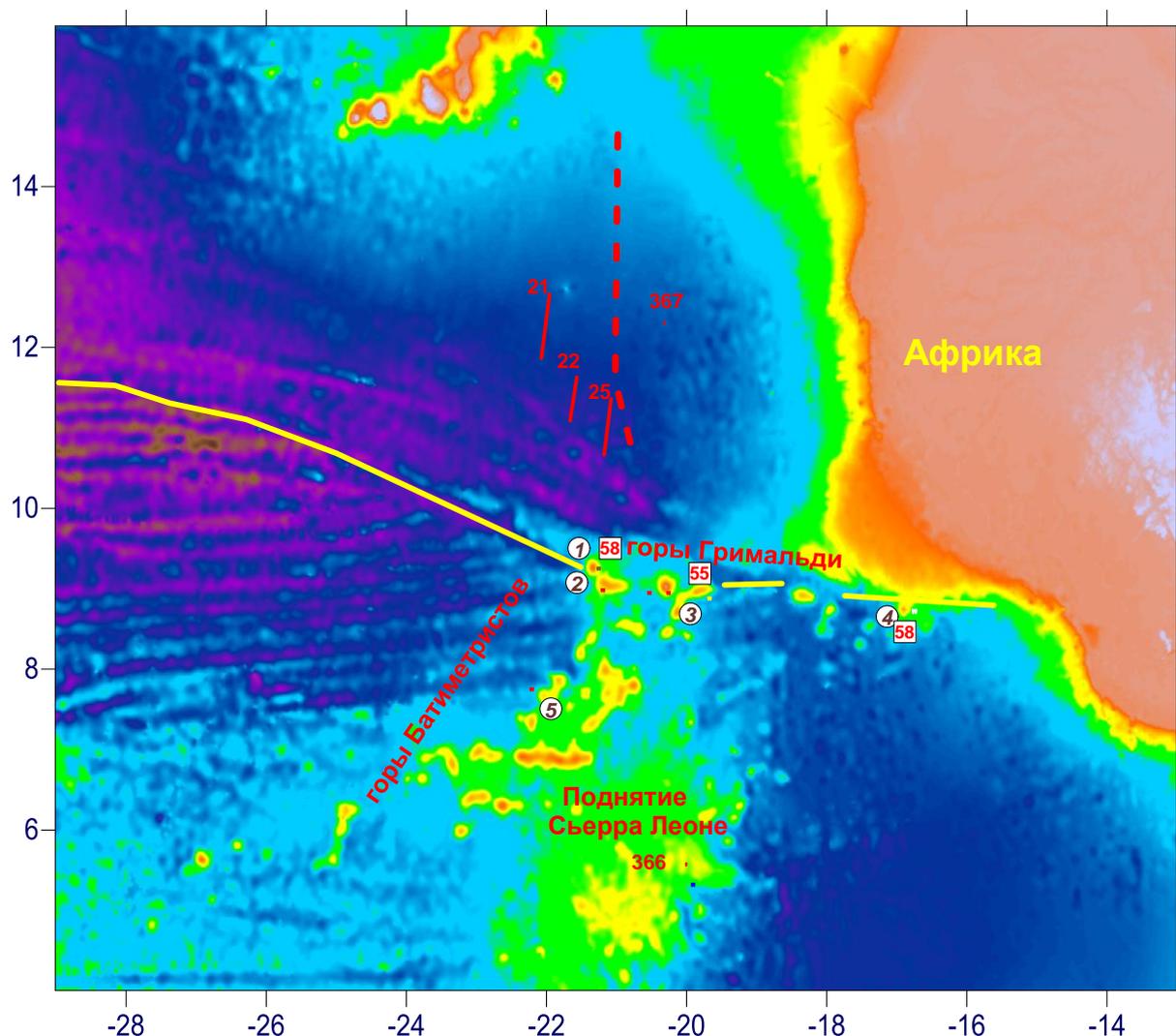


Рис. 6.22 Схема строения океанического дна в районе поднятия Сьерра Леоне.

Обозначения на рисунке. Цифры в кружках - подводные горы: 1 - Картера, 2 - Энен, 3 - Краузе, 4 - Надир, 5 - Нефрит. Цифры в квадратах - возраст вулканитов в млн. лет с ближайшей горы. Крестики - положение станций драгирования: синего цвета - из работы (Hekinian et al., 1978), красного - из работы (Харин, 1988), желтого - из работы (Jones et al., 1991), белого - из работы (Bertrand et al., 1993), коричневого - из работы (Сколотнев и др., 2007). Кружки красного цвета - скважины DSDP (Lancelot et al., 1978), цифры возле них - номера скважин. Красные линии - магнитные аномалии последовательности М из (Hayes, Rabinowitz, 1975), цифры возле них - номера аномалий; штриховая линия - западная граница юрского спокойного магнитного поля. Желтая линия - Гвинейский разлом по (Jones, 1987).

Паулу и Богданова, сменилась в качестве источника магматизма столбообразным подводным каналом, последний имел разветвленный характер, питая несколько горячих точек, близко расположенных друг другу. При движении над ними Африканской плиты и

сформировались, в том числе, горы Батиметристов. В пределах гор Батиметристов имеются еще две субширотные цепи (рис. 6.22). Очевидно, они возникли, когда над горячими точками проходили пассивные части трансформных разломов, являющиеся зонами ослабления прочности литосферы. К ЗЮЗ от более северной ветви гор Батиметристов вдоль линии, трассируемой в район осевой зоны САХ у широты 5,4°с.ш., встречаются отдельные очень редко расположенных горы (рис. 3.15). На этом участке САХ обнаружены обогащенные базальты P-MORB типа, о чем подробно писалось в главе 4. Возможно, это указывает на то, что одна из горячих точек гор Батиметристов продолжает до сих пор оказывать влияние на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга.

6.2.2.2 Горы Гримальди

Строение и возраст. Горы Гримальди это несколько отдельно стоящих групп подводных гор, приуроченных к древнему Гвинейскому разлому, имеющему на данном участке восток–юго-восточное простирание (рис. 6.22). Этот разлом, детально описанный выше, разделяет участки дна с различными структурными рисунками и возрастом океанического дна и простирается до южного эскарпа Гвинейского плато. Он служил южной границей Центральной Атлантики до поры, когда начал раскрываться Экваториальный сегмент Гондваны (Jones, 1987). Крайней западной структурой гор Гримальди является гора Картера, которая вместе с горой Энэн образует группировку, приуроченную к месту пересечения Гвинейского разлома и субширотного трансформного разлома Долдрамс. Следующей к юго-востоку является группа гор Краузе, находящаяся на участке пересечения Гвинейского разлома и субширотного палеотрансформа. Еще далее в этом направлении на участке, где Гвинейский разлом пересекается с разломом Богданова, располагается группировка безымянных гор с центром на 17,9°з.д. × 8,8°с.ш. К крайнему восточному отрезку Гвинейского разлома структурно приурочены отдельно стоящие горы, в том числе, гора Надир на южном склоне Гвинейского плато, при этом здесь к африканской окраине также подходит долина палеотрансформа. Группировки с горами Картера и Краузе находятся на северном продолжении соответственно северной и южной ветвей гор Батиметристов и, очевидно, маркируют наиболее ранние проявления горячих точек, связанных с плюмом Сьерра Леоне, функционирование которых в последующем привело к формированию гор Батиметристов. От других выше указанных группировок гор также отходят к юго-западу короткие цепи невысоких конусовидных гор (рис. 6.22).

В районе гор Гримальди структура аномального магнитного поля не изучена. Севернее, непосредственно к югу от островов Зеленого Мыса установлена мезозойская последовательность линейных магнитных аномалий (M2–M25) (Hayes, Rabinowitz, 1975).

Если экстраполировать эти магнитные аномалии в район горы Картера с учетом смещения более южных участков океанического дна в этом районе к востоку примерно на 300 км вдоль трансформных разломов, то получится, что гора Картера располагается в зоне аномалии М2, указывающей на возраст океанической коры в 113 млн. лет.

На горе Краузе описаны лампрофиры и анкармиты (Jones et al, 1991). К-Аг методом по трем разным минералам был определен возраст лампрофиров - 53,3–55,4 млн. лет, что согласуется с раннеэоценовой микрофауной, найденной в карбонатном цементе лампрофировых брекчий. По данным Г.С. Харина (Харин, 1988) на горах Энэн и Краузе развиты трахибазальты и их туфы. К-Аг возраст трахибазальтов западной части горы Краузе – 36–43 млн. лет. Однако данные определения произведены не по минералам, а по измененным породам и, скорее всего, являются заниженными. Лампрофиры подводного вулкана Надир (Bertrand et al., 1993) имеют возраст $58,6 \pm 0,3$ млн. лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод).

В ходе 23-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” были проведены драгировочные работы на склонах горы Картера. Эта гора высотой около 3500 м является потухшим вулканом, на выровненной вершине которого в среднем эоцене сформировалась карбонатная банка (Сколотнев и др., 2007). Каменный материал, отобранный на двух станциях (S2303 и S2304), представлен туфобрекчиями, туфопесчаниками, известняками и вулканитами (рис. 6.22). Для определения их возраста применялся локальный метод изотопного U/Pb датирования зерен. Цирконы, выделенные из туфобрекчии и туфопесчаника, представлены двумя морфотипами. Первый из них образован крупными (300–400 мк) бочонковидными зернами с осцилляторной зональностью. Их конкордантный возраст в обр. S2303/15 – $57 \pm 1,5$ млн. лет, а в обр. S2304/5 – 58 ± 1 млн. лет (Сколотнев и др., 2010). Второй тип зерен –

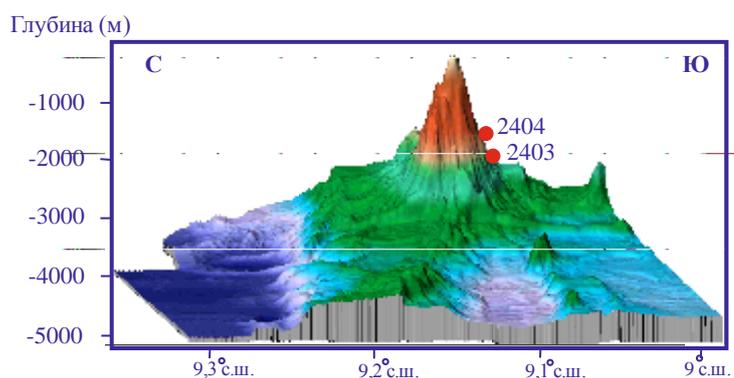


Рис. 6.23 3-х мерная проекция г. Картера.

Построена Турко Н.Н. по результатам батиметрической съемки, проведенной в 24-м рейсе НИС “Академик Страхов”. Красные кружки - места драгирования, цифры - номера станций.

это мелкие кристаллы с резорбированными гранями, с концентрической зональностью. Определены следующие конкордантные возрасты: 115 ± 21 , $578 \pm 2,1$, 604 ± 16 , 701 ± 28 млн. лет.

Таким образом, в обоих образцах встречены близкие зерна с практически одинаковым возрастом – 58 ± 1 и $57 \pm 1,5$ млн. лет (поздний палеоцен). Принимая во внимание, что на горе Картера в среднем эоцене уже сформировалась карбонатная банка, очевидно, что данный возраст цирконов соответствует времени формирования вулканической постройки. Этот возраст близок к возрасту пород с восточной части г. Краузе и с г. НаDIR, находящейся в 490 км от горы Картера.

Очевидно, что более древние цирконы из вулканитов горы Картера являются ксеногенными включениями, захваченными расплавом.

Состав вулканитов. Детальное петрографическое описание, состав, геохимия и изотопия пород с г. Картера приведены в работах (Пейве, Сколотнев, 2009, Сколотнев и др., 2007, 2012г). Вулканиты представлены оливиновыми мелилититами, анкарамитами и анальцимсодержащими нефелиновыми тефритами.

Составы пород закономерно изменяются от мелилититов через анкарамиты к тефритам. В этом ряду возрастают концентрации SiO_2 (от 37,6% до 48,9%), Al_2O_3 (9,6-19%), Na_2O (1,16-4,62%) и уменьшаются – MgO (от 9,5% до 3,9%), FeO (15,6-9,1%) и CaO (17,8-7,4%) (рис. 6.6). Содержания K_2O увеличиваются от мелилититов к анкарамиту (от 1,2% до 2,2%) и уменьшаются в тефритах (до 1,8%). Концентрации TiO_2 примерно на одном уровне у мелилититов и анкарамита (3,1-3,3%) и снижаются в тефритах (2,1-2,5%); а значения P_2O_5 (0,9%-1,2%) приблизительно одинаковы во всех породах.

На диаграммах вариаций петрогенных оксидов составы изученных вулканитов совместно с составами вулканитов горы Краузе отчетливо распадаются на две группы (рис. 6.5). С одной стороны, это мелилититы, попадающие в поле фойдитов, и резко выделяющиеся очень высокими концентрациями CaO и низкими SiO_2 и Al_2O_3 , с другой стороны, тефриты, в целом совпадающие с полями составов базанитов-тефритов о. Триндади, и образующие дифференцированную серию с закономерным увеличением Al_2O_3 , Na_2O и уменьшением FeO , MgO , CaO и TiO_2 с ростом SiO_2 . От базанитов-тефритов о. Триндади тефриты г. Картера отличаются заметно более низкими концентрациями Na_2O и TiO_2 и более высокими – Al_2O_3 (рис. 6.6). Анкарамиты по значениям всем оксидов занимают промежуточное положение между мелилититами и тефритами.

Во всех типах пород есть образцы с незакономерно высокими содержаниями P_2O_5 , что связано с фосфатизацией карбоната, отложившегося в пустотах этих образцов.

Поведение редких элементов также закономерно в ряду мелилитит–анкарамит–тефрит.

Концентрации Sr резко уменьшаются при переходе от мелилититов (595-635 г/т) к анкарамитам (16 г/т). Менее контрастное, но аналогичное поведение у Ni (от 103 к 58 и далее к 26 г/т). У мелилитита и анкарамита близкие концентрации V (260-290 г/т), но они уменьшаются в тефритах (135-145 г/т). Содержания таких несовместимых элементов как Sr (510 - 730 - 1390 г/т), Ba (690 - 780 - 1050 г/т), Zr (280 - 330 - 680 г/т), Th (13 - 16 - 26,5 г/т), Hf (6,25 - 6,9 - 15,5 г/т), Pb (3,8 - 4,6 - 10 г/т) возрастают от мелилититов к анкарамиту и далее более резко к тефритам. Однако концентрации Nb (190 - 240 - 220 г/т), Rb (36 - 48 - 22 г/т), Y (28 - 33 - 21 г/т), U (1,8 - 2,9 - 1 г/т) и редкоземельных элементов (La: 110 - 125 - 70 г/т) сначала увеличиваются от мелилититов к анкарамиту, а затем уменьшаются (рис. 6.7).

При одинаковых уровнях SiO₂ концентрации Ba и Sr совпадают с таковыми у нефелинитов и базанит-тефритов о. Триндади, образуя с ними единые тренды вариаций наиболее высоких концентраций этих элементов среди изученных внутриплитных вулканитов (рис. 6.7). Уровни Nb и La у мелилититов и анкарамитов существенно более высокие, чем у нефелинитов о. Триндади, они самые высокие среди всех изученных вулканитов, а у тефритов они спускаются до уровня базанитов-тефритов о. Триндади. Также наиболее высокий уровень концентраций Th, существенно больший, чем у нефелинитов о. Триндади, однако их концентрации у тефритов возрастают еще более резко. Уровень концентраций Zr у мелилититов и анкарамитов близок к таковым у остальных внутриплитных вулканитов, но также как и в случае с Th, резко возрастает у тефритов. Следует также отметить, очень высокие концентрации Sr у мелилититов.

Распределение РЗЭ в изученных породах практически одинаковое. Это типичные сильно фракционированные спектры пород щелочных серий, о чем свидетельствует последовательно резкий подъем линий спектра от тяжелых к легким РЗЭ: $(La/Sm)_n = 3,9-5,5$, $(Sm/Yb)_n = 5,6-6,9$. Высокие значения $(Sm/Yb)_n$ свидетельствуют о большой глубине плавления, которая имеет промежуточное значение между таковыми у нефелинитов и базанитов о. Триндади и таким образом индексирует выплавление первичных расплавов в поле стабильности граната (рис. 6.9). В вулканитах г. Картера самые высокие из всех изученных отношения $(La/Sm)_n$ (рис. 6.9), что коррелирует с аномально высокими содержаниями La и отражает не столько очень низкую степень плавления субстрата, сколько специфику состава мантийного источника. По значению этих показателей они разделяются на две группы: мелилититы - анкарамиты (более высокие $(La/Sm)_n = 5-5,5$ и $(Sm/Yb)_n = 6,5-6,9$) и тефриты (менее высокие $(La/Sm)_n = 3,9-4,9$, $(Sm/Yb)_n = 6,4-6,6$). Первые выплавлялись в более глубоких условиях.

Спайдерграммы редких элементов различны у этих двух выделенных групп вулканитов и отличаются от наиболее близких к ним нефелинитов и базанитов-тефритов о. Триндади (рис.

6.23). Мелилититы и анкармиты имеют заметно более высокий уровень наиболее несовместимых элементов, чем последние. Но наиболее яркие отличия проявляются в наличии глубоких отрицательных аномалий Sr и U и пикообразной аномалии Nb, также имеются слабо выраженные отрицательные аномалии Zr и Hf. На спайдерграммах тефритов сохраняются положительная аномалия Nb и отрицательная аномалия U. Их резким отличием от спайдерграмм мелилититов является наличие положительных достаточно интенсивных аномалий Th, Zr и Hf. Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что расплавы изученных тефритов либо растворяли, либо захватывали кумулюсный циркон, что и привело к обогащению породы Th, Zr и Hf. Высокие концентрации Th и Hf в цирконах из вулканитов г. Картера установлены в работе (Петрова и др., 2010). Таким образом, очень высокие концентрации Th, Zr и Hf в тефритах это результат эволюции исходных расплавов и не отражают их первичный состав.

Мелилититы и тефриты отличаются и по значениям таких индикаторных отношений как $(Nb/La)_n$ и $(Ba/La)_n$, которые выше в тефритах, соответственно 2,85-3,27 и 1,44-1,63, что связано с более низкими концентрациями La в тефритах (рис. 6.9). В мелилититах и анкармитах $(Ba/La)_n$ (0,63-0,84) близко к таковом у вулканитов о. Св. Елены, но $(Nb/La)_n$ (1,26-1,34) выше, чем таковые у вулканитов этого острова, отражая аномально высокие концентрации Nb в вулканитах г. Картера. Отражением этого также являются более низкие значения $(Ba/Nb)_n$ (0,38-0,5) в сравнении с таковыми у вулканитов о. Св. Елены. Отношения $(Ba/Th)_n$ (0,92-1,14) близки к последним (рис. 6.9).

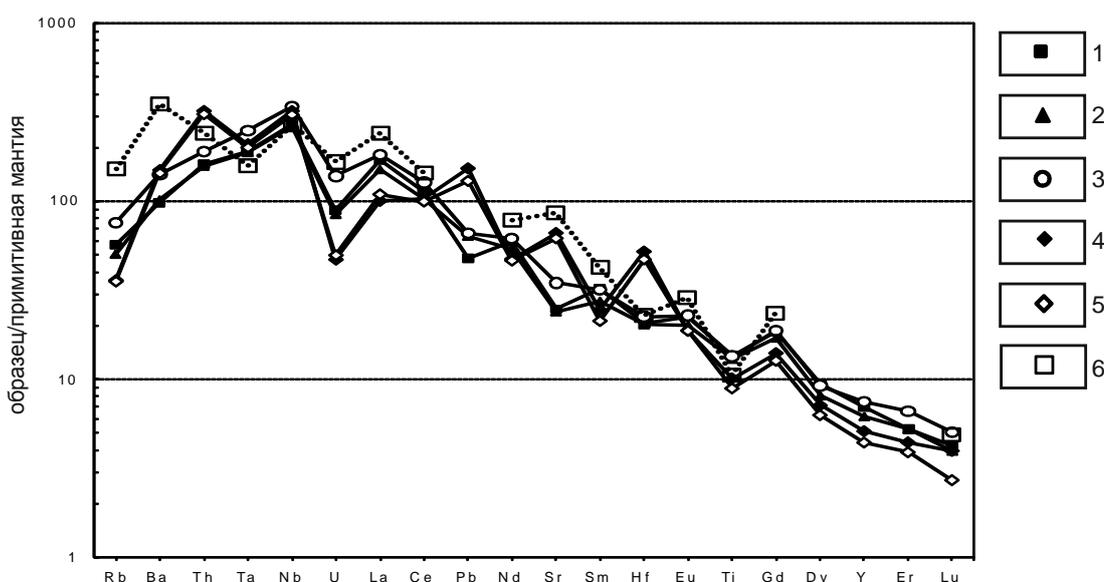


Рис. 6.24 Спайдерграммы вулканитов горы Картера.

1 - обр. 2303/1, 2 - обр. 2303/2, 3 - обр. 2304/1, 4 - обр. 2304/2a, 5 - обр. 2304/266 - оливиновый мелилитит из провинции Парана, Бразилия (Gibson et al., 1999).

Анализ спайдерграмм и индикаторных отношений свидетельствует о близком составе мантийного источника для всех вулканитов г. Картера, он отличается от такового для вулканитов о. Св. Елены аномально высокими концентрациями Nb и La и повышенными концентрациями Sr, Ba и Th. Близкие по составу породы встречены среди вулканитов Южной группы островов Зеленого Мыса, ближайших к горам Гримальди (Doucelance et al., 2003). Наблюдающиеся различия между мелилититами и тефритами объясняются различной глубиной их плавления и различными процессами дифференциации расплавов.

Изученные образцы имеют близкие изотопные параметры, характеризующиеся высокими отношениями $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (19,95-20,23), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,62-15,64) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (39,94-40,13), повышенными – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70384-0,70408) и пониженными – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512766-0,512830). При этом изотопные отношения свинца в них превышают таковые у островных вулканитов Атлантического океана, за исключением о. Св. Елены. В образце анкарамита резко более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70535) при том же уровне $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, что указывает на то, что данная специфика изотопии связана с вторичными изменениями породы при участии морской воды.

На диаграмме $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изученные породы находятся на линии смешения между мантийными источниками EM2 и HIMU, на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ их положение близко к этой линии (рис. 6.10). На диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ вулканиты горы Картера близки к линии смешения между мантийными источниками DMM и HIMU. На диаграммах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изученные породы лежат на линии смешения между двумя крайними членами, один из которых является обогащенным мантийным компонентом EM2, а другой представляет собой смесь мантийного компонента HIMU и в меньшей мере деплетированной мантии.

Анализ положения изотопных составов изученных вулканитов на изотопных диаграммах показывает, что в составе плавящегося мантийного источника резко преобладает мантийный компонент HIMU, к которому в заметно меньших количествах примешиваются деплетированная мантия и мантийный компонент EM2.

Обсуждение. Анализ составов и геохимии пород: *оливиновых мелилититиов, анкарамитов, анальцим содержащих нефелиновых тефритов*, - свидетельствует о том, что вулканиты горы Картера сформировались из двух типов расплавов: оливиновых мелилититиов и базанитов-тефритов. В соответствии с их геохимическими параметрами оба они плавилась в условиях гранатовой фации глубинности, но вторые, тем не менее, на меньших глубинах и, по-видимому, при больших степенях частичного плавления. Переход от гранатового лерцолита к шпинелевому лерцолиту происходит на глубинах 60–80 км (Ellam, 1992) и, соответственно, первичные расплавы вулканитов горы Картера зарождались

на глубинах не меньших чем 80 км. Если учесть возраст океанической коры (113–115 млн. лет), где находится гора Картера, и возраст самого вулкана около 58 млн. лет, то получится, что вулканические извержения, приведшие к образованию этого вулкана, происходили на коре с возрастом около 55 млн. лет. В соответствии с (Ellam, 1992) мощность океанической литосферы такого возраста составляет около 105 км. По-видимому, это значение является верхним ограничением глубины плавления первичных расплавов вулканитов горы Картера и оно хорошо согласуется с экспериментальными данными о выплавлении оливиновых мелилититов (Dasgupta et al., 2006, 2007).

В результате смешения разноглубинных расплавов формировались породы типа анкарамита. Дальнейшее разнообразие вулканитов обусловлено процессами фракционной кристаллизации расплавов и процессами, корректирующими их протекание. Так при образовании изученных тефритов большую роль на формирование их состава оказал захват расплавом кумулюсного циркона.

Наименее дифференцированными породами среди изученных являются оливиновые мелилититы, характеризующиеся очень высокими концентрациями Са, их плавление возможно только из мантии, претерпевшей метасоматоз под действием карбонатитовых расплавов (Когарко, Асавин, 2007). На континенте мелилитовые разности пород сопровождают как кимберлитовые, так и карбонатитовые комплексы. При этом примитивные оливиновые мелилититы – это высокомагнезиальные породы с очень высокими концентрациями Cr (925 г/т) и Ni (480 г/т) (Чернышева, Костровицкий, 1998). Оливиновые мелилититы горы Картера существенно более железистые, хотя и с высокими содержаниями Cr (595–635 г/т) и Ni (103–107 г/т), но заметно более низкими, чем в вышеуказанном случае. Следовательно, изученные нами оливиновые мелилититы не могут быть непосредственно соотнесены с первичными выплавками и сформировались уже из дифференцированных расплавов. Близкие породы, как уже говорилось, встречаются и на островах Зеленого Мыса, где также развиты карбонатиты.

Экспериментальные данные (Hirose 1997; Gudfinnsson, Presnall, 2005; Dasgupta et al., 2007) показывают, что выплавление расплавов с такими экстремальными составами как оливиновые мелилититы возможно на больших глубинах при малых степенях частичного плавления гранатовых лерцолитов, обогащенных Fe и Ti, в присутствии CO₂. Геохимические и минералогические особенности вулканитов горы Картера указывают именно на такие условия генерации родоначальных расплавов. В туфобрекчиях обнаружен сросток кальцита и ортопироксена, имеющего мантийное происхождение (Сколотнев и др., 2012г), что свидетельствует об имевшем место карбонатном метасоматозе плавившегося мантийного субстрата.

Судя по изотопному составу вулканитов горы Картера, их первичные расплавы генерировались в химически гетерогенной мантии. Один из крайних членов изотопной системы изученных вулканитов представляет собой смесь из существенно доминирующего мантийного компонента HIMU и деплетированной мантии (DMM). Как уже говорилось выше, по мнению большинства исследователей (Hofmann, White, 1982, Hart, 1984, 1988, Weaver, 1991, Hofmann, 1997) мантийный компонент HIMU это рециклинговая океаническая кора, поднявшаяся в виде плюма с подошвы мантии. В соответствии с существующими точками зрения такой плюм может быть сложен эклогитами, пироксенитами, лерцолитами или их смесью (например, Niu, O'Hara, 2003). В работе (Dasgupta et al., 2007) предлагается сложная многостадийная модель формирования первичных щелочных расплавов с участием процессов плавления и метасоматоза, охватывающих карбонатизированные гранатовые лерцолиты и эклогиты. При этом метасоматизирующими агентами, осуществляющими и карбонатный метасоматоз лерцолита и его обогащение Fe и Ti, являются карбонатитовые расплавы, возникающие при плавлении эклогита на различных глубинных уровнях.

В то же время мог быть и другой источник углекислоты, необходимый для плавления оливиновых мелилититов. В соответствии с изотопными данными вторым крайним членом изотопной системы вулканитов горы Картера является обогащенный мантийный компонент EM-2. По данным (Hoerne et al., 1991) в изотопном составе вулканитов острова Гран Канария (Канарские острова) наряду с метками компонента HIMU также велика доля обогащенных мантийных компонентов как EM-1, так и EM-2. По мнению авторов этой работы, мантийный компонент EM-1 это субконтинентальная мантия архейского возраста, а EM-2 - протерозойского возраста, тектонически деламинированные фрагменты которых были внедрены в океанскую астеносферу на стадии рифтинга и раскола Гондваны. Возможные механизмы этого процесса описываются в работах (McKenzie, O'Nions, 1983). Такой же точки зрения о природе мантийного компонента EM-1, метки которого обнаруживаются в вулканитах Южных островов Зеленого Мыса, придерживаются авторы работы (Doucelance et al., 2003).

Принимая во внимание все вышесказанное, можно ожидать, что под горой Картера также находятся блоки субконтинентальной мантии, попавшие туда выше рассмотренным способом и оказавшие влияние на состав исходных расплавов. Ряд геохимических характеристик также говорит в пользу этой точки зрения. Аномальная геохимия вулканитов горы Картера близка к таковой у мелилититов провинции Парана. В соответствии с работой (Gibson et al., 1999), образование последних связано с плавлением метасоматически обогащенной континентальной мантии (карбонатизированных флогопитовых лерцолитов) за счет поступления тепла со стороны плюма Тристан. По-видимому, такие же явления могли

происходить и при формировании гор Гримальди, а именно, включение в процесс плавления карбонатизированной континентальной мантии под влиянием близко расположенного плюма Сьерра Леоне, который в это время переходил от стадии растекания к формированию отдельных горячих точек.

При обсуждении геохимии и изотопии вулканитов *цены 10-11* был сделан вывод, что носителем мантийного компонента EM-2, участвующего в плавлении данных вулканитов, была нижняя континентальная кора. Очевидно, что в случае с вулканитами г. Картера это другой носитель, поскольку для вулканитов двух этих структур свойственны контрастные геохимические параметры. Для первых характерны очень низкие концентрации Nb, Th и Ba и убывающие в данном направлении Nb_n , Th_n и Ba_n , для пород г. Картера, напротив, - повышенные La, Th и Ba и аномально высокие Nb. Как показано в работе (Menzies, 1987), такое геохимическое своеобразие формируется при карбонатном метасоматозе мантии. Поэтому, мы считаем, что в случае с г. Картера, во-первых, мантийный компонент EM-2 представлен карбонатизированной континентальной мантией и, во-вторых, участие этой мантии в процессах плавления создает условия для плавления мелилититов.

В соответствии с представлениями Г. Бертранда и др. (Bertrand et al., 1993) в позднем палеоцене мощный импульс магматизма охватил восточную окраину Центральной Атлантики. На юге его проявления связаны с формированием гор Краузе (53–55 млн. лет назад) и Надир (58 млн. лет назад), на севере – банки Горриндж, где обнаружены щелочные вулканиты с возрастом около 60–65 млн. лет (Feraud et al., 1986). По их мнению, этот этап также проявился на Канарских островах (о. Фуэртовентура) и на островах Зеленого Мыса (о. Майя). Как показали наши исследования, с этой вспышкой вулканизма связано и формирование горы Картера и таким образом гор Гримальди в целом. В этот время в Атлантическом регионе происходили крупнейшие тектонические события, связанные с подъемом Исландского плюма и рифтингом в районе будущей Северной Атлантики (60–55 млн. лет назад (Heller, Marquart, 2002)), вслед за которыми (53–55 млн. лет назад) произошло продвижение САХ на север. Это могло привести к существенному изменению характера регионального поля напряжений в океанической литосфере Атлантики и к образованию зон растяжения, приуроченных к ослабленным зонам, каковыми, в частности, являются зоны крупных трансформных разломов. Очевидно, что одной из таких зон был Гвинейский разлом, с которым сопряжены практически одновозрастные вулканические постройки (55-58 млн. лет): горы Гримальди и гора Надир. Этот разлом имеет глубокое заложение, поскольку в раннемеловое время он служил границей между Центральной Атлантикой и нераскрывшейся южной частью континента Гондвана (Jones, 1987).

Учитывая структурную связь между горами Гримальди и Батиметристов и близость поднятия Сьерра Леоне, весьма вероятно, что вулканические постройки, приуроченные к Гвинейскому разлому, образовались в результате функционирования нескольких горячих точек, рассредоточенных вдоль разлома и связанных своим происхождением с плюмом Сьерра Леоне. Плюм разветвился на несколько подводных каналов, направленных к ослабленным участкам литосферы, каковыми являлись районы пересечения Гвинейского разлома и субширотных трансформных разломов. Так возникла горячая линия в понимании Э. Бонатти (1996) как структура, образованная несколькими зонами плавления (горячими точками), близкими по времени образования и рассредоточенными вдоль линейной зоны. Некоторые горячие точки сформировали цепи подводных гор (горы Батиметристов).

В дальнейшем данная горячая линия будет фигурировать как горячая линия Гримальди. В ходе ее формирования плавилась и блоки деламинированной карбонатизированной субконтинентальной мантии, которые остались здесь после рифтинга и раскола континента Гондвана. Это способствовало выплавлению крайне недосыщенных кремнеземом высококальциевых оливиновых мелилититов.

Таким образом, крупные изометричные вулканические структуры поднятия Сеара и Сьерра Леоне и внутриплитные линейные вулканические структуры провинции Сьерра Леоне: горы Гримальди и Батиметристов и ряд редко расположенных гор, продолжающих поднятие Сьерра Леоне и горы Батиметристов к запад-юго-западу, связаны своим происхождением с плюмом глубинной горячей мантии Сьерра Леоне, вещество которого имеет характеристики близкие к мантийному компоненту NIMU. На начальном этапе (100-60 млн. лет назад) плавилась обширная грибообразная голова плюма, что привело к образованию обширного приосевого поднятия, разделенного в результате спрединга на два комплементарных поднятия: Сьерра Леоне и Сеара. В дальнейшем плавилось вещество подводного канала плюма, разветвленного на несколько горячих точек, локализованных на восточном фланге САХ, две из которых, вероятно, были активны вплоть до наших дней. В момент перехода от грибообразной головы плюма к фиксированным горячим точкам около 58 млн. лет назад часть из них расположилась вдоль Гвинейского разлома, по-видимому, находившегося в режиме растяжения, сформировав горячую линию Гримальди. В целом ансамбль структур на восточном фланге САХ, порожденный активностью плюма Сьерра Леоне, подобно горам Св. Елены, может быть классифицирован как горячая полоса. В ее пределах присутствуют как треки нескольких горячих точек, так и горячие линии, образовавшиеся как при растекании плюмового материала вдоль трансформных разломов, так и в результате расположения фиксированных горячих точек вдоль линейных зон тектонического расширения.

6.2.3 Тектоно-магматическая провинция Ресечер

В пределах этой провинции встречена одна линейная структура: хребет Ресечер, простирающийся южнее западной пассивной части разлома Зеленого Мыс.

6.2.3.1 Хребет Ресечер

Информация о строении, возрасте и составе пород хребта Ресечер, а также соображения о его происхождении приведены в главах 3 и 4 (рис. 4.43). Здесь кратко повторим основные положения вышесказанного.

Субширотный подводный хребет Ресечер длиной около 480 км, воздымающийся до глубин 1100 м, состоящий из отдельных близко расположенных крупных гор, простирающийся непосредственно к югу от трансформного разлома Зеленого Мыса, формировался в результате функционирования горячей точки, связанной с плюмом Ресечер. Время начала формирования хребта около 40 - 50 млн. лет назад. Горячая точка до сих пор является действующей и располагается на океаническом дне с возрастом около 11 млн. лет в районе меридиана 46,7° з.д. Наличие плюма в этой области подтверждается данными сейсмотомографии (например, Zhang et al., 1994, Grand et al., 1997) (рис. 6.21).

6.3 Обсуждение

Детальный анализ строения океанического дна за пределами осевой зоны САХ в Центральной части Атлантики показывает, что вертикальная аккреция океанической коры, происходящая за пределами осевой зоны САХ и обязанная внутриплитному вулканизму, приводит к формированию, главным образом, линейных структур различного масштаба: цепей подводных гор и тектоно-вулканических хребтов. Встречающиеся относительно изометричные поднятия и хребты субмеридионального простиранья формировались в осевой зоне спрединга.

Линейные структуры Центральной части Атлантики имеют различный генезис. Наиболее широко распространенные линейные структуры в этом регионе связаны своим происхождением с подъемами плюмов глубинной мантии, резко ограниченное развитие имеют цепи вулканических гор, сопряженные с зонами декомпрессионного плавления мантии, приуроченными к линейным участкам тектонического растяжения литосферы.

Плюмы и сопровождающие их процессы структурообразования. В результате проведенной работы установлено, что в Центральной части Атлантики действовали и действуют следующие плюмы глубинной мантии: Св. Елены, Камерунский, Триндади, Фернанду ди Норонья, Сьерра Леоне и Ресечер. По данным сейсмической томографии (например, Zhang et al., 1994, Grand et al., 1997, Montelli et al., 2004) под районами проявлений плюмов Камерунского, Св. Елены, Сьерра Леоне и Ресечер находятся области

разуплотненной и горячей мантии, простирающиеся вглубь ниже границы верхней и нижней мантии, а под плюмом Св. Елены - вплоть до границы ядро - мантия. Эти области под плюмами Сьерра Леоне и Ресечер соединяются в нижней мантии с областью низкоскоростной мантии, идущей вглубь мантии под островами Зеленого Мыса. Вероятно, Камерунский плюм также не самостоятелен, а отчленяется от Африканского суперплюма (Ritsema et al., 1998, Romanowicz, Gung, 2002).

Плюм Св. Елены начал действовать еще на предраскольной стадии Гондваны, его наиболее древние следы обнаруживаются на западе Африканского континента в районе трога Бенуэ (Морган, 1983). Дальнейшая история его развития восстанавливается, в том числе, и по результатам проведенных исследований. После раскола Гондваны и начала раскрытия этого сегмента Южной Атлантики плюм оказался под Южно-Американской плитой. На протяжении 600 км к югу от горы Параибо он был представлен несколькими относительно маломощными горячими точками, сформировавшими редкие цепи подводных гор. В это время вулканическая активность имела место и под Африканской плитой в трог Бенуэ (Fitton, Dunlop, 1985), которая, по мнению (Coulon et al., 1996), также была связана с плюмом Св. Елены, хотя при этом и не сформировались линейные структуры. Возможное объяснение этого факта заключается в том, что под трогом Бенуэ находился один из подводных каналов плюма Св. Елены, оторвавшийся от его основного ствола и двигавшийся вместе с плитой (Coulon et al., 1996).

Усиление плюмовой активности произошло в период 81-84 млн. лет назад, когда вследствие миграции САХ к западу плюм оказался в зоне действия подосевого мантийного апвеллинга. Сформировались горы Байя и Пернамбуку. Начиная с 75 - 80 млн. лет назад плюм оказался под Африканской плитой к востоку от оси САХ. В настоящее время его основной подводный канал расположен приблизительно под о. Св. Елены примерно в 800 км от оси САХ, с ним связано несколько близко расположенных горячих точек, образующих несколько протяженных цепей подводных гор.

Плюм Триндади поднялся в позднемеловое время (80-90 млн. лет назад) под Южно-Американским континентом под центральным участком востока современной Бразилии, где в результате взаимодействия его грибообразно растекающегося материала с астеносферой возникло несколько магматических провинций (Gibson et al., 1997). Позднее 47-50 млн. лет при формировании субширотной ветви хребта Витория-Триндади плюм находился под океанической литосферой. В настоящее время связанная с ним горячая точка локализована под островами Триндади и Мартин Вас.

Плюм Фернанду ди Норонья, в настоящее время располагающийся под одноименным островом, имеет близкую историю развития с плюмом Триндади (Duncan, Richards, 1991).

Камерунский плюм, как обосновывается в настоящей работе на основании анализа работ (Meyers et al., 1998, Burke, 2001), локализован под молодым вулканом Камерун на границе океана и Африканского континента. Он возник около 37 млн. лет назад под Африканским континентом. На континенте с его функционированием связана цепь вулканических сооружений, возраст которых увеличивается вглубь континента, а в прилегающей части океана сформировалась цепь вулканических островов, инициальный возраст которых увеличивается вглубь океана (Камерунская линия).

Подъем плюма Сьерра Леоне произошел 80-100 млн. лет назад в северной части Приэкваториальной Атлантики примерно под осевой частью САХ (Kumar, Embley, 1977, Shilling et al, 1994). Это привело к образованию обширного поднятия, разделившегося в результате спрединга на два поднятия Сеоара и Сьерра Леоне. Как установлено по результатам проведенных исследований, около 58 млн. лет назад он распался на несколько горячих точек. Наиболее длительное функционирование трех из них привело к образованию гор Батиметристов и цепи гор, протягивающейся от поднятия Сьерра Леоне к осевой части САХ. В настоящее время плюм не образует горячих точек, но влияет на процессы плавления осевых базальтов.

Подъем плюма Ресечер, как обосновывается в настоящей работе, произошел 40-50 млн. лет назад под Южно-Американской плитой вблизи осевой зоны САХ непосредственно южнее разлома Зеленый Мыс. В результате его активности сформировался субширотный хребет Ресечер. В настоящее время плюм находится на угасающей стадии и локализован примерно в 200 км западнее оси САХ.

Наиболее типичной формой структурного выражения вулканической деятельности, происходящей вследствие плавления вещества плюма в горячих точках, являются треки горячих точек в виде цепей подводных гор и островов (рис. 6.25): горы Батиметристов, Байя, многочисленные цепи гор в пределах *гор Св. Елены* и линейных тектоно-вулканических хребтов: Витория-Триндади, Фернанду ди Норонья, Ресечер. Хребты образуются в результате функционирования более мощного плюма, но поскольку плюмовая активность со временем угасает, то хребты в своей более молодой части сменяются цепями гор. Два важных атрибута имеют данные линейные структуры. Во-первых, по мере удаления от горячей точки возрастает возраст отдельных гор (прогрессия возраста). Во-вторых, простирание этих линейных структур совпадает с направлением абсолютного движения литосферной плиты, на поверхности которой они образуются. Если за время формирования цепи вектор абсолютного движения изменялся, то соответствующим образом изменялось и простирание цепи или хребта. Установлено, что Африканская плита до 20 млн. лет назад двигалась в направлении около 50° , а позже и до наших дней - около 65° (O'Connor et al.,

1999), а Южно-Американская плита до 47-50 млн. лет назад - около 300° , а позже и до наших дней в субширотном направлении (Duncan, Richards, 1991, настоящая работа).

Отдельные вулканические горы в пределах цепей образуются за относительно короткий промежуток времени – до 1 млн. лет, как например, в пределах коротких цепей гор Св. Елены. Но как показывает пример хребта Витория-Триндади, сегменты протяженностью до 200 км, из которых он состоит, формировались длительное время - до 10 млн. лет. Это в

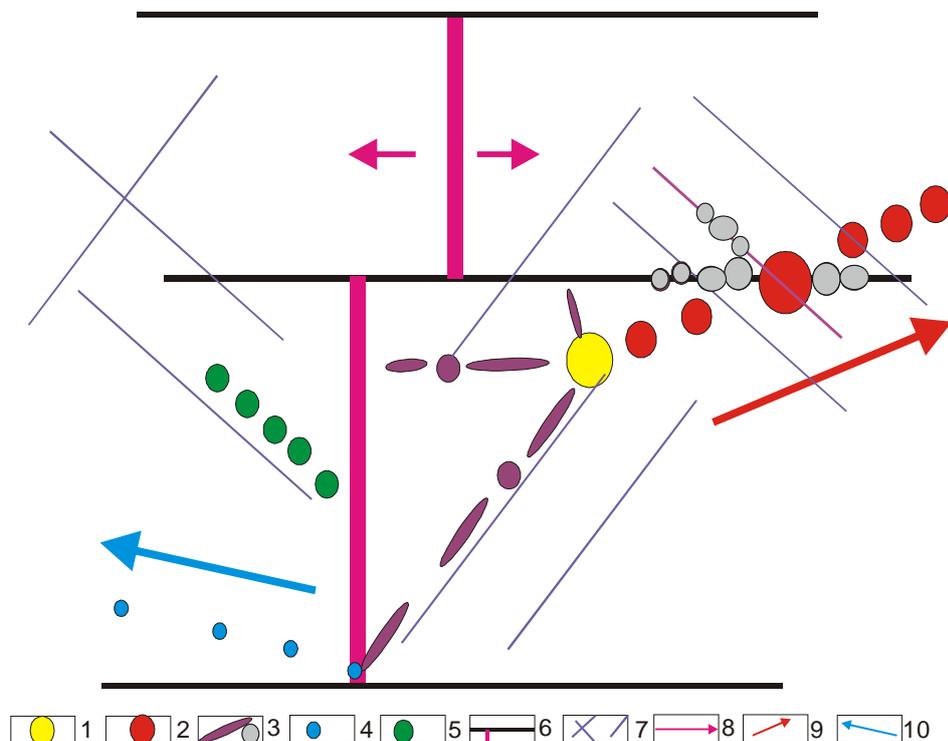


Рис. 6.25 Взаимоотношение линейных структур разной природы.

Условные обозначения: 1 – горячая точка, 2 – структуры, образующие трек горячей точки, 3 – структуры, образующие активные горячие линии: формирующиеся (лилового цвета) и древние (серого цвета), 4 - структуры, образующие трек вторичной горячей точки, 5 - структуры, образующие пассивные горячие линии, 6 – рифты и трансформные разломы, 7 – система диагональных разломов, 8 – направление спрединга, 9 – направление абсолютного движения Африканской плиты, 10 – направление абсолютного движения Южно-Американской плиты.

соответствии с (Ph. Morgan, 1995), означает, что литосферная плита увлекает за собой из района горячей точки линзу или поток плюмового материала, плавящегося и на удалении от горячей точки. С этим явлением также связана реактивизация вулканизма в пределах отдельных гор цепи, уже удаленных от горячей точки, при этом продукты вулканизма имеют близкие изотопно-геохимические характеристики с таковыми у более ранних вулканитов. Так на г. Стокса (горы Байя) это случилось 59 млн. лет назад, спустя 16 млн. лет после вулканического этапа, связанного с функционированием горячей точки. Очевидно, что все

это время линза плюмового материала, оторвавшаяся от области горячей точки, перемещалась вместе с литосферной плитой. Спусковым крючком для плавления материала линзы могли послужить масштабные тектонические события, произошедшие в это время, которые изменили поле напряжений в литосферной плите и создали условия для декомпрессионного плавления. Реактивизация вулканизма также отмечена на о. Фернанду ди Норонья спустя 5-6 млн. лет после основной фазы его образования (Когарко и др., 2007).

В областях плюмовой активности, где имеет место резкое отличие между направлениями относительного (направление спрединга) и абсолютного перемещения плит, а это места проявлений плюмов Св. Елены, Сьерра Леоне и Камерунского, помимо треков горячих точек возникают и другие линейные структуры, включающие цепи гор и цепи небольших (до 100 км) и невысоких (до 1000 м) хребтов, сформировавшихся в результате трещинных излияний. Они диагностируются по одному из двух признаков: либо их простирание отличается от простирания треков горячих точек, либо вулканические структуры, образующие цепи, имеют близкий возраст. Вслед за Э. Бонатти (1996) такие линейные структуры в настоящей работе называются горячими линиями. Описано несколько типов горячих линий в местах проявления плюмовой активности.

Наиболее широко распространенным типом являются горячие линии, приуроченные к пассивным участкам трансформных разломов и простирающиеся вдоль них (рис. 6.25). Их пример свидетельствует о том, что при образовании горячих линий важную роль играют линейные зоны, обладающие пониженной прочностью литосферы, каковыми, в частности, являются зоны трансформных разломов.

В районе проявления плюма Св. Елены между его горячими точками (Св. Елены, Кардно и др.) и осевой зоной САХ возникают горячие линии, представленные цепями невысоких хребтов, с простиранием близким к направлению спрединга (рис. 6.25). Напротив этих горячих точек резко изменяется геохимия и изотопия осевых базальтов, что указывает на смешение астеносферной мантии с плюмовым веществом (см. выше). Дж. Шиллинг с соавторами (1985, 1991) объяснили это явление наличием каналированного субгоризонтального потока плюмового материала. Очевидно, что образование этого типа горячих линий может быть связано с магматическим дренированием этих каналированных потоков. Позднее в работах Дугласа и др. (1995, 1999) было показано, что такие каналированные потоки вещества, идущие от горячей точки, следуют в сторону ослабления или разуплотнения астеносферной мантии. В близосевой части САХ подлитосферная мантия резко ослаблена в силу своей большей температуры по сравнению с мантийными областями более удаленными от оси спрединга. Важный вывод, который следует из этих построений,

заключается в том, что каналированные потоки плюмового материала возникают на участках ослабления прочности астеносферной мантии.

Аналогичные горячие линии встречаются и на удалении от оси САХ, в частности, они отходят от субмеридиональной цепи Топаз - Стрельня к западу, крупнейшая из них - цепь Гвинейских гор. Очевидно, что они образовались в более раннее время, когда данный участок дна был близок к осевой зоне САХ.

Возвращаясь к горячим линиям, приуроченным к трансформным разломам, мы можем заключить, что их образование также связано с каналированным потоком плюмового материала вдоль разлома, возникшем, когда зона трансформного разлома пересекала горячую точку. Из этого следует, что зоны ослабленной прочности литосферы индуцируют зоны ослабленной прочности астеносферы, которые могут служить каналами для латеральной миграции плюмового материала.

Последний вывод дает основание для понимания происхождения еще одного типа горячих линий, имеющих диагональное простирание по отношению к спрединговым структурам, но также отличное и от простирания треков горячих точек. Наиболее крупная из них это Камерунская линия, образованная несколькими вулканическими островами, выстроившимися вдоль линии с простиранием около 30° (простирание треков горячих точек на этом участке - 50°), начинающейся от молодого вулкана Камерун и вдающейся вглубь океана почти на 900 км. За исключением молодого острова Биоко, находящегося вблизи вулкана Камерун, возраст инициального вулканизма островов последовательно уменьшается вглубь океана, при этом вулканизм на островах продолжается с момента возникновения в течение длительного периода, на наиболее древнем острове Принсипи до 27 млн. лет. Пространственно-временные особенности распределения вулканизма в Камерунской линии позволили заключить, что он связан с каналированным потоком мантийного материала от Камерунского плюма вглубь океана и последующего магматического дренирования этого потока. В этом случае, положение Камерунской линии указывает на положение линейной зоны ослабленной прочности астеносферы.

Менее масштабные горячие линии с простиранием, близким к простиранию Камерунской линии и находящиеся на одной линии с ней, распространены в приосевой части *гор Св. Елены*, они протягиваются от местоположения плюма Св. Елены и достигают осевой части САХ. В месте пересечения этих горячих линий с осевой зоной САХ развиты базальты, отражающие вклад вещества этого плюма (Сколотнев и др., 2009). Очевидно, что они могут быть связаны с каналированным растеканием вещества плюма Св. Елены вдоль зон ослабленной прочности астеносферы.

Дж. Мейерс и др. (1998) объясняют образование Камерунской линии наличием валообразной конвективной ячейки соответствующего направления, возникшей в эоцене и поставляющей материал обогащенной мантии. Однако характер возрастных вариаций вулканитов не позволяет принять эту точку зрения. В работе (Сколотнев и др., 2009) было высказано предположение по поводу приосевых диагональных горячих линий, что они сопряжены с линейными зонами ослабленной прочности литосферы, которые индуцируют ослабленные зоны в астеносфере. В настоящей работе также принимается эта точка зрения, при этом она распространяется и на происхождение Камерунской линии. Дополнительным аргументом в ее пользу является наличие коротких цепей подводных гор, отходящих в стороны от Камерунской линии вдоль разломов, ограничивающих ступени континентального склона, примером таких цепей являются горы Пьера Бразза.

Природа диагональных зон ослабления прочности литосферы в данном регионе не ясна. Можно предположить, что они связаны с разломами, возникающими при растяжении осевого свода гор Св. Елены, который также имеет простирание 30° . Возможно, свою лепту в процесс разломообразования также вносит разрядка напряжений в литосфере, возникающих в силу вращения Земли, что приводит к формированию глобальных систем трещиноватости и разломообразования на поверхности Земли (Байбулатова и др., 1990, Долицкий, 1985). При этом следует принять во внимание, что ротационные силы максимальны в приэкваториальной части Земли, о которой здесь и идет речь.

Еще один тип горячих линий описан в пределах гор Байя. Выявленная горячая линия простирается между г. Стокса и крупной горой, располагающейся в зоне трансформного разлома Боде Верде, маркирующей бывшее положение горячей точки. Простирание этой горячей линии близко к простиранию треков горячих точек, однако в ее пределах вулканические структуры, удаленные друг от друга на большие расстояния, сложены вулканитами, имеющими близкий возраст (около 75 млн. лет). В данном случае растекание плюмового материала от горячей точки происходило в направлении трека горячей точки, что необычно, поскольку направлено от осевой зоны САХ. Выше говорилось, что потоки плюмового материала следуют в сторону осевой зоны САХ. Что могло послужить причиной каналированного движения плюмового материала в обратном направлении? В работах (Crough, 1983, Ph. Morgan, 1995, Sleep, 1996) показано, что от горячих точек в направлении движения плиты возникают зоны уменьшения прочности литосферы, с которыми могут быть связаны процессы разломообразования. К этому могут приводить дополнительный нагрев и утонение литосферы, образование линзы плюмового материала в основании литосферы, плавучесть рестила, образующегося в ходе частичного плавления в области горячей точки,

увеличением мощности коры. В свою очередь, эти линейные литосферные зоны могут индуцировать линейные ослабленные зоны в астеносфере.

Итак, многообразие структурного проявления плюмовой активности не ограничивается только треками горячих точек, а дополняется горячими линиями (рис. 6.25), которые в соответствии со своим положением и простиранием подразделяются на 5 типов: 1) приуроченные к пассивными частями трансформных разломов, 2) параллельные линиям спрединга и протягивающиеся между горячими точками и осевой зоной спрединга, 3) диагональные, отличающиеся по простиранию от треков горячих точек, 4) диагональные, совпадающие с простиранием этих треков, но не обладающие возрастной прогрессией, и 5) сопряженные с разломами другого происхождения, в частности, ограничивающими ступени континентального склона. Главной причиной их образования является каналирование латерального растекания глубинного плюмового материала, приводящее к возникновению субгоризонтальных потоков горячей мантии. Главным механизмом их образования является магматическое дренирование этих потоков.

Образование горячих линий это результат взаимодействия между малоглубинными процессами и явлениями, в частности, разломной тектоникой, и глубинными плюмами, поднимающимися из недр нижней мантии. При этом разломы могут быть как активными, возникающими в результате разрядки внутрилитосферных напряжений, или являющиеся активными частями трансформных разломов, так и неактивными, как например, пассивные части трансформных разломов.

Поскольку формирование описанных горячих линий связано с латеральным потоком плюмового вещества, данные горячие линии в настоящей работе квалифицируются как активные.

С функционированием плюма Св. Елены связан еще один тип линейных структур, распространенных к юго-востоку от гор Байя и Пернамбуку. Это системы коротких, близко расположенных цепей невысоких гор и хребтов, как параллельных, так и надстраивающих друг друга. Они геологически не изучены, и описаны только по топографическим картам. Рассматриваемые линейные структуры могут быть интерпретированы как треки вторичных горячих точек (Morgan, 1983), понимая, что последние периодически возникали вблизи осевой зоны САХ в моменты, когда каналированные латеральные потоки плюмового материала, идущие от горячих точек, пересекали осевую зону спрединга (рис. 6.25).

Треки вторичных горячих точек свидетельствуют о том, что процессы, происходящие в осевой зоне спрединга, вблизи которой локализуется плюм глубинной мантии, влияют на характер проявления плюмовой активности, расширяя их структурное многообразие. Осевая зона спрединга является аттрактором для каналированных потоков плюмового материала,

которые могут достигать осевой зоны и порождать кратковременные вторичные горячие точки, которые, в свою очередь, могут формировать линейные цепи из подводных гор.

В пределах Центральной части Атлантики широко распространено такое явление как кучное расположение горячих точек как в настоящее время, так и в прошлом. В настоящее время с плюмом Св. Елены сопряжены, по крайней мере, 5 близко расположенных горячих точек с расстоянием друг от друга 50-150 км, таких как Св. Елены, Бомарше, Кутузова, Кардно и др., дающих самостоятельные треки. На расстоянии около 900 км от этого куста горячих точек, находится горячая точка Цирк. Совокупность структурных образований, порожденных этими горячими точками, формирует принципиально новое структурное образование более крупного масштаба, связанное своим происхождением с плюмами глубинной мантии, которое в настоящей работе классифицируется как горячая полоса. *Горы Св. Елены* это горячая полоса, связанная с одноименным плюмом. При этом горячая полоса объединяет не только несколько треков горячих точек, но также и горячие линии субширотного и диагонального простираний. Входят в них и субмеридиональные хребты, возникшие в связи с плюмовой активностью в осевой части САХ и оказавшиеся в пределах горячей полосы в результате спрединга и перескоков его оси.

Помимо *гор Св. Елены* к горячим полосам относятся совокупно горы Байя и Пернамбуку, а также горы Батиметристов вместе с горами Гримальди, поднятием Сьерра Леоне и цепью гор, отходящей от этого поднятия к запад-юго-западу. Последняя из них заканчивает свою активность, первая завершила формирование около 45-47 млн. лет назад, что связано с прекращением возникновения вторичных горячих точек, по-видимому, вследствие увеличения расстояния между плюмом и осевой зоной спрединга, мигрирующей к западу.

Основной причиной появления горячих полос является разветвленность подводных каналов плюмов. Это, с одной стороны, порождает множественность горячих точек и связанных с ними треков, а, с другой стороны, уменьшает прочность литосферы, прогревая ее в широкой области, что в условиях напряженного состояния литосферы создает условия для образования горячих линий разных направлений. Не случайно в районе *гор Св. Елены* простирание части горячих линий совпадает с простиранием осевой части свода, на котором располагаются эти *горы* и которое составляет около 30°.

Таким образом, горячие полосы выступают в качестве самостоятельного типа линейных структур океанического дна. Это наиболее обширные области вулканической деятельности сложного внутреннего строения.

За время раскрытия Центральной части Атлантики были три эпохи резкого усиления плюмовой активности и внутриплитного вулканизма. Наиболее ранняя из них имела место

около 80-100 млн. лет назад. В этот период произошли подъем плюмов Триндади и Сьерра Леоне и активизация вулканизма, связанного с плюмом Св. Елены. Эта эпоха коррелирует с эпохой усиления тектонических процессов, приведших к расколу Экваториального блока Гондваны. Следующая эпоха связана с интервалом 50-60 млн. лет назад. В этот период произошел подъем плюма Ресечер, образовались горы Гримальди и начали формироваться горы Батиметристов, а также имела место реактивизация вулканизма в линейных структурах, связанных с плюмом Св. Елены. Это время интенсивных тектонических движений, наиболее мощно проявившихся в Северной Атлантике (Heller, Marquart, 2002), резко изменилось направление абсолютного движения Южно-Американской плиты (Duncan, Richards, 1991). Наиболее поздняя эпоха идентифицируется по началу активного образования V-образных структур, связанных с плюмом Св. Елены и с северным сателлитом плюма Тристан, около 33 млн. лет назад.

Структурообразование в связи с малоглубинными процессами вертикальной аккреции коры. На западном фланге САХ описана *цепь подводных гор 10-11* северо-западного простирания, расположенная между разломами Бодэ Верде и Вознесения. Она приурочена к системе депрессий, протягивающихся в этом же направлении, но на гораздо большее расстояние. Судя по возрасту базальтов с одной из северных гор этой цепи, данная структура начала формироваться около 50 млн. лет назад непосредственно у осевой зоны САХ. Соответственно южные горы этой цепи сформировались существенно позднее, когда Южно-Американская плита двигалась уже в субширотном направлении (Duncan, Richards, 1991). Тем не менее, и южные, и северные горы образуют единую цепь северо-западного простирания. Таким образом, эта цепь гор не может быть треком горячей точки, а является горячей линией. Ближайшие к ней горячие точки во время ее образования находились под Африканской плитой и нет никаких признаков того, что *цепь 10-11* связана с этими горячими точками посредством каналированного потока плюмового материала. В этой связи мы обращаем внимание на то, что данная цепь приурочена к системе субпараллельных депрессий, которая индексирует зону растяжения литосферы, и считаем, что в ходе растяжения, приведшего к образованию этой системы, возникали условия для декомпрессионного плавления мантии. Таким образом, появление подобного рода горячих линий, которые в настоящей работе классифицируются как пассивные горячие линии, обязано малоглубинным тектоническим процессам (рис. 6.25).

Около 50 млн. лет назад произошло крупное тектоническое событие - изменение направления абсолютного движения Южно-Американской плиты с северо-западного на субширотное (Duncan, Richards, 1991). Вероятно, сопровождающие это событие изменения величины и направления удаленного стресса создавали внутриплитные стрессы, разрядка

которых и приводила к появлению зон диагонального растяжения в Южно-Американской плите. Структуры диагональных простираний, как говорилось выше, многочисленны в приэкваториальной части Южной Атлантики и, возможно, *цепь 10-11* не единственная пассивная горячая линия в этом регионе.

Структурообразование при совокупном действии плюма и малоглубинной тектоники. Примером таких горячих линий являются горы Гримальди и гора Надир, находящиеся непосредственно к северо-востоку от гор Батиметристов. Эти вулканические образования располагаются вдоль древнего Гвинейского трансформного разлома в местах его пересечения с более молодыми субширотными трансформными разломами. При протяженности цепи около 400 км возраст вулканических структур на флангах цепи близкий и составляет около 58 млн. лет. Данные пространственно-временные закономерности строения горячей линии Гримальди указывают на ее происхождение в связи с тектоническим растяжением, приуроченным к Гвинейскому разлому, вызванным крупными тектоническими событиями, происходившими в это время в Центральной и Северной Атлантике. В этой линейной зоне растяжения сконцентрировалось несколько горячих точек плюма Сьерра Леоне, у которого в это время грибообразное растекание вещества глубинной мантии сменилось на разветвленный подводный канал. Таким образом, в данном случае тектонические процессы привели к образованию зоны ослабленной прочности, которая стала местом притяжения вертикальных потоков плюмового материала. С функционированием двух наиболее северных горячих точек, приуроченных к Гвинейскому разлому, связано образование гор Батиметристов.

Таким образом, горы Гримальди представляют собой горячую линию в классическом ее понимании (Бонатти, 1996) (собственно горячая линия), возникшую при влиянии разломной тектоники литосферы на пространственное распределение вертикально поднимающегося материала глубинной мантии.

Состав мантийных источников продуктов вертикальной аккреции коры. В главе 4 подробно охарактеризованы составы плюмов Св. Елены, Сьерра Леоне и Ресечер, поскольку они выступают в ряде случаев в качестве одной из составляющих мантийных источников осевых базальтов, а также, исходя из принципов изотопной геодинамики (Hofmann, White, 1982, Hart, 1984, 1988, Hofmann, 1997), приведены соображения о механизмах формирования состава этих плюмов, при этом показано, что основой состава вещества этих является смесь мантийных компонентов DMM+НМУ, при доминировании последнего. Эта типичная плюмовая составляющая играет заметную роль и в составе плюмов Триндади, Фернанду ди Норонья и Камерунского. В то же время в мантийных источниках вулканитов, связанных с

этими плюмами, а также с плюмом Сьерра Леоне на его ранних этапах, значителен вклад обогащенной мантии типа EM.

В мантийном источнике вулканитов г. Картера, представляющей горы Гримальди, образование которых связано с плюмом Сьерра Леоне, наряду с типичной плюмовой составляющей (DMM+HIMU) отмечается большая доля мантийного компонента EM-2 (Сколотнев и др., 2012г). Близкий состав у мантийного источника вулканитов о. Фернанду ди Норонья (Giorgio et al., 2000, Когарко и др., 2007). Неоднородный состав у вулканитов Камерунского плюма, в мантийном источнике которых наряду с типичной плюмовой составляющей дополнительно в разных пропорциях присутствуют мантийные компоненты EM-1 и EM-2 (Rankenburg et al., 2005). У вулканитов плюма Триндади состав мантийного источника DMM+HIMU+ EM-1 при значительной доле последнего (Marcues et al., 1999, Siebel et al., 2000, Когарко и др., 2003, Пейве, Сколотнев, 2014).

Как видно, вулканиты, возникшие при плавлении вещества плюмов, располагающихся в окраинно-океанических областях, имеют в своем составе вещество мантийных компонентов EM-1 либо EM-2. Природа данных компонентов в этих областях, как говорилось выше, большинством исследователей связывается с наличием в океанской мантии тектонически деляминированных фрагментов метасоматизированной континентальной мантии, оказавшихся здесь после раскола континента Гондвана (Marcues et al., 1999, Gerlach et al.; 1988, Doucelance et al., 2003, Hawkesworth et al., 1990, Hoerln et al., 1991, Rankenburg et al., 2005, Сколотнев и др., 2012г). Эта точка зрения подтверждается находками ксенолитов континентальной мантии в вулканитах о. Фернанду ди Норонья (Giorgio et al., 2000) и г. Картера (Сколотнев и др., 2012г), ксеногенных зерен циркона с возрастом, соответствующем времени крупных тектоно-магматических событий на ближайших континентах (Сколотнев и др., 2010а, 2012г), а также наблюдениями, показывающими, что в пределах хребта Витория-Триндади от о-вов Аброльос к о. Триндади роль мантийного компонента EM-1 в мантийных источниках вулканитов убывает.

Геохимия вулканитов, в мантийном источнике которых присутствуют компоненты EM-1 и EM-2, резко отличается от геохимии вулканитов о. Св. Елены. Большинство из них имеют при одинаковых значениях SiO_2 существенно более высокий уровень концентраций несовместимых элементов: La, Nb, Th, Ba, Zr и Sr, при этом присутствие компонента EM-2 обеспечивает существенно более высокие концентрации La, Nb и Th. Резко отличаются и отношения высоко некогерентных элементов, непосредственно характеризующих состав мантийного источника. Значения $(\text{Nb/La})_n$ в вулканитах с веществом компонента EM-2, выше, а $(\text{Ba/Nb})_n$, $(\text{Ba/La})_n$ и $(\text{Ba/Th})_n$ ниже, чем в таковых с веществом компонента EM-1, а также в вулканитах о. Св. Елены. Геохимические отличия поддерживаются и различиями в

валовом составе пород. Мелилититы г. Картера при одинаковых значениях SiO_2 имеют существенно более высокие концентрации CaO и Al_2O_3 и менее низкие - MgO , TiO_2 и Na_2O в сравнении с нефелинитами о. Триндади. Различия в составах мантийных источников с изотопными свойствами компонентов EM-1 и EM-2, прежде всего, обусловлены различным характером мантийного метасоматоза континентальной мантии (Когарко, 2006). Исходя из состава ксенолитов континентальной мантии, считается (Hawkesworth et al., 1990, Menzies, 1987), что этот метасоматоз происходит под воздействием щелочно-силикатных и карбонатитовых расплавов. В соответствии с (Dasgupta et al., 2006, 2007, Когарко, Асавин, 2007) высококальциевые мелилититы плавятся при высоком парциальном давлении CO_2 . Таким образом, можно заключить, что в случае присутствия компонента EM-2 метасоматоз континентальной мантии, находящейся в виде тектонически деламинированных фрагментов в океанической мантии, происходил преимущественно под действием карбонатитовых расплавов, а в случае компонента EM-1 - щелочно-силикатных расплавов.

От охарактеризованных выше мантийных источников резко отличается источник вулканитов *цепи 10-11*, прежде всего, отсутствием плюмовой составляющей. Его изотопные параметры (Пейве, Сколотнев, 2014) показывают, что он состоит преимущественно из деплетированной мантии (DMM), но с добавлением мантийных компонентов EM-2 и HIMU, при этом мантийный источник крайне неоднороден в малом масштабе, о чем свидетельствует тот факт, что доля компонента EM-2 сильно варьирует у вулканитов, слагающих один и тот же вулкан.

Вулканиты гор Гримальди, имеющие в своем составе вклад компонента EM-2 имеют очень высокие концентрации La, Nb, Ba и Th. Базальты же *цепи 10-11* характеризуются тем, что имеют наименьшие концентрации этих элементов среди внутриплитных вулканитов и низкие значения (<1) $(\text{Nb/La})_n$, $(\text{Ba/Nb})_n$, $(\text{Ba/La})_n$ и $(\text{Ba/Th})_n$. Это означает, что вещество компонента EM-2, входящего в состав этих базальтов, имеет другую природу. По геохимическим показателям данные вулканиты близки к некоторым из ближайших осевых базальтов, а именно, расположенным непосредственно к югу от разлома Вознесение. Выше в главе 4 было показано, что в составе этих базальтов принимает участие вещество нижней континентальной коры (НКК), которому свойственны очень низкие концентрации Nb, Ba и Th, оказавшееся здесь в виде блоков в конвектируемой мантии во время раскола Гондваны. Учитывая близосеовое образование базальтов *цепи 10-11*, вполне обоснованно ожидать, что блоки НКК участвовали и в плавлении этих базальтов, и именно они и представляют мантийный компонент EM-2. В главе 2 говорилось о возможной полигенетичности данного мантийного компонента, в том числе, и о том, что он может быть связан с нижней континентальной корой.

В ближайших осевых базальтах присутствует и небольшая доля компонента НМУ, который по представлениям (Nanan et al., 1986, Fontignie, Schilling, 1996) в данном случае находится там в виде метасоматических жил, образовавшихся в конвектируемой мантии еще на предраскольной стадии под действием расплавов, возникших при плавлении вещества плюма Св. Елены.

Таким образом, в настоящей работе принято, что в случае с вулканитами *цепи 10-11* носителем вещества компонента ЕМ-2, участвующего в их составе, являются блоки НКК, вкрапленные в конвектируемую мантию, а носителем компонента НМУ – жилы метасоматической природы в этой мантии.

Изотопные параметры вулканитов гор Пернамбуку, некоторых базальтов и дацитов гор Байя, несмотря на определяющую роль в них вещества мантийного компонента НМУ, сдвинуты в сторону характеристик обогащенной мантии, которую изотопно трудно дифференцировать: что это ЕМ-1 или ЕМ-2? Какова природа обогащенной мантии в данном случае? С одной стороны, эти горы формировались в окраинно-океанических условиях и в этом регионе могут быть тектонически деламинированные фрагменты континентальной литосферы, с другой стороны, образование гор происходило в осевой и близосевой части САХ, где, как показано выше, астеносферная мантия может быть "засорена" блоками НКК и, возможно, континентальной мантии. Геохимически базальты гор Пернамбуку и Байя близки к базальтам *цепи гор 10-11*, а один из трахидацитов близок к ним и изотопно, образуя с ними единые тренды вариаций различных изотопных параметров, соединяющие компонент ЕМ-2 и мантийный источник, состоящий из доминирующего компонента ДММ с небольшой долей компонента НМУ. Базальты гор Байя и Пернамбуку также образуют единые тренды вариаций изотопных показателей, соединяющих изотопные составы выше указанного трахидацита гор Байя и плюмового мантийного источника. Основываясь на этих фактах, мы считаем, что при плавлении исходных расплавов этих гор принимали участие блоки НКК.

Глубина и степень частичного плавления мантии, мантийный метасоматоз. В качестве показателя глубинности плавления мантии в данной работе использовалось нормированное отношение элементов, представляющих средние и тяжелые земли, - $(Sm/Yb)_n$. Среди изученных вулканитов максимальные значения $(Sm/Yb)_n$ (6,5-7,5) у нефелинитов о. Триндади и мелилититов гор Гримальди (рис. 6.9). На дискриминационной диаграмме Ce/Y - Sm/Tb (Пейве, Сколотнев, 2014) эти вулканиты попадают в поле стабильности граната. Меньшие значения $(Sm/Yb)_n$ могут отражать два возможных явления. Одно из них предполагает, что расплавы с промежуточными значениями плавилась в переходной зоне между гранатовой и шпинелевой фациями глубинности, вверх по разрезу которой последовательно сокращается доля граната и возрастает доля шпинели. Второе

предусматривает, что в разных пропорциях смешиваются расплавы, генерированные в условиях гранатовой и в условиях шпинелевой фации глубинности. В обоих вариантах понижение величины $(Sm/Yb)_n$ указывает на общее уменьшение доли глубинной составляющей. На величину $(Sm/Yb)_n$ существенно влияет фракционная кристаллизация сфена, который преимущественно забирает с собой из расплава средние земли.

Наименьшие значения $(Sm/Yb)_n$ (1,8-2,4) у вулканитов гор Байя, Пернамбуку и цепи 10-11, которые формировались в осевой и близосевой зоне САХ. Промежуточные значения имеют вулканиты о. Св. Елены ($(Sm/Yb)_n = 3,6-4,5$), который удален от оси САХ на 800 км. Эти наблюдения свидетельствуют о том, что глубинность плавления внутриплитных вулканитов зависит от мощности океанической литосферы, на которой располагаются линейные структуры. Вулканиты о. Триндади и гор Гримальди формировались в окраинно-океанических условиях на наиболее мощной литосфере, вулканиты гор Байя и цепи 10-11 возникли в гребневой зоне САХ, где мощность литосферы наименьшая, а породы о. Св. Елены связаны с литосферой промежуточной мощности. В то же время пример хребта Витория-Триндади показывает, что глубинность плавления зависит не только от мощности литосферы, но и от мощности плюма. По простиранию этого хребта мощность литосферы уменьшается от области континентального склона (о-ва Аброльос) к океану (о. Триндади), но вопреки этому глубинность плавления возрастает в этом направлении. Вулканиты о-вов Аброльос плавилась в условиях шпинелевой фации, о. Триндади ($(Sm/Yb)_n = 6,5-7,5$) - гранатовой фации глубинности, а центрального сегмента хребта в промежуточных условиях: $(Sm/Yb)_n = 4,9-6,3$. Такая ситуация объясняется тем, что со временем мощность плюма Триндади последовательно сокращается, что наглядно видно по уменьшению в сторону океана размеров и частоты встречаемости вулканических сооружений. Следовательно, blobs большого объема поднимаются выше и плавятся на меньшей глубине.

В наиболее глубинных условиях в зависимости от состава мантийного источника выплавляющиеся исходные расплавы близки либо к меланефеленитам - на о. Триндади, либо к оливиновым мелилититам - на г. Картера. В то же время в этих областях наиболее глубинного плавления возникают очаги менее глубинного плавления. В них выплавляются расплавы близкие к базанит-тефритам с $(Sm/Yb)_n = 5,5-6,5$. Они отличаются от более глубинных расплавов более высокими концентрациями SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и TiO_2 (для о. Триндади) и более низкими - CaO и MgO . Из редких несовместимых элементов следует отметить уменьшение концентраций Nb, La и Th и повышение - Ba. Принимая во внимание, что у менее глубинных расплавов уменьшается отношение $(La/Sm)_n$, указывая на увеличение степени частичного плавления, этой причиной можно объяснить и снижение значений Nb и Th в базанитах-тефритах. Однако этому должны были бы последовать и концентрации Ba.

Учитывая, что изотопные характеристики нефелинитов и базанит-тефритов, а также мелилититов и тефритов близки, противоположное поведение Ва можно объяснить процессами метасоматоза, которые происходили во время близкое ко времени вулканизма. В настоящей работе предполагается, что метасоматоз осуществлялся более глубинными расплавами, поднимающимися снизу, что создавало предпосылки для плавления в менее глубинных условиях, но все равно близких к условиям гранатовой фации глубинности. Базальты, обогащенные Ва относительно других несовместимых элементов, также встречаются и в центральном сегменте хребта Витория-Триндади.

Под менее мощной литосферой за пределами окраинно-океанической области исходные расплавы, питавшие строительство внутриплитных вулканических построек, относятся к трахипикробазальтам. От более глубинных исходных расплавов типа меланефелинитов они отличаются более высокими концентрациями SiO_2 , MgO и Al_2O_3 (для о. Триндади) и более низкими - CaO , TiO_2 , Na_2O , K_2O и P_2O_5 .

Вулканиды центрального сегмента хребта Витория-Триндади промежуточные по глубинности между расплавами меланефелинитов и трахипикробазальтов и характеризуются промежуточным составом своих исходных расплавов.

Наиболее универсальным относительным показателем степени частичного плавления является отношение $(\text{La}/\text{Sm})_n$, хотя аномально высокие концентрации La, как мы видели, свойственны для мантийного компонента EM-2 под горами Гримальди, а поведение Sm зависит от глубинности плавления. Для приблизительных оценок более высокие значения $(\text{La}/\text{Sm})_n$ означают более низкие степени частичного плавления и наоборот. График зависимости $(\text{La}/\text{Sm})_n - (\text{Sm}/\text{Yb})_n$ (рис. 6.9) показывает, что в общем при увеличении глубинности плавления расплавов внутриплитных вулканидов уменьшается степень частичного плавления мантийного субстрата. Как это отражается на составе вулканидов, хорошо видно на примере хребта Витория-Триндади. Вулканиды о. Триндади и центрального сегмента имеют близкие значения изотопных параметров, но поскольку первые плавилась на больших глубинах и при меньших степенях частичного плавления, они имеют существенно более высокие концентрации несовместимых элементов.

О дифференциации исходных расплавов внутриплитных вулканидов. Подробно процессы, приводящие к изменению состава исходного расплава в ходе его подъема и стояния в магматической камере, в настоящей работе не рассматриваются. В работе (Marques et al., 1999) показано, что в процессах фракционной кристаллизации на разных стадиях участвуют оливин, шпинель, клинопироксен, полевые шпаты, фельдшпатоиды, Fe-Ti фазы, апатит, сфен. В ходе фракционной кристаллизации исходные глубинные расплавы типа меланефелинитов и базанитов эволюционируют до фонолитов, а типа трахипикробазальтов

до трахидацитов. Высокая степень дифференциации свойственна для крупных вулканических построек.

В этом разделе отдельно отметим два явления, связанные с ходом эволюции расплавов, важные с точки зрения металлогении океана. Банка Догаресса хребта Витория-Триндади сложена высокофосфористыми трахибазальтами, характеризующимися также аномально высокими концентрациями Sr и повышенными - Ti и U, которые могут рассматриваться в качестве комплексного полезного ископаемого на данные элементы. Их образование оказалось возможным благодаря сочетанию нескольких процессов и факторов, главным из которых является проникновение метаморфизованной морской воды в магматическую камеру, в которой расплав достиг высокой степени дифференциации, когда из него уже осели Fe-Ti фазы и апатит. Морская вода изменяет физико-химические условия в камере, что приводит к растворению кумулусных Fe-Ti фаз и апатита, и как следствие к обогащению расплава Fe, Ti и P, а собственно морская вода обогащает расплав Sr и U.

Глубинные расплавы г. Картера характеризуются очень высокими концентрациями Th. В ходе их кристаллизационного фракционирования оседает циркон, аккумулирующий Th. Расплавы тефритов захватывают с собой из камеры кумулусный циркон, приводя к обогащению породы Zr, Hf и Th. Вследствие этого тефриты г. Картера аномально обогащены Th и могут рассматриваться как потенциальный источник этого полезного компонента.

6.4 Выводы

1. Вертикальная аккреция океанической коры в Центральной части Атлантики происходит в результате внутриплитного вулканизма, приводящего к формированию линейных структур океанического дна, причинами которого являются подъемы плюмов глубинной мантии Св. Елены, Камерунского, Триндади, Фернанду ди Норонья, Сьерра Леоне и Ресечер, а также декомпрессионное плавление астеносферы под областями тектонического растяжения литосферы.

2. При плавлении плюмового материала образуются треки горячих точек в виде цепей подводных гор и линейных тектоно-вулканических хребтов, обладающих прогрессией возраста, простирание которых определяется вектором абсолютного движения плиты; и активные горячие линии в виде цепей островов, подводных гор, небольших хребтов. В зависимости от соотношения простираний горячих линий с направлением спрединга и направлением абсолютного перемещения плиты, а также от характера пространственного распределения возраста вулканических выделено 5 типов активных горячих линий.

3. Разломная тектоника литосферы и процессы, происходящие в осевой зоне спрединга, влияют на характер проявления плюмовой активности. Зоны трансформных разломов и диагональные разломы, являясь зонами ослабления прочности литосферы, каналируют

латеральное подлитосферное растекание плюмового материала от горячей точки преимущественно в сторону осевой зоны спрединга, в результате магматического дренирования которого возникают активные горячие линии. Канализованные потоки плюмового материала, пересекающие зону спрединга, создают вторичные горячие точки, функционирование которых приводит к формированию линейной системы коротких треков.

4. Плюмовый материал из района горячей точки увлекается движущей плитой в виде потока или подлитосферной линзы, что приводит к длительному формированию отдельных самостоятельных сегментов линейных структур, а иногда к поздней реактивизации вулканизма в их пределах.

5. При разветвлении плюма на несколько близко расположенных горячих точек образуется горячая полоса, объединяющая несколько треков горячих точек и несколько активных горячих линий различных простираний: горы Св. Елены, горы Байя и Пернамбуку, горы Батиметристов и Гримальди.

6. Декомпрессионное плавление астеносферной мантии в зонах растяжения маломощной литосферы, возникающих в результате разгрузки внутриплитных напряжений вдоль диагональных разломов и зон трансформных разломов в эпохи крупных тектонических событий, приводит к формированию пассивных горячих линий, представленных линейными цепями подводных гор, ориентированных вдоль простирания разломов (*цепь 10-11*). Зоны внутриплитного растяжения, возникающие вблизи очагов плюмовой активности, влияют на характер пространственного распределения горячих точек, придавая ему линейный вид, приводя к образованию собственно горячих линий (горы Гримальди).

7. В ходе раскрытия Центральной части Атлантики были две эпохи усиления внутриплитного вулканизма и соответственно усиления вертикальной аккреции коры: 80-100 млн. лет назад и 50-60 млн. лет назад.

8. Основным мантийным источником вулканитов, слагающих треки горячих точек и активные горячие линии, является плюмовый источник, образованный смесью мантийных компонентов DMM и HIMU при резком доминировании последнего. В окраинно-океанических областях плюмовый источник смешивается с обогащенной мантией, представленной мантийными компонентами либо EM-1 (хребет Витория-Триндади), либо EM-2 (хребет Фернанду ди Норонья, горы Гримальди), либо обоими компонентами (Камерунская линия). В данном случае носителями компонентов EM-1 и EM-2 являются, находящиеся в океанской мантии фрагменты тектонически деламированной континентальной мантии, метасоматизированной под действием щелочно-силикатных (EM-1) и карбонатитовых (EM-2) расплавов. В близосевых областях плюмовый источник

смешивается с мантийным веществом зон подошевого астеносферного апвеллинга, которое представлено либо деплетированной мантией (DMM) в случае с плюмом Сьерра Леоне, либо химически гетерогенной астеносферной мантией в случае с плюмом Св. Елены (горы Байя и Пернамбуку), в которой имеются метасоматические жилы вещества мантийного компонента НМУ и блоки нижней континентальной коры с изотопными свойствами компонента EM-2. Химически гетерогенная мантия данного состава плавилась и при образовании вулканитов *цети 10-11*, являющихся пассивной горячей линией.

9. Состав исходных расплавов внутриплитных вулканитов помимо состава мантии зависит от ее метасоматоза, протекающего во время близкое ко времени вулканизма, и от глубины ее плавления, которая в свою очередь определяется мощностью литосферы и объемом и частотой подъема отдельных порций плюмового материала. В наиболее глубинных условиях на уровне гранатовой фации глубинности плавятся фойдитовые расплавы в зависимости от состава источника либо оливиновые мелилититы, либо меланефелиниты, в наименее глубинных условиях на уровне шпинелевой фации глубинности - трахипикробазальты. На промежуточных глубинах плавятся расплавы промежуточных составов, в том числе базаниты.

10. Состав внутриплитных вулканитов зависит от процессов дифференциации исходных расплавов, ведущим из которых является кристаллизационное фракционирование, в ходе которого формируются дифференцированные серии от меланефелинитов до фонолитов и от трахипикробазальтов до трахидацитов.

11. При сочетании ряда факторов, действовавших на всех этапах формирования вулканитов линейных вулканических структур, формируются вулканические породы, которые могут быть потенциальными комплексными источниками полезных компонентов: Р, Ti, Sr, U, Th, Nb.

ГЛАВА 7. Многообразие состава и строения океанической коры и тектонического строения океанического дна в Центральной части Атлантики и закономерности их пространственных вариаций.

В данной главе производится синтез результатов проведенных исследований, в общем, направленных на познание закономерностей и процессов горизонтальной (осевой) и вертикальной (внутриплитной) аккреции океанической коры и происходящего при этом структурирования океанического дна в Центральной части Атлантики. В итоге проделанной работы возникла система взглядов о природе многообразия состава и строения океанической коры и океанического дна, и о закономерностях их пространственных вариаций.

7.1 Спрединговые ячейки и подосевые диапиры астеносферной мантии.

Проведенные исследования показали, что на значительной части пространства между разломами Монтевидео и Зеленого Мыса сегментация гребневой и осевой зон Срединно-Атлантического хребта осуществляется посредством непрерывного чередования спрединговых ячеек, подробно охарактеризованных в главах 2 и 4 на основании работ (Fox et al., 1991, Grindlay et al., 1991, 1992, Carbotte et al., 1991). В Центральной части Атлантики протяженность ячеек вдоль оси САХ 20-110 км, при среднем диапазоне 40-60 км. Это определяет регулярный характер вариаций тектонического строения океанического дна, состава и строения коры со средним периодом 40-60 км, поскольку вдоль каждой ячейки происходят закономерные вариации этих параметров. В настоящей работе дополнительно к известным закономерностям (см. главы 2-4) показано, что в центральных частях ячеек доминируют базальты высококальциевой дифференцированной серии с пониженными концентрациями Fe, Ti и Na, а в дистальных частях - представители низкокальциевой серии с повышенными концентрациями Fe, Ti и Na (рис. 4.2), и проанализированы вариации состава плутонических пород и их ассоциаций, слагающих 3-й слой коры, вдоль спрединговой ячейки. Установлено, что на основной части спрединговой ячейки 3-й слой образован главным образом троктолитами и оливиновыми габбро при подчиненной роли габбро и габброноритов, которые формируются в мелких, эпизодически возникающих магматических камерах, заполненных смесью расплава и кристаллов (рис. 5.1). В дистальных частях ячеек плутонические комплексы включают весь спектр в различной степени дифференцированных пород от троктолитов до габбродiorитов при преобладающей роли габбро и габброноритов, формирование которых происходит в относительно крупных долгоживущих изолированных среди серпентинизированных ультрабазитов камерах (рис. 5.25). Породы этой серии дополняются Fe-Ti рудными габброидами и плагиогранитами, образованию которых способствуют процессы взаимодействия между расплавами и серпентинизированным субстратом, протекающие на участках проникновения в камеру пологих тектонических срывов, а также высоконагретыми гранофирами, возникающими при частичном плавлении уже застывших габброидов. В зонах трансформных разломов в отличие от зон развития куполовидных структур и зон нетрансформных смещений среди рудных Fe-Ti габброидов встречаются ультратитанистые (и ультражелезистые) разновидности, появление которых является следствием трансформного эффекта, приводящего к плавлению исходных расплавов с более высокими концентрациями Fe и Ti.

Наиболее распространенной концепцией, объясняющей такую регулярность в составе и строении коры и тектоническом строении океанического дна является система взглядов о фокусированном подосевом апвеллинге астеносферной мантии в медленносрединговых

хребтах (Whitehead et al., 1984, Crane, 1985, Phips. Morgan et al., 1987, Lin et al., 1990, Mutter, Karson, 1992, Detrick et al., 1995, Машенков, 1994, Hosford et al., 2001, Дубинин и др., 2010) (рис. 2.1), в соответствии с которой более высокотемпературные и менее глубинные условия частичного плавления вещества возникают над апикальной частью поднимающегося диапира астеносферной мантии примерно под центральной частью спрединговой ячейки, по сравнению с таковыми в дистальных частях диапира и ячейки, где магматизм и аккреция коры редуцированы.

Подосевой апвеллинг, как показали авторы работы (Bonatti et al., 2003), носит пульсационный характер. В эпохи усиления апвеллинга, которые чередуются с периодичностью 3-5 млн. лет, центральные осевые поднятия проградируют в дистальные части ячеек, производя соответствующие изменения в строении и мощности коры, плавление астеносферной мантии происходит при больших температурах и на больших глубинах, что приводит к появлению высокомагнезиальных высокожелезистых базальтов с пониженными концентрациями Ti и Na, близких к типу ТОР-1 (Дмитриев и др., 1990, Сущевская, 2007).

7.2 Аномальные спрединговые ячейки и микроплюмы обогащенной мантии.

Анализ разнообразия спрединговых ячеек Центральной части Атлантики позволил выделить среди них аномальные ячейки. Наиболее распространенные из них (рис. 3.2, 3.4) в сравнении с типовыми ячейками характеризуются большей длиной - в среднем 50-80 км, более высоким рельефом гребневой и осевой зон, наличием в центральной части ячейки поднятия высотой 500-1000 м с повышенной мощностью коры (до 7 км), располагающегося либо в осевой части, либо на флангах гребневой зоны. Эти особенности строения аномальных ячеек свидетельствуют о более интенсивном подосевом апвеллинге по сравнению с таковым под типовыми ячейками, что проявляется как в больших размерах мантийных диапиров, так и в большей скорости их подъема.

Среди базальтов, слагающих центральные поднятия аномальных ячеек, присутствуют базальты производные обогащенной мантии, которая, в общем, представляет собой смесь мантийных компонентов DMM и NIMU, при этом доля компонента NIMU заметно ниже, чем в веществе плюмов глубинной мантии. Это толеитовые базальты Т- и Р-MORB типов, и очень редко щелочные базальты OIB-типа, которые в сравнении с деплетированными базальтами типовых ячеек имеют более высокие концентрации несовместимых элементов (P, Na, Ti, K, легкие РЗЭ) и более низкие - Ca, Mg и Fe, а также характеризуются более высокими отношениями $(La/Sm)_n (>1)$, $(Nb/La)_n (>1)$, $(Ba/Nb)_n$ и $(Ba/La)_n$ изотопов свинца, $^{87}Sr/^{86}Sr$ и более низкими - $^{143}Nd/^{144}Nd$. Преимущественно эти базальты кристаллизуются из обогащенных толеитовых расплавов, плавившихся на промежуточном глубинном уровне между шпинелевой и гранатовой фациями глубинности мантии $((Sm/Yb)_n = 1,7-2,5)$. Редкие

щелочные расплавы с $(Sm/Yb)_n = 4-6$ плавилась в условиях, близких к гранатовой фации глубинности (> 18 кбар).

Особенности строения аномальных спрединговых ячеек, а также состава, геохимии и изотопии базальтов, распространенных в их пределах, позволили сформулировать концепцию о микроплюмах обогащенной мантии, поднимающихся в подосевой зоне спрединга с глубин больших, чем те, с которых поднимаются подосевые диапиры (рис. 7.1), усиливающих подосевой мантийный апвеллинг в силу того, что имеют более высокую температуру по сравнению с таковой у подосевых диапиров типичных спрединговых ячеек (Сколотнев, 2013а). В соответствии с размерами центральных осевых поднятий средний размер микроплюмов составляет 25 - 30 км в поперечнике, а в соответствии с шириной повышенного рельефа гребневой зоны в аномальных ячейках среднее время существования микроплюма - 3-6 млн. лет. По этим параметрам они сопоставимы с диапирами астеносферной мантии и резко отличаются от плюмов глубинной мантии.

Распределение аномальных спрединговых ячеек вдоль оси САХ носит регулярный характер, их центральные поднятия повторяются с периодичностью 250-450 км, в среднем 350 км, следовательно, и подъем микроплюмов носит регулярный характер. В настоящей работе, учитывая приуроченность микроплюмов к осевой зоне САХ, регулярность их пространственного распространения и их сопряженность с процессами подосевого мантийного апвеллинга, предполагается, что они связаны с конвективными течениями в мантии, восходящая ветвь которых поднимается под осевой зоной САХ (Сколотнев, 2013а,б) (рис. 7.1). Учитывая пространственную регулярность появления микроплюмов, следует ожидать, что эти конвективные течения реализуются не в виде валов, вытянутых вдоль оси спрединга, а организованы в вертикальные цилиндрические конвективные ячейки, диаметр которых в разных регионах варьирует от 250 км до 450 км (в среднем около 350 км). В восходящих ветвях этих конвективных ячеек, приуроченных к оси цилиндра, поднимается сгусток вещества обогащенной, более глубинной горячей мантии (микроплюм), который, достигая уровня зоны магмогенерации, наступающего для данной мантии в условиях промежуточных между шпинелевой и гранатовой фациями глубинности, начинает частично плавиться (рис. 4.27, 4.52, 4.53).

С каких глубин могут подниматься микроплюмы? В соответствии с данными сейсмической томографии спрединговые центры располагаются над аномально горячей мантией, находящейся на глубине 200-300 км (Romanowicz, Gung, 2002). С другой стороны, некоторые из микроплюмовых базальтов имеют вклад вещества нижней мантии (Graham, et al., 1996). Очевидно, наиболее предпочтительным уровнем, откуда могут подниматься

микроплюмы обогащенной мантии, является граница верхней и нижней мантии, имея в виду, что это достаточно широкая переходная зона, имеющая различную мощность в разных регионах. Что является источником обогащенной мантии в микроплюмах? В главе 4

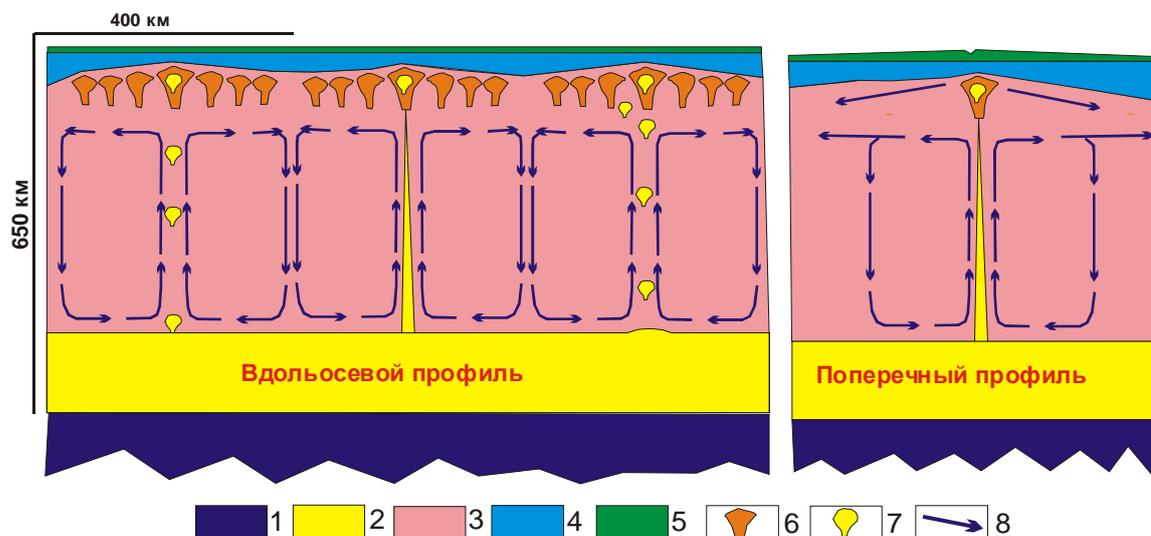


Рис. 7.1 Модель формирования микроплюмов обогащенной мантии.

Условные обозначения: 1 – нижняя мантия, 2 – верхняя мантия, насыщенная веществом мантийного компонента НМУ, 3 – конвектируемая верхняя мантия, 4 – литосферная мантия, 5 – кора, 6 – диапирь астеносферной мантии, 7 – микроплюмы обогащенной мантии, 8 – направления течений в верхней мантии.

подробно рассмотрены три возможных источника. Это: 1) слэбы океанической литосферы, погружившиеся в зонах субдукции и накопившиеся на границе нижней и верхней мантии в интервале глубин 410 - 660 км (например, Bijwaard et al., 1998, Fucuo et al., 2001) (рис. 7.2); 2) мелкие химические неоднородности, по мнению (Sleep, 1996, Michael et al., 1994, Minshall

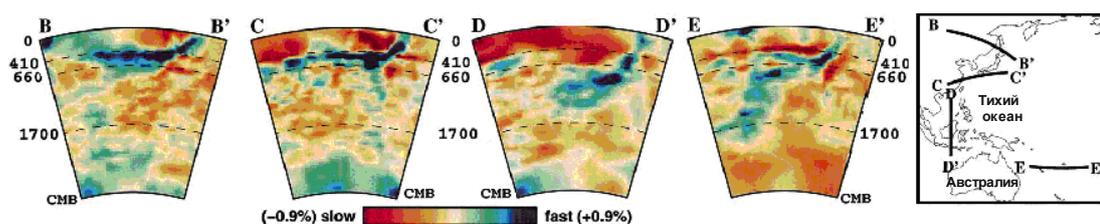


Рис. 7.2 Сейсмотомографические профили мантии, пересекающие зону перехода между западной частью Тихого океана и континентальными образованиями.

Заимствовано из (Bijwaard et al., 1998). На крайнем правом рисунке – схема расположения профилей. На других рисунках видно, как тяжелое вещество (темно-синий цвет), погружающееся в зонах субдукции, распространяется вдоль границы верхней и нижней мантии в интервале глубин 410 – 660 км на расстояние более 2000 км.

et al., 1998, Phipps. Morgan, Morgan, 1999, Regelous et al., 2009, Пейве, 2002, Сущевская и др., 2002, 2007) широко распространенные в мантии; 3) вещество Африканского суперплюма,

горизонтально растекающееся на уровне около 220 км, в том числе, в сторону осевой части САХ (Romanowicz, Gung, 2002).

Горизонтальные проекции цилиндрических конвективных ячеек, с которыми ассоциируют микроплюмы, будучи нанесенными на карту вдоль регионального простирания САХ в соответствии с расстояниями между аномальными ячейками, установленными в главе 3, в целом близко контактируют друг с другом, при этом их восходящие ветви пространственно совпадают с центрами аномальных ячеек, а нисходящие ветви большинства из них - с трансформными разломами (рис. 7.3).

В плутонических комплексах, оказывающихся в сфере влияния микроплюмов, их умеренно дифференцированные разности: габбро и габбронориты - имеют повышенные концентрации $K_2O \pm TiO_2 \pm P_2O_5$ в сравнении с наиболее распространенными габброидами и обогащенный характер спектров РЗЭ.

Микроплюмы могут быть активными и уже отмершими, последним соответствуют поднятия, сложенные обогащенными базальтами и находящиеся уже вне осевой зоны, тогда как в осевой зоне в данной спрединговой ячейке развиты уже деплетированные базальты. Вариации состава и геохимии микроплюмовых базальтов позволяют проследить эволюцию вещества микроплюма по мере его подъема. Уменьшение отношений $(Sm/Yb)_n$ в этих базальтах сопровождается и уменьшением значений $(La/Sm)_n$, тогда как величины $(Nb/La)_n$, $(Ba/Nb)_n$ и $(Ba/La)_n$ и изотопные параметры не изменяются. Это означает, что по мере подъема микроплюма в области магмогенерации увеличивается степень его частичного плавления. В этом направлении в выплавках уменьшаются концентрации FeO, K_2O , P_2O_5 , Na_2O , TiO_2 и увеличиваются - Al_2O_3 , CaO, MgO, SiO_2 . Поскольку среди базальтов фланговых поднятий встречены базальты с очень высокими содержаниями P, T, Na при незначительно повышенных - K, то это означает, что вещество микроплюма, постоянно испытывающее плавление, обедняется высоко некогерентными элементами, такими как K относительно умеренно некогерентных элементов, таких как Ti, P и Na.

Некоторые микроплюмы в силу своего большого объема распадаются на несколько близко расположенных блобов, каждый из которых становится центром апвеллинга.

7.3 Плюмовые спрединговые ячейки и роль внеосевых плюмов глубинной мантии в осевой аккреции коры.

7.3.1 Плюмовые спрединговые ячейки. Среди аномальных спрединговых ячеек выделяются плюмовые ячейки. Они встречаются в районах близкого расположения к осевой зоне спрединга плюмов глубинной мантии. В Центральной части Атлантики это плюмы: Св. Елены (рис. 3.5, 3.9), находящийся на восточном фланге САХ в 400-800 км от его оси

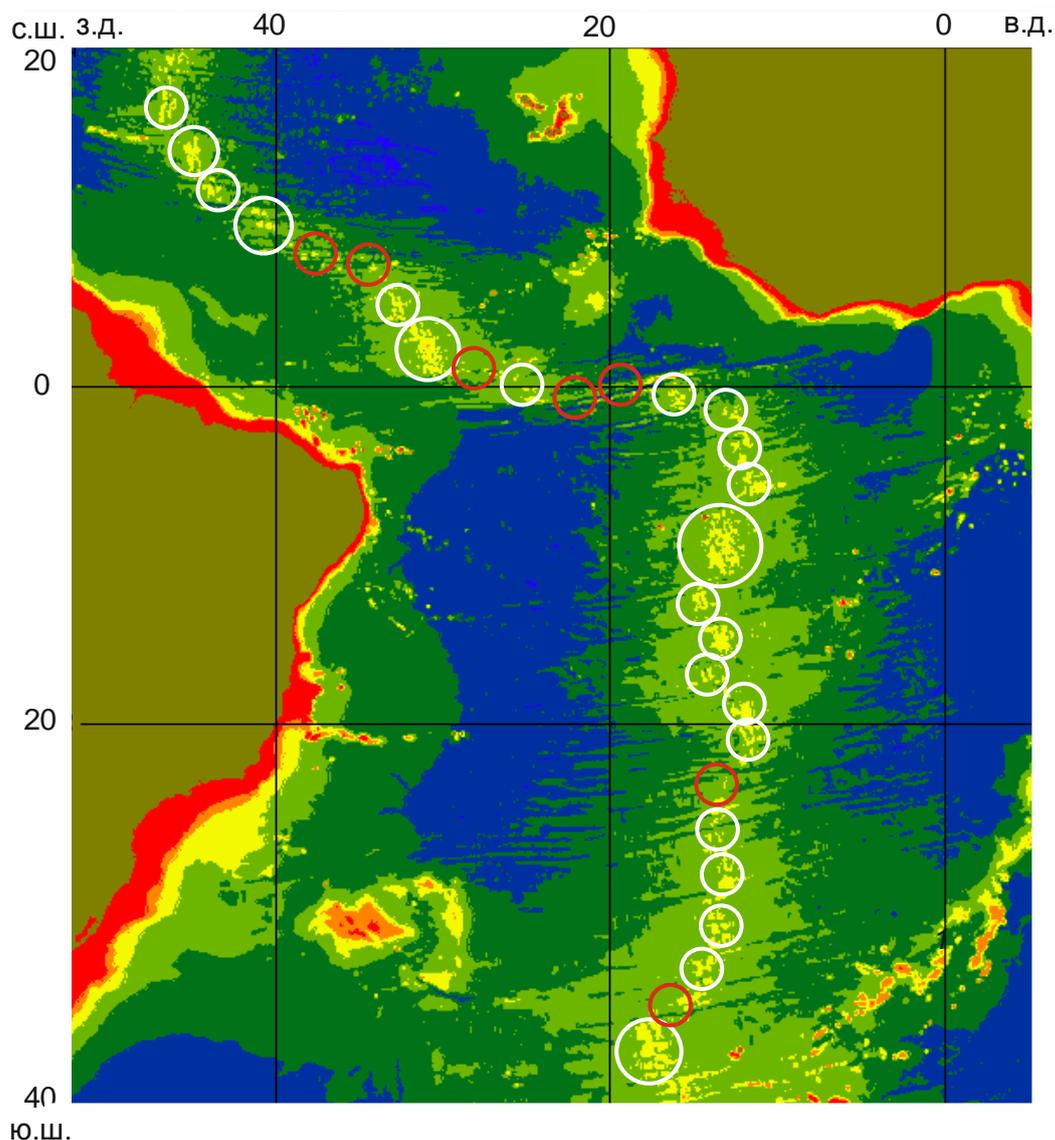


Рис. 7.3 Схема расположения микроплюмов вдоль оси САХ в Центральной части Атлантики

Белыми кружками нанесены горизонтальные проекции подосевых вертикальных цилиндрических конвективных ячеек в верхней мантии, в восходящих ветвях которых, приуроченных к осевым участкам ячеек, поднимаются микроплюмы обогащенной мантии. Красные кружки - оконтуривают области соразмерные конвективным ячейкам, но в которых отсутствуют признаки подъема микроплюма.

между разломами Мартин Вас и Вознесения, Сьерра Леоне (рис. 3.15, 3.16), локализованный на восточном фланге САХ вблизи его оси между разломами Сан Паулу и Св. Петра, и плюм Ресечер (рис. 3.19, 3.23), располагающийся на западном фланге САХ в 200 км от его оси между разломами Зеленого Мыса и Марафон. Плюмовые ячейки в сравнении с другими аномальными ячейками имеют большие мощность коры в центре спрединговой ячейки (например, до 10 км между разломами Вознесения и Боде Верде), высоту рельефа гребневой и осевой зон в целом и высоты осевых поднятий (до 2000 м), в частности, длину (60-110 км).

Для этих участков осевой зоны также характерны слабая выраженность или отсутствие рифтовой долины, наличие рифтов-пропагаторов и близосевых короткоживущих горячих точек. Обогащенные базальты в данном случае распространены на протяжении всей ячейки, захватывая и смежные с ними ячейки.

Описанные особенности строения плюмовых ячеек наиболее логично связать с влиянием, которое оказывают близлежащие плюмы на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга. В главах 3 и 4 рассматриваются признаки теплового влияния плюмов, среди важнейших из них высокая степень плавления базальтов, аплифт гребневой зоны, придающий ей платообразный характер рельефа, его большая высота и асимметричность, проявляющаяся в том, что фланги более близкие к месту положения плюма имеют большую ширину и высоту. В главе 4 рассматриваются признаки вещественного влияния плюмов, проявляющиеся в том, что базальты сегментов, ближайших к плюмам, имеют изотопные и геохимические метки вещества этих плюмов.

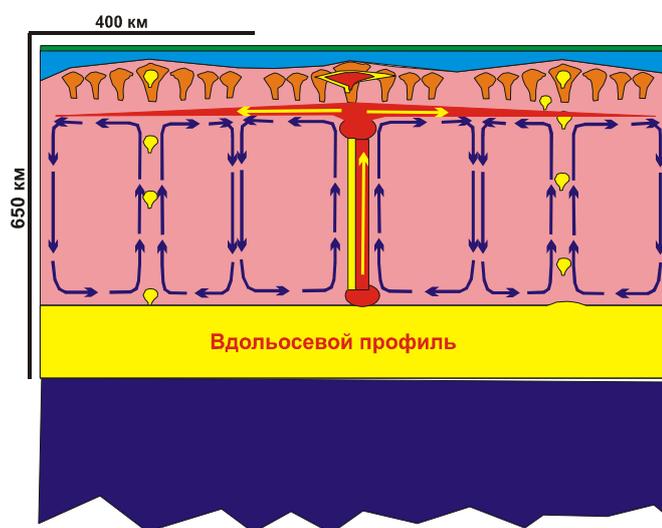
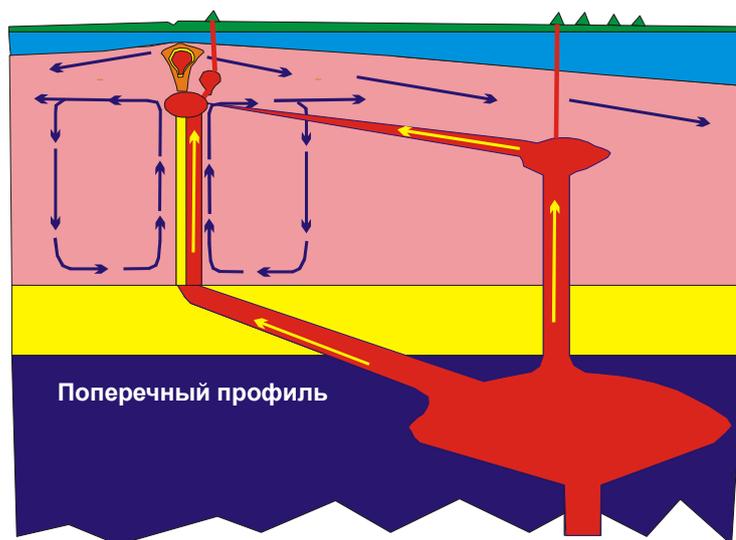
7.3.2 Способы влияния плюмов на процессы осевой аккреции коры. Сформулированная выше концепция микроплюмов обогащенной мантии приводит к пониманию того, что основным способом влияния плюмов глубинной мантии на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга, является увеличение мощности микроплюмов за счет добавления к нему тепла и вещества плюма (рис.7.4). Интенсивность этого влияния плюмов зависит от их размера (мощности), стадии эволюции и положения относительно осевой зоны спрединга. Наибольшее влияние оказывает наиболее мощный в изученной области плюм Св. Елены, несмотря на его большую удаленность от оси САХ (400-800 км). Далее следует плюм Сьерра Леоне, локализованный вблизи *Аномалии 1, 7° с.ш.* и поднятий *5° с.ш.* К настоящему времени он является угасающим, поскольку уже не порождает стационарных горячих точек. Наименее мощный плюм Ресечер представлен горячей точкой, расположенной в 200 км от оси САХ. Судя по масштабам горячей точки и уменьшению размеров хребта в восточном направлении, плюм находится на угасающей стадии. Этот плюм выделен в настоящей работе на основании наличия вулканического хребта Ресечер, простираение которого совпадает с направлением абсолютного движения Южно-Американской плиты, а также состава и относительного возраста слагающих его вулканитов. Ранее в этой области выделялся эмбриональный плюм, приуроченный к осевой зоне САХ между разломами Зеленого Мыса и Марафон (Bougault et.al., 1988), который, по нашему мнению, является микроплюмом, испытывающим влияние плюма Ресечер.

Деплетированные и слабо обогащенные базальты участка между разломами Бодэ Верде и Вознесения, находящегося под влиянием плюма Св. Елены, отличаются от таковых других изученных сегментов большими концентрациями MgO и CaO и меньшими TiO₂ и Na₂O, что

свидетельствует о том, что плавление вещества мантийного диапира происходит здесь при более высоких температурах. В апикальных частях этих диапиров возникают условия для плавления базальтов с крайне низкими концентрациями TiO_2 и Na_2O , что указывает на очень высокие степени частичного плавления. Высокая степень частичного плавления диапира наряду с увеличенным объемом выплавки из микроплюма вследствие больших размеров последнего и приводят к резкому увеличению мощности коры в этом районе. На большую степень частичного плавления (более 20%) в областях влияния плюмов Ресечер и Сьерра Леоне указывает также состав ультраосновных реститов (Bonatti et al., 1992, Пейве, 2002).

Вследствие большого объема микроплюма, обусловленного влиянием плюма Св. Елены, он распадается на ряд крупных блобов, поднимающихся, в том числе, за пределами осевой зоны (до 80 км). Насчитывается, по крайней мере, 4 вторичных микроплюма: *Осевой* горы, широты $10,7^\circ$ ю.ш., банки Хаттан и вулкана *Восточный*. Вулкан *Восточный* это кратковременная горячая точка, не создающая трека. Под ним под более мощной литосферой генерируются глубинные щелочные расплавы, порождающие базальты ОІВ типа. По изотопным параметрам и таким геохимическим показателям, как $(Nb/La)_n$ и $(Ba/La)_n$, наиболее адекватно отражающим состав мантийного источника, они не отличаются от осевых высокообогащенных толеитовых базальтов этого сегмента. Но щелочные базальты выделяются существенно более высокими значениями $(La/Sm)_n$, свидетельствующими о более низких степенях частичного плавления, и $(Sm/Yb)_n$, указывающими на более глубинные условия плавления, более близкие к условиям гранатовой фации глубинности. Их исходные расплавы близки к трахипикробазальтам, они отличаются от обогащенных толеитовых расплавов, плавящихся в подосевой части на промежуточном глубинном уровне, более высокими концентрациями K_2O , P_2O_5 , Na_2O , TiO_2 , FeO , Al_2O_3 и более низкими - CaO , MgO , SiO_2 .

Крупные микроплюмы, поднимающиеся в районах влияния плюмов, в силу своего большого объема формируют вдольосевые потоки микроплюмового материала протяженностью до 170 км, испытывающего плавление по ходу движения потока (рис. 4.53). Это следует из того, что центры интенсивных геохимических аномалий, сопряженные с крупными осевыми поднятиями дна, с обеих сторон имеют градиентные зоны уменьшения петро- геохимических и изотопных параметров, свойственных для вещества микроплюма. Расплавы, возникающие в потоке, производят метасоматоз мантии, поднимающейся в виде диапира, приводя к увеличению в ней концентраций гигромагматофильных элементов и повышению доли радиогенных изотопов, и смешиваются с расплавами, генерированными в этой метасоматизированной диапирной мантии. По мере удаления от центра



1 - нижняя мантия, 2 - верхняя мантия насыщенная веществом мантийного компонента НМУ, 3 - конвектируемая верхняя мантия, 4 - литосферная мантия, 5 - кора, 6 - диапиры астеносферной мантии, 7 - микроплюмы обогащенной мантии, 8 - направления течений в верхней мантии, 9 - вещество плюма глубинной мантии и 10 - направления его течения.

Рис. 7.4 Способы (механизмы) влияния плюмов глубинной мантии на формирование коры в осевой зоне спрединга

микроплюма уменьшается объем выплавок и изменяется состав потока. Он обедняется наиболее некогерентными элементами: К, La и обогащается умеренно некогерентными элементами: Ti, Na, P, что коррелятивно отражается и на составе базальтов. В дистальных частях потоков объем выплавок из микроплюмового вещества настолько мал, что его хватает только на процессы метасоматоза окружающей мантии.

Помимо основного способа влияния плюмов отмечаются признаки и других механизмов воздействия, установленных предыдущими исследователями и описанных в главе 2. Более того, проведенные исследования расширили структурные и вещественные признаки этих механизмов и географию их реализации.

Для плюмов Св. Елены и Ресечер, удаленных от оси САХ, характерны субгоризонтальные подлитосферные потоки горячего плюмового материала, распространяющиеся от горячих точек в сторону осевой зоны САХ (рис. 7.4). Такие потоки, маркирующиеся небольшими продолговатыми хребтами, выстраивающимися в цепочки, как показано в работах (Schilling et al., 1985, Douglass et al., 1995, 1999, Ito et al., 1996), возникают в направлении резких положительных градиентов температуры в верхней мантии, которые существуют вблизи осевой зоны спрединга (рис. 3.27). В работе (Сколотнев и др., 2009) обосновано существование подлитосферного потока плюмового материала протяженностью около 900 км от плюма Св. Елены в направлении 215°, сочленяющегося с осевой зоной САХ в районе 20°ю.ш. Это направление косое по отношению к спредингу и совпадает с простиранием региональных структур растяжения в этом районе. Такие потоки плюмового материала, связанные с плюмом Ресечер, следуют субпараллельно линиям спрединга, в направлении к трансформному разлому Зеленого Мыса и к участку, разделяющему *Северную и Центральную аномалии*.

Базальты на участках пересечения этими потоками осевой зоны плавятся при большей температуре и на большей глубине. Вследствие этого они характеризуются очень высокими концентрациями MgO, FeO, CaO, Cr и Ni и очень низкими - TiO₂ и Na₂O. Уникальным свойством этих базальтов являются очень высокие значения отношения (Nb/La)_n (1,57-2,05) и повышенные концентрации Ba. Высокие концентрации Nb и Ba, вероятно, возникают в силу автометасоматических процессов, протекающих внутри потока плюмового материала.

Третий способ воздействия плюмов на процессы в осевой зоне спрединга характерен только для плюма Сьерра Леоне, последние порции которого сосредоточены вблизи осевой зоны САХ, что создает условия для генерации более глубоких щелочных расплавов под осевой зоной спрединга. Продукты смешения щелочных расплавов с деплетированными расплавами обнаружены на обоих участках локализации вещества плюма Сьерра Леоне: вблизи *Аномалии 1,7°с.ш.* и вблизи поднятий 5°с.ш. (см. главу 4).

Четвертый способ плюмового влияния обязан вдольосевым астеносферным потокам, направленным в обе стороны от плюмовых спрединговых ячеек (рис. 7.4). Такие потоки диагностируются по направленным изменениям рельефа САХ и геохимии базальтов в случае позиционирования плюма под осевой зоной САХ (Исландский плюм) или в непосредственной близости от нее (Азорский плюм) (например, Schilling et al., 1983, Ito et al., 1996). Последовательное уменьшение ширины и высоты САХ в градиентных зонах тектономагматических провинций в обе стороны от плюмовой спрединговой ячейки и наличие в структуре дна V-образных структур различной протяженности указывают на то, что плюмы, находящиеся на удалении от оси спрединга, также могут инициировать вдольосевые

астеносферные потоки, обусловленные дополнительным поступлением тепла и вещества со стороны плюмов (рис. 7.4). Образование V-образных структур по мнению (Rona, Grey, 1980) связано с вдольосевыми потоками астеносферной мантии, на направление которых и указывает направленность этих структур, возникающих при устойчивой миграции нетрансформных смещений вдоль оси спрединга. Реконструированные V-образные структуры свидетельствуют о существовании астеносферных потоков к северу от плюма Тристан до разлома Рио де Жанейро (протяженностью около 1000 км) (рис. 3.1), к югу от плюма Ресечер до разлома Архангельского (около 650 км) (рис. 3.19), к северу от плюма Сьерра Леоне до разлома Богданова (около 600 км) (рис. 3.15) и, вероятно, к югу до разлома Романш, от плюма Св. Елены до разлома Чейн на севере (около 1000 км) и до 20°ю.ш. на юге (около 650 км). В соответствии с шириной разобщенных V-образных структур в области влияния плюмов Тристан и Св. Елены вдольосевые потоки существуют примерно со времени 33 млн. лет назад, когда произошла активизация плюмовой активности в Южной Атлантике, а в областях влияния плюмов Сьерра Леоне и Ресечер - со времени начала их подъема.

Вдольосевое растекание вещества микроплюмов максимально простирается на 170 км и, таким образом, не может быть ответственно за эти существенно более протяженные вдольосевые астеносферные потоки (до 1000 км). При анализе базальтов из района локализации плюма Сьерра Леоне были обнаружены признаки глубинного потока, отходящего от этого плюма, в котором генерируются щелочные базальты, наиболее ярко проявленные в излиянии щелочных базальтов на массиве скал Св. Петра и Павла в разломе Сан Паулу. Очевидно, что этот поток более глубинный, чем потоки, отходящие от микроплюмов, и ориентирован не под осевой зоной спрединга, а вдоль зоны подосевого апвеллинга, простираение которой совпадает с региональным простираением САХ. На последнее обстоятельство указывает характер простираций структур в гребневой зоне САХ провинции Сьерра Леоне, дискордантных по отношению к спредингу, подробно рассмотренный в главе 3. Влияние этих потоков на состав базальтов на удалении от плюма уменьшается. Однако иногда встречаются базальты с необычными свойствами, появление которых можно объяснить влиянием на их состав этих глубинных потоков обогащенной мантии. Так к северу от разлома Архангельского обнаружены базальты, характеризующиеся повышенными концентрациями K_2O , TiO_2 и Ва при одинаковых значениях $(La/Sm)_n$ и очень высокими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ при данных низких значениях $^{206}Pb/^{204}Pb$ в сравнении с преобладающими здесь деплетированными базальтами. Такими изотопно-геохимическими чертами отличается вещество плюма Ресечер, со стороны которого и ожидаем глубинный поток в районе разлома Архангельского, как об этом свидетельствуют особенности строения САХ в тектонической надпровинции Вима (см. главу 3). Непосредственно к югу от разлома

Богданова, где в соответствии с положением V-образных структур заканчивается глубинный поток со стороны плюма Сьерра Леоне, обнаружены базальты, которые характеризуются либо повышенными концентрациями K_2O , либо аномально высокими - TiO_2 или P_2O_5 .

Примечательно, что в обоих примерах повышенные концентрации TiO_2 не сопровождаются повышенными концентрациями Na_2O . В соответствии с (McDonough, Sun, 1995) с глубиной плавления коэффициент распределения Na между расплавом и реститом уменьшается, тогда как для Ti он изменяется слабо. Поэтому наблюдающееся диспропорционирование между Ti и Na в рассматриваемых базальтах может указывать на участие в их образовании глубинных расплавов, генерированных в пределах вдольосевого астеносферного потока.

Каким образом возникает возобновляемый и способный растекаться вдоль САХ избыток горячего вещества под осевой зоной спрединга? В настоящей работе предполагается, что материал плюма захватывается течениями цилиндрических вертикальных конвективных ячеек, с которыми связаны подъемы микроплюмов обогащенной мантии, и поступает в их восходящую струю (рис. 7.4). Он поднимается подобно микроплюму, увеличивая объем и скорость подъема последнего. Часть этого вещества, не достигая уровня магмогенерации, концентрируется под осевой зоной и начинает растекаться вдоль зоны подосевого апвеллинга, как наименее прочной области подлитосферной мантии.

Пятый способ влияния плюмов на состав осевых базальтов характерен главным образом для плюмов, поднявшихся под континентом Гондвана еще до его раскола: Тристан и Св. Елены. В соответствии с (Hanan et al., 1986, Fontignie, Schilling, 1996), возникающие при плавлении головной широко расплывшейся части этих плюмов расплавы осуществляли метасоматоз окружающей мантии, приводя к образованию жил, в которых кристаллизовались эти расплавы. В соответствии с (Le Roex et al., 2002) эта метасоматизированная мантия вовлечена в конвектируемую мантию, вследствие чего жильный материал может участвовать в плавлении осевых базальтов. Это явление объясняет низкоамплитудные вариации фоновых значений изотопных отношений в базальтах, которые отражают специфику состава плюма, о чем подробно написано в главе 4. Особенно следует отметить, что в базальтах, испытывающих фоновое влияние плюма Св. Елены, отмечаются заметно повышенные концентрации P_2O_5 , что, по-видимому, связано с наличием в конвектируемой мантии этого региона жил, обогащенных фосфором. К северу от экватора следы жильной зараженности деплетированной мантии проявляются в базальтах северной части полигона Романш (Schilling et al., 1994). В настоящей работе делается предположение, что это явление связано с влиянием плюма Сьерра Леоне.

Шестой способ влияния плюмов это нагрев вышележащей литосферы, что приводит к ее воздыманию. На это указывает асимметричный профиль гребневой зоны в районах влияния плюмов. Ее фланг ближайший к плюму более высокий и широкий.

Рассмотренные способы влияния плюмов на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга, иллюстрировались составом, геохимией и изотопией базальтов. Существуют немногочисленные примеры габброидов, сформировавшихся в области влияния плюма. В габброидах полигона Зеленого Мыса, находящегося в сфере влияния плюма Ресечер, и являющихся продуктом среднего этапа фракционирования расплавов в магматической камере, отмечены максимальные концентрации K_2O при данных значениях SiO_2 среди всех изученных пород этого типа, они также имеют наиболее обогащенные спектры РЗЭ ($(La/Sm)_n$ до 1,76). Очевидно, что данные габброиды кристаллизовались из обогащенных толеитовых расплавов, которые весьма характерны для условий магмогенерации в этом районе, и на которые оказывает влияние плюм Ресечер. Можно ожидать, что и в других районах, находящихся в сфере влияния плюмов, габброиды среднего этапа фракционирования будут отличаться такими же петро-геохимическими особенностями.

7.3.3 О регулярности появления плюмовых ячеек. Плюмовые ячейки являются центрами областей диаметром 500-1000 км, для которых по данным сейсмической томографии (рис. 3.25) свойственны аномалии пониженных скоростей в слое мощностью 0-100 км, что свидетельствует о том, что в данных областях верхняя мантия имеет повышенную температуру. Распределение этих аномальных областей с повышенной температурой верхней мантии вдоль оси САХ носит регулярный характер: от о. Буве и до о. Исландия расстояния между их центрами варьируют в узких пределах: 1800-2200 км, в среднем около 2000 км. Эти наблюдения раскрывают природу длиннопериодных вариаций верхнемантийных температур, установленных на основании пространственных вариаций состава базальтов в работах (Klein, Langmuir, 1987, Дмитриев и др., 1999, 2006, Bonatti et al., 1993, Сущевская, 2007). В схему этой регулярности вписываются и 4 аномалии пониженных верхнемантийных скоростей Центральной части Атлантики: между разломами Зеленого Мыса и Марафон, Страхова и Сан Паулу, Вознесения и Св. Елены, Риу Гранди и Мур. В последнем случае эта область находится в районе локализации северного сателлита плюма Тристан. С чем может быть связана такая упорядоченность вдольосевого распространения областей с повышенной температурой верхней мантии, пространственно сопряженных с близко расположенными плюмами, в расположении которых нет такой упорядоченности? Предполагается, что эта регулярность отражает упорядоченность языков Африканского суперплюма, которые в соответствии с (Ritsema et al., 1998, Romanowicz, Gung, 2002) ответвляются на глубине от основной части суперплюма и направляются в сторону

спрединговых хребтов Атлантического и Индийского океана. Собственно плюмы могут быть более глубинными порождениями этих ответвлений суперплюма.

Таким образом, вариации состава, геохимии и изотопии базальтов и габброидов, строения и мощности коры и тектонического строения океанического дна подчиняются закономерностям, определяющим их регулярный характер. Регулярность проявляется на значительной площади осевой и гребневой зон Центральной части Атлантики на трех масштабных уровнях: это непрерывное чередование спрединговых ячеек средней длиной 40-60 км, отражающее подъем диапиров астеносферной деплетированной мантии; подъемы микроплюмов обогащенной мантии, следующие в среднем через 350 км вдоль оси САХ; и появление с периодичностью около 2000 км областей максимального влияния плюмов глубинной мантии на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга. Все три типа регулярности накладываются друг на друга, и в районах их последовательного наложения происходит последовательное усиление процессов осевой аккреции коры.

7.4 Региональные особенности раскрытия Атлантики, влияющие на процессы осевой аккреции коры. В ряде районов Центральной части Атлантики регулярные вариации состава и строения коры двух низших порядков нарушаются в силу региональных особенностей тектонического развития океанического дна в их пределах. Важнейшим региональным фактором, влияющим на процессы аккреции коры и структурирования океанического дна, является пространственно-временная неравномерность раскрытия Атлантического океана на ранних стадиях своего геологического становления (историко-тектонический фактор). Независимое начальное раскрытие Центральной, Экваториальной и Южной Атлантики (рис. 3.26) предопределило различие направлений спрединга в этих областях Атлантики, сохраняющееся до наших дней, и появление зон аккомодации между ними: северной - между разломами Богданова и Зеленого Мыса и южной - между разломами Романш и Сан Паулу. Зоны аккомодации характеризуются процессами структурообразования, протекающими в зависимости от геометрии плитных границ в обстановках сжатия или растяжения, поперечных направлению спрединга. Структуры сжатия – это крупные поперечные хребты в разломных зонах Вима (рис. 3.22) и Романш (рис. 3.12). В обстановках растяжения развиваются политрансформ Сан Паулу (рис. 3.11, 3.14) и участок между разломами Богданова и Архангельского (рис. 3.19, 3.20), для которых характерны очень низкий осевой рельеф и частое расположение трансформных разломов (через 15-35 км) с большими оффсетами (> 100 км). Структуры растяжения в них представлены межразломными и медианными хребтами и депрессиями субпараллельными и ортогональными спредингу. Представляется, что устойчивое различие в направлениях спрединга в разных областях Атлантики, сохранившееся с начальных моментов ее раскрытия

и до наших дней связано, с различиями между направлением удаленного стресса и направлением силы тяги конвективных течений, отличными в различных частях Атлантики, имевших независимую историю раскола и раннего раскрытия.

Экваториальный блок Гондваны начал раскалываться много позднее (около 100 млн. лет назад), чем более северный и более южный ее сегменты. В силу этого произошло охлаждение верхней мантии под пограничными участками Центральной (между разломами Гвинейским и Зеленого Мыса) и Южной (между разломами Чейн и Романш) Атлантики, контактировавшими с холодной континентальной литосферой Экваториального блока Гондваны (рис. 3.26), имевшей мощность до 400 км (Burke, Dewey, 1974, Scrutton, 1982). Это явление для южной пограничной области детально обосновано в работах (Schilling et al., 1995, Bonatti et al., 1993, 2001). На начальных этапах раскрытия Экваториальной Атлантики произошло дополнительное охлаждение верхней мантии на юге на участке между разломами Романш и Сан Паулу и на севере – Гвинейским и Богданова, поскольку в силу очень большой (более 1000 км) латеральной разобщенности объединившихся частей Атлантики еще длительное время (не менее 50 млн. лет) океаническая мантия контактировала с холодной континентальной литосферой. Новый граничный участок на севере имел существенно большие размеры, чем на юге, что объясняется очень большой разницей в направлениях спрединга между уже существовавшей Центральной Атлантикой (100°) и только что начинавшейся раскрываться Экваториальной Атлантикой (80°) (см. главу 3). При этом в этой области наиболее длительный контакт с холодной континентальной литосферой имел участок к северу от разлома Богданова. В итоге сформировались два участка охлажденной подокеанской верхней мантии: между разломами Зеленого Мыса и Богданова и Чейн и Сан Паулу, на значительной части которых они сохраняются таковыми до наших дней. В реститах разломной зоны Романш отмечены низкие отношения Cr/Al+Cr в шпинелях, повышенные концентрации Al, Ti и Zr в клинопироксенах (Бонатти, 1996), что указывает на очень низкие степени частичного плавления. По расчетам (Bonatti et al., 1993) температура верхней мантии в этом районе на 150° меньше, чем обычная мантия в Центральной Атлантике.

В северном из этих пограничных участков некоторые районы: центральная часть сегмента между разломами Зеленого Мыса и Марафон и район, заключенный между разломами Марафон и Архангельского, - испытали впоследствии нагрев в результате теплового воздействия плюма Ресечер.

Вследствие более низких температур верхней мантии в пограничных участках снижается интенсивность подосевого мантийного апвеллинга и как следствие магматическая продуктивность. Ярким свидетельством этого является наиболее низкий

осевой рельеф в районах САХ, наследующих эти пограничные области. В ряде районов этих пограничных участков подосевые диапиры в силу крайне низких объемов плавления не зарождаются, и возникающие расплавы поднимаются вверх относительно равномерно вдоль спредингового сегмента, поскольку условия плавления вдоль него в целом выравниваются. На этих участках отсутствуют типичные спрединговые ячейки. Анализ структурных особенностей осевой и гребневой зон САХ на этих участках позволил выделить вместо спрединговых ячеек сегменты межразломных хребтов, характеризующие политрансформ Сан Паулу и район, ограниченный разломами Богданова и Архангельского, сегменты куполовидных структур, развитые между разломами Зеленого Мыса и Марафон за исключением пространства, испытывающего влияние плюма Ресечер и местами между впадиной Маркова и разломом Богданова, и сегментов серпентинитовых протрузий, один из которых в настоящее время наблюдается непосредственно южнее разлома Романш. У этих коротких сегментов длиной 15-35 км рифтовая долина имеет большую глубину на всем протяжении сегмента, как правило, более 4000 м, не подразделяясь на центральную и дистальные части. Их гребневые зоны сложены межразломными хребтами, являющимися горстами, осложненными поперечными депрессиями, либо куполовидными структурами, окаймленными с внешней стороны островершинными хребтами и депрессиями, либо холмами, представляющими собой серпентинитовые протрузии.

Вулканы этих пограничных участков выделяется спецификой своего состава. Наиболее ярко она проявилась на участке, заключенном между разломами Чейн и Сан Паулу (полигон Романш). Температурный мантийный минимум в этой части мантии приводит к общему снижению степени частичного плавления. Последнее обстоятельство вызывает широкое плавление высоконатровых базальтов и повышение в деплетированных базальтах доли вещества метасоматических жил, характерных для данного региона. Но как показывает анализ высоконатровых базальтов, только для базальтов с уровнем $\text{Na}_2\text{O} < 3,4\%$ их происхождение связано с низкими степенями частичного плавления мантии. Происхождение anomalно высоконатровых пород ($\text{Na}_2\text{O} > 3,4\%$), широко распространенных в этой области, связано с плавлением вещества нижней континентальной коры (НКК). Участие в плавлении вещества НКК обогащает расплавы также Al и резко обедняет Fe, Ca, Ti, Ba, Th, снижает долю радиогенных свинцов и повышает долю радиогенного неодима. Получающиеся базальты характеризуются низкими значениями $(\text{Ba}/\text{Nb})_n$ и высокими $(\text{Ba}/\text{Th})_n$. В этом районе также широко распространены базальты, вариации состава которых указывают на участие в их плавлении вещества метасоматизированной литосферной континентальной мантии (ЛКМ). Эти базальты характеризуются высокими концентрациями Mg, Fe, K, P, La, Ba, Ti, Th и пониженными Al, имеют при тех же самых значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ более высокие отношения

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, более низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, а некоторые разности - более высокие $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, а геохимически выделяются более высокими отношениями $(\text{Ba}/\text{Nb})_n$, $(\text{Th}/\text{U})_n$ и более низкими $(\text{Nb}/\text{La})_n$ при тех же самых значениях $(\text{La}/\text{Sm})_n$. Нередко в плавлении одновременно участвует и вещество НКК, и вещество ЛКМ, при этом наибольшие концентрации этих неоднородностей обнаруживаются в разломных зонах Романш и Сан Паулу, а также на участках, непосредственно примыкающих к ним с юга.

Комплексный анализ вариаций состава, геохимии и изотопии базальтов, а также их вдольосевых вариаций, позволил обосновать точку зрения о том, что вещество НКК и ЛКМ присутствует в данной области в виде блоков, пассивно располагающихся в конвектируемой мантии, и попавших туда на стадии раскола Экваториального блока Гондваны и ранних стадиях раскрытия Экваториальной Атлантики в результате тектонической эрозии холодной континентальной литосферы этого блока Гондваны под действием конвективных течений, зарождавшихся в приконтактной области океанской астеносферной мантии (Сколотнев, 2013а) (рис. 4.26).

По указанным выше петро- геохимическим и изотопным признакам устанавливается участие блоков НКК и ЛКМ в процессах плавления базальтов на полигоне Зеленого Мыса, где они распространены повсеместно от трога Ройял до разлома Меркурий. Блоки НКК диагностируются также к северу от разлома Богданова: в его северном интересекте и между разломами Долдрамс и Вернадского. Наблюдающиеся различия в составе базальтов северного и южного пограничных участков: в первом случае они более калиевые, во втором – более натровые, очевидно, есть следствие определенных различий в составе блоков НКК, что вполне естественно, принимая во внимание большой размер Экваториального сегмента Гондваны, являющегося источником блоков НКК.

В настоящей работе в отличие от взглядов, развиваемых в работах (Schilling et al., 1995, Vonatti et al., 2001), тот факт, что температурные мантийные минимумы в этих двух участках поддерживаются до наших дней, объясняется насыщенностью верхней мантии пограничных участков холодными блоками континентальной литосферы.

Следует заметить, что признаки участия блоков НКК в плавлении базальтов отмечаются и за пределами двух пограничных областей, окружавших Экваториальный сегмент Гондваны. В частности, один из таких районов находится непосредственно к югу от разлома Вознесения на полигоне Габон. Как неоднократно говорилось, раскрытие Южной Атлантики шло скачкообразно с остановками, эти остановки маркируются крупными трансформными разломами, к каковым относится и разлом Вознесения. Во время этих остановок также могло происходить взаимодействие между континентальной литосферой и

горячей подокеанской мантией. Поэтому нахождение блоков НКК с южной стороны этих разломов вполне ожидаемо.

Не так контрастно как базальты, но габброиды в своем составе также отражают специфику состава расплавов, зарождающихся в верхней мантии с пониженными температурами. Подобно базальтам умеренно дифференцированные габброиды из разломных зон Романш и Чейн имеют повышенные концентрации Na_2O .

Характерными элементами зон аккомодации и одновременно пограничных участков с пониженной верхнемантийной температурой являются участки с очень частым расположением трансформных разломов (рис. 3.19, 3.20). Как показало детальное изучение базальтов одного из них, заключенного между разломами Архангельского и Вернадского (полигон Долдрамс) они отличаются от базальтов других районов тем, что образуют наиболее протяженные дифференцированные серии, свидетельствуя о длительности процессов фракционирования их исходных расплавов в малоглубинных магматических камерах. На этом же полигоне встречены и базальты с наиболее высокой степенью высокобарического фракционирования, характеризующиеся аномально высокими концентрациями MgO и очень низкими - SiO_2 , Al_2O_3 и CaO . Эти наблюдения нашли полное подтверждение при анализе состава габброидов г. Пейве, располагающейся в районе углового поднятия разлома Вернадского. Особенности состава и возраста тектоно-магматического комплекса плутонических пород г. *Пейве* свидетельствуют о том, что он сформировался в крупной длительно функционирующей магматической камере, и состоит из Fe-Ti и Fe-Ti-P рудных габбро кумулятивной природы, кристаллизовавшихся в верхней жидкой линзовидной части камеры (рис. 5.27). По нашему мнению, длительному существованию магматических камер в этом районе способствуют особенности его тектонического развития. Во-первых, как показали в своей работе (Langmuir, Bender, 1984), вблизи и под разломными зонами трансформов с крупными оффсетами происходит сужение области магмогенерации в силу подъема нижней границы и опускания верхней границы плавления, что может способствовать продолжительному высокобарическому и малоглубинному фракционированию расплавов. Во-вторых, для данного района характерны частые перескоки оси спрединга с малой амплитудой, что создает условия для длительного нахождения магматической камеры в близосевой зоне. В свою очередь, эти перескоки есть следствие поперечного растрескивания флексурно изгибающихся межразломных хребтов, испытывающих воздымание.

В сегментах куполовидных структур (рис. 2.2, 3.23) собственно эти структуры сложены породами внутреннего океанического комплекса, среди которых преобладают

серпентинизированные ультрабазиты, сочетающиеся с разнообразными габброидами и гранофирами. Надстраивающие их хребты сложены базальтами.

В районах наиболее низкой магматической продуктивности пограничных участков: в разломной зоне Романш, в политрансформе Сан Паулу, между разломами Богданова и Архангельского, - отсутствуют признаки, которые могли бы указывать на подъем в их пределах микроплюмов обогащенной мантии (рис. 7.3), хотя в соответствии со средним периодом повторяемости появления микроплюмов вдоль регионального простирания САХ равным 350 км, они должны там быть. Очевидно, что разрушение регулярной системы подосевого мантийного апвеллинга, которое фиксируется в этих районах, приводит и к разрушению системы вертикальных цилиндрических конвективных ячеек в верхней мантии, с которыми по нашему мнению, и сопряжен подъем микроплюмов.

7.5 О суперпозиции явлений, связанных с осевой аккрецией коры. Таким образом, в некоторых районах Центральной части Атлантики процессы осевой аккреции коры и структурирования океанического дна происходят при сочетании многих факторов и процессов как регулярных, так и региональных, приводя к чрезвычайно пестрому составу базальтов и очень сложной структуре океанического дна. Особенно этим выделяются те участки САХ, которые были пограничными с Экваториальным сегментом Гондваны: между разломами Чейн и Романш на юге (рис. 4.27) и Зеленого Мыса и Марафон на севере. Здесь на регулярные процессы подосевого мантийного апвеллинга, протекающие в условиях температурных мантийных минимумов, и подъема микроплюмов обогащенной мантии накладывается плавление блоков континентальной литосферы. Дополнительно в северном пограничном участке имеет место многостороннее влияние плюма Ресечер. Плавление базальтов происходит на этих участках на разных глубинных уровнях, в том числе, в условиях, близких к гранатовой фации глубинности, что приводит к плавлению необычных для осевой зоны спрединга щелочных расплавов ОІВ типа с $(Sm/Yb)_n = 4,3-6,3$, в том числе, ультраосновного состава. Этому способствует наличие на этих участках глубоко расположенных в мантии блоков ЛКМ. Между разноглубинными расплавами происходят процессы смешения. Присутствие блоков НКК и ЛКМ способствует декомпрессионному плавлению во внутриплитных обстановках растяжения, возникающих в этих зонах аккомодации. Признаки такого рода современного вулканизма отмечены в долине разлома Романш и троге Ройял. Поднятие микроплюмов и влияние плюма Ресечер в низкотемпературной мантии пограничных участков приводит к ее локальному разогреву и создает локальные условия для плавления мантии при высоких степенях частичного плавления. Это приводит к сочетанию в пределах этих районов очень высоконатровых и очень низконатровых базальтов.

7.6 Плюмы глубинной мантии и вертикальная аккреция океанической коры.

Вертикальная аккреция океанической коры в Центральной части Атлантики происходит в результате внутриплитного вулканизма, приводящего к формированию линейных структур океанического дна, причинами которого являются подъемы плюмов глубинной мантии Св. Елены, Камерунского, Триндади, Фернанду ди Норонья, Сьерра Леоне и Ресечер, а также декомпрессионное плавление астеносферы под областями тектонического растяжения литосферы.

При плавлении плюмового материала в районе горячих точек образуются их треки в виде цепей подводных гор и линейных тектоно-вулканических хребтов (рис. 6.25) таких, как Витория-Триндади, Фернанду ди Норонья и Ресечер, обладающих прогрессией возраста, простирание которых определяется вектором абсолютного движения плиты. Плюм Сьерра Леоне дает пример еще одного типа линейных вулканических структур – горячие линии. Подводящий канал этого плюма около 60 млн. лет назад распался на ряд ветвей, при этом некоторые возникшие новые горячие точки выстроились под Гвинейским разломом. Сформировавшиеся над этими горячими точками вулканические постройки образовали горы Гримальди, которые представляют собой горячую линию в ее классическом понимании (Бонатти, 1996), ее отдельные вулканические горы, располагающиеся вдоль одной линии (Гвинейский разлом) и находящиеся на большом расстоянии друг от друга, имеют близкий возраст.

Пример с горами Гримальди показывает, что разломная тектоника, являющаяся прерогативой литосферы, заметно влияет на более глубинные мантийные процессы, в частности, сопряженные с подъемом плюмов глубинной мантии. Многообразие этого влияния подробно рассмотрено в главе 6. Его сущность заключается в том, что диагональные и субширотные разломы, последние представлены зонами трансформных разломов, являясь зонами ослабления прочности литосферы, индуцируют каналированное латеральное подлитосферное растекание плюмового материала от горячей точки, в результате магматического дренирования которого возникают цепи вулканических сооружений (рис. 6.25). У данных цепей в отличие от треков горячих точек либо простирание не совпадает с вектором абсолютного движения плиты, на которой они образовались, либо отсутствует прогрессия возраста вулканитов вдоль цепи. Поэтому в настоящей работе такие цепи относятся к горячим линиям, при этом они классифицируются как активные горячие линии на том основании, что их образование связано с течением плюмового материала на подлитосферном уровне. В зависимости от соотношения простираний активных горячих линий с направлением спрединга и направлением абсолютного перемещения плиты, а также от характера пространственного распределения возраста вулканитов выделено 5 типов таких

линий (рис. 6.25) (см. главу 6). Разломы, с которыми сопряжены горячие линии могут быть как активными, возникающими в результате разрядки внутрилитосферных напряжений, так и неактивными, как например, пассивные части трансформных разломов. Причины возникновения горячих линий, простирающихся близко к линиям спрединга, рассмотрены выше на основании работ (Ito et al., 1996, Douglass et al., 1999). Очевидно, что появление диагональных горячих линий обусловлено наличием разломных структур такого же простирания, развивающихся в режиме растяжения (Burke, 2001, Сколотнев и др., 2009). Среди возможных причин появления таких разломных зон можно назвать усиление ротационных сил вращения Земли в приэкваториальной области (Долицкий, 1985, Анохин, Одесский, 2001), приводящих к созданию диагональной системы регматической сети разломов Земли, а также действие сил, возникающих при дополнительном нагреве и утонении литосферы, образовании линзы плюмового материала в основании литосферы, при приобретении плавучести реститом, при плавлении плюмового материала в горячей точке (Ph. Morgan, 1995).

С функционированием плюма Св. Елены связан еще один тип линейных структур, распространенных к юго-востоку от гор Байя и Пернамбуку. Это системы коротких, близко расположенных цепей невысоких редких гор и хребтов, как параллельных, так и надстраивающих друг друга. В настоящей работе они классифицированы, как треки вторичных горячих точек (рис. 6.11, 6.25). В работе (Morgan, 1981) считается, что вторичные горячие точки периодически возникают вблизи осевой зоны спрединга в моменты, когда каналированные латеральные потоки плюмового материала, идущие от горячих точек, пересекают эту зону.

7.7 Процессы вертикальной аккреции коры, не связанные с плюмами. Примером линейной вулканической структуры, в формировании которой не принимали участие процессы, обусловленные подъемом плюма глубинной мантии, является *цепь 10-11*, расположенная на границе САХ и Бразильской котловины между пассивными частями трансформных разломов Боде Верде и Вознесения (рис. 6.11, 6.19). Эта цепь не может быть треком горячей точки, поскольку в соответствии с возрастом ее вулканитов, этот трек имел бы субширотное простирание. *Цепь 10-11* имеет северо-западное простирание и приурочена к линейной зоне растяжения такого же простирания, образованной системой депрессий. Этот факт, а также необычные геохимия и изотопия базальтов, слагающих горы в северной части этой цепи, близкие к таковым у деплетированных базальтов, указывают на то, что вулканиты этой цепи плавилась при декомпрессионном плавлении деплетированной мантии, условия для которого возникли благодаря тектоническому растяжению литосферы в линейной зоне.

Основываясь на данном механизме формирования *цепи 10-11*, в настоящей работе она классифицируется как пассивная горячая линия (рис. 6.25).

В областях активности плюмов Св. Елены и Сьерра Леоне линейные структуры могут объединяться в единые ансамбли, названные в настоящей работе как горячие полосы: *горы Св. Елены*, горы Батиметристов, горы Байя и Пернамбуку. Основной причиной появления горячих полос является разветвленность подводящих каналов плюмов. Это, с одной стороны, порождает множественность горячих точек и связанных с ними треков, а, с другой стороны, уменьшает прочность литосферы, прогревая ее в широкой области, что в условиях напряженного состояния литосферы создает условия для образования горячих линий разных направлений.

Следует также отметить, что за время раскрытия Центральной части Атлантики были три эпохи резкого усиления плюмовой активности и внутриплитного вулканизма: 80-100, 50-60 и около 33 млн. лет назад, синхронных усилению тектонических движений.

7.8 О глубинности плавления внутриплитных вулканитов. Состав исходных расплавов внутриплитных вулканитов зависит от состава мантии и от глубины ее плавления. Проведенные исследования показывают, что глубинность плавления внутриплитных вулканитов зависит от мощности океанической литосферы, на которой располагаются линейные структуры. Вулканиты о. Триндади и гор Гримальди формировались в окраинно-океанических условиях на наиболее мощной литосфере ($(Sm/Yb)_n = 6,5-7,5$), вулканиты гор Байя и *цепи 10-11* ($(Sm/Yb)_n = 1,8-2,4$) возникли в гребневой зоне САХ, где мощность литосферы наименьшая, а породы о. Св. Елены ($(Sm/Yb)_n = 3,6-4,5$) связаны с литосферой промежуточной мощности. В то же время пример хребта Витория-Триндади показывает, что глубинность плавления зависит не только от мощности литосферы, но и от мощности плюма. Вулканиты о-вов Аброльос, характеризующие более раннюю стадию плюма Триндади, плавилась в условиях шпинелевой фации, хотя формировались под самой мощной корой (Fodor, Hanan, 2000).

При плавлении в наиболее глубоких условиях (о. Триндади, г. Картера) возникают очаги и менее глубокого плавления. В них выплавляются расплавы близкие к базанит-тефритам с $(Sm/Yb)_n = 5,5-6,5$.

7.9. Мантийные источники океанической коры в Центральной части Атлантики. В настоящем разделе рассматриваются совместно мантийные источники как осевых, так и внутриплитных вулканитов, поскольку нередко они дополняют друг друга. Этот анализ важен, поскольку не только оценивает состав плавящегося субстрата, от которого зависит состав вулканических продуктов, образующих океаническую кору, но и дает основу для

понимания подлитосферной мантийной тектоники и геодинамики, определяющих строение океанической коры и океанического дна.

Наибольшее значение и распространение в вулканитах линейных структур, связанных своим происхождением с плюмами глубинной мантии имеет мантийный источник, образованный смесью мантийных компонентов DMM и HIMU (DMM+HIMU), при значительном преобладании последнего. В настоящей работе вслед за большинством специалистов по изотопной геодинамике (Hofmann, White, 1982, Hart, 1984, 1988, Weaver, 1991, Hofmann, 1997) представляется, что компонент HIMU характеризует вещество плюмов глубинной горячей мантии, поднимающихся по преимуществу с границы мантии и ядра. Очевидно, что при прохождении плюма через верхнюю мантию он в небольшом количестве ассимилирует вещество деплетированной мантии (DMM). Описанный мантийный источник DMM+HIMU в дальнейшем будет фигурировать как плюмовый мантийный источник. Данный источник присутствует в подавляющем большинстве мантийных резервуаров, питающих и питавших вулканизм линейных структур, как треков горячих точек, так и горячих линий, но в чистом виде проявляется только в районе современной активности плюма Св. Елены. Наиболее характерной геохимической чертой плюмового мантийного источника являются более высокие нормированные значения Nb_n и Ta_n по сравнению с другими несовместимыми элементами и выдержанность значений таких индикаторных геохимических отношений как $(Nb/La)_n$ (), $(Ba/Nb)_n$ (), $(Ba/La)_n$ () и $(Ba/Th)_n$ ().

Вещество плюмов Сьерра Леоне и Ресечер близко к веществу плюма Св. Елены в том отношении, что их главной составляющей является плюмовый источник. Однако в обоих случаях он разбавляется мантийным компонентом EM, который за неимением достаточного количества данных в настоящей работе не подразделяется на EM-1 и EM-2, при этом в веществе плюма Ресечер он содержится в большем количестве. Это выражается в том, что при одинаковых значениях $^{206}Pb/^{204}Pb$ вулканиты, связанные с плюмом Сьерра Леоне, имеют более высокие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и более низкие $^{143}Nd/^{144}Nd$, чем таковые, производные от плавления плюма Св. Елены, а, связанные с плюмом Ресечер, еще более высокие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ при близких значениях $^{143}Nd/^{144}Nd$. Анализ геологической ситуации позволил сделать предположение, что отмеченные различия связаны с тем, что плюма Сьерра Леоне (DMM + HIMU), внедрившийся в окраинно-океанических условиях, ассимилировал вещество тектонически деламинированных фрагментов метасоматизированной континентальной литосферной мантии. Плюм Ресечер (DMM + HIMU) внедрялся в приосевую океанскую мантию, но насыщенную блоками НКК и ЛКМ, оказавшимися здесь в результате тектонической эрозии литосферы наиболее поздно расколовшегося континентального Экваториального блока Гондваны, и ассимилировал вещество этих блоков. О присутствии

этих блоков свидетельствует состав базальтов, распространенных между разломами Зеленого Мыса и Марафон, где и локализован плюм Ресечер (см. главу 4).

Вещество плюма Тристан крайне разнородно. На изотопных диаграммах базальты, связанные с этим плюмом, образуют поля составов, которые позволяют трактовать их мантийные источники как продукт смешения компонентов DMM + HIMU и EM1 или EM2 или EM1+EM2 при преобладании обогащенной мантии EM (Zindler et al., 1982, White, Hofmann, 1982, Hofman, 1997, Hart, 1988, Allegre et al., 1987, 1995). Для настоящей работы важно, что изотопия и геохимия базальтов, связанных своим образованием с северным сателлитом этого плюма, указывает на присутствие в составе их мантийного источника вещества нижней континентальной коры (Regelous et al., 2009). Опираясь на взгляды Гибсона и др. (Gibson et al., 2005), в настоящей работе развивается точка зрения о том, что плюм Тристан поднимается с подошвы нижней мантии и ассимилирует вещество блоков (пластин) метасоматизированной континентальной мантии и нижней континентальной коры, оторвавшихся от корней континента в результате тектонической эрозии в областях субдукции и коллизии литосферных плит и скопившихся в этом регионе на уровне границы верхней и нижней мантии.

Мантийные источники вулканитов, связанных с плюмами Триндади, Фернанду ди Норонья и Камерунский, внедрявшихся в окраинно-океанических условиях, по результатам изучения изотопии вулканитов имеют значимую добавку к мантийному плюмовому источнику мантийных компонентов EM-1, EM-2 или EM-1 и EM-2, соответственно. В большинстве работ (Marcues et al., 1999, Gerlach et al.; 1988, Doucelance et al., 2003, Hawkesworth et al., 1990, Hoerln et al., 1991, McKenzie, O’Nions, 1983, Rankenburg et al., 2005), посвященных этому вопросу, считается, что это обусловлено ассимиляцией этими плюмами тектонически деламинированных фрагментов метасоматизированной континентальной литосферной мантии, присутствующих здесь со времени раскола и рифтинга пракоинтента. Эта точка зрения принимается и в настоящей работе, будучи подтвержденной результатами изучения вулканитов центрального сегмента хребта Витория-Триндади и гор Гримальди (Сколотнев, Пейве, 2014, Сколотнев и др., 2012г). Эта точка зрения также подтверждается находками ксенолитов континентальной мантии в вулканитах о. Фернанду ди Норонья (Giorgio et al., 2000) и г. Картера (Сколотнев и др., 2012г), ксеногенных зерен циркона с возрастом, соответствующем времени крупных тектоно-магматических событий на ближайших континентах (Сколотнев и др., 2010а).

Геохимия вулканитов, слагающих линейные структуры, в которых обнаружено присутствие обогащенной мантии (EM-1 и EM-2), резко отличается от геохимии вулканитов о. Св. Елены. Большинство из них имеют при одинаковых значениях SiO₂ существенно более

высокий уровень концентраций несовместимых элементов (La, Nb, Th, Ba), а также Zr и Sr. Между собой эти вулканиты также различаются. Присутствие компонента EM-2 обеспечивает существенно более высокие концентрации La, Nb и Th в мелилититах по сравнению с меланефелинитами (EM-1) при одинаковых значениях SiO₂. Указанные отличия в составах и геохимии мелилититов (EM-2) и нефелинитов (EM-1) обусловлены различным характером мантийного метасоматоза субконтинентальной мантии (Hawkesworth et al., 1990, Menzies, 1987, Когарко, 2006, Когарко, Асавин, 2007), который по результатам изучения состава ксенолитов континентальной мантии происходит под воздействием либо карбонатитовых (EM-2), либо щелочно-силикатных расплавов (EM-1).

Составы плюмовых мантийных источников могут модифицироваться в результате автометасоматоза, когда изменяются состав и геохимия мантийного источника, но не изменяются его изотопные параметры. Описаны два типа автометасоматических процессов. Первый из них характеризует автометасоматические изменения плюмового вещества в латерально растекающихся каналированных потоках, идущих от горячей точки к осевой зоне спрединга (полигоны Мартин Вас и Зеленого Мыса). В источнике возрастают концентрации La, Ba, Nb, резко увеличивается отношение $(Nb/La)_n$, при этом он также обнаруживает высокие концентрации Sr и Ni. Второй тип описан для вулканитов хребта Витория-Триндади, под которым происходит двух уровневое плавление щелочных расплавов. Базаниты, как продукты менее глубинного плавления, отличаются от фойдитов меньшими концентрациями некогерентных элементов за исключением более высоких концентраций Ba, что, наиболее вероятно, обусловлено метасоматозом источника базанитов, под влиянием более глубинных расплавов.

Наибольшее значение и распространение для осевых базальтов, за исключением таковых из спрединговых ячеек, в пределах которых поднимаются микроплюмы обогащенной мантии, имеет мантийный источник, который характеризуется как деплетированная мантия (DMM), для микроплюмов характерен мантийный источник DMM+HIMU, при этом доля последнего значительно меньше, чем в плюмовом мантийном источнике. Составы обоих мантийных источников модифицируются на участках пограничных с наиболее поздно расколовшимся Экваториальным сегментом Гондваны. Это происходит потому, что здесь в плавлении базальтов принимают участие блоки НКК и ЛКМ, которые присутствуют в конвектируемой мантии этих участков.

Изучение вулканитов полигона Романш, где эти блоки распространены в наибольшем количестве, позволило выделить наиболее характерные черты вещества этих блоков, охарактеризованные выше. Состав источника DMM модифицируется также вследствие жильного метасоматоза деплетированной мантии под действием щелочных и обогащенных

расплавов, выплавляющихся в микроплюмах и плюмах. Это приводит к незначительному обогащению DMM веществом компонента NIMU в случае с микроплюмами или плюмами Св. Елены и Сьерра Леоне или EM-1 в случае с плюмом Тристан. Деплетированная мантия, модифицированная как вследствие включения в нее блоков НКК, так и продуктов жильного метасоматоза, характерная для сегмента САХ между разломами Бодэ Верде и Вознесения, является мантийным источником вулканитов *цепи 10-11*. Расплавы, генерировавшиеся в деплетированной мантии такого же состава, смешивались с глубинными расплавами, возникавшими при плавлении вещества плюма Св. Елены, в ходе формирования вулканитов гор Байя и Пернамбуку, когда этот плюм около 75-85 млн. лет назад находился вблизи осевой зоны спрединга между разломами Бодэ Верде и Вознесения.

Мантийные источники микроплюмов на участках влияния плюмов глубинной мантии Ресечер, Сьерра Леоне, Св. Елены и Тристан изменяют свой состав в направлении состава этих плюмов.

7.10 Схема тектонического районирования Центральной части Атлантики. Одной из задач проведенных исследований было построение схемы тектонического районирования океанического дна Центральной части Атлантики. Главной структурой глобального масштаба в ходе всей истории раскрытия Атлантического океана был и есть Срединно-Атлантический хребет, поэтому тектоническое районирование океанического дна должно опираться на анализ строения этого хребта. В соответствии с этим, было предложено несколько вариантов тектонического районирования дна Атлантического океана в целом и его отдельных крупных областей в отдельности, основанных на разных подходах: геофизическом (Грамберг, Литвинов, 1983), геодинамическом (Дмитриев и др., 1999, 2006, Мирлин, Сущевская, 1990), геоморфологическом (Удинцев, 1987), тектоно-геодинамическом (Kane, Hayes, 1992, Пушаровский, 1994), тектоническом (Мазарович, 2000), морфотектоническом (Macdonald et al., 1988, Дубинин, Ушаков, 2001). В настоящей работе в развитии представлений Ю.М. Пушаровского (1994) предложена схема тектонического районирования, основанная на двух принципах. Во-первых, проведенные исследования показали регулярный характер вариаций состава и строения коры и тектонического строения океанического дна в пределах осевой и гребневой зон САХ, проявляющийся на трех масштабных уровнях. Поэтому одним из принципов тектонического районирования и было выбрано деление дна на основе этой регулярности в строении САХ, позволяющее выстроить разноранговую иерархически соподчиненную систему тектонического районирования. Во-вторых, в исследуемой области специфика регионального тектоно-геодинамического развития до сих пор определяется последствиями неравномерного раскола Гондваны, приведшего в свое время к появлению пространственно разобщенных областей

раскрытия океана с различными направлениями спрединга: Центральной, Экваториальной и Южной Атлантики. Это послужило основой для проведенного в главе 3 разделения Центральной части Атлантики на три крупные тектонические надпровинции.

В соответствии с разномасштабными регулярными вариациями в строении САХ наиболее низкий уровень тектонического районирования - это разделение его осевой и гребневой зон на спрединговые сегменты, ограниченные трансформными разломами и нетрансформными смещениями, подобно тому как в схемах (Macdonald et al., 1988, Дубинин, Ушаков, 2001). Эти низшие элементы схемы тектонического районирования, имеющие среднюю протяженность вдоль оси спрединга 30-50 км, представлены спрединговыми ячейками и сегментами межразломных хребтов, куполовидных структур и серпентинитовых протрузий. В случае с сегментами межразломных хребтов это деление океанического дна может прослеживаться на значительные расстояния вкострости САХ, в остальных случаях в основном распространяется только на осевую и гребневую зоны.

Следующий по масштабу регулярный порядок вариаций строения САХ вызван подъемами микроплюмов обогащенной мантии, повторяющимися вдоль его регионального простирания в среднем через 350 км. В настоящей работе их появление связывается с осевыми восходящими ветвями вертикальных цилиндрических конвективных ячеек средним диаметром 350 км (см. выше). Если проекции этих конвективных ячеек на океаническое дно последовательно нанести вдоль САХ, то границы и размеры большинства из них совпадут с границами суперсегментов 1-го типа, описанных в главе 3 (рис. 1.3). Суперсегменты 1-го типа, выделение которых было сделано на основе идей, высказанных в работах (Macdonald et al., 1988, Abelson, Agnon, 1997), это относительно прямолинейные участки, объединяющие несколько спрединговых ячеек, внутри которых смещения сегментов происходят либо вдоль нетрансформных смещений, либо вдоль трансформных разломов с короткими оффсетами. Разделяются такие суперсегменты трансформными разломами с крупными оффсетами, по мнению, высказанному в работе (Abelson, Agnon, 1997), более 75 км, на том основании, что 75 км это приблизительная ширина подосевой зоны апвеллинга. В реальности оффсеты разделительных трансформов могут быть и меньше (до 40-50 км). Примерно в центре таких суперсегментов располагаются аномальные спрединговые ячейки (рис. 7.3). В районах, где на процессы в осевой зоне спрединга оказывают плюмы глубинной мантии, размер суперсегментов возрастает, в случае с плюмом Св. Елены до 450 км.

Многие разломы, ограничивающие суперсегменты, являются трансокеаническими, их появление обусловлено прочностной неравномерностью раскалывавшейся континентальной литосферы. Часть разломов возникла позже уже при изменении прочности океанической литосферы под действием плюмов глубинной мантии. На севере это был плюм Ресечер,

поднявшийся около 50 млн. лет назад, в районе плюмов Св. Елены и Тристан такие явления произошли около 33 млн. лет назад, когда произошло усиление их активности. Таким образом, суперсегменты это устойчивые структурные образования, указывающее на устойчивость вертикальных цилиндрических конвективных ячеек в верхней мантии. Анализ причин, определяющих разные расстояния между микроплюмами обогащенной мантии, проведенный в главе 3, позволяет судить о том, что пространственная организация системы вертикальных конвективных ячеек определяется температурой верхней мантии, которая чувствительна к влиянию плюмов глубинной мантии. С одной стороны, под действием тепла плюмов диаметр вертикальных конвективных ячеек возрастает, с другой стороны, частота следования таких ячеек определяется наличием каналированных потоков плюмового материала, что может привести и к уменьшению поперечных размеров конвективных ячеек. В районе холодной верхней мантии микроплюмы не наблюдаются, свидетельствуя о разрушении системы вертикальных конвективных ячеек на этих участках.

Помимо суперсегментов 1-го типа, названными суперсегментами единой зоны подосевого мантийного апвеллинга, в главе 3 выделены суперсегменты 2-го типа, выступающие как связующие звенья между независимо раскалывавшимися частями пракоинтента. Они состоят из нескольких спрединговых сегментов, разделенных часто расположенными (через 30-150 км) трансформными разломами с однонаправленными оффсетами длиной в целом более 100 км, образующими единые структурные ансамбли, для которых свойственен большой дискорданс между региональным простиранием САХ и осевыми структурами. Их внутреннее строение зависит от того, в какой тектонической надпровинции они располагаются, в случае переходной надпровинции расстояния между трансформами в их пределах особенно малы.

Совокупно суперсегменты 1-го и 2-го типов образуют следующее звено тектонического районирования Атлантического океана более высокого уровня в сравнении с уровнем спрединговых сегментов, основу которого составляет непрерывное чередование вертикальных цилиндрических конвективных верхнемантийных ячеек средним диаметром около 350 км (суперсегменты 1-го типа), разрушаемое в областях с пониженной температурой верхней мантии (часто суперсегменты 2-го типа).

Третий наиболее высокий порядок регулярных вариаций в составе и строении коры и океанического дна проявляется в регулярном появлении плюмовых спрединговых ячеек, характеризующихся аномально высокими интенсивностями подосевого апвеллинга, магматической продуктивности и микроплюмовой активности, что приводит к чрезвычайно объемной осевой аккреции коры, и обусловлено влиянием близлежащих плюмов глубинной мантии. В верхней части верхней мантии (верхние 0-100 км) им соответствуют области

повышенной температуры диаметром 500-1000 км (Grand et al., 1997, Becker, Boschi, 2002), повторяющиеся вдоль САХ со средним интервалом около 2000 км.

Плюмовые спрединговые ячейки располагаются примерно в центральных участках выделенных и детально описанных в главе 3 плюмовых тектоно-магматических провинций: Тристан, Св. Елены, Сьерра Леоне и Ресечер. Их размеры прямо пропорциональны мощности плюма, с которым они связаны. Исключение составляет наиболее крупная провинция Тристан, поскольку она объединяет две области повышенных температур в верхней мантии, связанных собственно с плюмом Тристан и с его северным сателлитом. Отличительными признаками плюмовых тектоно-магматических провинций являются повышенные ширина и высота САХ, постепенно сокращающиеся к дистальным частям провинций, наличие крупных V-образных структур океанического дна, указывающих на направление течений возникающих здесь вдольосевых потоков астеносферы и развитие линейных тектоно-вулканических структур на флангах САХ и за его пределами. Объем и количество последних зависит от времени подъема плюма и его мощности. В соответствии с этим они максимальны в провинциях Тристан и Св. Елены и минимальны в провинции Ресечер.

Плюмовые провинции разделяются более короткими аплюмовыми провинциями с менее высоким и широким САХ. Плюмовые и аплюмовые тектоно-магматические провинции в совокупности образуют следующий 3-й уровень схемы тектонического районирования Центральной части Атлантики. Он определяется регулярным появлением в подосевой мантии областей с повышенной температурой в слое 0-100 км, сопряженных с областями влияния плюмов глубинной мантии на процессы, происходящие в осевой зоне.

В основе выделения структурных единиц тектонического районирования океанического дна наиболее высокого уровня, как уже говорилось, лежит другой принцип – региональный. В соответствии с ним в главе 3 выделены и детально охарактеризованы тектонические надпровинции, среди которых выделяются два типа: с квазистационарными направлениями спрединга вдоль оси САХ и провинции с изменчивыми направлениями спрединга. Первые из них: Южно-Атлантическая, Сьерра Леоне и Центрально-Атлантическая наследуют независимо раскалывавшиеся сегменты Гондваны, что предопределило различие в направлении спрединга в их пределах. Вторые: Романш и Вима являются переходными аккомодационными надпровинциями с изменчивыми вдоль оси САХ направлениями спрединга, располагающимися между предыдущими надпровинциями, они отличаются наиболее сложным тектоническим строением, поскольку в этих областях удаленный стресс сочетается с напряжениями сжатия или растяжения, поперечными спредингу.

В целом предлагаемая схема тектонического районирования океанического дна в Центральной части Атлантики выглядит следующим образом (рис. 7.5): 1-й уровень – спрединговые сегменты: спрединговые ячейки, сегменты межразломных хребтов, куполовидных структур и серпентинитовых протрузий; 2-й уровень – суперсегменты: 1-го и 2-го типов; 3-й уровень – тектоно-магматические провинции: плюмовые (Тристан, Св. Елены, Сьерра Леоне и Ресечер) и аплюмовые (Центральная Южно-Атлантическая, Экваториальная, Долдрамс); 4-й уровень: тектонические надпровинции: с квазистабильными вдоль оси САХ направлениями спрединга (Южно-Атлантическая, Сьерра Леоне, Центрально-Атлантическая) и переменными вдоль оси САХ направлениями спрединга (Романш, Вима). Наиболее низшие иерархические единицы не охватывают весь океан, их распространение ограничивается гребневой зоной САХ.

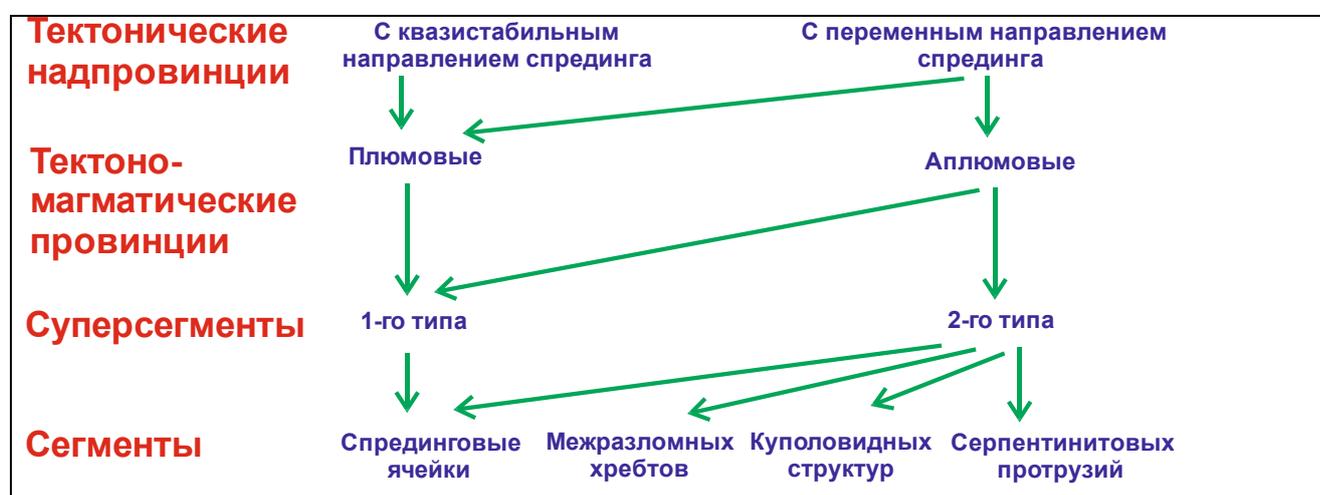


Рис. 7.5 Принцип тектонического районирования океанического дна в районе Центральной части Атлантики.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования, направленные на изучение многообразия состава и строения коры и тектонического строения океанического дна и их пространственных вариаций, определяемых сочетанием регулярных, региональных и локальных процессов, позволили дополнительно причислить к регулярным процессам, действующим на площади Центральной части Атлантики, еще два типа.

Один из них структурно и вещественно выражен в регулярном появлении вдоль САХ в среднем через 350 км аномальных спрединговых ячеек, характеризующихся повышенной мощностью коры и осевым рельефом и наличием преимущественно в центральной части ячейки обогащенных базальтов. Для объяснения этого явления была предложена оригинальная концепция о микроплюмах обогащенной мантии, соразмерных подосевым

диапирам астеносферной мантии, поднимающихся с нижних горизонтов верхней мантии в осевых частях вертикальных цилиндрических конвективных ячеек средним диаметром 350 км, непрерывно чередующихся в подосевой зоне САХ. Из микроплюмов выплавляются обогащенные толеитовые расплавы на глубинах промежуточных между гранатовой и шпинелевой фациями глубинности мантии.

Предложенная концепция микроплюмов упорядочила представления о природе мелких мантийных неоднородностей, участвующих в плавлении базальтов, которые в большинстве работ (Sleep, 1984, 1996, Michael et al., 1994, Minshull et al., 1998, Phipps. Morgan, Morgan, 1999, Пейве, 2002, Сущевская и др, 2002, 2007, Regelous et al., 2009) характеризуются как неоднородности хаотично и пассивно располагающиеся в конвектируемой мантии. В результате проведенных исследований выделен класс активных мелких неоднородностей, связанных с микроплюмами, которые не случайно, а регулярно появляются вдоль оси САХ благодаря пространственно регулярному процессу.

Еще одним типом регулярных процессов более высокого порядка относятся процессы взаимодействия между плюмами глубинной мантии и осевыми зонами спрединга, структурно и вещественно выраженные, главным образом, в регулярном появлении вдоль САХ в среднем через 2000 км плюмовых спрединговых ячеек, выделяющихся среди аномальных ячеек еще более мощной корой и высоким рельефом и повсеместным распространением обогащенных базальтов. С такой же периодичностью в верхних горизонтах (0-100 км) верхней мантии располагаются области повышенной температуры, центрированные на оси САХ (Grand et al., 1997, Becker, Boschi, 2002). Эти регулярные явления служат причиной длиннопериодных вариаций условий геодинамического развития различных областей Атлантики, представления о которых развиваются в работах (Klein, Langmuir, 1987, Дмитриев и др., 1999, 2006, Bonatti et al., 1993, Сущевская, 2007).

Оригинальная концепция о микроплюмах обогащенной мантии позволила по-новому охарактеризовать способы влияния внеосевых плюмов на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга. Проведенные исследования показали, что основным способом является увеличение объема и скорости подъема микроплюмов. Помимо этого выделены еще 5 способов плюмового влияния на осевые процессы. При их выделении широко использованы представления о механизмах влияния плюмов на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга, развиваемые в работах (Schilling et al, 1985, 1991, Douglass et al., 1995, 1999, Hanan et al., 1986, Humphris et al., 1985, Le Roex et al., 1983,1985, Дмитриев и др., 1999).

Таким образом, установлено, что пространственные вариации состава и строения коры и тектонического строения дна, носящие на значительной площади Центральной части Атлантики регулярный характер, имеют три уровня: непрерывное чередование

спрединговых ячеек средней длиной 40-60 км, появление в среднем через 350 км вдоль простирания САХ аномальных ячеек, и появление плюмовых ячеек, следующих вдоль САХ в среднем через 2000 км. Пространственно регулярные процессы, приводящие к их образованию: подосевой диапиризм астеносферной мантии, подъем микроплюмов обогащенной мантии из нижних горизонтов верхней мантии и воздействие близосевых плюмов глубинной мантии, накладываясь друг на друга, приводят к последовательному увеличению объема аккреотируемой коры, сопровождающемуся коррелятивными изменениями в строении коры и океанического дна, и доли обогащенных базальтов в составе коры.

В результате проведенных исследований установлено, что регулярный характер пространственных вариаций состава и строения осевой и гребневой зон САХ нарушается в областях с пониженной температурой верхней мантии. На этих участках распространены сегменты межразломных хребтов, куполовидных структур и серпентинитовых протрузий иногда вместе со спрединговыми ячейками. Большую роль в формировании представлений о природе верхнемантийных областей с пониженной температурой, сыграли взгляды, изложенные в статьях (Бонатти, 1996, Bonatti et al., 1993, 1994, 1996, Сушевская и др., 2002, 2007). В развитие этих взглядов была предложена оригинальная концепция образования двух областей температурных мантийных минимумов, пограничных с севера и с юга с наиболее поздно расколовшимся Экваториальным сегментом Гондваны, в результате взаимодействия между холодной континентальной литосферой и горячей океанской астеносферой. При этом последняя оказалась насыщенной тектонически эродированными блоками нижней континентальной коры и континентальной литосферной мантии, которые участвуют в плавлении базальтов, обеспечивая чрезвычайную пестроту их состава, геохимии и изотопии, и поддерживают низкую температуру верхней мантии вплоть до наших дней.

Указанные выше блоки континентальной литосферы это мелкие неоднородности, пассивно расположенные в конвектируемой мантии. Хотя их проявления нерегулярны, а их влияние на процессы аккреции коры носят локальный характер, тем не менее, их распространение упорядочено: блоки находятся в северном и южном районах, бывших пограничными по отношению к Экваториальному сегменту Гондваны, а также с южной стороны крупных трансформов Южной Атлантики.

Два указанных пограничных района представляют собой две зоны аккомодации между тремя областями Атлантики: Центральной, Южной и Экваториальной, имеющими различную историю раскрытия и различные направления спрединга. При этом обе зоны аккомодации раскрываются в условиях чередующихся обстановок сжатия и растяжения, поперечных к спредингу, что определяет тектоническое своеобразие этих районов.

Закономерные пространственные регулярные вариации состава базальтов, выявленные в Центральной части Атлантики в результате проведенных исследований, дополнены закономерными вариациями состава комплексов плутонических пород, образующих 3-й слой океанической коры. Изучение плутонических комплексов из разных частей спрединговой ячейки позволили расширить представления о способах их формирования, изложенных в работах (Miyashiro, Shido, 1980, Dick et al., 1991, 2000, Nicolas et al., 1988, 1993, Sinton, Detrick, 1992, Henstock, White, 1996, Силантьев и др., 1998, 2008, 2010, Галушкин и др., 2007, Шарков и др., 2005). Установлено, что в дистальных частях ячеек формирование сложных плутонических комплексов, включающих рудные Fe-Ti и Fe-Ti-P габброиды и гранофиры, происходило в крупных, длительно существующих изолированных магматических камерах, в отличие от мелких и нестационарных камер в основной части спрединговой ячейки. Показана важная роль тектонических деформаций, охватывающих консолидированные участки камер дистальных частей ячейки и смежные участки субстрата, в образовании плутонических пород. В зонах тектонизации камерные расплавы взаимодействуют с серпентинизированным субстратом ультраосновного состава, при этом возникающий флюид имеет ключевое значение для формирования амфибол-содержащих разностей пород, Fe-Ti рудных габбро и при плавлении высоконатровых гранофилов, а также для образования рудных сульфидных полиметаллических залежей на океаническом дне.

Плюмы глубинной мантии не только влияют на процессы в осевой зоне спрединга, но с ними связаны основные корообразующие процессы во внутриплитных условиях (Wilson, 1963, Morgan, 1971). Проведенные исследования показали, что большинство линейных вулканических структур в Центральной части Атлантики представляют собой треки горячих точек, сопряженных с плюмами глубинной мантии Св. Елены, Триндади, Фернанду ди Норонья, Камерунским, Сьерра Леоне и Ресечер.

В проведенных исследованиях нашли отражение и представления о малоглубинной природе линейных структур океанического дна, происхождение которых связывается с возникновением условий декомпрессионного плавления в зонах растяжения океанской литосферы (Anderson, 2000, Fougler et al., 2005, Уткин, 2006, Пейве, 2007, Артамонов, Золотарев, 2008). Линейные структуры такой природы, названные пассивными горячими линиями, также были обнаружены в Центральной части Атлантики. В то же время установлено, что на распределение плюмового материала в верхних частях верхней мантии большое влияние оказывает разломная тектоника литосферы, что приводит к формированию активных горячих линий. Установлено 5 видов активных горячих линий.

Представления о трехуровневом регулярном характере пространственных вариаций строения коры и океанического дна и о зонах тектонической аккомодации, разделяющих

области Атлантики с различными направлениями спрединга, послужили основой для развития идей Ю.М. Пущаровского о регионально-тектоническом районировании дна Атлантического океана (Пущаровский, 1972, 1994, Пущаровский, Сколотнев, 2005), позволив создать оригинальную разноранговую иерархически соподчиненную схему тектонического районирования Центральной части Атлантики.

Новизна результатов проведенных исследований отражена в *защищаемых положениях*.

Защищаемые положения.

1. Вдольосевые вариации состава и строения океанической коры в осевой и гребневой зонах САХ, установленные при анализе состава, геохимии и изотопии базальтов, а также при описании морфоструктур и структурных рисунков океанического дна носят на значительной площади Центральной части Атлантики регулярный характер, проявляемый на трех уровнях: непрерывное чередование спрединговых ячеек средней длиной 40-60 км, появление в среднем через 350 км аномальных ячеек и через 2000 км плюмовых ячеек. Обеспечивающие эти вариации пространственно регулярные процессы: диапиризм подосевой астеносферной мантии, подъемы из нижних горизонтов верхней мантии микроплюмов обогащенной мантии, соразмерных подосевым диапирам, и воздействие внеосевых плюмов глубинной мантии на коро- и структурообразующие процессы осевой зоны спрединга, накладываясь друг на друга, ведут к последовательному увеличению объема аккреотируемой коры и доли в ней вещества обогащенной мантии.

2. Нарушение регулярного строения осевой и гребневой зон САХ происходит в двух областях, ограниченных трансформными разломами Чейн и Сан Паулу на юге и Богданова и Зеленого Мыса на севере, контактировавших с холодной континентальной литосферой наиболее поздно расколовшегося Экваториального сегмента Гондваны, характеризующихся низкой продуктивностью магматизма, наличием в верхней мантии участков с пониженными температурами, а также распространением наряду со спрединговыми ячейками сегментов межразломных хребтов, куполовидных структур и серпентинитовых протрузий.

Эти области являются зонами тектонической аккомодации между Центральной, Экваториальной и Южной Атлантиками, различающимися направлениями спрединга. В зависимости от геометрии плитных границ раскрытие океана в этих зонах происходит в обстановках растяжения или сжатия поперечных спредингу.

Верхняя мантия этих областей насыщена блоками нижней континентальной коры и литосферной континентальной мантии, поддерживающими пониженную температуру в этой части мантии и участвующими в плавлении, что приводит к уникальному многообразию состава базальтов в этих областях.

3. Пространственные вариации состава плутонических комплексов и состава пород, образующих 3-й слой океанической коры, отражают закономерности регулярных и региональных вариаций состава коры, обнаруженных при изучении базальтов.

Плутонические комплексы центральных частей спрединговых ячеек, преимущественно образованные троктолитами и оливиновыми габбро, формировались в небольших и нестационарных магматических камерах. В дистальных частях ячеек плутонические породы кристаллизуются в относительно крупных и долгоживущих изолированных камерах, образуя последовательный ряд дифференциации от троктолитов до диоритов. В зонах тектонизации камерные расплавы взаимодействуют с серпентинизированным субстратом, приводя к кристаллизации разнообразных плутонических пород, включая рудные Fe-Ti габброиды и плагиограниты, а уже затвердевшие габброиды могут испытывать частичное плавление с образованием высоконатровых гранофиров.

4. В ходе вертикальной аккреции коры во внеосевых условиях в Центральной части Атлантики формируются цепи гор и вулканические хребты, являющиеся треками горячих точек, сопряженных с плюмами глубинной мантии: Св. Елены, Триндади, Фернанду ди Норонья, Сьерра Леоне и Ресечер; активными горячими линиями, образующимися при магматическом дренировании подлитосферных потоков плюмового материала, движущихся от горячих точек вдоль разломных зон разных направлений; и пассивными горячими линиями, возникающими при декомпрессионном плавлении мантии под областями тектонического растяжения литосферы.

Литература

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: Научный мир. 1996. 188 с.
2. Агапова Г.В. Особенности морфологии активной части разлома Страхова // Океанология. 1993. Т. 33. № 2. С. 263-268.
3. Агапова Г.В. Особенности морфологии межрифтовой зоны разлома Сан Паулу (Экваториальная Атлантика) // Океанология. 1994. Т. 34. № 1. С. 107-112.
4. Агапова Г.В., Виноградова Н.В., Кашникова И.Р. Словарь географических названий форм подводного рельефа // М.: ГИН РАН. 1993. 311 с.
5. Агапова Г.В., Шарапов В.Н. Морфоструктура восточного сочленения осевого рифта Срединно-Атлантического хребта (САХ) и разлома Зеленого Мыса // Океанология. 1993. №2. С. 263-268.
6. Анохин В.М., Одесский И.А. Характеристика глобальной сети планетарной трещиноватости // Геотектоника. 2001. № 5. С. 3-9.
7. Артамонов А.В., Золотарев Б.П. Тектоника и магматизм внутриплитных океанических поднятий и гипотеза "горячих точек" // Геотектоника. 2008. № 1. С. 77-96.
8. Базилевская Е.С., Сколотнев С.Г. Железо-марганцевые образования подводных гор Бразильской котловины (Южная Атлантика) // Доклады РАН. 2011. Т. 439. № 4. С. 499-503.

9. Байбулатова З., Востоков Е., Мирлин Е. Разломная тектоника Мирового океана // в кн. «Геология и минеральные ресурсы Мирового океана». Варшава: «Intermorgeo». 1990. С. 159-176
10. Бельтнев В.Е., Иванов В.Н., Рождественская И.И. и др. Новые гидротермальные рудопроявления в районе 13°31' с.ш., Срединно-Атлантический хребет // В сб.: Геология морей и океанов. т. I, тез. докл. XVII Международной школы морской геологии. М.: «ГЕОС». 2007. С. 7-9.
11. Бельтнев В.Е., Иванов В.Н., Сколотнев С.Г. и др. Новые данные о сульфидных рудопроявлениях в рифтовой впадине Маркова на Срединно-Атлантическом хребте в Экваториальной Атлантике (6°с.ш.) // Доклады РАН. 2004. Т. 395. № 2. С. 215-220.
12. Бельтнев В.Е. Сколотнев С.Г., Рождественская И.И. Новые данные о составе и изотопии базальтов из осевой зоны Срединно-Атлантического хребта между разломами Вима и Меркурий // Докл. РАН. 2014. Т.459. №. 5. С. 625-630.
13. Богатиков О.А. (гл. ред.) Магматические горные породы // М. Наука. 1983. 365 с.
14. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли // М.: Наука. 2010. 605 с.
15. Бонатти Э. Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический хребет // Геотектоника. 1996. № 6. С. 5-16.
16. Газетир географических названий форм подводного рельефа, показанных на ГЕБКО. Ч. 2. 1988. Монако: Международное географическое бюро. 1988. 228 с.
17. Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П., Свешников А.А. Нестационарная модель термического режима осевых зон СОХ: проблема формирования коровых и мантийных магматических очагов // Изв. РАН. Серия Физика Земли. 2007. № 2. с. 33-50.
18. Грамберг И.С., Литвинов Э.М. Региональное районирование Атлантики по физическим полям // Советская геология. 1983. № 10. С. 90-100.
19. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. 2 изд., доп. и перераб. М. Недра. 1987. 285 с.
20. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. № 4. с. 3-37.
21. Гуревич Н.И., Астафурова Е.Г., Даниель Е.Д. и др. Связь аномального магнитного поля с вулcano-тектоническим режимом у осей срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга // Российский геофизический журнал. 2002. № 25-26. С. 34-87.
22. Демидова Т.А., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г. и др. Проявления гидротермальной активности в южном секторе впадины Маркова (приэкваториальный участок Срединно-Атлантического хребта) В кн. Комплексные исследования Мирового океана. Проект «Меридиан». Часть 1. Атлантический океан. М.: Наука. 2008. С. 295-332.
23. Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Рейснер М.Г., Мелсон В. Дж. Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах. // Магматизм и тектоника океана. М.: Наука. 1990. С. 43-108.
24. Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сущевская Н.М. Эволюция толеитового магматизма рифтовых зон Мирового океана // Геохимия. 1979. № 2. С. 163-175.
25. Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Мелсон В.Г., О'Хирн Т. Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов и их отражение в петрологических и геохимических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 6. С. 457-476.

26. Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Плечова А.А. Статистическая оценка вариаций состава и Р-Т условий эволюции базальтов срединно-океанических хребтов и их региональное строение // Петрология. 2006. Т. 14. № 2. С. 1-22.
27. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Об источниках мантийных плюмов // ДАН. 2000. Т. 373. № 1. С. 84-86.
28. Долицкий А.В. Образование и перестройка тектонических структур // М.: Недра. 1985. 218 с.
29. Дубинин А.В., Римская-Корсакова М.Н. Геохимия редкоземельных элементов в донных отложениях Бразильской котловины Атлантического океана // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 1. С. 1-18.
30. Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы // М.: Изд-во МГУ. 1987. 182 с.
31. Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Свешников А.А. Модель аккреции океанической коры и ее геодинамические следствия // Жизнь Земли. Изд-во Московского университета. 2010. вып. 32. с. 53-83.
32. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез // М.: ГЕОС. 2001. 293 с.
33. Ескин А.Е. Микротектоника габброидов района Сьерра Леоне (Срединно-Атлантический хребет, 5-7°с.ш.) // Геотектоника. 2005. № 4. С. 77-91.
34. Ескин А.Е. Особенности формирования рудных габброидов в 3-м слое океанической коры // Доклады РАН. 2009. Т. 426. № 5. С. 644-648.
35. Ефремова С.В. (ред.) Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов // М.: Недра. 1997. 248 с.
36. Зинкевич В.П., Магакян Р. Тектоническое положение и происхождение хребта Барракуда (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1990. № 6. С. 99-112.
37. Кашинцев Г.Л. Глубинные породы океанов М.: Наука. 1991. 277 с.
38. Кашинцев Г.Л. Геодинамика и магматизм начальных этапов образования Атлантики // Геотектоника. 2001. № 2. С. 64-77.
39. Кашинцев Г.Л., Шрейдер А.А., Максимочкин В.И. и др. Транстенсия и щелочной магматизм разлома Романш, Атлантика // Геотектоника. 2008. № 4. С. 85-92.
40. Кепежинская П.К., Разницин Ю.Н., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г. и др. Состав мантии и магматические камеры разлома Долдрамс (Центральная Атлантика) // В кн. Магматизм и тектоника океанов. М.: Наука. 1990. С. 122-143.
41. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия. 2006. № 1. С. 5-13.
42. Когарко Л.Н., Асавин А.М. Региональные особенности щелочных первичных магм Атлантического океана // Геохимия. 2007. № 9. С. 915-932.
43. Когарко Л.Н., Асавин А.М., Ряховский В.И. Типизация первичных расплавов и петрохимическое районирование внутриплитного щелочного вулканизма Атлантики // Доклады РАН. 2002. т.385. № 1. С. 97-101.
44. Когарко Л.Н., Лебедев В.А., Гущина Н.Ф. Изотопные источники горячих точек островов Триндади и Мартин Вас (Юго-западная Атлантика) // Доклады РАН. 2003. т. 392. № 5. С. 678-681.

45. Когарко Л.Н., Лебедев В.А., Левский Л.К. Гетерогенность изотопных источников щелочного магматизма горячей точки Юго-Западной Атлантики - Фернандо-ди Норонья // Доклады РАН. 2007. т.412. № 2. С. 240-244.
46. Кочемасов Г.Г. Закономерное изменение состава коры планет земной группы // Астрономический циркуляр института астрономии РАН. 1994. № 1556. с. 35-36.
47. Ле Пишон К. Спрединг океанического дна и дрейф континентов // в кн. Новая глобальная тектоника. М.: Мир. 1974. с. 93-133.
48. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
49. Лобковский Л.И., Котелкин В.Д. Двухъярусная термохимическая модель конвекции в мантии и ее геодинамические следствия // Проблемы глобальной геодинамики. М. ГЕОС. 2000. С. 34-58.
50. Мазарович А.О. Тектоническая конвергенция пассивных частей трансформных разломов в Приэкваториальной Атлантике // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 1. С. 70-73.
51. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна / М.: Научный Мир, 2000, 176 с.
52. Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др. Разлом Богданова в Центральной Атлантике – первое описание (рельеф и осадки) // Геотектоника. 2001а. № 6. С. 75-83.
53. Мазарович А.О., Кольцова А.В., Соколов С.Ю., Ефимов В.Н. Строение пассивной части разлома Страхова на востоке Срединно-Атлантического хребта // ДАН. 1996. Т 349. № 4. С. 511-515.
54. Мазарович А.О., Морозов Ю.И., Турко Н.Н. Рельеф и строение осадочного чехла района разломов Марафон и Меркурий (Центральная Атлантика) // ДАН. 1992. Т. 324. № 3. С. 643-645.
55. Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Турко Н.Н., Добролюбова К.О. Рельеф и структура рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта между 5° и 7°18' с.ш., Российский журнал наук о Земле, Т. 3, № 5, 2001б, (электронная версия, сайт www.agu.org/wps/rjes).
56. Мазарович А.О., Фрих-Хар Д.И., Когарко Л.Н. и др. Тектоника и магматизм островов Зеленого Мыса // М. Наука. 1990. Вып. 451. 246 С.
57. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе // М.: Энергоиздат. 1981. 224 с.
58. Машенков С.П. Аккреция океанической земной коры в условиях медленного спрединга // Автореф. дис. докт. геол-минер. наук. СПб.: ВНИИОкеангеология. 1994. 48 с.
59. Машенков С.П., Погребницкий Ю.Е. (ред.) Глубинное строение и эволюция литосферы Центральной Атлантики (Результаты исследований на Канаро-Багамском геотраверсе). СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 1998. 160 с.
60. Мирлин Е.Г., Сущевская Н.М. Пространственно-временная неравномерность океаногенеза и ее структурно-петрологические следствия (на примере Атлантического океана) // Магматизм и тектоника океана. М.: Наука. 1990. С. 108-122.
61. Миронов Ю.В., Ряховский В.М., Пустовой А.А., Лapidус И.В. Мантийные плюмы и изотопная гетерогенность мантии (на примере Атлантики и прилегающих континентов) // ДАН РАН. 2003. Т. 390. № 6. С. 809-812.

62. Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана // М.: Научный мир. 2002. Труды ГИН РАН Вып. 548. 277 С.
63. Пейве А.А. Линейные вулканические поднятия в океанах – возможные механизмы образования // Геотектоника. 2007. № 4. С. 30–47.
64. Пейве А.А. Тектоника и магматизм востока Южной Америки и Бразильской котловины Атлантики в фанерозое // Геотектоника. 2010. №. 1. С. 69-86.
65. Пейве А.А. Подводные горы востока Южной Атлантики: происхождение и соотношение с мезозойско-кайнозойскими магматическими структурами западной Африки // Геотектоника. 2011. №. 3. С. 31-47.
66. Пейве А.А., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др. Особенности строения района разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // ДАН. 2001. Т. 377. № 6. С. 803-806.
67. 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.
68. 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. 2001. №.1. С. 16-35.
69. Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Динамика формирования океанической коры в области «сухого» спрединга Центральной Атлантики (7°10'–5° с.ш.) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3 –25.
70. Пейве А.А., Сколотнев С.Г. Щелочной вулканизм цепи подводных гор Батиметристов, (Центральная Атлантика): характеристика, сопоставления // Доклады РАН. 2009. Т. 425. № 1. С. 76–82.
71. Пейве А.А., Сколотнев С.Г. Основные закономерности вариаций состава, геохимии и изотопии вулканитов линейных тектоно-магматических поднятий Бразильской котловины // Геохимия. 2014. № 2. С. 124-144.
72. Пейве А.А., Сушевская Н.М., Ляпунов С.М., Кононкова Н.Н. Особенности толеитового магматизма района разлома Зеленого Мыса в Атлантике (13-15°с.ш.) // ДАН СССР. 1988б. Т. 302. № 5. С. 1174-1178.
73. Перфильев А.С., Пейве А.А., Пушаровский Ю.М. и др. Разломная зона Романш: особенности развития, геодинамика // Геотектоника. 1994. № 4. С. 3–14.
74. Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М., Ельников И.Н. и др. Тектоническое строение поднятия Сьерра-Леоне в Экваториальной Атлантике // Геотектоника. 1987. № 6. С. 78–93.
75. Перфильев А.С., Разницин Ю.Н., Пейве А.А. и др. Зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта: магматизм и структура // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 183-199.
76. Петрова В.В., Сколотнев С.Г., Чистякова Н.И. Особенности состава акцессорного циркона из туфов горы Картера (поднятие Сьерра-Леоне, Восточная Атлантика // Доклады РАН. 2010. Т. 431. №. 1. С. 67-71.
77. Погребницкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Осипов В.А., Трухалев А.И. Строение океанической литосферы по результатам исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе // Советская геология. 1990. № 12. С. 8-22.
78. Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Карта планетарного теплового потока М. 1 : 30 000 000. Объяснительная записка. М - Спб.: 1997. 55 с.

79. Пушаровский Ю.М. Принципы тектонического районирования океанов // Геотектоника. 1972. № 6. С. 18–28.
80. Пушаровский Ю.М. (ред.) Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика // М.: Наука. 1989а. 199 с.
81. Пушаровский Ю.М. (ред.) Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика // М.: Наука. 1991а. 224 с.
82. Пушаровский Ю.М. Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разделов // ДАН. 1994. Т. 335. № 5. С. 616-620.
83. Пушаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука. 1994. 191 с.
84. Пушаровский Ю.М., Бонатти Э., Разницын Ю.Н., и др. Новые данные о строении и вещественном составе районов пересечения разломов Романш и Чейн с рифтовой долиной // ДАН. 1993. Т. 329. № 1. С. 75-79.
85. Пушаровский Ю.М., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г. и др. Массивная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в Срединно-Атлантическом хребте в районе разлома Сьерра-Леоне в связи с особенностями его геологического строения // ДАН. 2002. Т. 384. № 1. С. 83-88.
86. Пушаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20°ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5–13.
87. Пушаровский Ю.М., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г. Неотектоника океанского дна (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 2005. №2. С. 3–16.
88. 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.
89. Пушаровский Ю.М., Пейве А.А. Вещественные неоднородности океанической литосферы и геодинамические следствия // Геотектоника. 1992. № 4. С. 15-26.
90. Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики // М.: ГЕОС. 1995. 164 с.
91. Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н. и др. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988а. № 6. С. 18-31.
92. Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Базилевская Е.С., Разницын Ю.Н., Ескин А.Е. Тектоника и железо-марганцевая металлогения Атлантического океана // М.: ГЕОС. 2011. 291 с.
93. Пушаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О. и др. Геология разлома Долдрамс (Центральная Атлантика) // ДАН СССР. 1988б. Т. 302. № 11. С. 167-170.
94. Пушаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О. и др. Геология разломов Марафон и Меркурий (Центральная Атлантика) // ДАН СССР. 1991б. Т. 319. № 2. С. 438-441.
95. Пушаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О., и др. Разломы Архангельского, Долдрамс и Вернадского (Центральная Атлантика): структура и вещественный состав пород // Геотектоника. 1992. № 6. С. 63-79.
96. Пушаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Пейве А.А., и др. Новые данные о строении и вещественном составе разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике // ДАН СССР. 1987. Т. 293. № 6. С. 1459-1463.
97. Пушаровский Ю.М., Сколотнев С.Г. Регионально-геологические исследования как основа тектонического районирования океанского дна // Геотектоника. 2005. №1. С. 17–39.

98. Пушаровский Ю.М., Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Бортников Н.С., Базилевская Е.С., Мазарович А.О. Геология и металлогения Срединно-Атлантического хребта. 5–7° с.ш. // М.: Изд-во ГЕОС. 2004. 152 с.
99. Разницын Ю.Н. Строение и геодинамика южного поперечного хребта зоны разлома Вима в Центральной Атлантике // Геотектоника. 2001. № 3. С. 80-87.
100. Разницын Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеоокеанических бассейнов. М.: Наука. 2004. 176 с.
101. Разницын Ю.Н., Сколотнев С.Г., Турко Н.Н. и др. Зона сочленения разлома Марафон с рифтовой долиной: структура, вещественный состав пород, сульфидная минерализация (Центральная Атлантика) // ДАН СССР. 1991. Т. 320. № 4. С. 952-956.
102. Рябчиков И.Д. Параметры генерации родоначальных магм абиссальных толеитов // Геохимия. 1995. № 8. С. 1065-1071.
103. Ряховский В.М. Закономерности развития базальтового вулканизма в океане: Анализ на базе компьютерных технологий // Автореф. дис. докт. геол-минер. наук. Москва. ГГМ им. В.И. Вернадского. 1999. 56 с.
104. Ряховский В.М., Миронов Ю.В., Пустовой А.А. Глобальная субширотная изотопная зональность океанской мантии // в кн. "Геохимия магматических пород". М.: ГЕОС. 2000. с. 121-122.
105. Савельева Г.Н., Бортников Н.С., Баянова Т.Б. и др. Изотопные Sm-Nd, Rb-Sr системы, захваченный He и углеводородные газы как маркеры источников расплава и флюидного режима при формировании океанической коры Срединно-Атлантического хребта в районе 5–6° с.ш. // Геохимия. 2008. № 8. С. 803-817.
106. Савельева Г.Н., Бортников Н.С., Пейве А.А., Сколотнев С.Г. Ультраосновные породы впадины Маркова, рифтовая долина Срединно-Атлантического хребта // Геохимия. 2006. № 11. С. 1192-1208.
107. Силантьев С.А. Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 24 - 36.
108. Силантьев С.А. Условия формирования плутонического комплекса Срединно-Атлантического хребта, 13°-17°с.ш. // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 381-421.
109. Силантьев С.А., Аранович Л.Я., Бортников Н.С. Океанические плагиограниты: результат взаимодействия магматической и гидротермальной систем в медленно-спрединговых срединно-океанических хребтах // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 387-402.
110. Силантьев С.А., Базылев Б.А., Доссо Л. и др. Связь плюмового магматизма и мантийного метасоматизма под Срединно-Атлантическим хребтом: петрологические и изотопно-геохимические свидетельства в породах перидотит-габбро-трондьемитовой ассоциации // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 3-21.
111. Силантьев С.А., Костицин Ю.Н., Черкашин Д.В. и др. Магматическая и метаморфическая эволюция океанической коры западного фланга гребневой зоны САХ на 15°44'с.ш.: результаты изучения керн скважин 1275В и 1275D (209-ый рейс «Джоидес Резолюшн» // Петрология. 2008. Т. 16. № 4. С. 376-400.
112. Силантьев С.А., Краснова Е.А., Каннат М. и др. Перидотит-габбро-трондьемитовая ассоциация пород Срединно-Атлантического хребта в районе 12°58'-14°45'с.ш.: гидротермальные поля Ашадзе и Логачев // Геохимия. 2011. № 4. С.339-372.

113. Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике // Новосибирск: Изд-во СО РАН. НИЦ ОИГГМ. 1999. 224 с.
114. Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В. Петрогенезис Fe-Ti интрузивных комплексов в районе Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 521-539.
115. Сколотнев С.Г. Структурное положение и взаимоотношения глинистых минералов в базальтах Коста-Риканского рифта // Геология и геофизика, 1993. № 7. С. 37-54.
116. Сколотнев С.Г. Габброиды разломной зоны Вима: структуры, состав и тектоническое положение // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 18 – 31.
117. Сколотнев С.Г. Природа многообразия вулканитов экваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. 2013а. Т. 4. № 1. С. 6-42. Режим доступа: <http://e-almanac.space-time.ru/assets/files/Tom>
118. Сколотнев С.Г. К вопросу о природе многообразия состава, геохимии и изотопии базальтов приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта // VIII Рабочее совещание Российского отделения международного проекта InteRRidge. Тезисы докладов. С-П.: Изд-во ВНИИОкеангеология. 2013б. С. 64-65.
119. Сколотнев С.Г. Субплиты океанического дна Атлантики и процессы структурообразования на их границах // Геология морей и океанов. Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2013в. Т. V. С. 323–327.
120. Сколотнев С.Г. Новые данные об изотопии базальтов Срединно-Атлантического хребта из района разломов Архангельского и Сьерра Леоне (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 2014. Т. 459. №. 2. С. 215-220.
121. Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы в Центральной Атлантике, геотектонические следствия // Геотектоника. 2010а. № 6. С. 24-59.
122. Сколотнев С.Г., Былинская М.Е., Головина Л.А., Ипатьева И.С. Первые данные о возрасте пород из центральной части подводного хребта Витория-Триндади в Бразильской котловине (Южная Атлантика) // Доклады РАН, 2011а. т.437. № 1. С. 74-80.
123. Сколотнев С.Г., Былинская М.Е., Головина Л.А., Ипатьева И.С. Происхождение подводных гор Байя в Бразильской котловине (Южная Атлантика) в связи с новыми данными об их возрасте // Докл. РАН. 2012а. Т.443. № 5. С. 601-607
124. Сколотнев С.Г., Ескин А.Е. Петро-геохимия, состав минералов и условия образования плутонических пород в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта в районе полигона Сьерра-Леоне (5 - 7°с.ш.) // Геология морей и океанов. Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2011. Т. II. С. 285–289.
125. Сколотнев С.Г., Ескин А.Е. Состав и строение 3-го слоя океанической коры в приэкваториальном сегменте Срединно-Атлантического хребта (5-7°с.ш.) // Геохимия. 2013. № 9. с. 773-808.
126. Сколотнев С.Г., Пейве А.А. Природа и положение границы Мохо в гребневой зоне медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов / Материалы XLV Тектонического совещания: "Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой"/ М.: ГЕОС. 2013. С. 205-208..

127. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Беляцкий Б.В. Геохимические и изотопные особенности базальтов гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта вблизи разлома Мартин-Вас в южной Атлантике (19-20° ю.ш.) // ДАН. 2006а. Т. 407. № 6. С. 798-805.
128. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Бортников Н.С. и др. Геология рудовмещающих рифтовых впадин в районе разлома Сьерра-Леоне в Приэкваториальной Атлантике // ДАН, 2003а. Т. 391. № 2. С. 232-238.
129. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Бортников Н.С. и др. Новые данные о строении гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта вблизи разлома Мартин-Вас (20° - 21° ю.ш.) в Южной Атлантике // ДАН. 2003б. Т. 391. № 3. С. 361-367.
130. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Былинская М.Е., Головина Л.А. Происхождение и эволюция линейных цепей подводных гор Бразильской котловины, Южная Атлантика // Геология морей и океанов. Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2011б. Т. V. С. 269–274.
131. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Ескин А.Е. Новые данные о строении подводных гор Байя (запад Бразильской котловины, Южная Атлантика) // Доклады РАН. 2010б. т.435. № 5. С. 653-657.
132. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Ескин А.Е., Петрова В.В., Патина И.С. Новые данные о составе пород подводных гор Байя (Бразильская котловина, Южная Атлантика) // Доклады РАН. 2010в. т.435. № 4. С. 516-521.
- 133.** Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Левченко О.В., Былинская М.Е. Новые данные о составе и строении цепи подводных гор Пернамбуку (Бразильская котловина, Южная Атлантика) // Докл. РАН. 2012б. Т.443. № 1. С. 330-336
134. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Левченко О.В., Дмитренко О.Б. Первые данные о составе и строении цепи подводных гор между трансформными разломами Вознесения и Бодэ Верде (Бразильская котловина, Южная Атлантика) // Докл. РАН. 2012в. Т.442. № 3. С. 376-382
135. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Лаврушин В.Ю. и др. Геологическое строение и признаки гидротермальной рудоносной активности в зоне сочленения южного сегмента рифта с трансформным разломом Долдрамс (Центральная Атлантика) // Доклады РАН. 2006б. Т. 407. № 3. С. 372-377.
136. 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.
137. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Симонов В.А. и др. Вулканизм Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика.) // Russian Journal of Earth Sciences (электронная версия, сайт www.agu.org/wps/rjes). 2003в. Т.5. № 2.
138. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Турко Н.Н. Новые данные о строении подводного хребта Витория-Триндади (запад Бразильской котловины, Южная Атлантика) // Доклады РАН. 2010г. т.431. № 5. С. 656-661.
139. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Турко Н.Н., Былинская М.В., Головина Л.А. Особенности аккреции коры в осевой части Срединно-Атлантического хребта к югу от разлома Мартин Вас (Южная Атлантика) // Геотектоника. 2009. № 5. С. 25–49.
140. Сколотнев С.Г., Петрова В.В., Пейве А.А. Некоторые аспекты происхождения подводного вулканизма восточной окраины Центральной Атлантики по результатам

- изучения щелочных вулканических пород подводной горы Картера (горы Гримальди) // Петрология. 2012г. том 20, № 1, с. 66–94
141. Сколотнев С.Г., Турко Н.Н., Соколов С.Ю. и др. Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Зеленомысского поднятия, котловины Зеленого Мыса и подводных гор Батиметристов (Центральная Атлантика) // ДАН. 2007. Т. 416. № 7. С. 1037-1041.
142. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Турко Н.Н., Пейве А.А. Новые данные о тектонической активности в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта на 5–6°с.ш. // ДАН. 2004. Т. 395. № 1. С. 89–90.
143. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Турко Н.Н., Пейве А.А. Новые данные о тектонической активности фланговых участков Срединно-Атлантического хребта севернее разлома Богданова. // ДАН. 2003г. Т. 388. № 5. С. 656 – 660.
144. Соболев А.В., Данюшевский Л.В., Дмитриев Л.В., Сущевская Н.М. Высокоглиноземистый магнезиальный толеит - один из первичных расплавов ТОР // Геохимия. 1988. № 10. С. 1522-1528.
145. Соболев А.В., Дмитриев Л.В., Цамерян О.П. и др. О структуре и происхождении геохимической аномалии в базальтах Срединно-Атлантического хребта между 12 и 18°с.ш. // ДАН СССР. 1992. Т. 326. № 3. С. 541-546.
146. Сорохтин О.Г. Дифференциация вещества Земли и развитие тектонических процессов // Известия АН СССР. Физика Земли. 1972. № 7. С. 55-66.
147. Сущевская Н. М. Толеитовый магматизм Индо-Атлантического сегмента Земли // Автореф. дис. докт. геол-минер. наук. Москва. ОНТИ ГЕОХИ РАН. 2007. 56 с.
148. Сущевская 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. № 1. С. 30-55.
149. Сущевская Н.М., Дмитриев Д.И. Колесов Г.М. и др. Генезис толеитовых расплавов Срединно-Атлантического хребта района 8-9°с.ш. по данным изучения закалочных стекол // Геохимия. 1992а. № 1. С. 36-46.
150. Сущевская Н.М., Дмитриев Л.В., Соболев А.В. Петрохимический критерий классификации закалочных стекол океанических толеитов // Доклады АН СССР. 1983. Т. 268. № 6. С. 953-961.
151. Сущевская Н.М., Пейве А.А., Сколотнев С.Г., и др. Природа рифтового вулканизма района разломов Романш-Чейн (Экваториальная Атлантика) // Геохимия. 1994. № 2. С. 223-238.
152. Сущевская Н.М., Пейве А.А., Цехоня Т.И., Сколотнев С.Г. Петрология и геохимия магматизма активных частей разломов Романш, Сан-Паулу и сопряженных с ними частей Срединно-Атлантического хребта // Геохимия. 1995. С. 697-719.
153. Сущевская Н.М., Удинцев Г.Б., Цехоня Т.И. Генезис и геохимические особенности толеитового магматизма Срединно-Атлантического хребта (3-5°с.ш.) // Доклады АН СССР. 1992б. Т. 322. № 1. С. 147-154.
154. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т11. С. 1181-1199.
155. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов // М.: Недра. 1987. 238 с.

156. Удинцев Г.Б., Золотарев Б.П., Куренцова Н.А. и др. Новые данные о породах фундамента экваториального сегмента Срединно-Атлантического хребта // Доклады АН СССР. 1992. Т. 322. № 3. С. 572-578.
157. 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.
158. Уйджер Л.Р., Браун Г. Расслоенные изверженные породы // М.: Мир. 1970. 432 с.
159. Уткин В.П. Роль сдвигов океанической литосферы в формировании вулканических поясов Тихого океана // Доклады РАН. 2006. Т. 408. № 5. С. 650-655.
160. Филиппова Т.П. Семейство габброидов // Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография. Часть 1. М.: Наука. 1983. С. 259 - 286.
161. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов // М.: Научный мир. 2001. 605 с.
162. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики // М.: Изд-во МГУ. 1995. 479 с.
163. Харин Г.С. Магматические породы подводной возвышенности Сьерра-Леоне // Океанология. 1988. Т. 28. Вып. 1. С. 82 –88.
164. Харин Г.С. Магматизм и формирование литосферы Атлантического океана // М.: Наука. 1993. 256 с.
165. Цехоня Т.И., Сушевская Н.М. Условия фракционирования толеитовых расплавов в различных тектонических сегментах южной провинции Срединно-Атлантического хребта // Геохимия. 1995. № 1. С. 14-28.
166. Чернышева Е.А., Костровицкий С.И. Оливиновые мелилититы кимберлитовой и карбонатитовой формаций в дайках и диатремах Восточной Сибири // Геохимия 1998 № 12 с. 1217-1225.
167. Шарков Е.В., Бортников Н.С., Богатилов О.А. и др. Третий слой океанической коры в осевой части Срединно-Атлантического хребта (полигон Сьерра-Леоне, 6°с.ш.) // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 592-625.
168. Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26-52.
169. Abelson M., Agnon A. Mechanics of oblique spreading and ridge segmentation // EPSL. 1997. V. 148. P. 405-421
170. Allegre C.J. Izotope geodinamics // EPSL. 1987. V. 86. N 2/4. P. 175-203.
171. Allegre C.J., Poirier J.-P., Humler E., Hofmann A.W. The chemical composition of the Earth // Ibid. 1995. V. 134. P. 515-544.
172. Almeida F.F. Geologia e petrologia do Trindade // Lepto. Nac. Producao. Mineral. DNPM. 1961. 197 p.
173. Anderson D.L. The thermal state of the upper mantle: no role for mantle plumes // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. P. 3623-3626.
174. Auzende J. M., Bideau D., Bonatti E., et al. Direct observation of a section through slow-spreading oceanic crust // Nature. 1989. V. 337. P. 726-729.
175. Baker P.E. Islands of the South Atlantic // The Ocean Basins and Margins. V. 1. NY: Elsevier. 1973. 493 - 555 P.
176. Batiza R. Magmatic segmentation of mid-ocean ridges: a review // Tectonic, magmatic, hydrothermal and biological segmentation of mid-ocean ridges. Geological Society, Special Publication. 1996. No. 118. P. 103-130.

177. Batiza R., Fox P.J., Vogt P.R., Cande S.C., Grindlay N.R. Melson W.G., O'Hearn T. Morphology, abundance and chemistry of near-ridge seamounts in the vicinity of the Mid-Atlantic Ridge, 26°S // *Journal of Geology*. 1989. V. 97. P. 209–220.
178. Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // *Geophysics Geosystems G*. 2002. V. 3. P. 447–470.
179. Becker H., Jochum K.P., Carlson R.W. Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and implications for element fluxes in subduction zones // *Chem. Geol.* 2000. V. 163. № 1-4. P. 65-99.
180. Bedard J.H. The opening the Atlantic, the mesozoic New England igneous province and mechanisms of continental breakup // *Tectonophysics*. 1985. V. 113. N 34. P. 209-232.
181. Beltnenev V. et al. New discoveries at the 12°58'N, 44°52'W MAR: Professor Logachev-22 cruise, initial results // *InterRidge News*. 2003. V. 12. P. 13–14.
182. Bender J.F., Hodges F.N., Benc A.E. Petrogenesis of basalt from the project Famous area: experimental study 0 to 15 kbar // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 41. P. 277-302.
183. Benoit M., Ceuleneer G., Polve M. The remelting of hydrothermally altered peridotite at mid-ocean ridges by intruding mantle diapirs // *Nature*. 1999. V. 402. P. 514-517.
184. Bertrand H., Feraud G., Mascle J. Alkaline volcano of Paleocene age on the Southern Guinean margin: mapping, petrology, ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser probe dating, and applications for the evolution for the Eastern Equatorial Atlantic // *Mar. Geol.* 1993. V. 114. №3/4. P. 261-262.
185. Bijwaard H., Spakman W. and Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. NO B12. P. 30055-30078.
186. Blackman D. K., Canales J. P., Harding A. Geophysical signatures of oceanic core complexes // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 178. P. 593–613.
187. Bloomer S. H., Natland J.H., Meyer P.S., Dick H.J.B. Textural and mineralogical variations in gabbroic rocks from Hole 735B // *Proc. Ocean Drilling Program. Sci. Results*. 1991. V. 118. P. 21-40.
188. Bogdanov Y., Sagalevitch A., Chernyaev E., Ashadze A., Gurvich E., Lukashin V., Ivanov G. A., Peresyppkin G. A study of the hydrothermal field at 14 45 N on the Mid-Atlantic Ridge using the MIR submersibles // *Bridge-News*. 1995. V. 9. P. 9–14.
189. Bonadiman C., Beccaluva L., Coltorti M., Siena F. Kimberlitelike metasomatism and “garnet signature” in spinel peridotite xenoliths from Sal, Cape Verde archipelago: relics of a subcontinental mantle domain within the Atlantic oceanic lithosphere? // *J. Petrology*. 2005. V. 46. № 12. P. 2465–2493.
190. Bonatti E. Not so “hot spots” in the oceanic mantle // *Science*. 1990. V. 250. P.107-111.
191. Bonatti E. Anomalous opening of the Equatorial Atlantic due to an equatorial mantle thermal minimum // *EPSL*. 1996. V. 143. P. 147-160.
192. Bonatti E., Brunelli D., Fabretti P., Ligi M., Seyler M. Steady-state creation of crust-free lithosphere at cold spots in mid-ocean ridges // *Geology*. 2001. V. 29. No 11. P. 979–982.
193. Bonatti E., Honnorez J. Non-spreading crustal blocks in the Mid-Atlantic Ridge // *Science*. 1971. V. 174. P.1329-1331.
194. Bonatti E., Ligi M., Borsetti et al. Lower Cretaceous deposits trapped near the equatorial Mid-Atlantic Ridge // 2000. *Nature*. Vol. 380. P. 518-520.
195. Bonatti E., Ligi M., Brunelli D. et al. Mantle thermal pulses below the Mid-Atlantic Ridge and temporal variations in the formation of oceanic lithosphere // *Nature*. 2003. Vol. 423. P. 499–505.

196. Bonatti E., Ligi M., Carrara G., Vera E. Imaging crustal uplift, emersion, and subsidence at the Vema Fracture zone // *Eos, Transactions, American Geophysical Union*. 1993a. V. 75. No. 32. P. 371-372.
197. Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., Carrara G., Vera E. Imaging crustal uplift, emersion and subsidence at the Vema Fracture zone // *EOS*. 1994a. No. 9. P. 371-372.
198. Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., et al. Transform migration, and vertical tectonics at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic // *J. Geophys. Res.* 1994b. Vol. 99. NO B11. P. 21779-21802.
199. Bonatti E., Peyve A., Kepezhinskas P. et al. Upper mantle heterogeneity below the MAR (0-15°N) // *Journ. Geophys. Res.* 1992. V. 97. NO B4. P. 4461-4476.
200. Bonatti E., Ravnitsin Yu., Bortoluzzi G. et al. Geological studies of the Eastern part of the Romanche transform (Equatorial Atlantic): a first report // *Giornale di Geologia*. 1991. V. 53. № 2. P. 31-48.
201. Bonatti E., Sarnthein M., Boersma A. et al. Neogen crustal emersion and subsidence of the Romanche fracture zone, Equatorial Atlantic // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 35. P. 369-383.
202. Bonatti E., Sartori R., Boersma A. Vertical crustal movements at the Vema Fracture zone in the Atlantic: evidence from dredged limestones // *Tectonophysics*. 1983. No. 91. P. 213-232.
203. Bonatti E., Seyler M., Sushevskaya N.M. A cold suboceanic mantle belt at the Earth equator // *Science*. 1993b. Vol. 261. P. 315-320.
204. Bougault H., Dmitriev L., Schilling J.G. et al. Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14°N // *EPSL*. 1988. V. 88. 1. P. 27-36.
205. Brey G.P., Bulatov V.K., Giris A.V., Lahaye Y. Experimental melting of carbonated peridotite at 6–10 Gpa // *J. Petrology*. 2008. V. 49. P. 797–821.
206. Brozena J.M. Temporal and spatial variability of seafloor spreading processes in the Northern South Atlantic // *Journal of Geophysical Research*. 1986. V. 91. NO B1. P. 497-510.
207. Brozena J.M., White R.S. Ridge jumps and propagations in the South Atlantic Ocean // *Nature*. 1990. V. 348. P. 149-152.
208. Bruguier N.J., Minshull T.A., Brozena J.M. Morphology and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge, 7 - 12°S // *Journ. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108. NO B2. P. 1172-1185.
209. Brunelli D., Seyler M. Asthenospheric percolation of alkaline melts beneath the St. Paul region (Central Atlantic Ocean) // *EPSL*. 2010. Vol. 289. P. 393–405.
210. Bryan P.C. The Bahia Seamounts: test of a hotspot model and a preliminary South American Late Cretaceous to Tertiary Apparent Polar Wander Path // *Tectonophysics*. 1995. V. 241. P. 317-340.
211. Burke K. Origin of the Cameroon line of volcano-capped swells // *Geology*. 2001. V. 109. P. 349-362.
212. Burke K., Dewey J.F. Two plates in Africa during the Cretaceous? // *Nature*. 1974. V. 249. P. 313-316.
213. Burke K., Kidd S.F., Wilson J.T. Relative and latitudinal motion of Atlantic hot spots // *Nature*. 1973. N 245. P. 133-137.
214. Cande S.C., Kent D.V. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *Journ. Geophys. Res.* 1992. V. 97. NO. B10. P. 13917-13951.
215. Cande S.C., LaBrecque J.L., Haxby W.F. Plate kinematics of the South Atlantic: Chron 34 to present // *Journ. Geophys. Res.* 1988. V. 93. NO. B11. P. 13479-13492.

216. Cannat M. Emplacement of mantle rocks in the seafloor at Mid-Ocean Ridges // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. NO. B3. P. 4163-4172.
217. Cannat M. How thick is the magmatic crust at slow spreading oceanic ridges? // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. NO. B2. P. 2847-2857.
218. Cannat M., Lagabriele Y., Bougault H., et al. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15°N region // *Tectonophysics*. 1997. No. 279. P. 193- 213.
219. Cannat M., Mamaloukas-Frangoulis V., Auzende J. M., Bideau D. et al. A geological cross-section of the Vema Fracture zone transversive ridge, Atlantic ocean // *J. Geodynamics*. 1991. V. 13. No. 2-4. P. 97-118.
220. Cannat M., Mevel C., Deplus Ch. et al. The crust, ultramafic exposures and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22-24°N) // *Geology*. 1995. Vol. 23. № 1. P.49-52.
221. Cannat M., Seyler M. Transform tectonics, metamorphic plagioclase and amphibolitization in ultramafic rocks of the Vema transform fault (Atlantic ocean) // *EPSL*. 1995. No. 133. P. 283-298.
222. Carbotte S., Macdonald K.C. The causes of fault facing directions on the ocean floor // *Geology*. 1990. N 18. P. 749-752.
223. Carbotte S., Welch S.M., Macdonald K.C. Spreading rates, rift propagation and Fracture zone offset histories during past 5 my on the Mid-Atlantic Ridge; 25-27°30' S and 31-34°40' S // *Marine Geoph. Res.* 1991. № 13. P. 51-80.
224. Casey F., Cannat M., Bougault H. MAR survey opens window to offset drilling // *JOI/USSAC Newsletter*. 1992. V.5. N 3. P. 1-3.
225. Castillo P.R., Batiza R. Strontium, neodymium and lead isotope constraintson near-ridge seamount production beneath the South Atlantic // *Nature*. 1989. V. 342. P. 262–265.
226. Chen Y.J., Lin J. Mechanisms for the formation of ridge-axis topography at slow-spreading ridges: a lithosheric-plate flexural model // *Geophys. J. Int.* 1999. N 136. P. 8-18.
227. Cherkis N.Z., Chayes D.A., Costa L.C. The bathymetry and distribution of the Bahia Seamounts, Brazil Basin // *Marine Geology*. 1992. V.103. NO 1/3. P. 335-347.
228. Christensen N.I., Salisbury M.H. Structure and constitution of the lower oceanic crust // *Reviews of geophysics and space physics*. 1975. Vol. 13 No 1 P. 57 – 85
229. Coleman R.G. Ophiolites. An ancient oceanic lithosphere? N.Y.: Springer. 1977. 229 p.
230. Cordani U.G. Potassium-argon ages of rocks from the Brazilian South Atlantic Islands // *Proc. I.U.G.S. Symposium on Continental drift*. Montevideo. 1967. P. 146–150.
231. Cordani, U.G., Blazekovic, A.. Idades radiometricas das rochas vulcanicas dos Abrolhos // *Anais XXIV Congr. Bras. Geol. Soc. Bras. Geol. Brasilia*. 1970. P. 265–270.
232. Coulon C., Vidal P., Dupuy C., Baudin P., Popoff M., Maluski H., Hermitte D. The Mesozoic to Early Cenozoic magmatism of the Benue trough (Nigeria); geochemical evidence for the involvement of the St Helena plume // *J. Petrology*. 1996. V. 37. P. 1341–1358.
233. Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *EPSL*. 2003. V. 205. P. 295-308.
234. Crane K. The spacing of rift axis highs: Dependence upon diapiric processes in the underlying asthenosphere? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 72. P. 405-414.
235. Crough S.T. Hotspot swells // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1983. V. 11. P. 165-193.
236. Dasgupta R., Hirschmann M.M., Smith N.D. Partial melting experiments of peridotite + CO₂ and genesis of alkalic ocean island basalts // *J. Petrology*. 2007. V. 48. P. 2093–2124.

237. Dasgupta R., Hirschmann M.M., Stalker K. Immiscible transition from carbonate-rich to silicate-rich melt in the 3 Gpa melting interval of eclogite + CO₂ and genesis of silica-undersaturated ocean island lavas // *J. Petrology*. 2006. V. 47. P. 647–671.
238. De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. P. 2191–2194.
239. De Paolo D.J., Manga M. Deep origin of hotspots - the mantle plume model // *Science*. 2003. V/ 300. P. 920-921.
240. Der-Chuen L., Halliday A.N., Fitton G., Poli G. Isotopic variations with distance and time in volcanic islands of Cameroon line: evidence for a mantle plume origin // *EPSL*. 1994. V. 123. P. 119-138.
241. Detrick R.S., Mutter J.C., Buhl P., Kim I.I. No evidence from multichannel reflection data for a crustal magma chamber in the MARK area on the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 1990. Vol. 347. P.61-64.
242. Detrick R.S., Needham H.D., Renard V. Gravity anomalies and crustal thickness variations along the Mid-Atlantic Ridge between 33° N and 40° N // *Journ. Geophys. Research*. 1995. V. 100. NO B3. P. 3767–3787.
243. Dick H.J.B., Meyer P.S., Bloomer S. H. et al. Lithostratigraphic evolution of an in situ section of oceanic layer 3 // *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*, 1991. Vol. 118. P. 439-538
244. Dick H.J.B., Natland J.H., Alt J.C., et al. A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge // *EPSL*. 2000. No. 179, P. 31-51.
245. Dixon S., Rutherford M. Plagiogranite as late stages immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites: an experimental study // *EPSL*. 1979. V. 45. P. 45-60.
246. Dmitriev L.V., Magakyan R., Danyushevsky L.V., Kamenetsky V.S., Kononkova N.N. New data on primitive tholeiites from oceanic crust of the Atlantic (12 cruise of Academician B. Petrov) // *Volcanol. Seismol.* 1991. V. 6, P. 78-94.
247. Dosso L., Bougault H., Joron J.-L. Geochemical morphology of the North Mid-Atlantic Ridge, 10 - 24° N: trace element-isotope complementarity // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1993. Vol. 120. P. 443-462.
248. Dosso L., Hanan B.B., Bougault H. et al. Sr-Nd-Pb geochemical morphology between 10° and 17°N on Mid-Atlantic Ridge: a new MORB isotope signature // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 106. № 1. P. 29-43.
249. Doucelance R., Escrig S., Moreira M. et al. Pb – Sr – He and trace element geochemistry of the Cape Verde Archipelago // *Geoch. Cosm. Acta*. 2003. Vol. 67. № 19. P. 3717-3733.
250. Douglass J., Shilling J.G., Fontignie D. Plume-ridge interactions of the Discovery and Shona mantle plumes with the southern Mid-Atlantic Ridge (40-55S) // *Journ. Geoph. Res.* 1999. V. 104. NO. B2. P. 2941-2962.
251. Douglass J., Shilling J.G., Kingsley R.H. Influence of the Discovery and Shona mantle plumes on the southern Mid-Atlantic Ridge: Rare earth evidence // *Geoph., Res. Lett.* 1995. Vol. 22. NO 21 P. 2893-2896.
252. Duncan R.A., Richards M.A. Hotspots, mantle plumes, flood basalts and true polar wander *Journ. Geoph. Res.* 1991. V. 29. NO. B1. P. 31-50.
253. Dupre B., Allegre C.J. Pb-Sr isotopic variations in Indian Ocean basalts and mixing phenomena // *Nature*. 1983. V. 303. P. 142-146.

254. Dusunur D., Escartin J., Combier V. et al. Seismological constraints on the thermal structure along the Lucky Strike segment (Mid-Atlantic Ridge) and interaction of tectonic and magmatic processes around the magma chamber // *Mar. Geophys. Res.* 2009. V. 30. P. 105–120.
255. Ellam R.M. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry// *Geology*, 1992 v 20 p 153-156
256. Elthon D., Scarte C.M. High pressure phase equilibria of a high magnesia basalt and the genesis of primary oceanic basalts // *Amer. Miner.* 1984. V. 69. P. 1-15. Elthon, Scarte, 1984
257. Epp D., Smoot N.C. Distribution of seamounts in the North Atlantic // *Nature*. 1989. V. 337. No 6204. P. 254-257.
258. Escartin J., Cannat M. Ultramafic exposures and the gravity signature of the lithosphere near the Fifteen-Twenty Fracture Zone (Mid-Atlantic Ridge, 14–16.5°N) // *EPSL*. 1999. V. 171. P. 411 – 424.
259. Escartin J., Mevel C., MacLeod C.J., McCaig A.M. Constraints on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: The Mid-Atlantic Ridge core complex at 15 45 N // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. V. 4. 1067,doi:10.1029/2002GC000472.
260. Escartín, J., Smith, D.K., Cann, J., Schouten, H., Langmuir, C.H., Escrig, S. Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere // *Nature*. 2008. № 455. P. 790–794.
261. Evensen N.M., Hamilton P.J., O' Nions R.K. Rare-earth abundance in chondritic meteorites // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. P. 1199-1212. Evensen et al., 1978
262. Fabretti P., Bonatti E., Peyve A. et al First results of cruise S19 (PRIMAR Project): petrological and structural investigations of the Vema Transverse Ridge (equatorial Atlantic) // *Giornale di Geologia*. 1998. V. 60. № 3. P. 3-16.
263. Fairhead J.D., Marjorie W. Plate tectonics processes in the South Atlantic ocean: do we need deep mantle plumes? // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*. 2005. V. 388. P. 537-553.
264. Feraud G., York D., Mevel C., Cornen G. et al. Additional ^{40}Ar – ^{39}Ar dating of the basement and alkaline volcanism of Gorringer bank (Atlantic ocean) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 79. P. 255–269.
265. Fitton J.G., Dunlop H.M. The Cameroon line, West Africa and its bearing on the origin of oceanic and continental alcalic basalt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 72. P. 23-28.
266. Fodor R.V., Hanan B.B. Geochemical evidence for the Trindade hotspot trace: Columbia seamount ankaramite // *Lithos*. 2000. V. 51. P. 293–304.
267. Fontignie D., Schilling J.G. Mantle heterogeneities beneath the South Atlantic: A Nd-Sr-Pb isotope study along the Mid-Atlantic Ridge (3°S-46°S) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 142. P. 109-121.
268. Fougler G.R., Natland J.H., Anderson D.L. Genesis of the Iceland melt anomaly by plate tectonic processes // *Plates, Plumes and Paradigms. Geol. Soc. Am. Spec. Paper*. 2005. V. 388. P. 595-625.
269. Fougler G.R., Natland J.H. Is "hotspot volcanism" a consequence of plate tectonics? // *Science*. 2003. V. 300. P. 921-922.
270. Fox P.J., Grindlay N.R., Macdonald K.C. The Mid-Atlantic Ridge (31°S –34°30'S): temporal and spatial variations of accretionary processes // *Marine Geoph. Res.* 1991. V. 13. P. 1-20.
271. Fox P.J. Gallo D.G. A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundary: implication for the structure of oceanic lithosphere // *Tectonophysics*. 1984. V. 104. P. 205-242.

272. Fujiwara T., Lin J., Matsumoto T. et al. Crustal evolution of the Mid-Atlantic Ridge near Fifteen Twenty Fracture zone in the last 5 Ma // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. V. 4 № 3. 1024, doi: 10.1029/2002 GC000364.
273. Gasperini L., Bonatti E., Brunelli D. et al. New data on the geology of the Romanche F.Z., equatorial Atlantic: PRIMAR-96 cruise report // *Giornale di Geologia.* 1997a. V. 59. № 1. P. 3-18.
274. Gasperini L., Bonatti E., Ligi M., et al. Stratigraphic numerical modeling of a carbonate platform on the Romanche transverse ridge, Equatorial Atlantic // *Marine geology.* 1997b. V. 136. P. 245–257.
275. Geldmacher J., Hoernle K., Klugel A., Bogaard P., Bindeman I. Geochemistry of a new enriched mantle type locality in the northern hemisphere: Implications for the origin of the EM-I source // *EPSL.* 2008. V. 265. P. 167–182.
276. General bathymetric chart of the ocean (GEBCO) 1 : 10 000 000 // Ottawa: Canad. Hydrogr. Serv. 1982. GEBCO. 1982.
277. General bathymetric chart of the oceans (GEBCO). Ottawa.: Canad. Hydrogr. Serv. 2004.
278. Gerbode C., Dasgupta R. Carbonate-fluxed melting of MORB-like pyroxenite at 2.9 Gpa and genesis of HIMU ocean island basalts // *J. Petrology.* 2010. V. 51. № 10. P. 2067–2088.
279. Gibson S.A., Thompson R.N., Day J.A. et al. Melt generation processes associated with the Tristan mantle plume: constraints of the origin of EM-1 // *EPSL.* 2005. V. 237. P. 744-767.
280. Gibson S.A., R.N. Thompson, R.K. Weska, A.P. Dickin, O.H. Leonardos Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. V. 126. P. 303-314.
281. Gibson S.A, Thompson RN, Leonardos O.H., Dickin A.P., Mitchell J.G. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic potassic magmatism in SE Brazil // *J. Petro.* 1995. V. 36. P. 189-229.
282. Gibson S.A., Thompson R.N., Leonardos O.H. et al. The limited extent of plume-lithosphere interactions during continental flood basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 137. P. 147–169.
283. Giorgio R., Mazzucchelli M., Girardi V.A.V., Vannucci R., Barieri M.A. et al. Composition and processes of the mantle lithosphere in northeastern Brazil and Fernando de Noronha: evidence from mantle xenolith // *Contrib. Min. Petrol.* 2000. V. 138. № 4. P. 308-325.
284. Graham D.W., Castillo P.R., Lupton J.E., Batiza R. Correlated He and Sr isotope ratios in South Atlantic near-ridge seamounts and implications for mantle dynamics // *EPSL.* 1996. No 144. P. 491-503.
285. Grand S.P., Van der Hilst R.D., Widiyantoro S. High resolution global tomography: a snapshot of convection in the Earth // *Journ. Geol. Soc. Amer.* 1997. V. 7. P. 1-7.
286. Griffiths R.W., Campbell I.H. Stirring and structure in mantle starting plumes // *EPSL.* 1999. V. 99. P. 66-78.
287. Grindlay N.R., Fox P.J., Macdonald K.C. Second-order ridge axis discontinuities in the South Atlantic: morphology, structure, and evolution // *Mar. Geoph. Res.* 1991. V. 13. P. 21-49.
288. Grindlay N.R., Fox P.J., Vogt P.R. Morphology and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge (25°S –27°30'S) from sea beam and magnetic data // *Journ. Geophys. Res.* 1992. V. 97. NO. B5. P. 6983-7010.
289. Gudfinnsson G., Presnall D.C. Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3–8 Gpa // *J. Petrology.* 2005. V. 46. P. 1645–1659.

290. Halliday A.N., Lee D., Tomassini S et al. Incompatible trace elements in OIB and MORB source enrichment in the sub-oceanic mantle // *EPSL*. 1995. V. 133. P. 379-395.
291. Hanan B.B., Kingsley R.H., Schilling J.G. Pb isotope evidence in the South Atlantic for migrating ridge interactions // *Nature*. 1986. V. 322. P. 137-144.
292. Hannigan R.E., Basu A.R., Teichmann F. Mantle reservoir geochemistry from statistical analysis of ICP-MS trace element data of equatorial mid-Atlantic MORB glasses // *Chemical Geology*. 2001. V. 175. P. 397-428.
293. Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. № 3. P. 273-296. Hart S.R., Hogan L., Dymond J. The closed-system approximation for evolution of argon and helium in the mantle, crust and atmosphere // *Chem. Geol.* 1985. V. 52. P. 45-73.
294. Hawkesworth C.J., Kempton P.D., Rogers R.M. et al. Continental mantle lithosphere and shallow level enrichments processes in the Earth's mantle // *EPSL*. 1990. V. 96. P. 256-268.
295. Hayes D.E. and Rabinowitz P.D. Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone off Northwest Africa // *EPSL*. 1975. V. 28. P. 105-115.
296. Hekinian R., Bonte P., Dudley W. et al. Volcanic from the Sierra Leone Rise // *Nature*. 1978. V. 275. N 5680. P. 536-538.
297. Hekinian R., Juteau T., Gracia E. et al. Submersible observations of Equatorial Atlantic mantle: the St. Paul Fracture Zone region // *Marine Geophys. Res.*. 2000. V. 21. P. 529-560.
298. Heller D., Marquart G. An admittance study of the Reykjanes ridge and elevated plateau between the Charlie Gibbs and Senja fracture zones // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 148. P. 65-76.
299. Henstock T.J., White R.S. Along-axis variability in crustal accretion in the Mid-Atlantic Ridge: Results from the OCEAN study // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. NO. B6. P. 13673-13688.
300. Hess H.H. The oceanic crust // *Journ. Marine Res.* 1955. V. 14. P. 423-439.
301. Hey R.N., Duennebieer I.K., Morgan W.I. Propagating rift on mid-ocean ridges // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. P. 3647-3658.
302. Hieronymus C.F., Bercavici D. Non-hotspot formation of volcanic chains: control of tectonic and flexural stress on magma transport // *EPSL*. 2000. V. 181. P. 539-554.
303. Hirose K. Partial melt compositions of carbonated peridotite at 3Gpa and role of CO₂ in alkali basalt magma generation // *Geoph. Res. Lett.* 1997. V. 24. P. 2837-2840.
304. Hoerlne K., Tilton G., Schminke H.U. Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria: evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands//*EPSL*. 1991. V. 106. P. 44-64.
305. 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.
306. Hofman A.F. Mantle geochemistry: message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219-229.
307. Hoffman A.W. Chemical differentiation of the earth: The relationships between mantle, continental crust, and oceanic crust // *EPSL*. 1991. V. 90. P. 297-314.
308. Honnorez J., Bonatti E. Nefeline gabbro from Mid-Atlantic ridge // *Nature*. 1970. V. 228. № 5374. P. 850-852.
309. Honnorez J., Mevel C., Montigny R. Geotectonic significance of gneissic amphibolites from the Vema Fracture zone, Equatorial Mid-Atlantic Ridge // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. NO. B9. P. 11379-11400.

310. Honnorez J., Villeneuve M., Mascle J. Old-continental derived metasedimentary rocks in the Equatorial Atlantic: an acoustic basement outcrop along the fossil trace of the Romanche Transform Fault at 6°30'W // *Marine Geology*. 1994. V. 117. № 1-4. P. 237-251.
311. Hooft E.E.E., Detrick R.S., Toomey D.R. et al. Crustal thickness and structure along three contrasting spreading segments of the Mid-Atlantic Ridge, 33.5°–35° N // *Journ. Geophys. Research*. 2000. V. 105. NO B4. P. 8205–8226.
312. Hosford A., Lin J., Detrick R.S. Crustal evolution over the last 2 m.y. at the Mid-Atlantic Ridge OH-1 segment, 35° N // *Journ. Geophys. Research*. 2001. V. 106. NO B7. P. 13269–13285.
313. Humphreys E.R., Niu Y. On the composition of ocean island basalts (OIB): the effect of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 118-136.
314. Humphris S.E., Thompson G., Shilling J.G., Kingsley R.H. Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 46 S and 32 S: Influence on the Tristan da Cunha mantle plume // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1985. V. 49. P. 1445-1464.
315. Ito G., Lin J., Gable W. Dynamics of mantle flow and melting at a ridge-centered hotspot: Iceland and the Mid-Atlantic ridge // *EPSL*. 1996. V. 144. P. 53–74.
316. Jackson M.G., Dasgupta R. Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts // *EPSL*. 2008. V. 276. P. 175–186.
317. Jackson M.G., Hart S.R., Koppers A.A. et al. The return of subducted continental crust in Samoan lavas // *Nature*. 2007. V. 448. P. 684-687.
318. Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiite basalts // *Contrib. Mineral. Petrol*. 1980. V. 73. N 3. P. 287-310. Jaques, Green, 1980.
319. Johnson K.M., Dick H.J., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // *Journ. Geoph. Res*. 1990. V. 95. NO B3 P. 2661-2678
320. Jones E.J.W. Fracture zones in the Equatorial Atlantic and breakup of Western Pangea // *Geology*. 1987. Vol. 15. P. 533-536.
321. Jones E.J.W., Goddard D.A., Mitchell J.G., Banner F.T. Lamprophyric volcanism of Cenozoic age on the Sierra-Leone Rise: implication for regional tectonics and the stratigraphic time scale // *Mar. Geol*. 1991. № 99. P. 19-28.
322. Kamenetsky V., Maas R., A. Sobolev et al. Unique glasses and melt inclusions from the Equatorial Atlantic: a new “hot spot” in a cold suboceanic mantle? // *EGS - AGU - EUG Joint Assembly. Abstracts from the meeting held in Nice, France, 2003.* (электронная версия <http://adsabs.harvard.edu/abs/2003EAEJA.2401>).
323. Kane K.A., Hayes D.E. Tectonic corridors in the South Atlantic: evidence for long-lived Mid-Oceanic Ridge segmentation // *Journ. Geoph. Res*. 1992. V. 97. NO B12. P. 17317-17330.
324. Kappel E., Ryan W. Volcanic episodisity and a non-steady state rift valley along northeast Pacific spreading center // *Journ. Geophys. Res*. 1986. V. 91. P. 13925-13940.
325. Kar A., Weaver B., Davidson J., Colucci M. Origin of differentiated volcanic and plutonic rocks from Ascension Island, South Atlantic ocean // *J. Petrol*. 1998. V. 39. No 5. P. 1009-1024
326. Karson J.A. Geological investigation of lineated massif at the Kane transform fault: implication for oceanic core complexes // *Phil. Trans. R. Soc*. 1999. V. 357. P. 713–740.
327. Karson J.A., Thompson G., Humphris S.E. et al. Along axis variation in seafloor spreading in the MARK area // *Nature*. 1987. V. 328. P. 681-685.

328. Kawabata H., Hanyu T., Chang Q., Kimura J., Nichols A., Tatsumi Y. The petrology and geochemistry of St. Helena alkali basalts: evaluation of the oceanic crust-recycling model for HIMU OIB // *J. Petrol.* 2011. V. 52. P. 791-838.
329. Kerr R.A. The great African plume emerges as a tectonic player // *Science.* 1999. V. 285. P. 187-188.
330. Kinzler R.J., Grove T.L. Primary magmas of Mid-Ocean Ridge basalts // *Journ. Geophys. Res.* 1992. V. 97. NO B5. P. 6907-6926.
331. Klein E.M., Langmuir Ch. H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *Journ. Geophys. Res.* 1987. V. 92. NO B8. P. 8089-8115.
332. Klein E.M., Langmuir Ch. H. Local versus global variation in ocean ridge basalt composition. A replay // *Journ. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 4241-4252.
333. Klingelhöfer F., Minshull T., Blackman D.K., Harben P., Childers V. Crustal structure of Ascension Island from wide-angle seismic data: Implications for the formation of volcanic islands // *EPSL.* 2001. V. 190. P. 41-56.
334. Klitgaard K.D., Shouten H. Plate kinematics of the central Atlantic. The geology of North America. V. M. The western North Atlantic region // *Geol. Soc. Amer.* 1986. V. 3. P. 351-373.
335. Koga K.T., Kelemen P.B., Shimizu N. Petrogenesis of the crust-mantle transition zone and origin of lower crustal wehrlite in the Oman ophiolite // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2001. 2:10. 1029/2000GC000132.
336. Koppers A.P., Morgan J.P., Morgan J.W., Staudigel H. Testing the fixed hotspot hypothesis using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age progression along seamounts trails // *EPSL.* 2001. V. 185. P. 237-252.
337. Kumar N. and Embley R.W. Evolution and origin of Ceara Rise: an aseismic rise in the western equatorial Atlantic // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1977. V. 88 P. 683-694.
338. Kumazawa M., Maruyama S. Whole Earth tectonics // *J. Geol. Soc. Japan.* 1994. V. 100. N 1. P. 81-102.
339. Kuo B.Yu., Forsyth D.W. Gravity anomalies of the ridge-transform system in the South Atlantic between 31 and 34.5°S: upwelling centers and variations in crustal thickness // *Marine Geoph. Res.* 1988. V. 10. P. 205-232.
340. Lancelot Y., Seibold E., Cepek P., et al. Site 367: Cape Verde basin // *Initial Reports of the DSDP.* Washington: U.S. Government Printing Office, 1978. V. 41. P. 163-232.
341. Lancelot Y., Seibold E., Cepek P., et al. Site 366: Sierra Leone Rise // *Initial Reports of the DSDP.* Washington: U.S. Government Printing Office, 1978. V. 41. P. 21-162.
342. Langmuir Ch.H., Bender J.F. The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of transform faults: observations and implications // *EPSL.* 1984. V. 69. P. 107-127.
343. Langmuir Ch.H., Bender J.F. Bence A.E., Hanson G.N., Taylor S.R. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge // *EPSL.* 1977. V. 36. P. 133-156.
344. Lawver L.A., Sclater J.G., Meinke L. Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic // *Tectonophysics.* 1985. V. 114. P. 233-254.
345. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // *Eur. J. Mineral.* 1997. V. 9. P. 623 - 651.
346. Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B. Chemical classification of volcanic rocks based on the total Central and South Atlantic and the opening of the West African alkali-silica diagram // *J. Petrol.* 1986. V. 27. P. 745-750.

347. Lee D.C., Halliday A.N., Davies G.R., Essene E.J., Fitton J. G., Temdjim R. Melt enrichment of shallow depleted mantle: a detailed petrological, trace element and isotopic study of mantle derived xenoliths and megacrysts from the Cameroon line // *J. Petrology*. 1996. V. 37. No 2. P. 415–441.
348. Le Roex A.P., Dick H.J., 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.
349. Le Roex 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 54.5S and 51 S: Evidence for geochemical enrichment // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1987. V. 51. P. 541-555.
350. Le Roex 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 // *Contr. Mineral. Petrol*. 1985. V. 90. P. 367-380.
351. Le Roex A.P., Schilling J., Shimizu N., Perkins W.W., Pearce N.J.G. Mantle heterogeneity beneath the southern Mid-Atlantic Ridge: trace element evidence for contamination of ambient Asthenospheric mantle // *EPSL*. 2002. V. 203. P. 479–498.
352. Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A. Oceanic broad multifault transform plate boundaries // *Geology*. 2002. V.30. No.1. P.11–14.
353. Lin J., Purdy G.M., Schouten H. et al. C. Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 1990. V. 344. P. 627 – 632.
354. Lorinczi P., Houseman G.A. Lithospheric gravitational instability beneath the Southeast Carpathians // *Tectonophysics*. 2009. V. 474. P. 322-336.
355. Loubet M., Sassi R., Donato R. Mantle heterogeneities: a combined isotope and trace element approach and evidence for recycled continental crust materials in some OIB sources // *EPSL*. 1988. V. 89. P. 299–315.
356. Macdonald K.C., Fox P.J., Vogt P.R. A new view of the mid-ocean ridge from the behavior of ridge axis discontinuities // *Nature*. 1988. V. 335. P. 217–225.
357. Macdonald K.C., Sempere J.-C., Fox P.J. East Pacific Rise from Siqueiros to Orozco fracture zones: along-strike continuity of axial neovolcanic zone and structure and evolution of overlapping spreading centers // *Journ. Geophys. Res*. 1984. V. 89. P. 6049-6069.
358. MacLeod C.J., Searle R.C., Murton B.J. et al. Life cycle of oceanic core complexes // *EPSL*. 2009. V. 287. P. 333–344.
359. Malamud B.D., Turcotte D.L. How many plumes are there? // *EPSL*. 1999. V. 174. P. 293-306.
360. Malinverno A., Pockalny R.A. Abyssal hill topography as an indicator of episodisity in crustal accretion and deformation // *EPSL*. 1990. V. 99. P. 154-169.
361. Marques L. S., Mabel N.C., Ulbrich E. R., Colombo G. T. Petrology, geochemistry and Sr–Nd isotopes of the Trindade and Martin Vaz volcanic rocks Southern Atlantic Ocean // *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 1999. V. 93. P. 191–216.
362. Martin A.K. Plate reorganizations around Southern Africa, hot spots and extinctions // *Tectonophysics*. 1987. № 142. P. 309-316.
363. Marzoli A., Pissirillo E.M., Renne P.R. et al. The Cameroon volcanic line revisited: petrogenesis of continental basaltic magmas from lithospheric and Asthenospheric mantle sources // *J. Petrol*. 2000. V. 41. № 1. P. 87-109.

364. Mascle J., Marinho H., Wannesson J. The structure of the Guinea continental margin: implications for the connection between the Central and the South Atlantic oceans // *Geologische Rundschau*. 1986. V. 75. N 1. P. 57-70.
365. Matsumoto T., Kelemen P. Preliminary result of the precise geological mapping of the Mid-Atlantic Ridge 14 – 16 N - tectonic extension along the magma-poor ridge axis // *Eos. Trans. AGU*. 1998. V. 79. P. 46.
366. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223-253.
367. McKenzie D., O'Nions R.K. Mantle reservoirs and ocean island basalts // *Nature*. 1983. V. 301. P. 229-231.
368. Melson W.G., Hart S.R., Thompson G. St. Paul's rocks, equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages and implications on sea floor spreading // *Mem. Geol. Soc. Am.* 1972. V. 132. P. 241–272.
369. Melson W.G., O'Hearn T. Smithsonian volcanic glass file // 2003.
www.earthchem.org/petdb
370. Menzies M. Mantle ultramafic xenolith in alkaline magmas: Evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity // In: Hawkesworth C.J.(ed) *Continental basalts and mantle xenoliths*. 1987. P. 92-110.
371. Meyers J.B., Rosendahl B.R., Harrison C.G., Ding Z. Deep imaging seismic and gravity results from the offshore Cameroon volcanic line, and speculation of African hotlines // *Tectonophysics*. 1998. V. 284. P. 31-63.
372. Meyer P.S., Dick H., Thompson G. Cumulate gabbros from the Southwest Indian Ridge, 54°S × 71°E: implication for magmatic processes at a slow spreading ridge // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. V. 103. P. 44-63.
373. Michael P.J., Forsyth D.W., Blackman D.K. et al. Mantle control of a dynamically evolving spreading center: Mid-Atlantic Ridge 31-34°S // *EPSL*. 1994. V. 121. P. 451-468.
374. Minshull T.A., Bruguier N.J., Brozena J.M. Ridge-plume interactions or mantle heterogeneity near Ascension Island? // *Geology*. 1998. V. 26. No. 2. P. 115-118.
375. Minshull T.A., Bruguier N.J., Brozena J.M. Seismic structure of the Mid-Atlantic Ridge, 8 - 9°S // *Journ. Geophys. Res.* 2003. V. 108. NO B11. P. 2360-2381.
376. Mironov Yu.V., Rhyakhovskii V.M., Pustovoi A.A. Sr-Nd-Pb isotopic zoning in the World ocean and mantle plumes // *Geochem. Intern.* 2000. V. 38. Suppl. 1. P. 20-27.
377. Miyashiro A., Shido F. Differentiation of gabbros in the Mid-Atlantic Ridge near 24°N // *Geochemic. J.* 1980. V. 14. № 4. P. 145-154.
378. Moeller H. Magma genesis and mantle sources at the Mid-Atlantic Ridge east of Ascension Island // Thesis of dissertation, doctoral. Christian-Alberts Universitie. 2002. 56 p.
379. Montelli R., Nolet G., Dahlen F.A., Masters G., Engdahl E.R., Hung S. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle // *Science*. 2004. V. 303. P. 338-343.
380. Moore T.C., Rabinowitz P.D., Borella P.E., Shackleton N.J., Boersma A. History of the Walvis ridge // *Initial Reports DSDP*. 1983. V. 74. P. 873-894.
381. Morgan W.J. Convective plumes in the lower mantle // *Nature*. 1971. V. 230. P. 42–43.
382. Morgan W.J. Hotspot tracks and early rifting of the Atlantic // *Tectonophysics*, V. 94, 1983, pp. 123-139.
383. Muller M.R., Minshull T.A., White R.S. Crustal structure of the Southwest Indian Ridge at the Atlantis II Fracture Zone // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105, P. 809–828.

384. Muller R.D., Royer J., Lawver L.A. Revised plate motions relative to the hotspot from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracs // *Geology*. 1993. No 21. P. 275-278.
385. Muller R.D., Smith W.H.F. Deformation of the oceanic crust between the North American and South American plates // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. NO. B5. P. 8275–8291.
386. Mutter J.C., Karson J. Structural processes at Slow-spreading ridges // *Science*. 1992. V. 257. P. 627-634.
387. Mysen B.O., Kushiro I. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle // *Amer. Mineral.* 1977. V. 62. P. 843-856.
388. Natland J.H. The progression of volcanism in the Samoan linear volcanic chain // *Am. J. Science*. 1980. V. 280A. P. 709-735.
389. Neumann G.A., Forsyth D.W. The paradox of the axial profile: isostatic compensation along the axis of the Mid-Atlantic Ridge *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. NO. B10. P. 17891-17910.
390. Nicolas A. A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites // *J. Petrol.* 1986. V. 27. P. 999-1002.
391. Nicolas A., Freydier C., Godard M., Vauchez A. Magma chambers at oceanic ridges: how large? // *Geology*. 1993. V. 21. P. 53-56.
392. Nicolas A., Reuber I., Benn K. A new magma chambers model based on structural studies in the Oman ophiolite // *Tectonophysics*. 1988. No. 151. P. 87-105.
393. Nielson D.L., Sibbett B.S. Geology of Ascension Island // *Geothermics*. 1996a. V. 25. P. 427–448.
394. Nielson D.L., Stiger S.G. Drilling and evaluation of Ascension 1, a geothermal exploration well on Ascension Island, South Atlantic Ocean // *Geothermics*. 1996b. V. 25. P. 543–560.
395. Niu Y.L. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites // *Journ. Petrology*. 1997. V. 38. P. 1047-1074.
396. Niu Y.L. Bulk rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: Implications for mantle melting, melt extraction and post melting processes beneath ocean ridges // *Journ. Petrology*. 2004. V. 45. P. 2423-2458.
397. Niu Y.L., Batiza R. In-situ densities of silicate melts and minerals as a function of temperature, pressure and condition // *Journ. Geology*. 1991. V. 99. P. 767-775.
398. Niu Y.L., Batiza R. Magmatic processes at a slow spreading ridge segment: 26°S Mid Atlantic Ridge // *Journ. Geophys. Res.* 1994. V. 99. NO. B10. P. 19719-19740.
399. Niu Y., O'Hara M.J. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics consideration // *J. Geoph. Res.* 2003. V. 108. P. 2002–2048.
400. Niu Y., O'Hara M.J. MORB-mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: new perspective on crustal growth, crust-mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 1-17.
401. Niu Y.L., Wilson M., Humphreys E.R., O'Hara J.O. A trace element perspective on the source of ocean island basalts (OIB) and fate of subducted ocean crust (SOC) and mantle lithosphere (SML) // *Epizodes*. 2012. V. 35. No 2. P. 310-327.
402. Nürnberg D., Müller R.D. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present // *Tectonophysics*. 1991. № 191. P. 27-53.
403. Nyblade A.A., Pollack H. A global analysis of heat flow Precambrian terrains: implications for the thermal structure of Archean and Proterozoic lithosphere // *J. Geoph. Res.* 1993. V. 98. № 12. P. 207-218.

404. O'Connor J.M., Duncan R.A. Evolution of the Walvis Ridge- Rio Grande Rise hot spot system: implications for African and South American plate motions over plumes // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P. 17475-17502.
405. O'Connor J.M., Le Roex A.P. South Atlantic hotspot-plume systems: 1. Distribution volcanism in time and space // *EPSL*. 1992. V. 113. No 3. P. 343-364.
406. O'Connor J.M., Stoffers P., van den Bogaard P., McWilliams M. First seamount age evidence for significantly slower African plate motion since 19 to 30 Ma // *EPSL*. 1999. V. 171. P. 575-589.
407. Pallister J.S., Hopson C.A. Samail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering and a model of a spreading ridge magma chamber // *Journ. Geophys. Res.* 1981. V. 86. № 4. P. 2593- 2609.
408. Paulick H. Muenker C., Schuth S. The influence of small-scale mantle heterogeneities on Mid-Ocean Ridge volcanism: Evidence from the southern Mid-Atlantic Ridge (7°30'S to 11°30'S) and Ascension Island // *EPSL*. 2010. V. 296. P. 299-310.
409. Peate D.W., Hawkesworth C.J., Maniovani M.S., Shukovsky W. Mantle plumes and flood basalt stratigraphy in the Parana, South America // *Geology*. 1990. V. 18. P. 1223-1226.
410. Peyve A., Bonatti E., Brunelli D. et al. New data on some major MAR structures: initial results of R/V Akademik Nikolaj Strakhov 16, 19, 22 cruise // *InterRidge News*. 2000. V. 9. No. 2. P. 28.
411. Phipps. Morgan J., Morgan W.J., Price E. Hotspots melting generates both hotspot volcanism and a hotspot swell? // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. NO. B5. P. 8045-8062.
412. Phipps. Morgan J., Morgan W.J. Two stage melting and geochemical evolution of the mantle: a recipe for mantle plume-pudding // *EPSL*. 1999. V. 170. P. 215-239.
413. Phipps. Morgan J. Parmentier E.M., Lin J. Mechanisms for the origin of mid-ocean ridge axial topography: Implications for the thermal and mechanical structure of accreiting plate boundaries // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. NO. P. 12823-12836.
414. Phipps. Morgan J., Shearer P.M. Seismic constraints on mantle flow and topography of the 660 km discontinuity: evidence for the whole-mantle convection // *Nature*. 1993. V. 365. P. 506-511.
415. Pilet S., Baker M.B., Stolper E.M. Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas // *Science*. 2008. V. 320. P. 916–919.
416. Pollard D.D., Aydin A. Propagation and linkage of oceanic ridge segments // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. NO. B12. P. 10017-10028.
417. Presnall D.C., Gudfinnsson G.H. The origin the oceanic lithosphere // *Journ Petrol.* 2008. V. 49. P. 615-632.
418. Presnall D.C., Hoover J.D. Composition and depth of origin of primary mid-ocean ridge basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 87. P. 170-178.
419. Purdy G.M., Detrick R.S. Crustal structure of the MAR at 23 N from seismic refraction studies // *Journ. Geophys. Res.* 1986. V. 91. NO. B3. P. 3739–3762.
420. Purdy G.M., Sempere J.C., Lin J. et al. Bathymetry of the Mid Atlantic Ridge, 24 –31 N: A Map series // *Mar. Geoph. Res.* 1990. V. 12. P. 247–252.
421. Raitt R.W. Seismic refraction studies of the Pacific ocean basin // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1956. V. 67. № 12. P. 32 –37.

422. Rankenburg K., Lassiter J.C., Brey G. The role of continental crust and lithospheric mantle in the genesis of Cameroon volcanic line lavas: Constraints from isotopic variation in lavas and megacrysts from the Biu and Jos Plateaux // *J. Petrol.* 2005. V. 46. №1. P. 169-190.
423. Regelous M., Niu Ya, Abouchami W., Castillo P. R. Shallow origin for South Atlantic Dupal Anomaly from lower continental crust: Geochemical evidence from the Mid-Atlantic Ridge at 26°S // *Lithos.* 2009. V. 112. P. 57–72.
424. Renne P.R., Ernesto M., Pacca I.G. et al. The age of Parana flood volcanism, rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary // *Science.* 1992. V. 258. N 5084. P. 975-979.
425. Ritsema J., Allen R.M. The elusive mantle plume // *EPSL.* 2003. V. 207. P. 1-12.
426. Ritsema J., Ni S., Helmberger D.V., Crotwell H.P. Evidence for strong shear velocity reductions and velocity gradients in the lower mantle beneath Africa // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. P. 4245–4248.
427. Roden M.K., Hart S.R., Frey S.H., Thompson G. Sr, Nd and Pb isotopic and REE geochemistry of St Paul's rocks: the metamorphic and metasomatic development of an alkali basalt mantle // *Contr. Miner. Petrol.* 1984. V. 85. P. 376–390.
428. Roest W.R., Collete B.J. The Fifteen Twenty Fracture zone and North American – South American plate boundary // *J. Geol. Soc. London.* 1986. V. 143. P. 833-843.
429. Romanowicz B., Gung Y. Superplumes from the core-mantle boundary to the lithosphere: implications for heat flux // *Science.* 2002. V. 296. P. 513-516.
430. Rona P.A., Grey D.F. Structural behavior of fracture zones symmetric and asymmetric about a spreading axes: Mid Atlantic Ridge (Latitude 23°N to 27°N) // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1980. V. 91. P. 485-494.
431. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // In: Rudnick R.L. (Ed.) *The Crust. Treatise in Geochemistry.* 2003. V.3. P. 1–64.
432. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. NO. B5. P. 10039-10054. (<ftp://topex.ucsd.edu/pub/>)
433. Santos R.N., Marques L. S. Investigation of ^{238}U – ^{230}Th – ^{226}Ra and ^{232}Th – ^{228}Ra – ^{228}Th radioactive disequilibria in volcanic rocks from Trindade and Martin Vaz Islands (Brazil; Southern Atlantic Ocean) // *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2007. V. 161. P. 215–233.
434. Schilling J.G. Upper mantle heterogeneities and dynamics // *Nature.* 1985. V. 314. P. 62-67.
435. Schilling J.G. Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating ridges // *Nature.* 1991. V. 352. P. 397-403.
436. Schilling J., Hanan B., McCulli B., Kingsley R.H., Fontignie D. 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. NO B6. P. 12005 – 12028.
437. Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N. et al Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Influences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. NO B7. P. 10057-10076.
438. Schilling J.G., Thompson G., Kingsley R., Humphris S. Hotspot-migrating ridge interaction in the South Atlantic // *Nature.* 1985. V. 313. P. 187-191.
439. Schilling J.G., Zajac M., Evants R. et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N // *Amer. J. Sci.* 1983. V. 283. P. 510–586.
440. Schouten H., White R.S. Zero-offset fracture zones // *Geology.* 1980. N 8. P. 175-179.
441. Schroeder T., Cheadle M., Dick H.J.B., Faul U., Casey J.F., Kelemen P.B. Non-volcanic seafloor spreading and corner-flow rotation accommodated by extensional faulting at 15 N on the

- Mid Atlantic Ridge: A structural synthesis in of ODP Leg 209 // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2007. V. 8. Q06015, doi:10.1029/2006GC001567.
442. Sclater J.G., Anderson R.N. and Bell M.L. Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific // *Journ. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 7888–7915.
443. Scrutton R.A. Crustal structure and development of sheared passive continental margins // *Dynamics of passive margins. Geodynamics series / Ed. R.A. Scrutton.* 1982. V. 6. P. 133-140.
444. Searle R.C., Thomas M.V et al. Segmentation and a nontransform ridge offset on the Reykjanes Ridge near 58°N // *Journ. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 24159–24172.
445. Sempere J. C. High magnetization zones near spreading center discontinuities // *EPSL.* 1991. V. 107. P. 389-405.
446. Sempere J.C., Blondel P., Briais A. et al. The Mid-Atlantic Ridge between 29 N and 31 30°N in the last 10 Ma // *EPSL.* 1995. V. 130. P. 45–55
447. Sempere J.C., Macdonald K.C. Overlapping spreading centers: implication from crack growth simulation by displacement discontinuity method // *Tectonics.* 1986. N 5. P. 151-163.
448. Shipboard Scientific Party Drilling mantle peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° to 16°N // *Ocean Drilling Programm. Leg 209. Preliminary Report.* Texas A&M University. College Station TX. 2003. 160 P.
449. Shipboard Scientific Party Plutonic rocks in Fracture Zone. Leg 118 // *Nature.* 1988. Vol. 333. № 6169. P. 115-116.
450. 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.
451. Shohn T., Schubert G. Convective thinning of the lithosphere: a mechanism for the imitation of continental rifting // *Journ. Geophys. Res.* 1982. V. 87. P. 4669–74681.
452. Shohn T., Schubert G. Convective thinning of the lithosphere: a mechanism for rifting and mid plate volcanism on Earth, Venus and Mars // *Tectonophysics.* 1983. V. 94. P. 67-90.
453. Shor G., Menard H., Raitt R.W. Structure of the Pacific basin // *The sea.* N.Y. 1970. V. 4. P. 3-28.
454. Siebel W., R. Becchio, F. Volker, M.A.F. et al. Trindade and Martin Vaz Islands, South Atlantic: Isotopic (Sr, Nd, Pb) and trace element constraints on plume related magmatism // *Journal of South American Earth Sciences.* 2000. V. 13. P. 79-103.
455. Sichel S.E., Esperanca S., Motoki A. et al. Geophysical and geochemical evidence for cold upper mantle beneath the equatorial Atlantic ocean // *Braz. J. Geophys.* 2008. V. 26. P. 69–86.
456. Silantyev S.A., Dmitriev L.V., Bazylev B.A. et al. An examination of genetic conformity between co-existing basalt, gabbro and residual peridotites from 15°20'N fracture zone, Central Atlantic: evidence of isotope composition of Sr, Nd and Pb // *InterRidge News.* 1995. V. 4. P. 18-21.
457. Singh S.C., Crawford W.C., Cartoon H. et al. Discovery of a magma chamber and faults beneath a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal field // *Nature.* 2006. V. 442. P. 1029–1032.
458. Sinton J.M., Detrick R.S. Mid-Ocean Ridge magma chambers // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. NO. B1. P. 197-216.
459. Skolotnev S., Peyve A., Bortnikov N., et al. Sulphide mineralization, volcanic and tectonic activity of the MAR near Sierra Leone F.Z.: 10 cruise R/V "Akademik Ioffe" (preliminary results) // *InterRidge News.* 2002. V. 11. № 1. P. 41-42.
460. Sleep N.H. Tapping of magmas from ubiquitous mantle heterogeneities: an alternative to mantle plumes? // *Journ. Geoph. Res.* 1984. V. 89. NO B12. P. 10029-10041.

461. Sleep N.H. Lateral flow of hot plume materials ponded at sublithospheric depths // *Journ. Geoph. Res.* 1996. V. 101. NO B12. P. 28065-28083.
462. Sleep N.H., Barth G.A. The nature of oceanic lower crust and shallow mantle emplaced at low spreading rates // *Tectonophysics*. 1997. V. 279. P. 181-191.
463. Small Ch. Observations of ridge-hotspot interactions in the Southern ocean // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. NO. B9. P. 17931-17946.
464. Smith D.K., Escartin J., Schouten H., Cann J.R. Fault rotation and core complex formation: significant processes in seafloor formation at slow-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13–15 N) // *Geochemistry, geophysics, geosystems*. 2008. V. 9. № 3. Q03003, doi:10.1029/2007GC001699.
465. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al., The amount of recycled mantle-derived melts // *Science*. 2007. V. 316. P. 412-417.
466. Sokolov S.Yu., Sokolov N.S., Dmitriev L.V. Geodynamic zonation of the Atlantic Ocean lithosphere: Application of cluster analysis procedure and zoning inferred from geophysical data // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2008. V. 10. P. 1–30.
467. Sotin C., Parmentier E.M. J.G. Res. Lett. 1989. N 8. P. 835-838.
468. Staudacher Th., Sarda Ph., Richardson Sh. et al. Noble gases in basalt glasses from a Mid-Atlantic Ridge topographic high at 14°N: geodynamic consequences // *EPSL*. 1989. V.96. P. 119-133.
469. Steinberger B. Plumes in convecting mantle: models and observations for individual hotspots // *J.G. Res.* 2000. V. 105. B5. P. 11127-11152.
470. Sun S.S., Nesbit R.W., Sharaskin A.Ya. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // *EPSL*. 1979. V. 96. P. 119-133.
471. Tolstoy M., Harding A.J., and Orcutt J.A. Crustal thickness along the ridge axis of the southern Mid-Atlantic Ridge // *Trans. Americ. Geophys. Union*. 1991. V. 72. P. 467.
472. Tolstoy M., Harding A.J., and Orcutt J.A. Crustal thickness along the ridge axis of the southern Mid-Atlantic Ridge. Bull's eye gravity anomalies and focused accretion // *Sciences*. 1993. №. 262. P. 726-729.
473. Thompson R.N. Phase-equilibria constraints on the genesis and magmatic evolution of oceanic basalts // *Earth Science Reviews*. 1987. V. 24. P. 161-210.
474. Tucholke B.E., Lin J., Klenrock M.C. Megamullion and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. NO. B5. P. 9857-9866.
475. 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. P. 25-31.
476. Vlastelic I., Aslanian D., Dosso D., Bougault H. Large scale chemical and thermal division of the Pacific mantle // *Nature*. 1999. V. 399. P. 345-350.
477. White W.M. Ocean island basalts and mantle plumes: The geochemical perspective // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2010. V. 38. P. 133-160.
478. Weaver B.L. Geochemistry of highly-undersaturated ocean island basalt suites from the south Atlantic ocean: Fernando de Noronha and Trindade Islands // *Contr. Miner. Petr.* 1990. V. 105. P. 502-515.
479. 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. P. 275–278.

480. Weaver B.L., Wood D.A., Tarney J., Joron J.L. Geochemistry of ocean island basalts from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha // Geological society special publication. 1987. NO. 30. P. 253-267.
481. Weiland M., Macdonald K.C., Grindlay N. Segmentation and the magnetic structure of the southern Mid-Atlantic Ridge: 26°S and 31 – 35°S: variations for magmatic processes at slow spreading ridges // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. NO. B4. P. 8055-8073.
482. White W.M., Hofmann A.W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution // Nature. 1982. V. 296. P. 821 – 825.
483. Whitehead J.A., Dick H.B., Schouten H. A mechanism for magmatic accretion under spreading centers // Nature. 1984. V. 312. P. 146-148.
484. Williams, I.S. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1-35.
485. Wilson J.T. A possible origin of the Hawaiian Islands // Canadian J. Phys. 1963. V. 41. P. 863- 870.
486. Wilson M. Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of lower Cretaceous super-plume activity? // In: Storey B.C, Alabaster T., Pankhurst R. J. (eds.) Magmatism and the Causes of Continental Break-up. Geological Society of London. Special Publication. 1992. V. 68. P. 241-255.
487. Winther K.T. An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts // Chem. Geol. 1996. V. 127. P. 43-59.
488. Wood B.J. Mineralogical phase changes at the 670 km discontinuity // Nature. 1989. V. 341. P. 245-247.
489. 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.
490. 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.
491. Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493-571.