

На правах рукописи

Сколотнев Сергей Геннадьевич

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

Специальность: 25.00.03 – геотектоника и геодинамика

**Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук**

Москва – 2015

**Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
Геологическом институте Российской академии наук**

Официальные оппоненты:

Доктор геолого-минералогических наук
Силантьев Сергей Александрович
(ГЕОХИ РАН им. В.И. Вернадского, Москва, главный научный сотрудник)

Доктор геолого-минералогических наук
Дубинин Евгений Павлович
(Музей землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, заведующий сектором
геодинамики)

Доктор геолого-минералогических наук
Сборщиков Игорь Матвеевич
(Институт Океанологии РАН им. П.П. Ширшова, Москва, главный научный
сотрудник)

Ведущая организация:

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных
ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга (ФГУП
«ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга»), г. Санкт-Петербург

Защита состоится 26 ноября 2015 г. в 14 час. 30 мин. на заседании
диссертационного совета Д 002.215.01 при Федеральном государственном бюджетном
учреждении науки Геологическом институте РАН по адресу 119017, Москва, Пыжевский
пер., д. 7, e-mail: luchitskaya@ginras.ru

С диссертацией можно ознакомиться в Научной библиотеке ИГЕМ РАН

Автореферат разослан 15 мая 2015 г.

Ученый секретарь диссертационного совета

доктор геолого-минералогических наук

М.Е. Лучицкая

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Изучение состава, структуры, происхождения и эволюции океанической коры, а также структурных форм, образуемых ею на океаническом дне, является одним из фундаментальных направлений в науках о Земле. Важным свойством коры является ее пространственная изменчивость, что приводит и к изменчивости тектонической структуры дна, проявленной в его разноранговой сегментации. Выявлены следующие вариации состава и строения коры: регулярные мелкомасштабные вдоль оси срединно-океанических хребтов (СОХ), крупномасштабные, связанные с региональными особенностями тектоно-геодинамических условий формирования коры, и локальные, 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 суперпозицией этих процессов. В настоящей работе проводится изучение этого взаимодействия на примере Срединно-Атлантического хребта (САХ).

При анализе вариаций состава коры помимо традиционно используемых для этих целей базальтов выполнено 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 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), 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 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 треков горячих точек включает активные и пассивные горячие линии, появление которых отражает разнообразное влияние разломной тектоники на более глубинные 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., 2003). 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., 2012), а также фосфором и стронцием (Сколотнев и др., 2010), 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.

Личный вклад автора. В основе работы лежат результаты комплексных геолого-геофизических работ, проведенных в ходе 3, 6, 9, 13, 16, 19, 22 и 23-го рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 10, 16, 32 и 33-го рейсов НИС «Академик Иоффе», 28 и 29-го рейсов НИС «Академик Вавилов», рейса G96 НИС «Геленджик», 22-го рейса НИС «Профессор Логачев», в которых автор принимал участие. Во время экспедиционных работ автор планировал и руководил геологическими работами, занимался тектонической интерпретацией результатов батиметрической съемки, проводил драгирование и петрографическое описание драгированных пород. В пострейсовый период осуществлялась комплексная интерпретация аналитических данных по валовому составу, геохимии и изотопии вулканитов и габброидов, по составу породообразующих минералов габброидов, по абсолютному и относительному возрасту пород.

Всего было произведено около 600 успешных драгировок, описано и задокументировано около 9000 образцов различных пород, просмотрено около 2500 шлифов. Обработан массив данных, включающий 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, 3 измерения Ar-Ar возраста вулканитов и 17 определений U-Pb возраста вулканитов и габброидов, 50 микропалеонтологических датировок известняков.

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 35 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 и благодарность академику Ю.М. Пушаровскому - научному руководителю океанических геологических исследований в Геологическом институте РАН за постоянное внимание и руководство работой, непосредственную творческую и моральную поддержку.

На протяжении всей работы над диссертацией автор наиболее тесно сотрудничал с А.А. Пейве, Ю.Н. Разницыным, Н.Н. Турко, С.Ю. Соколовым, Г.Н. Савельевой, Н.М. Сущевской, Э. Бонатти, Е.С. Базилевской, Н.В. Цукановым, В.Н. Ефимовым, С.М. Ляпуновым, А.О. Мазаровичем, обсуждая с ними тектонические, петрогенетические и геохимические аспекты работы. Большая помощь в экспедиционных работах была оказана В.В. Велинским; отзывчивость в определении микрофоссилий проявили М.Е. Былинская, Л.А. Головина, Е.В. Иванова. В многочисленных рейсах в разное время автор работал со многими специалистами разного профиля, в том числе, с Г.В. Агаповой, А.В. Акимцевым, В.Е. Бельтеновым, Н.С. Бортниковым, Т.А. Демидовой, А.Н. Диденко, К.О. Добролюбовой, А.Е. Ескиным, Т.Ф. Зингер, В.Ю. Колобовым, Д.И. Криновым, В.Ю. Лаврушиным, О.В. Левченко, М. Лиджи, И.О. Мурдмаа, А.С. Перфильевым, А.Н. Перцевым, В.А. Симоновым, П. Тартаротти, А. Чиприани, В.Н. Шарповым, Е.В. Шарковым, обсуждение с которыми различных вопросов геологического строения Атлантики способствовало повышению научной квалификации автора и помогло в написании настоящей работы. Выполнению работы также способствовала помощь и сотрудничество экипажей НИС "Академик Николай Страхов", "Геленджик", «Академик Иоффе», «Академик Вавилов», «Профессор Логачев». Автор глубоко признателен всем этим коллегам и друзьям, благодаря помощи которых был

получен, обработан и осмыслен фактический материал.

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

Методические подходы исследования и методы морских экспедиционных работ.

Основой методического подхода при решении поставленных задач служили сравнительный анализ результатов комплексных геолого-геофизических работ, проведенных на базе среднемасштабной (около 1 : 200000) батиметрической съемки ключевых полигонов океанического дна, историко-тектонический и регионально-тектонический методы.

Батиметрическая съемка полигонов производилась с помощью многолучевых эхолотов Echos 625, Echos XD фирмы Hollming (Финляндия), Simrad EM12S фирмы Kongsberg Maritime (Норвегия), SeaBat 8150 фирмы Reson (Дания), на полигонах Бразильской котловины проводилось профилирование с помощью однолучевого эхолота Elac (Германия). Батиметрические работы сопровождалось непрерывным сейсмическим (НСП), акустическим (профилографы Edgetech 3300 (США), Parasound и SES-2000 deep фирмы INNOMAR) и магнитным профилированием. Опробование дна производилось с помощью драгирования.

Структурные рисунки океанического дна анализировались с использованием карты GEBCO (2004), а также карт предсказанной топографии (predicted topography) с точностью 1 × 1' (около 1,9 км × 1,9 км), построенных по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell and Smith, 1997) с помощью программы Surfer 9.

Аналитические методы исследования. Валовой состав пород определялся методами мокрой химии в Геологическом институте РАН (Москва), а также рентгеноспектральным методом по стандартным методикам на спектрометрах СРМ и VR-20 в Институте геологии и геофизики СО РАН (Новосибирск). Концентрации элементов-примесей в породах измерялись по методике рентгено-флюоресцентного анализа на спектрометрах АРФ-6 и Magix-Pro (фирмы Philips, Голландия) в ВИМС МПР, нейтронно-активационным анализом в ИМГРЭ МПР, методом ICP MS на спектрометре «PerkinElmer ELAN 6000» (США) (в ИМГРЭ МПР) и спектрометре «Element 2» (Германия) (в ГИН РАН).

Составы минералов определялись на электронном микроскопе CamScan 4DV с приставкой для энергодисперсионного анализа фирмы Link, модель AM10000 и на микроанализаторе JXA-8100 фирмы JEOL с энергодисперсионной приставкой INCA.

Измерения изотопного состава пород проводились в г. Санкт-Петербург на масс-спектрометрах TRITON в ЦИИ ВСЕГЕИ МПР и Finigan MAT 261 в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН.

Ag-Ag 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). Для определения возраста цирконов применялся локальный метод изотопного датирования зерен. U-Pb изотопные отношения в цирконах измерялись на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ МПР в соответствии с методикой (Williams, 1998).

Географическая характеристика области исследования. Изученная область охватывает Центральную часть Атлантики между трансформными разломами Монтевидео и Зеленого Мыса. В осевой части Атлантики проходит САХ, ограниченный абиссальными котловинами и впадинами: на западе Бразильской, Сеара, Пара и Демерара, на востоке – Ангольской, Гвинейской, Сьерра Леоне и Гамбийской.

Бразильская котловина насыщена линейными хребтами и цепями подводных гор: хребет Витория-Триндади, горы Байя, горы Пернамбуку, хребет Фернанду ди Норонья. Ангольская и Гвинейская котловины разделяются системой подводных гор, образующих широкую полосу, иногда называемую *горами Св. Елены*. В восточной части этой полосы протягивается Камерунская линия, состоящая из цепи островов Пагалу, Сан Томе, Принсипи. На юге Бразильская котловина ограничена поднятием Риу Гранди, а Ангольская котловина – Китовым хребтом.

Впадины Сеара и Пара разделяются подводным хребтом Сеара, на западном фланге впадины Сеара находятся небольшие линейные структуры: Северо-Бразильский хребет, горы Сеара и Мараньян. Впадины Сьерра Леоне и Гамбийская разделяются поднятием Сьерра Леоне и окаймляющими его с севера горами Гримальди, а с северо-запада - горами Батиметристов. На северной границе впадины Демерара находится хребет Барракуда.

История геологического развития Атлантики. В районе Центральной Атлантики полный разрыв континентальной коры произошел в конце средней юры 185-178 млн. лет назад (Klitgaard, Shouten, 1986). В апте (115 млн. лет назад) спрединг из центральной части проградировал в северном направлении между Ньюфаундлендом и Иберией (Bedard, 1985). На месте Южной Атлантики 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. Первый раскол континента на месте Южной Атлантики произошел в 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. В Экваториальной Атлантике, служившей последним барьером между Южной и Центральной Атлантикой, спрединг начался около 100 млн. лет назад.

В работе (Cande et al., 1988) дается история раскрытия Южной Атлантики с 84 млн. лет назад, в течение которой происходили изменения в направлении и скорости спрединга.

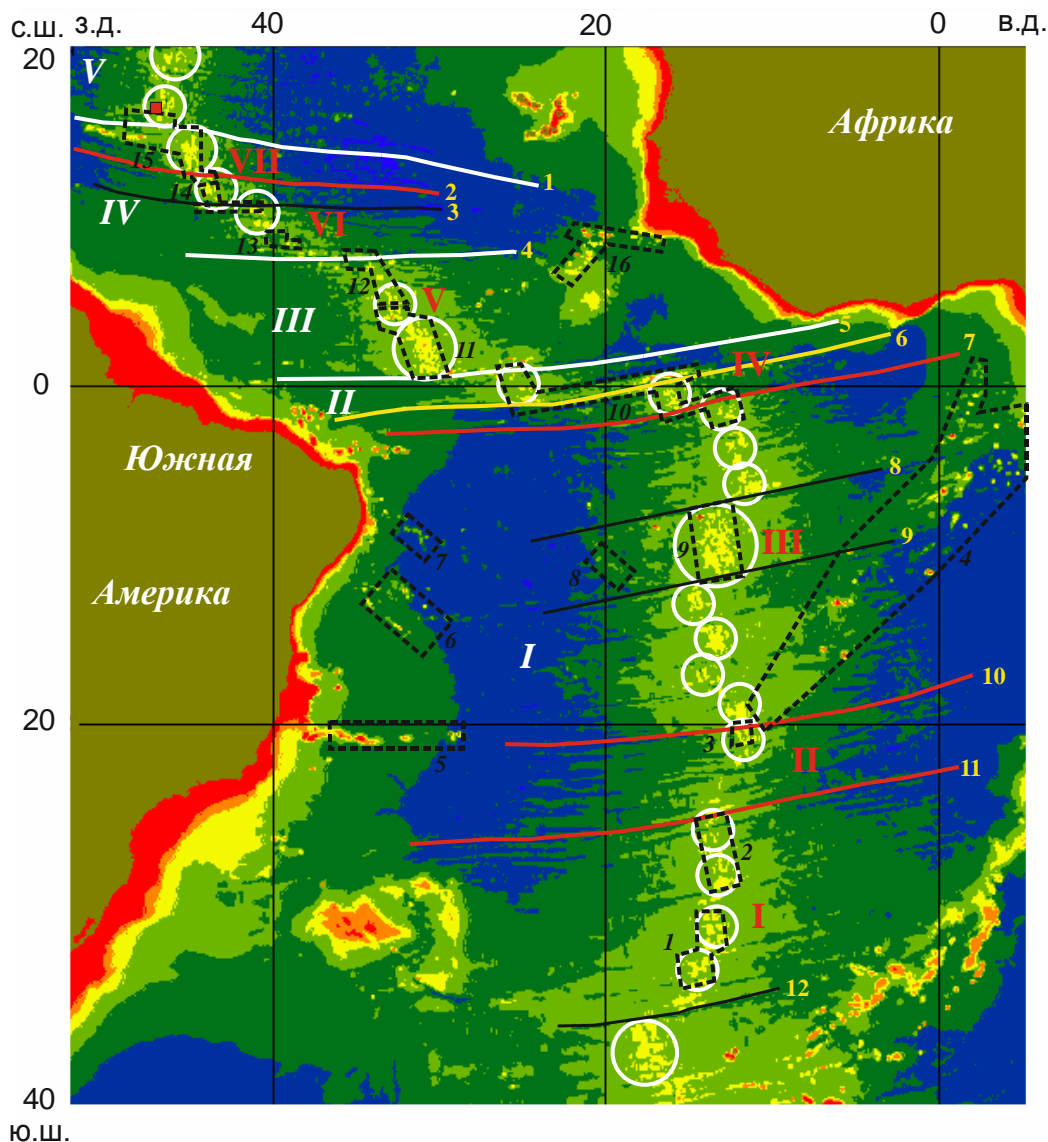


Рис. 1. Расположение полигонов детальных работ и схема тектонического районирования Центральной части Атлантики (выполнена на основе карты ГЕБКО)

Пунктирной линией обведены контуры полигонов: 1 - Кокс, 2 - Мур, 3 - Мартин Вас, 4 - гор Св. Елены, 5 - хребет Витория-Триндади, 6 - горы Байя, 7 - горы Пернамбуку, 8 - цепь 10-11, 9 - Габон, 10 - Романи, 11 - Св. Петра, 12 - Сьерра Леоне, 13 - Долдрамс, 14 - Вима, 15 - Зеленого Мыса, 16 - горы Гримальди и Батиметристов. Красный квадрат - скважина 1275 ODP. Субширотные линии - трансформные разломы, красного цвета - разделяющие тектоно-магматические провинции (цифры красного цвета): I - Тристан, II - Центральная Южно-Атлантическая, III - Св. Елены, IV - Экваториальная, V - Сьерра Леоне, VI - Долдрамс, VII - Зеленого Мыса; желтого - разделяющие тектонические надпровинции (цифры белого цвета): I - Южно-Атлантическая, II - Романи, III - Сьерра Леоне, IV - Вима, V - Центрально-Атлантическая; белые одновременно те и другие, черные - прочие трансформы. Желтыми цифрами показаны трансформные разломы: 1 - Зеленого Мыса, 2 - Марафон, 3 - Вима, 4 - Богданова, 5 - Сан Паулу, 6 - Романи, 7 - Чейн, 8 - Воскресения, 9 - Боде Верде, 10 - 20°ю.ш., 11 - Риу Гранди, 12 - Монтевидео.

Белыми кружками нанесены горизонтальные проекции предполагаемых подосевых вертикальных цилиндрических конвективных ячеек в верхней мантии, в восходящих ветвях которых, приуроченных к осевым участкам ячеек, поднимаются микроплюмы обогащенной мантии, что соответствует суперсегментам I-го типа.

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

2.1 Строение, состав и развитие медленноспрединговых СОХ

Основные корообразующие и структурообразующие процессы в океане происходят в осевых зонах СОХ, являющихся осевыми зонами спрединга океанического дна (Ле Пишон, 1974). Главным процессом, ответственным за аккрецию коры в осевой зоне спрединга, является подосевой апвеллинг астеносферной мантии, имеющий в медленноспрединговых хребтах, к каковым относится САХ, фокусированный характер (Whitehead et al., 1984, Crane, 1985, Phips. Morgan et al., 1987, 1991, Lin et al., 1990, Mutter, Karson, 1992, Мащенко, 1994, Detrick et al., 1995, Hosford et al., 2001, Дубинин и др., 2010). Последнее означает, что вдоль оси хребта в поверхности астеносферной мантии чередуются выступы и понижения. В районе выступов происходят подъемы подосевых мантийных диапиров. Над мантийными диапирами возникают спрединговые ячейки, ограниченные нетрансформными и трансформными смещениями. Изучая участок САХ, заключенный между разломами Метеор и Риу Гранди (Южная Атлантика), авторы работ (Fox et al., 1991, Grindlay et al., 1991, 1992, Tolstoy et al., 1991, 1993) показали, что в дистальных частях ячеек рифтовые долины более глубокие и широкие, а мощность коры существенно меньше по сравнению с их центральными частями. Следовательно, апикальная часть диапира локализуется под центральной частью ячейки, а в ее дистальных частях находятся нисходящие ветви диапира, в силу чего дистальные части ячеек по сравнению с их центральной частью характеризуются более холодным тепловым режимом и редуцированной магматической поставкой.

На примере спрединговой ячейки, ограниченной разломами Мур и Риу Гранде, в работе (Niu, Batiza, 1994) показано, что в центре спрединговой ячейки плавление происходит на меньших глубинах при больших степенях частичного плавления, а распространенные здесь базальты характеризуются повышенными концентрациями CaO и SiO₂ и пониженными – Na₂O, TiO₂, Al₂O₃ и FeO, противоположные условия существуют в дистальных частях ячейки. Эти закономерности вдольосевых вариаций состава базальтов соответствуют экспериментам по плавлению толеитовых расплавов (например, Mysen, Kushiro, 1977, Jaques, Green, 1980, Jonson et al., 1990).

В работах (Whitehead et al., 1984, Crane, 1985, Macdonald et al., 1988, Мащенко, 1994, Дубинин и др., 2010,) показано, что сегментация САХ обусловлена фокусированным характером подосевого апвеллинга. Это означает, что отмеченные выше закономерные вариации строения коры и состава базальтов вдоль спрединговой ячейки будут регулярно повторяться вдоль оси САХ. В то же время проведенные исследования свидетельствуют о том, что на некоторых участках САХ отдельные структурные элементы спрединговых ячеек

либо усилены, либо редуцированы, либо видоизменены, либо вовсе отсутствуют.

2.2 Плюмы глубинной мантии

Вслед за (Wilson, 1963, Morgan, 1971) большое количество исследователей связывает внутриплитный океанский вулканизм, ответственный за внеосевую вертикальную аккрецию коры, с горячими точками - зонами плавления, расположенными в подлитосферной мантии и подпитываемыми плюмами глубинной мантии. Самые общие представления о плюмах состоят в следующем. Плюмы отличаются от вмещающей мантии меньшими вязкостью и плотностью, составом, в основном поднимаются с границы ядро-мантия (сейсмический слой D") и в самом простом виде состоят из тонкого подводящего канала, венчающегося широкой грибообразной головой, где происходит растекание плюмового материала на уровне потери им плавучести (White, Hofmann, 1982, Лобковский, 1988, Griffiths, Campbell, 1990, Kumazawa, Maruyama, 1994, Kellog et al., 1999, Van-der-Hilst, Karason, 1999, Montagner, Ritsema, 2001, Грачев, 2000, Добрецов, Кирдяшкин, 2000).

В соответствии с основными представлениями изотопной геодинамики главным мантийным компонентом в составе плюмов является мантийный компонент HIMU, характеризующийся высокими отношениями изотопов свинца при повышенных - $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ и умеренно низких - $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ (Zindler et al., 1982), который, как впервые предположили (White, Hofmann, 1982), представляет измененную океаническую кору, поступившую в зонах субдукции в мантию, достигшую границы ядро-мантия и в виде плюма поднявшуюся вверх. Нередко компонент HIMU находится в сочетании с мантийными компонентами EM-1 и EM-2 (Zindler et al., 1982, Hart, 1988, Hoffman, 1991). Компонент EM-1 характеризуется высокими Rb/Sr и низкими U/Pb и Sm/Nd, а EM-2 отличается от него более высокими значениями Sm/Nd, Rb/Sr, U/Pb и Th/U. Существует несколько точек зрения на природу компонентов типа EM: это рециклинг океанической коры, содержащей пелагические (EM-1) или терригенные (EM-2) осадки (Hoffman, 1991); это участие в рециклинге континентальной коры (Hoffman, 1997, Jackson et al., 2007), это скопление блоков континентальной литосферы на границе нижней и верхней мантии (Niu, O'Hara, 2009).

Основываясь на данных гелиевой изотопии, часть исследователей в качестве самостоятельного мантийного компонента выделяет вещество примитивной мантии, обладающее наиболее высокими значениями отношений He^3/He^4 : FOZO (Hart et al., 1992), PREMA (Zindler, Hart, 1986) и др.

Накопилось много данных о том, что плюмы глубинной мантии оказывают влияние на тектонику и магматизм осевой зоны спрединга (Le Roex et al., 1983, 1985, Schilling et al., 1985, 1991, Humphris et al., 1985, 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, увеличивается средняя степень частичного плавления подосевой мантии, в осевой зоне широко изливаются обогащенные базальты. Геохимические и изотопные характеристики этих базальтов близки к таковым у вулканитов, связанных своим происхождением с близко расположенным плюмом.

Имеется несколько точек зрения о способах влияния плюмов, удаленных от оси спрединга. В работах (Morgan, 1981, Schilling et al, 1985, 1991, Ito et al., 2003, Sleep 1992, Douglass et al., 1995) обсуждается возможность существования подлитосферных каналов, по которым вещество плюма поступает в осевую зону спрединга. Ле Ро с соавторами (Le Roex et al., 1983, 1985, 1987) считают, что в этом случае плавится конвектируемая мантия, претерпевшая вблизи горячих точек жильный метасоматоз. В работах Л.В. Дмитриева с коллегами (1999, 2006) обосновывается точка зрения о том, что под действием внеосевого плюма в подосевой зоне изменяются геодинамические условия плавления.

2.3 Представления альтернативные концепции плюмов глубинной мантии и химические мантийные неоднородности

Ряд исследователей в связи с отсутствием у некоторых горячих точек: 1) вертикального канала, уходящего глубоко в мантию (Fouglер, Natland, 2003); 2) стабильности в пространственном положении относительно друг друга (Koppers et al., 2001); 3) линейной прогрессии возраста вдоль простирания их треков (Courillot, 2003), - привлекает другие механизмы образования линейных вулканических структур. Главная суть других механизмов состоит в том, что линейные цепи вулканических гор имеют малоглубинное происхождение и обусловлены тектоническими процессами, происходящими в литосфере. В соответствии с (Anderson, 2000, Fouglер, Natland, 2003, Артамонов, Золотарев, 2008, Malamud, Turcotte, 1999, Fairhead, Marjorie, 2005, Уткин, 2006) они возникают в результате стрессов, наступающих при изменении реологических свойств литосферы, или при релаксации напряжений в плите, которые могут приводить к образованию тектонически ослабленных зон в литосфере, под которыми происходят процессы декомпрессионного плавления мантии.

Малоглубинное формирование линейных вулканических цепей предполагает наличие малоглубинных источников обогащенной мантии. Сторонники этой точки зрения допускают, что в верхних слоях конвектируемой верхней мантии широко и хаотично распространены пассивные блоки (неоднородности) материала различной природы, обогащенного несовместимыми элементами и радиогенными изотопами (Sleep, 1984, Shirey et al., 1987, Peate et al., 1990, Michael et al., 1994, Batiza, 1996, Fouglер, Natland, 2003, Пейве, 2002, 2007, Gibson et al., 2005, Niu, O'Hara, 2009). Плавлением этих неоднородностей небольших размеров этими авторами объясняется и появление локальных геохимических аномалий в составе осевых базальтов, встречающихся вдали от плюмовых регионов.

Представляется, что многие факты, свидетельствующие против горячих точек, не являются критическими и могут найти объяснение в рамках плюмовой концепции. Но, несомненно, идеи о влиянии внутриплитных напряжений на формирование вулканических цепей должны стать важнейшим дополнением к механизму горячих точек. Ряд авторов (например, Пейве, 2007) считает, что различные линейные вулканические структуры в океане могут иметь разный генезис: и глубинный и малоглубинный.

2.4 Региональные вариации состава осевых базальтов.

Большая литература посвящена анализу региональных особенностей протекания корообразующих и структурообразующих процессов, которые связываются с вдольосевыми вариациями геодинамического режима подосевого апвеллинга, которые в свою очередь определяются температурой верхней мантии и скоростью ее подъема в районе зон магмогенерации (Schilling et al., 1985, 1991, 1994, Klein, Langmuire, 1987, Дмитриев и др., 1999, 2006. Сущевская и др., 1994, 2007, Пейве, 2002). Как уже говорилось выше, многие из них, указывающие на повышение температуры верхней мантии, объясняются влиянием плюмов глубинной мантии на процессы в осевой зоне спрединга. В то же время в районе разломных зон Романш и Сан Паулу в Экваториальной Атлантике обнаружена область широкого развития высоконатровых и низкожелезистых толеитовых базальтов, появление которых большинством исследователей связывается с пониженными температурами верхней мантии в этом районе (Bonatti et al., 1993, 2001, Schilling et al., 1995, Сущевская и др., 1994, 2002, 2007). Вышеуказанные авторы полагают, что основной причиной охлаждения мантии является ее контакт на ранних этапах раскрытия Экваториальной Атлантики с холодной континентальной литосферой поздно расколовшегося Экваториального блока Гондваны.

2.5 Постановка проблемы, задачи исследования

Проведенный обзор многообразия корообразующих и структурообразующих процессов в Атлантике и характера их пространственных вариаций показывает, что существуют закономерные регулярные вдольосевые вариации состава и строения океанической коры и тектонического строения океанического дна, обусловленные фокусированным характером подосевого апвеллинга астеносферной мантии, региональные вариации геодинамического развития различных участков СОХ, вызванные нагревом или охлаждением верхней мантии на уровне зоны магмогенерации, и случайные эпизоды плавления локальных мантийных неоднородностей. Поскольку подосевой апвеллинг фундаментальный процесс осевой зоны спрединга, то все остальные процессы и факторы действуют через него, усиливая или ослабляя те или иные стороны процесса. Таким образом, встает проблема соотношения и взаимодействия между процессами и явлениями, вызывающими регулярные, региональные и локальные вдольосевые вариации состава и строения коры и строения дна, что определяет

индивидуальные черты состава и строения коры в различных сегментах СОХ.

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. К их числу относятся: 1) механизмы, обеспечивающие влияние внеосевых плюмов на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга; 2) факторы и механизмы, приводящие к образованию областей верхней мантии с пониженной температурой; 3) природа мелких химических неоднородностей верхней мантии; 4) соотношение между глубинными и малоглубинными механизмами образования линейных вулканических структур океанического дна; 5) природа многообразия плутонических комплексов, образующих 3-й слой океанической коры. Ответы на эти вопросы в рамках тех возможностей, которые открывает имеющийся фактический материал, являются задачами данной работы.

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

В этой главе анализируются основные черты тектонического строения океанического дна при последовательном описании полигонов детальных геолого-геофизических работ, выполненном на базе литературных и оригинальных данных. Это следующие полигоны (рис. 1): *Кокс* между разломами Кокс и Метеор, *Мур* между 25° и 27,5° ю.ш., *Мартин Вас* между 21° и 19,8° ю.ш., *Габон* между разломами Бодэ Верде и Вознесения, *Романш* между разломами Чейн и Романш, *Св. Петра* между разломом Сан Паулу и 5° с.ш., *Сьерра Леоне* между 5° с.ш. и разломом Богданова, *Долдрамс* между разломами Вернадского и Архангельского, *Вима* между разломами Вима и Меркурий, *Зеленого Мыса* между разломами Марафон и Зеленого Мыса. Описание тех участков САХ, где отсутствуют полигоны детальных работ, а также характеристика структурного плана океанического дна дается по картам ГЕВСО и предсказанной топографии.

Строение типичных спрединговых ячеек и их распределение вдоль оси САХ.

Проведенное морфологическое изучение сегментов САХ, ограниченных трансформными и нетрансформными смещениями, показало, что в Центральной части Атлантики преобладающее количество этих сегментов устроено по принципу спрединговых ячеек, охарактеризованных в главе 2. На флангах САХ этот стиль строения запечатлевается в вариациях высоты и ширины рифтовых гор, хотя на участках дна древнее 5-11 млн. лет контрастность рельефа уменьшается. Длины наиболее распространенных типичных спрединговых ячеек 30-60 км. Магнитные исследования обнаруживают, что каждая ячейка имеет независимую историю спрединга, проявляющуюся в асимметрии спрединга и в

различающихся скоростях спрединга между ячейками (Brozena, 1986, Carbotte et al., 1991, Сколотнев и др., 2009). Сейсмические исследования и распределение аномалий Буге свидетельствуют о более высоких мощностях коры в центральных частях ячеек (до 6 км) по сравнению с их дистальными частями (2-3 км) (Kuo, Forsyth, 1988, Tolstoy et al., 1991, 1993). По результатам опробования рифтовые долины и рифтовые горы на большем протяжении сложены базальтами, а дистальные части – серпентинизированными перидотитами и габброидами при подчиненной роли базальтов (Cannat et al., 1993, 1995, 1996, 1997, Пушаровский и др., 1989, 1992, 2004, Сколотнев и др., 1999).

Строение некоторых спрединговых ячеек отражает усиление аккреции коры в их дистальных частях. Это проявляется в появлении в зонах трансформных разломов участков, обладающих стратифицированным типом коры (Cannat et al. 1991, Пушаровский и др., 1991), и в развитии крупных неовулканических хребтов в дистальных частях ячеек (Пушаровский и др., 2004). В соответствии с (Bonatti et al., 2003) такие изменения в строении ячеек связаны с наступлением эпох усиления подосевого апвеллинга, которые следуют через 3-5 млн. лет.

Строение аномальных спрединговых ячеек и их распределение вдоль оси САХ. Среди спрединговых ячеек выделяются разности с центральным осевым поднятием высотой 500-1000 м, имеющим большую мощность (до 7 км (Tolstoy et al., 1991, 1993)) в сравнении с центральными частями типичных ячеек, и сложенным не только деплетированными, но и обогащенными базальтами. Такие ячейки в настоящей работе классифицируются как аномальные. Протяженность этих ячеек 20-110 км, но в большинстве случаев - 50-80 км. Нередки случаи, когда первоначально осевые поднятия диаметром 20-30 км находятся уже за пределами рифтовой долины. Все особенности строения аномальных ячеек говорят о более интенсивном подосевом апвеллинге в этих сегментах по сравнению с соседними спрединговыми ячейками, проявляющемся в большем размере мантийного диапира и/или большей скорости его подъема. Вдоль САХ аномальные ячейки появляются регулярно: расстояния между их центральными поднятиями составляет 220-400 км, при средней величине около 350 км.

Аномальные ячейки не обнаружены в районах с очень низким осевым рельефом: в политрансформе Сан Паулу, а также между разломами Богданова и Архангельского.

Строение плюмовых спрединговых ячеек и их распределение вдоль оси 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 (Morgan, 1983). Вблизи него между разломами Боде Верде и Вознесения среди типичных и аномальных ячеек находится ячейка с наиболее высоким приосевым рельефом. В ней рифтовая долина отсутствует, а средний уровень вершинной поверхности осевой зоны

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 (Vruguier et al., 2003). Подобные аномальные ячейки имеются между разломами Сан Паулу и Св. Петра, где на восточном фланге САХ вблизи осевой зоны локализуется плюм Сьерра Леоне (Schilling et al., 1994) и между разломами Марафон и Зеленого Мыса, где на западном фланге САХ функционирует плюм Ресечер, поднявшийся около 45-50 млн. лет назад. Данные ячейки квалифицируются как плюмовые.

Длины плюмовых ячеек 70-110 км, на их флангах развит грядовый рельеф рифтовых гор, осложняемый появлением изолированных вулканических структур разных размеров, формирующихся во внеосевых условиях. САХ на участках развития плюмовых ячеек сильно расширяется, при этом несимметрично: в большей степени в сторону локализации плюмов.

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 аномалий пониженных скоростей диаметром 500-1000 км, в центрах которых мантия имеет наименьшие плотности. Центры этих скоростных аномалий располагаются в основном под плюмовыми ячейками, а расстояния между ними на пространстве между островами Буве и Исландия - 1700-2500 км при среднем значении около 2000 км.

Строение сегментов, не относящихся к спрединговым ячейкам. В пределах Центральной части Атлантики выявлено три типа сегментов, не имеющих признаков спрединговых ячеек. Наиболее распространенный из них встречен на участках САХ, сегментированных частыми трансформными разломами с большими оффсетами (>100 км), следующими с интервалом 15-35 км. Это район политрансформа Сан Паулу и участок САХ между разломами Архангельского и Богданова. В этих сегментах нодальные впадины противоположных зон интерсектов практически соединяются друг с другом, и днище рифтовых долин на всем протяжении имеет большие глубины 4100-4700 м, что свидетельствует о редуцированности магматической аккреции коры на этих участках.

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). Эти хребты являются структурами тектонического воздымания - горстами (Сколотнев и др., 2003). Наиболее вероятной причиной подъема межразломных хребтов является интенсивная серпентинизация доминирующих в их составе ультрабазитов. Реализации сил плавучести у серпентинизированных блоков литосферы благоприятствовала обстановка растяжения поперечного к спредингу, характерная для этих участков САХ (Пущаровский и др., 2005). Поднимавшиеся межразломные хребты в силу флексурного

изгиба литосферы испытывали поперечное растрескивание, приводившее к заложению частых депрессий, а также способствовавшее перескокам оси спрединга.

Охарактеризованные выше сегменты классифицируются здесь как сегменты межразломных хребтов. До 50 млн. лет назад они были распространены гораздо шире: между разломами Зеленого Мыса и Богданова. Тепловое влияние плюма Ресечер, привело к их замене на спрединговые ячейки на отрезке между разломами Меркурий и Архангельского.

Второй тип сегментов, построенных не по принципу спрединговых ячеек, встречен в краевых участках *полигона Зеленого Мыса* в районе 13°с.ш. и 15°с.ш. Здесь в осевой и гребневой зонах широко распространены куполовидные структуры, сложенные породами внутреннего океанического комплекса (Smith et al., 2008). Их формирование происходит в условиях преобладания тектонического растяжения над магматической деятельностью, когда раздвиг дна происходит по долгоживущему пологому detachменту. Куполовидные структуры разбивают осевую зону САХ на сегменты длиной 20-30 км. Широкое развитие куполовидных структур между разломами Зеленого Мыса и Марафон есть свидетельство наличия участков низких температур в верхней мантии. Однако этот район САХ испытывает тепловое влияние плюма Ресечер, поэтому в его центре отсутствуют куполовидные структуры и, напротив, сформировалась плюмовая спрединговая ячейка.

Появление области пониженных температур в верхней мантии под осевой зоной САХ между разломами Марафон и Зеленого Мыса обусловлено теми же явлениями, какие привели и к образованию аналогичной области в Экваториальной Атлантике (Schilling et al., 1995, Bonatti et al., 1993, 2001), описанной в главе 2. Подокеанская мантия Центральной Атлантики длительное время контактировала с очень холодной континентальной литосферой нерасколовшегося Экваториального блока Гондваны вдоль Гвинейского разлома, при этом остывание длительное время продолжалось и во время раскрытия Экваториального блока на контакте вдоль разломов Марафон и Богданова.

Охарактеризованные выше сегменты классифицируются в настоящей работе как сегменты куполовидных структур. Такие сегменты также распространены на *полигоне Сьерра Леоне* между рифтовой впадиной 5,76°с.ш. и разломом Богданова.

Третий тип обсуждаемых сегментов находится в области пониженных температур верхней мантии непосредственно южнее разлома Романш. Здесь на протяжении 25 км на фоне холмистого рельефа наблюдается серия разноориентированных депрессий небольшой глубины, свидетельствуя о рассеянном спрединге. Холмы, в соответствии с (Bonatti et al., 2001), возникли в результате серпентинитового диапиризма. 3-5 млн. лет назад такое строение дна распространялось и далее к югу на 50 км от разлома Романш.

О влиянии плюмов глубинной мантии на тектоническое строение и развитие океанического дна. Проведенные исследования показали, что одним из главных следствий близкого расположения плюмов является резкая интенсификация подосевого мантийного апвеллинга на участках САХ, выделенных как плюмовые спрединговые ячейки. Вблизи плюма Св. Елены на оси САХ расположены две таких ячейки с расстоянием друг от друга около 400 км, при этом они разобщены в основном типичными спрединговыми ячейками. Этот факт свидетельствует о том, что плюм в области своего влияния воздействует на подосевую апвеллинг не равномерно, а концентрированно. Это находит объяснение в концепции микроплюмов обогащенной мантии, регулярно поднимающихся из низов верхней мантии в подосевую зону САХ со средним периодом около 350 км (Сколотнев, 2013). В соответствии с этими взглядами, основным способом влияния плюмов на процессы осевой аккреции коры является дополнительный нагрев микроплюмов и добавление к ним вещества глубинного плюма, что приводит к увеличению их мощности (объема и скорости подъема).

Интегрированным показателем усиленной аккреции коры в областях, испытывающих влияние плюмов, является большая ширина и высота САХ по сравнению со смежными областями, при этом увеличение ширины и высоты хребта не ограничивается только плюмовыми спрединговыми ячейками, а распространяется на большие расстояния. Так вблизи плюма Св. Елены ширина САХ по изобате 4000 м варьирует в диапазоне 700-1100 км на протяженном участке длиной около 1100 км между разломами Мартин Вас и Вознесения; а к югу (до разлома Мартин Вас) и к северу (до разлома Чейн) она постепенно сужается до 400-500 км. Это наблюдение свидетельствует о том, что существуют и другие механизмы, посредством которых плюмы оказывают влияние на осевую зону САХ. Анализ тектонического строения дна позволяет выделить три таких механизма.

Характерной чертой структурного плана дна в областях влияния плюмов является наличие V-образных структур с размахом крыльев от десятков до сотен км, появление которых связано с устойчивой вдольосевой миграцией спрединговых сегментов, ограниченных нетрансформными смещениями (Tucholke, Schouten, 1988, Purdy et al, 1990), обусловленной подосевыми течениями астеносферы, инициируемыми избытками вещества и тепла, поставляемыми плюмами (Rona, Grey, 1980). По распространенности V-образных структур в Центральной части Атлантики можно установить, что подосевые глубинные астеносферные потоки, связанные с разными плюмами, распространяются от 600 до 1000 км. Другой способ проявления вдольосевых течений астеносферы обнаруживается в области влияния плюма Сьерра Леоне, расположенного в непосредственной близости от осевой зоны САХ. Здесь между разломами Сан Паулу и Св. Петра как рифтовая долина в целом, так и отдельные ее впадины простираются параллельно общему простиранию САХ (347°), но косо

по отношению к спредингу (85°). Севернее между нетрансформными нарушениями Св. Петра и 4,67°с.ш. простирание рифтовой долины сохраняется, но ее отдельные впадины уже ортогональны спредингу. Еще севернее между нарушениями 4,67°с.ш. и 5,53°с.ш. и рифтовая долина, и отдельные ее структуры ортогональны спредингу. Наблюдающиеся дискордансы между простираниями рифтогенных структур и направлением спрединга могут быть объяснены в соответствии с (Phips Морган, 1987, Searle et al., 1994, Abelson, Agnon, 1997) тем, что вдольосевой поток глубинной мантии, связанный с очень близко расположенным плюмом, изменяет ориентацию и температуру зоны подосевого апвеллинга, которая определяет характер структурообразующих процессов в осевой зоне спрединга.

Второй из рассматриваемых механизмов вытекает из распространенности в областях влияния плюмов Св. Елены и Ресечер цепей из подводных гор до 15 км в диаметре и до 1000 м высотой и невысоких (до 600 м) узких (до 5 км) хребтов длиной до 100 км, протяженностью до 900 км, которые соединяют горячие точки этих плюмов с осевой зоной САХ, где происходят возрастание осевого рельефа и изменения в структуре подосевого апвеллинга. Например, в районе 20°ю.ш. (*полигон Мартин Вас*), куда подходит одна из таких цепей юго-западного простирания, вулканические центры спрединговых ячеек смещены к нетрансформному смещению 20°ю.ш., а само нетрансформное смещение является центром мощной вулканической деятельности (Сколотнев и др., 2009). Часть из этих цепей имеет простирание близкое к направлению спрединга, часть косое по отношению к нему. Эти цепи являются структурным выражением обоснованных в работах (Shilling et al., 1985, Douglass et al., 1995, Ito et al., 2003) каналированных подлитосферных потоков, растекающихся от горячих точек в сторону осевой зоны САХ. В работе (Сколотнев и др., 2009) показана важная роль ослабленных зон в литосфере (в том числе, разломов) для возникновения данных каналированных подлитосферных потоков.

Аплифт океанического дна в районе плюмовых ячеек, асимметричность рельефа гребневой зоны указывают на то, что одним из способов влияния плюмов на строение океанического дна является нагрев окружающей их среды (Crough, 1983). Нагрев литосферы приводит к ослаблению ее прочности, в результате чего может происходить спрямление осевой зоны и отмирание трансформных разломов, как это случилось после подъема плюма Ресечер на пространстве между разломами Зеленого Мыса и Архангельского.

Тектоно-магматические провинции. Отчетливое обособление областей повышенной ширины и высоты САХ, структурно и пространственно связанных с плюмами глубинной мантии, особенности тектонического строения дна в этих областях позволяют использовать эти признаки при тектоническом районировании дна Атлантического океана. В настоящей работе в Центральной части Атлантики и прилегающих площадях с юга на север выделяются

плюмовые провинции: *Тристан* между разломами Агульяс-Фолклендским и Рио де Жанейро, *Св. Елены* - 20° ю.ш. и Чейн, *Сьерра Леоне* - Сан Паулу и Богданова и *Ресечер* - Марафон и Зеленого Мыса. Они разделяются аплюмовыми провинциями: *Центральной Южно-Атлантической*, *Экваториальной* и *Долдрамс*.

Следует отметить еще один признак плюмовых провинций, в их пределах наблюдаются большие расстояния (250-600 км) между трансформными разломами, тогда как в аплюмовых провинциях они варьируют в диапазоне 20-175 км.

Тектонические надпровинции. Появление участков со спрединговыми сегментами отличными от спрединговых ячеек нарушает регулярность строения гребневой и осевой зон САХ. Они приурочены к областям САХ с пониженной температурой подлитосферной мантии, наследующих две пограничные зоны, ограничивавших с двух противоположных сторон наиболее поздно расколовшийся Экваториальный блок Гондваны. Это обстоятельство, вызванное несинхронным расколом пространственно разобщенных частей Гондваны, существенно влияет на тектоническое развитие Центральной части Атлантики.

Во-первых, океанская мантия участков, с двух сторон граничивших с Экваториальным блоком Гондваны, претерпела охлаждение. До сих пор в пределах этих участков, на севере между разломами Зеленого Мыса и Богданова (за исключением области, испытывающей влияние плюма Ресечер), а на юге между разломами Сан Паулу и Чейн, температура астеносферной мантии ниже, чем таковая в смежных районах. Как следствие в пределах этих участков ослаблен мантийный апвеллинг, что приводит к понижению осевого рельефа и специфическому структурообразованию. Во-вторых, направления спрединга в независимо раскрывавшихся областях Атлантики отличаются друг от друга: 76° - в Южной, 85° - в Экваториальной, 100° - в Центральной Атлантике. Между этими областями возникли переходные области, в пределах которых направление спрединга изменяется от сегмента к сегменту, образуя зоны аккомодации. Разделение САХ на области, отличающиеся 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: *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 и тектонические надпровинции, в которых спрединг в разных сегментах осуществляется по разным направлениям: *Романш* и *Вима*. Надпровинции, потому что их размеры совпадают или больше, чем размеры, выделенных тектоно-магматических провинций.

Дно в пределах переходных надпровинций имеет более сложное строение. Воссоздание

кинематики начального раскрытия надпровинции *Вима* показывает, что оно происходило в обстановке растяжения, поперечного спредингу. Это привело к образованию большого количества трогов, часть из которых стала трансформными разломами.

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 по часовой стрелке, а у очень протяженного разлома Романш (950 км) этот поворот происходит в пределах его активной части. Кинематические построения (Bonatti et al., 1994) показывают, что при данной геометрии трансформации Романш напряжения сжатия возникают в восточной активной части разлома, а растяжения – в западной части. Самой грандиозной из структур сжатия является поперечный хребет на северном борту этого разлома. Его природа как постэоценовой структуры сжатия показана в работах (Bonatti et al., 1996, Разницын, 2004).

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. Как следует из кинематических построений, в обстановке растяжения, развиваются участки дна в районе политрансформа Сан Паулу и между разломами Богданова и Архангельского (Сколотнев, 2013), что подтверждается наличием в них структур растяжения. В северной части надпровинции *Вима* существуют условиях сжатия, поперечного спредингу, здесь на южном борту разлома Вима образовался грандиозный поперечный хребет, являющийся, по мнению Ю.Н. Разницына (2004), структурой сжатия.

Суперсегменты. Как показали проведенные исследования, в Центральной части Атлантики наблюдается еще один ранг естественных объединений спрединговых сегментов. 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, в суперсегментах спрединговые ячейки связаны единой зоной подосевого апвеллинга. Их главным признаком является относительная прямолинейность, поскольку в их пределах сегменты смещаются вдоль нетрансформных смещений или трансформных разломов с короткими оффсетами. Нередко вблизи центра суперсегментов располагаются аномальные спрединговые ячейки.

Существуют и другие соразмерные объединения спрединговых сегментов, квалифицируемые в настоящей работе как суперсегменты 2-го типа, которые соединяют первоначально независимо раскрывавшиеся области Атлантики. Они характеризуются частым расположением трансформных разломов (15-170 км), обладающих большими

оффсетами (чаще > 100 км) и представляет собой единые структурные ансамбли, для которых свойственен большой дискорданс между региональным простиранием САХ и простираниями осевых структур.

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

В настоящей главе производится анализ многообразия валового состава, концентраций элементов-примесей и изотопных отношений Sr, Nd и Pb и их пространственных вариаций в осевых базальтах, представляющих полигоны, выделенные в предыдущей главе и характеризующие районы с различными особенностями геодинамического режима.

Отражение режима и пространственной структуры подосевого апвеллинга в составе базальтов. Базальты полигона Мур, одного из самых хорошо изученных районов САХ, подразделяются на две основные дифференцированные серии: высококальциевую низкотитанистую и низкокальциевую высокотитанистую. Базальты первой из них часто с пониженными концентрациями Na_2O и FeO слагают преимущественно центральные части, а второй, часто с повышенными концентрациями Na_2O и FeO, - дистальные части ячеек. Этот вывод совпадает с результатами изучения нормированных составов базальтовых стекол этого полигона (Niu, Batiza, 1994). Близкие закономерности вдольосевых вариаций состава базальтов в масштабе спрединговой ячейки прослеживаются во всей Центральной части Атлантики. На полигонах, где на процессы осевой аккреции коры влияют плюмы, основная часть базальтов распределяется между высококальциевой и низкокальциевой сериями. Отсутствие обратной корреляции между TiO_2 и CaO в базальтах этих полигонов есть следствие обогащения деплетированной мантии TiO_2 при воздействии на нее обогащенной мантии. На полигоне Романш выделяется только высококальциевая серия базальтов, ее антипод отсутствует, поскольку в данном районе на вариации концентраций CaO и TiO_2 в базальтах влияет засоренность верхней мантии этого региона блоками континентальной литосферы. Базальты полигона Мартин Вас разделяются на две серии: высокотитанистую и низкотитанистую, расплавы базальтов этого полигона претерпели высокobarическое фракционирование клинопироксена, что привело к снижению в них концентраций CaO.

Вариации концентраций MgO в базальтах в большей мере связаны с режимом апвеллинга. Деплетированные и слабообогащенные базальты изученных полигонов разбиваются на две группы: умеренные и высокомагнезиальные. Последние имеют повышенные концентрации FeO и Cr и пониженные - Na_2O и TiO_2 и относятся к типу TOP-1 (Дмитриев и др., 1990), 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. Высокомагнезиальные базальты распространены на участках САХ, где имеет место тепловое влияние плюмов. Вне связи с плюмами деплетированные базальты высокомагнезиальной серии встречены вблизи разлома Богданова на *полигоне Сьерра Леоне*, где условия для их плавления возникли в связи с наступлением эпохи усиления подосевого апвеллинга (см. главу 3).

Закономерности вариаций состава обогащенных базальтов и их распределения вдоль оси САХ. Обогащенные базальты в сравнении с деплетированными базальтами имеют более высокие концентрации К, Р, Na, Ti, редких литофильных элементов и меньшие - Ca, Mg и Fe, более высокие отношения $(La/Sm)_n$, $(Nb/La)_n$, $(Ba/Nb)_n$, изотопов свинца, $^{87}Sr/^{86}Sr$ и меньшие - $^{143}Nd/^{144}Nd$. Мантийный источник этих базальтов представляет собой смесь мантийных компонентов DMM и HIMU, при умеренной доле последнего.

В главе 3 показано, что проявления обогащенных базальтов в осевой зоне САХ приурочены к аномальным спрединговым ячейкам. Регулярное распределение этих ячеек вдоль САХ позволило сформулировать концепцию о микроплюмах обогащенной мантии, более высокотемпературной, чем мантия подосевых диапиров, поднимающихся с глубин больших, чем те, с которых поднимаются подосевые диапиры, и интенсифицирующих подосевую апвеллинг астеносферной мантии (Сколотнев, 2013).

Наиболее полно свойства обогащенных базальтов, охарактеризованные выше, проявлены у базальтов, связанных с микроплюмом, поднимающимся в районе широты 33° ю.ш. на *полигоне Кокс*. Вблизи плюмов базальты микроплюмов имеют сродство к составу вулканитов ближайших горячих точек. Данные по изотопам гелия (Graham et al., 1996) свидетельствуют, что микроплюм, поднявшийся в районе *полигона Мур*, содержит и вещество нижней мантии. А на состав базальтов, плавившихся из микроплюмов, поднявшихся между разломами Зеленого Мыса и Марафон, а также Романш и Чейн, оказывают влияние процессы ассимиляции вещества блоков континентальной литосферы, распространенных в мантии этих районов.

Одной из причин многообразия составов вулканитов, связанных с микроплюмами, является разноглубинность плавления микроплюмового материала. В этих районах выделяются три основных уровня плавления. На самом глубоком уровне, соответствующем гранатовой фации глубинности, из вещества микроплюма генерируются щелочные расплавы с отношением $(Sm/Yb)_n = 4-6,3$ (рис. 2). Из таких расплавов кристаллизуются щелочные вулканиты ультраосновного и основного состава OIB-типа. На самом мелком уровне в условиях шпинелевой фации глубинности при плавлении деплетированной мантии, измененной под действием расплавов, генерированных в обогащенной мантии микроплюма, возникают малоглубинные умеренно обогащенные толеитовые расплавы T-MORB типа с

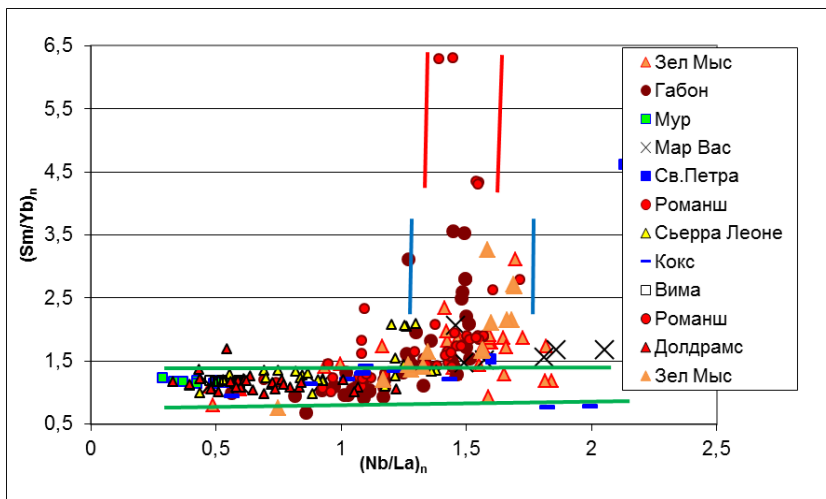
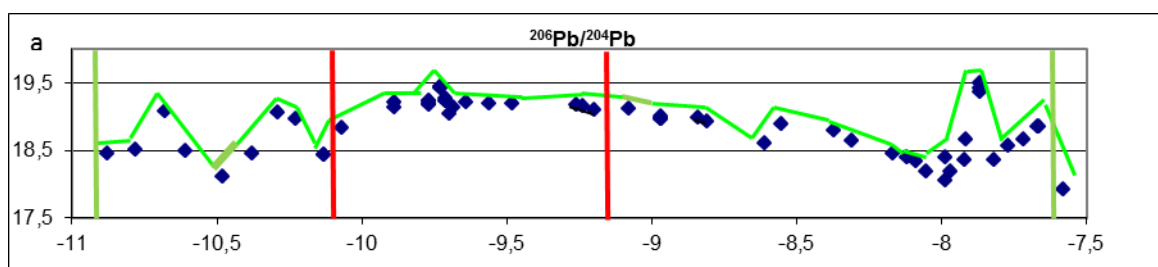


Рис. 2 Глубинные уровни плавления исходных щелочных и толеитовых расплавов базальтов Центральной части Атлантики.

Линиями ограничены уровни плавления: глубинного (красные), промежуточного (синие) и малоглубинного (зеленые).

$(Sm/Yb)_n$ около 1. На уровне промежуточном между гранатовой и шпинелевой фациями глубинности формируются обогащенные толеитовые расплавы P-MORB типа с $(Sm/Yb)_n = 1,7-3,5$. Эти промежуточные расплавы плавилась в поднимающемся микроплюме обогащенной мантии. В ходе подъема возрастала степень частичного плавления его вещества, что отразилось в уменьшении величин $(La/Sm)_n$ (от 3,6 до 2) в расплавах, при этом отношения $(Nb/La)_n$ (1,44-1,5) и $(Ba/La)_n$ (>1) оставались постоянными. Между расплавами трех глубинных уровней происходило смешение.

Центры интенсивных геохимических аномалий, которые маркируют места подъемов мощных микроплюмов, характерных для сегментов САХ, близких к плюмам (полигоны *Габон, Св. Петра и Зеленого Мыса*), с обеих сторон имеют градиентные зоны уменьшения петро- геохимических и изотопных параметров, свойственных для вещества микроплюма (рис. 3а). Это означает, что при достижении основного промежуточного уровня вещество микроплюмов растекается, образуя подлитосферные вдольосевые потоки обогащенной мантии длиной до 170 км. В месте подъема микроплюма преобладают базальты обогащенных толеитовых расплавов, возникающих при плавлении вещества микроплюмов (P-MORB тип базальтов) (рис. 3б). В проксимальных частях потока более распространены продукты смешения между деплетированными расплавами подосевого диапира и обогащенными расплавами (P-MORB, реже T-MORB типы базальтов). В дистальных частях потоков преобладают обогащенные базальты, плавившиеся на малоглубинном уровне из деплетированной мантии, обогащенной несовместимыми литофильными элементами (T-MORB тип) в силу метасоматоза под действием расплавов, генерированных в недрах потока микроплюмового материала. По мере продвижения потока и плавления его вещества последнее обогащается умеренно несовместимыми элементами такими, как P, Na, Ti относительно более несовместимых, что отражается и на составе базальтов. Зоны



б

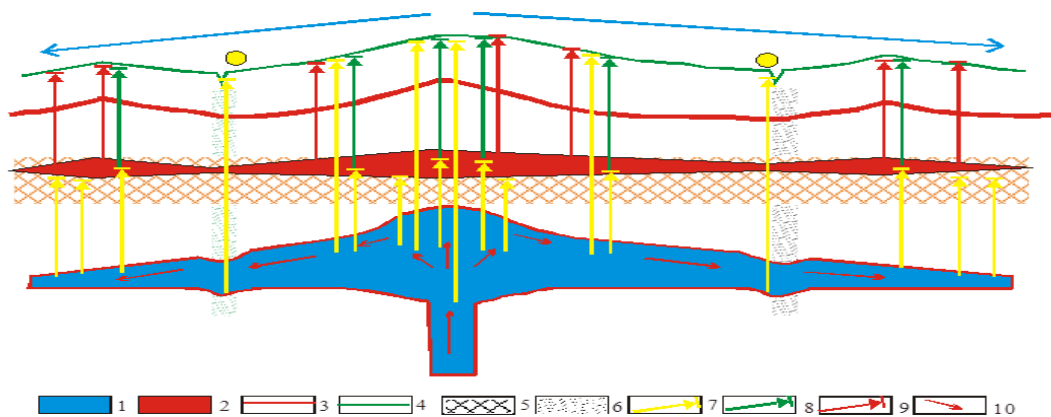


Рис. 3 Вариации отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) вдоль оси САХ между разломами Вознесения (справа) и Бодэ Верде (слева) (полигон Габон), как показателя степени обогащенности базальтов и модель формирования коры в районе подъема микроплюма, испытывающего влияние плюма глубинной мантии (б).

На рис. 3а ось ординат – широта, зеленые линии – трансформные разломы, красные – нетрансформные смещения. На рис. 3б условные обозначения: 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.

трансформных и нетрансформных смещений локально охлаждают поток, приводя к уменьшению степени частичного плавления и повышению в базальтах доли более легкоплавкого обогащенного материала.

О влиянии плюмов глубинной мантии на состав базальтов. 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. Мощный плюм Св. Елены, несмотря на большую удаленность, оказывает наибольшее тепловое влияние на процессы плавления в подосевой области.

Деплетированные базальты между разломами Боде Верде и Вознесения отличаются от таковых из других плюмовых сегментов и, тем более, от типичных спрединговых ячеек в среднем большими концентрациями MgO и CaO и меньшими, в том числе аномально низкими - TiO₂ и Na₂O, что свидетельствует о том, что плавление здесь происходит при существенно более высоких температурах и степенях частичного плавления.

В силу большого объема микроплюма между разломами Боде Верде и Вознесения распадается на ряд крупных блоков, поднимающихся, в том числе, за пределами осевой зоны (до 80 км). В последнем случае под более мощной литосферой возникают более глубинные условия плавления и генерируются щелочные расплавы. По изотопным параметрам и отношениям (Nb/La)_n и (Ba/La)_n они не отличаются от осевых обогащенных толеитовых расплавов этого сегмента, но имеют существенно более высокие значения (La/Sm)_n, свидетельствующие о более низких степенях частичного плавления микроплюма.

Второй способ влияния плюмов связан с каналированными подлитосферными потоками плюмового материала, распространяющимися от горячих точек, описанными в главе 3. На участках пересечения этими потоками осевой зоны, которые были зафиксированы на *полигонах Мартин Вас* и *Зеленого Мыса*, базальты, близкие к типу TOP-1, плавятся при большей температуре и на большей глубине. Вследствие этого они характеризуются очень высокими концентрациями MgO, FeO, CaO и очень низкими - TiO₂ и Na₂O. Непосредственное вещественное воздействие этих потоков проявляется в возрастании в базальтах концентраций Nb, Ba, La, Cr и Ni, их уникальным свойством являются очень высокие отношения (Nb/La)_n (1,57-2,05), не встречающиеся среди других базальтов Центральной части Атлантики, и повышенные концентрации Ba. Такое своеобразие состава базальтов, по-видимому, возникает в силу аутометасоматических процессов, протекающих внутри потока плюмового материала во время его течения.

Третий способ влияния плюмов на состав осевых базальтов характерен только для плюма Сьерра Леоне, последние порции которого сосредоточены вблизи осевой зоны САХ, и плавятся с образованием щелочных расплавов, которые, поднимаясь вверх, смешиваются с деплетированными расплавами.

Четвертый способ плюмового влияния связан с потоками мантийного материала, направленными вдоль САХ, более глубинными и протяженными, чем потоки микроплюмового материала (см. главу 3). С таким потоком, идущим к югу от плюма Сьерра Леоне, связано плавление щелочных базальтов массива скал Св. Петра и Павла в разломе Сан Паулу. Имеются редкие примеры влияния этих потоков на состав базальтов на удалении от плюма. Так к северу от разлома Архангельского среди преобладающих деплетированных базальтов *полигона Долдрамс* обнаружены базальты, характеризующиеся повышенными

концентрациями K_2O , TiO_2 , Ba при данных значениях $(La/Sm)_n$ и высокими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ при низких значениях $^{206}Pb/^{204}Pb$. Такие изотопно-геохимические черты свойственны веществу плюма Ресечер, со стороны которого и ожидаем глубинный поток в данном районе.

Пятый способ влияния плюмов на состав осевых базальтов характерен главным образом для плюмов, поднимавшихся под континентом Гондвана еще до его раскола: Тристан, Св. Елены и Сьерра Леоне. В соответствии с (Fontignie, Schilling, 1996), расплавы, возникавшие при плавлении головной широко расплывшейся части этих плюмов, приводили к образованию жил в окружающей мантии. Согласно (Le Roex et al., 2002), впоследствии метасоматизированная таким образом мантия оказывается в конвектируемой мантии, и жильный материал вовлекается в плавлении осевых базальтов. Это явление объясняет низкоамплитудные вариации фоновых значений изотопных отношений в базальтах, которые отражают специфику состава плюма. Особенно следует отметить, что в базальтах из района влияния плюма Св. Елены отмечаются заметно повышенные концентрации P_2O_5 , что может быть связано с наличием в конвектируемой мантии этого региона жил, обогащенных P_2O_5 .

Важным свойством состава базальтов с повышенными фоновыми изотопными отношениями является то, что они при этом не обнаруживают коррелятивного увеличения отношений несовместимых элементов $((La/Sm)_n)$ (Fontignie, Schilling, 1996).

Отражение в составе базальтов региональных особенностей тектоно-геодинамического развития океанического дна Центральной части Атлантики.

Максимальное разнообразие состава базальтов наблюдается на полигоне Романи между разломами Сан Паулу и Чейн. Общей особенностью и деплетированных, и обогащенных базальтов этого района является то, что среди них широко распространены высоконатровые разности. В работах (Schilling et al., 1994, Bonatti et al., 1993, Сущевская и др., 2002) их появление объясняется температурным мантийным минимумом, существующим в этом районе. Второй особенностью совокупности вулканитов этого полигона (рис. 4) является пространственное сочетание контрастных по своим вещественным характеристикам пород. Это, во-первых, аномально высоконатровые ($Na_2O > 3,4\%$) и высокоглиноземистые щелочные, обогащенные и деплетированные базальты, обедненные Fe , Ca , Ti , Ba , Th , которые характеризуются низкими значениями $(Ba/Nb)_n$, высокими $(Ba/Th)_n$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ и пониженными $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$ при умеренных значениях $^{87}Sr/^{86}Sr$. Во-вторых, это высоко-магнезиальные, железистые, титанистые щелочные вулканиты основного и ультраосновного состава, обогащенные K , P , La , Ba , Th , имеющие при тех же самых значениях $(La/Sm)_n$ более высокие отношения $(Ba/Nb)_n$, $(Th/U)_n$ и более низкие - $(Nb/La)_n$ и при тех же самых значениях $^{206}Pb/^{204}Pb$ - более высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, а в ряде случаев и $^{207}Pb/^{204}Pb$ и более низкие $^{143}Nd/^{144}Nd$.

Происхождение anomalно высоконатровых пород в соответствии с (Rudnick, Gao,

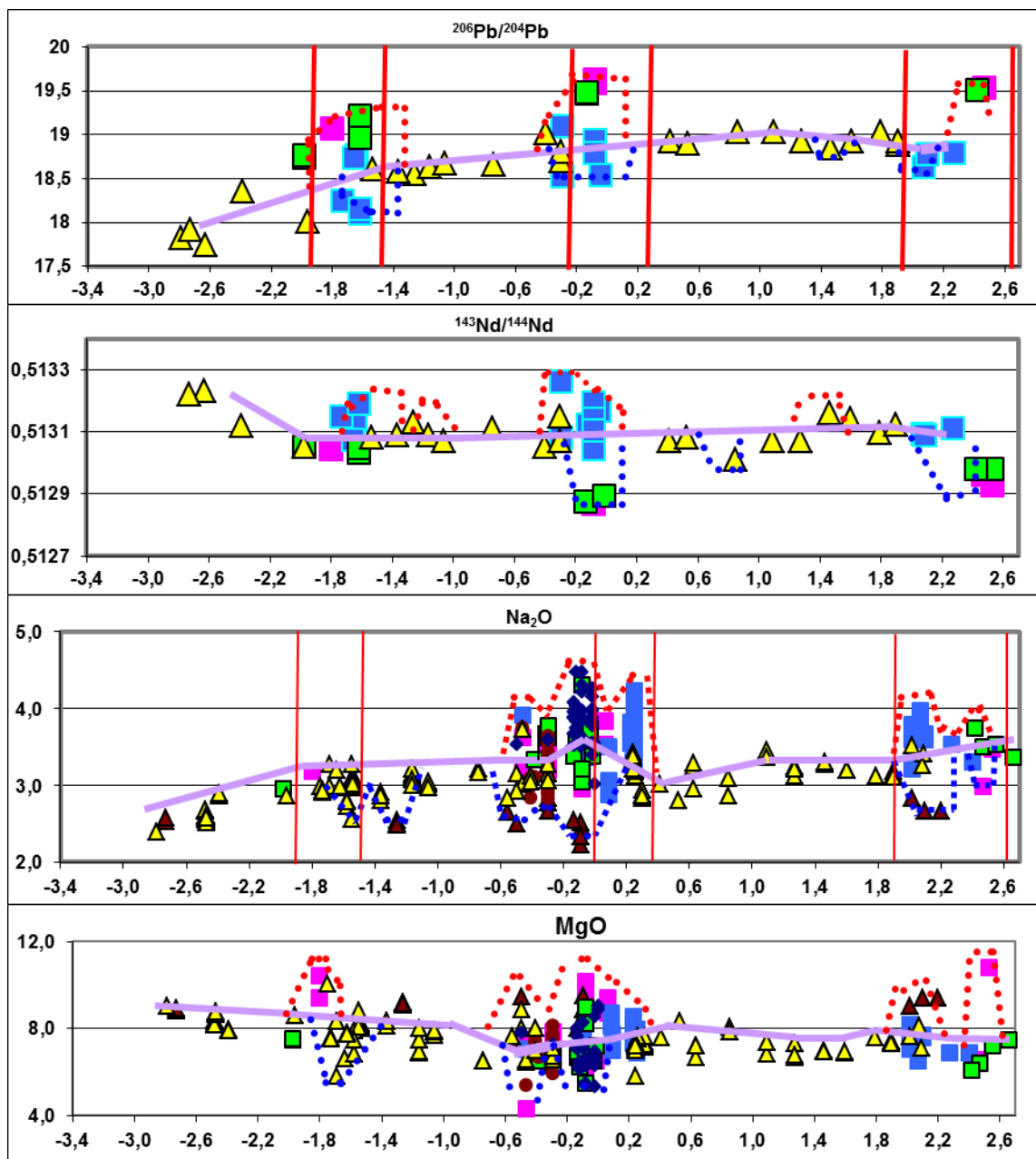


Рис. 4 Вдольосевые вариации характерных показателей состава и изотопии базальтов полигона Романш.

Сиреневая линия - фоновые значения, пунктирные линии: красные - положительные, синие - отрицательные аномалии значений. Условные обозначения: серии базальтов: квадраты: сиреневые – щелочных, синие - высокоглиноземистых высоконатровых, зеленые – высокообогащенных толеитовых, треугольники: желтые – деплетированных, коричневые - высококальциевых, коричневый круг - умеренно обогащенных, синий ромб – смешанных. Красные вертикальные линии ограничивают зоны трансформных разломов, справа налево (с севера на юг): Сан Паулу, Романш, Чейн.

2003, Regelous et al., 2009) можно объяснить участием в их плавлении вещества нижней континентальной коры (НКК), а высокомагнезиальных высококальциевых пород в

соответствии с (Hawkesworth et al., 1993, Bonadiman et al., 2005, Doucelance et al., 2003) – участием в плавлении вещества метасоматизированной континентальной литосферной мантии (ЛКМ) (Сколотнев, 2013). Нередко в плавлении одновременно участвует вещество и НКК, и ЛКМ, что указывает на то, что оно находится в виде сравнительно небольших блоков. Наибольшие концентрации этих блоков обнаруживаются в разломных зонах Романш и Сан Паулу (рис. 4), а также на участках, непосредственно примыкающих к ним с юга.

По охарактеризованным выше петро- геохимическим и изотопным признакам устанавливается повсеместное участие блоков НКК и ЛКМ в процессах плавления базальтов на пространстве от трога Ройял до разлома Меркурий. Блоки НКК диагностируются к северу от разлома Богданова: в его северном интерсекте и между разломами Долдрамс и Вернадского. Вещество блоков НКК более северных районов отличается от такового полигона Романш большими концентрациями K_2O и меньшими - Na_2O .

Необычные составы описанных вулканитов находят объяснение в особенностях тектоно-геодинамического развития Атлантики. Эти базальты распространены в двух областях, которые были пограничными с поздно расколовшимся Экваториальным сегментом Гондваны. На обеих границах этого сегмента имел место торцевой контакт осевых спрединговых зон Центральной и Южной Атлантики с мощной холодной континентальной литосферой, продолжавшийся и на начальных этапах раскрытия Экваториальной Атлантики, что привело к охлаждению океанской мантии в пограничных районах. Температурный мантийный минимум южного пограничного района, ограниченного разломами Сан Паулу и Чейн охарактеризован в работах (Schilling et al., 1994, Bonatti et al., 1993). На обеих сторонах Экваториального сегмента Гондваны в это время также происходила тектоническая эрозия континентальной литосферы под действием мелкочаеистых конвективных течений океанской астеносферы (Сколотнев, 2013), зародившихся в условиях большого контраста температур, в результате чего океанская астеносферная мантия пограничных районов оказалась насыщенной блоками ЛКМ и НКК. Подтверждением существования таких блоков в районе *полигона Зеленого Мыса* служат перидотиты с изотопными характеристиками, сближающими их с веществом древней мантии (Silantyev et al., 1995). В политрансформе Сан Паулу находится массив скал Св. Петра и Павла, в строении которого принимают участие необычные по составу, геохимии и изотопии милонитизированные роговообманковые перидотиты, которые, по мнению Э. Бонатти (1996), являются фрагментом ЛКМ.

Существует несколько версий, почему области с пониженной температурой верхней мантии сохранили это качество до наших дней (Schilling et al., 1994, Bonatti et al., 1993). В настоящей работе предполагается, что низкая температура верхней мантии между разломами Чейн и Сан Паулу и между разломами Зеленого Мыса и Марафон и непосредственно

севернее разлома Богданова поддерживается благодаря тому, что эти мантийные области насыщены холодными блоками континентальной литосферы.

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. В главе 2 говорилось, что раскрытие Южной Атлантики шло скачкообразно с остановками, во время которых в районе крупных трансформных разломов также могло происходить взаимодействие между континентальной литосферой и океанской мантией.

Еще одно следствие неравномерного раскрытия различных областей Атлантики заключается в появлении районов с очень частым расположением трансформных разломов. Своеобразие состава базальтов, сформировавшихся в этих районах, рассмотрено на примере *полигона Долдрамс*, где базальты образуют наиболее протяженные дифференцированные серии, свидетельствуя о длительности процессов фракционирования их исходных расплавов в малоглубинных магматических камерах. Здесь встречены и базальты с наиболее высокой степенью высокobarического фракционирования, характеризующиеся аномально высокими концентрациями MgO и очень низкими - SiO₂, Al₂O₃ и CaO. Вероятно, продолжительному фракционированию расплавов в этом районе способствует опускание верхней границы зоны магмогенерации вблизи трансформных разломов (Langmuir, Bender, 1984).

О суперпозиции факторов и процессов, обуславливающих многообразие состава вулканитов. Регулярные подъемы подосевых диапиров астеносферной мантии и микроплюмов обогащенной мантии сочетаются друг с другом и испытывают регулярное воздействие со стороны плюмов глубинной мантии. Наложение этих регулярных явлений друг на друга последовательно приводит к усилению процессов осевой аккреции коры и к увеличению в ней доли продуктов плавления обогащенной мантии. Нелинейные эффекты возникают в случае сочетания регулярных процессов с явлениями, вызванными спецификой тектоно-геодинамического развития областей, бывших пограничными с поздно расколовшимся Экваториальным блоком Гондваны. В силу насыщенности этих областей холодными блоками континентальной литосферы в них до сих пор поддерживается пониженная температура верхней мантии. При ассимиляции микроплюмом блоков ЛКМ возникают условия для более глубинного плавления его вещества, что приводит к появлению щелочных вулканитов в осевой зоне САХ. Наличие блоков НКК на участках, где возникают обстановки внутриплитного растяжения, способствует декомпрессионному плавлению мантии под структурами растяжения (трог Ройял).

Глава 5. Типы плутонических комплексов осевой и гребневой зон Срединно-Атлантического хребта в Центральной части Атлантики

Представительные коллекции габброидов были собраны автором на участке САХ между разломами Чейн и Зеленого Мыса, частично они описаны в работах (Пушаровский и др., 1989, 1991, 2004, Кепежинская и др., 1990, Сколотнев, 2003, Сколотнев, Ескин, 2013). Плутонические породы, полученные в этом регионе, также описаны в работах (Cannat et al., 1997, Силантьев и др., 1998), в том числе в разрезе скважин 1275 ODP (Shipboard, 2003, Силантьев и др., 2008).

Проведенные исследования позволили выделить несколько типов тектоно-магматических комплексов плутонических пород, характеризующих тектонически различные участки океанического дна.

Рифтовый тектоно-магматический комплекс. Он объединяет плутонические породы, развитые в бортах рифтовых долин между разломами Богданова и Сьерра Леоне и Вернадского и Долдрамс, и включает породы, являющиеся в основном продуктами начальных этапов фракционирования расплава (по (Miyashiro, Shido, 1980)): троктолиты и оливиновые габбро, и в меньшей мере - габбро и габбронориты. Это согласуется с представлениями о небольших размерах (шириной 1-2 км) магматических камер, заполненных "кашей" из смеси расплава и кристаллов, спорадически возникающих под осевыми частями медленноспрединговых хребтов (Sinton, Detrick, 1992, Nicolas et al., 1993, Henstock, White, 1996, Галушкин и др., 2007, Дубинин и др., 2010).

Тектоно-магматический плутонический комплекс куполовидных структур и нетрансформных смещений. Этот комплекс наиболее полно представлен на восточном борту впадины Маркова на полигоне Сьерра Леоне, а также на площади рудных полей Ашадзе и Логачева в пределах полигона Зеленого Мыса. Условия и процессы его образования детально рассмотрены в работах (Шарков и др., 2005, Сколотнев, Ескин, 2013). Основу комплекса составляют породы *основной группы*, образующие ряд кумулатов: троктолиты, оливиновые габбро, габбро, габбронориты, габбродиориты. Закономерные вариации их состава отражены на рис. 5. На спектрах РЗЭ этих пород интенсивность положительных аномалий Eu_n снижается от троктолитов к габбро, в последних она может отсутствовать (рис. 6). В этом направлении возрастают кислотность плагиоклазов и железистость оливинов и пироксенов. Большая роль габбро и габброноритов и даже появление габбродиоритов свидетельствуют о том, что в зонах нетрансформных смещений, где формируются куполовидные структуры, располагаются более крупные магматические камеры, функционирующие более продолжительное время, чем под рифтовыми долинами. Это утверждение подкреплено определениями абсолютного возраста цирконов из

плутонических пород впадины Маркова, из которых следует, что магматическая камера под ней существует, не менее 1,6 млн. лет (Сколотнев и др., 2010). Об относительно большом размере камеры в районе впадины Маркова свидетельствуют данные о наличии в ее

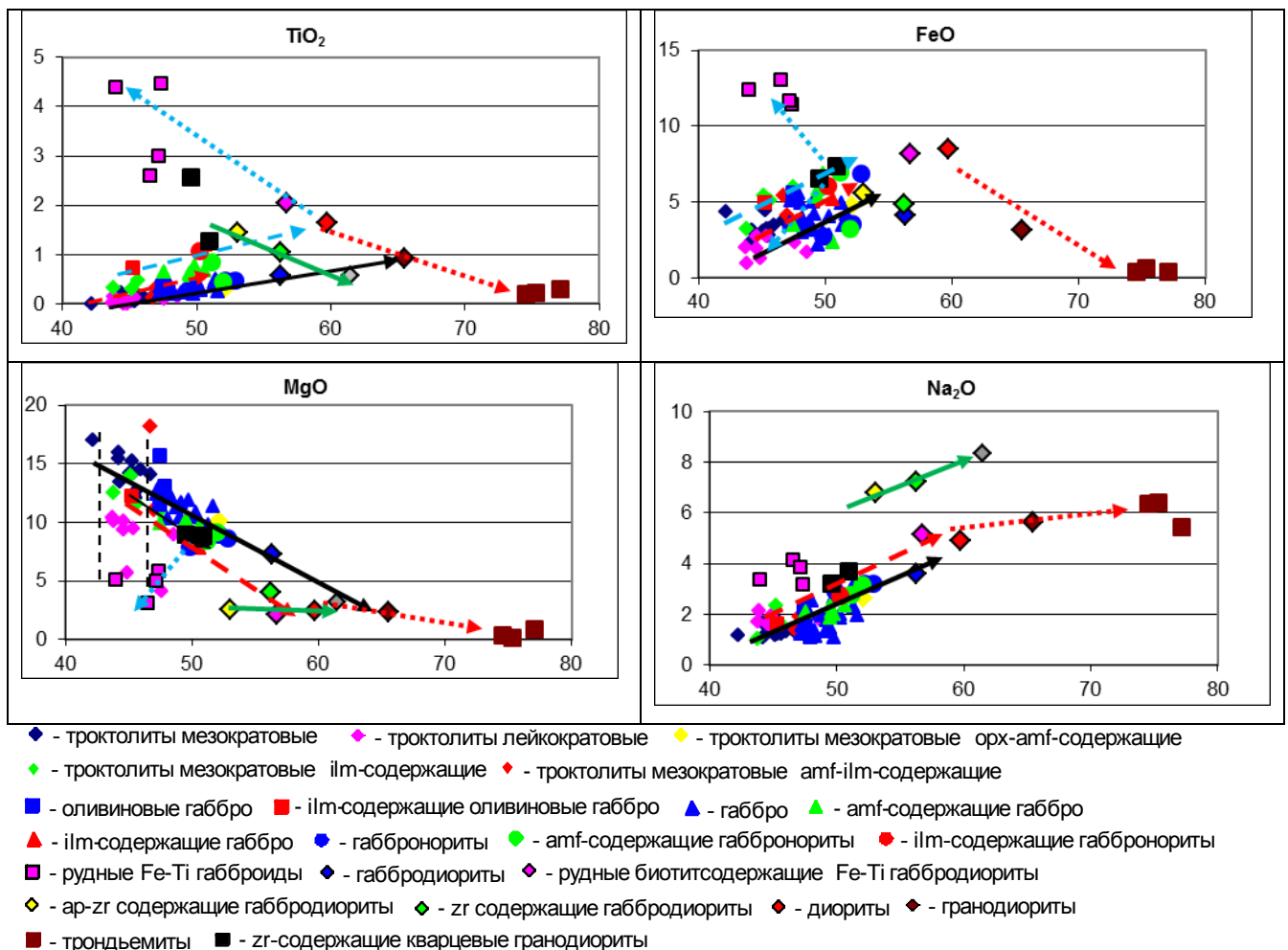


Рис. 5 Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) в плутонических породах полигона Сьерра Леоне в зависимости от концентрации SiO_2 .

Линии со стрелками - направления трендов в пределах групп пород: основной (черная сплошная), амфиболсодержащих (красная прерывистая), ильменитсодержащих (голубая прерывистая), диоритов-плаггиогранитов (красная пунктирная), рудных габброидов (голубая пунктирная), высоконатровых диоритов (зеленая сплошная). Прерывистые линии ограничивают поля вариаций троктолитов на диаграммах $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$.

Zr – циркон, Ar – апатит, Орх – ортопироксен, Илм – ильменит, Амф - амфибол.

восточном борту крупного массива слоистого строения, сложенного, судя по результатам драгирования, главным образом троктолитами и габброидами (Бельтнев и др., 2004). Как показывают контакты габброидов, магматические камеры на данных участках изолированы среди серпентинизированных ультрабазитов.

В составе рассматриваемого плутонического комплекса также принимает участие группа ильменит-амфиболсодержащих пород, образующих последовательный ряд

кумулятов от троктолитов до габброноритов (рис. 5,6). Они приурочены к зонам интенсивной тектонизации интрузивных тел на границе с ультраосновным субстратом, характерным минералом этих пород является магматический амфибол, что указывает на участие водного флюида в их образовании. Многие из них интенсивно перекристаллизованы, имеют гнейсовидную структуру и содержат переработанный материал ультраосновного субстрата. Эти факты указывают на то, что краевые части камеры на всех этапах фракционирования расплава подвергалась тектоническим деформациям, и расплав камеры взаимодействовал с веществом субстрата, при этом происходили десерпентинизация и частичное или полное плавление последнего. Продукты этого взаимодействия поступали в зонах тектонизации в расплав. При частичном плавлении субстрата расплав локально обогащался компонентами, пришедшими извне камеры: водным флюидом, гидрофильными элементами, окислами более легкоплавких элементов: Fe, Ti, Na, P. Из модифицированного таким образом расплава оседали более кислые плагиоклазы и железистые оливины и пироксены, а позднее кристаллизовались ильменит и амфибол. В случаях полного плавления субстрата в расплаве, последний обогащался окислами более тугоплавких элементов: Mg, Cr, Ni, а также тяжелыми землями. Десерпентинизированные перидотиты из впадины Маркова описаны в работе (Савельева и др., 2006). Они содержат амфиболы и отличаются от реститов высокими концентрациями Zr, Y, Hf и PЗЭ и высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Савельева и др., 2008).

С ильменит-амфиболсодержащими породами пространственно совмещены рудные Fe-Ti габброиды, которые большей частью перекристаллизованы и состоят из необластов и порфирокластов оливина, плагиоклаза, пироксенов и ильменита, при этом необласты нередко цементируются ильменитом и амфиболом. Совокупность этих габброидов полигона Сьерра Леоне образуют серию пород от наиболее титанистых к менее титанистым образцам (рис. 5). В этом направлении возрастают концентрации лантаноидов, кислотность плагиоклазов, железистость оливинов и клинопироксенов и уменьшается магнезиальность пород. У наиболее титанистых пород положительные аномалии Eu на спектрах PЗЭ, которые у менее титанистых разностей исчезают (рис. 6).

Вслед за Г. Диком и др. (Dick et al., 1991), в настоящей работе считается, что рудные Fe-Ti габбро кристаллизовались из интеркумуляусных расплавов, выжатых при тектонических стрессах из камер в трещины, пронизывающие субстрат и затвердевшие участки камеры, при этом более титанистые разности сформировались из менее эволюционированных расплавов. Эти расплавы были в достаточной мере обогащены Fe, Ti и H₂O, чтобы из них могли возникнуть рудные габброиды, о чем свидетельствуют составы расплавных включений в шпинели из троктолитов, расположенных в зоне тектонизации (Симонов и др., 2009).

Гранофиры, принадлежащие к рассматриваемому тектоно-магматическому комплексу, пространственно сопряжены с рудными габброидами. Гранофиры, относящиеся к *группе диоритов-плаггиогранитов*, образуют на диаграмме SiO₂ - TiO₂ тренд понижения концентраций TiO₂ с ростом значений SiO₂, комплементарный тренду рудных габбро (рис. 5). Все указывает на то, что диориты и плаггиограниты образовались при кристаллизации остаточных расплавов, возникших после того, как из выжатых интеркумулусных расплавов сформировалось рудное Fe-Ti габбро. Ряд эволюции в *группе диоритов-плаггиогранитов* начинается с рудного габбродиорита и заканчивается плаггиогранитом. В этом направлении на спектрах РЗЭ пород возрастает отрицательная аномалия Eu (рис. 6).

С.А. Силантьев с коллегами (2010, 2011) считают, что гранофиры из этих структур кристаллизуются из самостоятельных расплавов, генерированных при частичном плавлении габброидов в ходе гидротермального анатексиса. В настоящей работе принимается, что породы *группы высоконапоровых диоритов* сформировались именно таким способом. Эти диориты выделяются среди прочих резко более высокими концентрациями Na₂O (рис. 5) и высокими содержаниями Cr и Ni. По нашему мнению, породы *группы высоконапоровых*

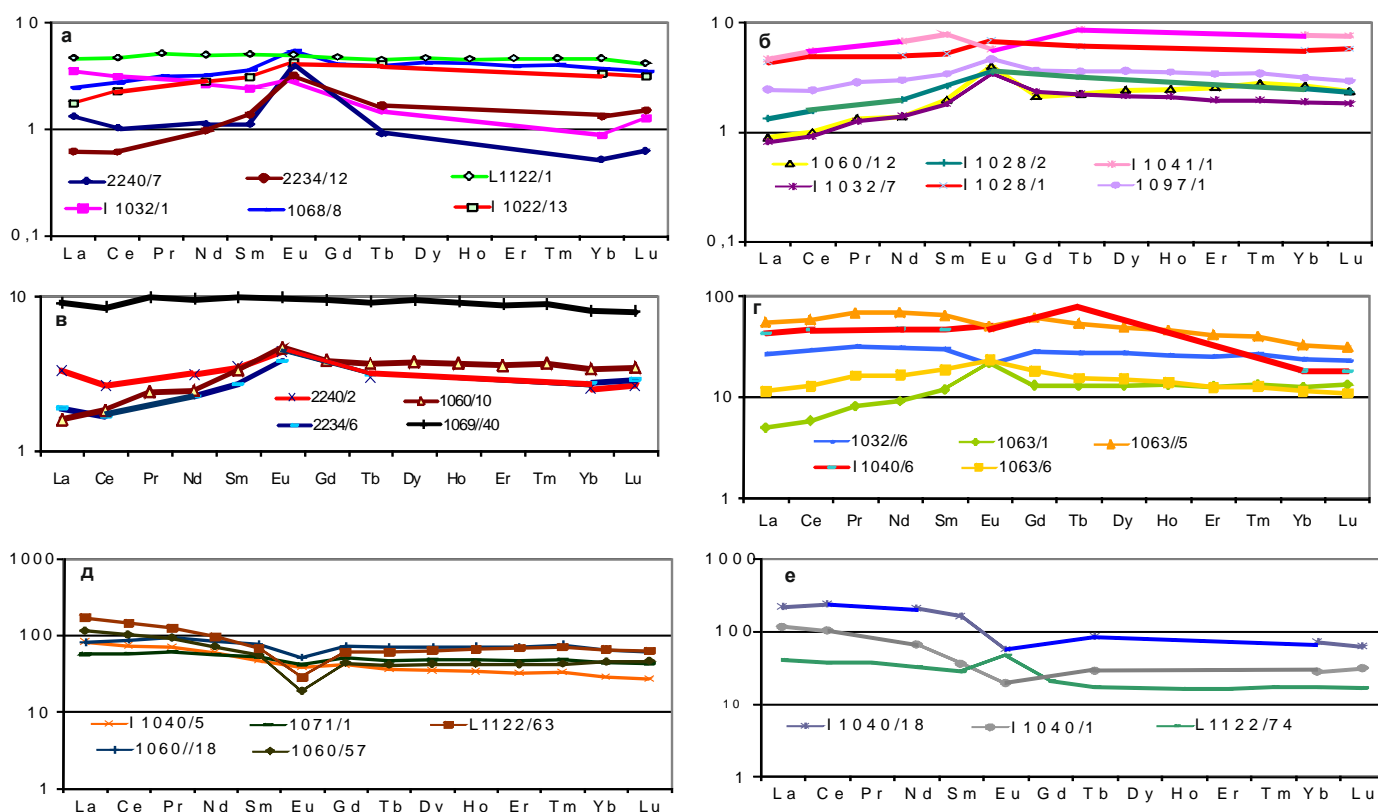


Рис. 6 Спектры РЗЭ различных групп плутонических пород, распространенных на полигоне Сьерра Леоне.

Группы пород: а – основная, б – амфиболсодержащих, в – ильменитсодержащих, г – рудных Fe-Ti габброидов, д – диоритов-плаггиогранитов, е – высоконапоровых диоритов.

По шкале ординат - значения отношений элемент/хондрит.

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*. Источником флюида, необходимого для этого процесса, были процессы десерпентинизации субстрата, о которых говорилось выше. В этих кислых расплавах 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 (рис. 6). У других изученных образцов этой группы с более высоким уровнем РЗЭ аномалии Eu на спектрах РЗЭ отрицательные.

Охарактеризованный комплекс может быть назван *типом впадины Маркова*.

Тектоно-магматические плутонические комплексы зон трансформных разломов.

Среди этих комплексов выделяются 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 (Сколотнев и др. 2010) и характеризуют дистальные части срединговых ячеек, Этот комплекс также описан в разломных зонах Чейн, Романш, Зеленого Мыса и по многим параметрам близок к таковому впадины Маркова. На это указывают широкое развитие рудных Fe-Ti габбро с большим количеством магматического амфибола, находки высоконатровых диоритов и гибридных пород с полностью или частично ассимилированным материалом субстрата (Сколотнев, 2003). В обоих случаях Fe-Ti габброиды образуют серию пород 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 титанистых образцов наблюдается интенсивная положительная аномалия Eu. Также обнаружены свидетельства воздействия расплава на серпентинизированный субстрат, в работе (Пейве и др., 2001) детально описаны перекристаллизованные в условиях пластических деформаций амфиболовые ультрабазиты с гнейсовидной текстурой, в которых амфиболы имеют очень высокие концентрации Ti.

Отличие между данными комплексами заключается в том, что среди рудных Fe-Ti габброидов зон трансформных разломов встречены ультратитанистые (и ультражелезистые) разности (Сколотнев, 2003). Этот комплекс выделен как *тип разлома Вима*.

Плутонический комплекс скважин 1275 ODP, пробуренных севернее трансформного разлома Зеленого Мыса (рис. 1), образует разрез интрузивных пород мощностью до 200 м (Shipboard, 2003). 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 ритмичный характер. Это возможно в более крупных объемах магмы, чем те, из которых кристаллизуются дайковые и жильные рудные габброиды разломной зоны Вима.

Совокупность скважинных рудных габброидов образует такую же серию пород, как таковые разлома Вима и впадины Маркова. Этот факт указывает на то, что расплав, из которого они кристаллизовались, образовался при сегрегации интеркумулусных расплавов, обогащенных Fe и Ti и обедненных Mg. Однако если при формировании плутонических комплексов впадины Маркова и разлома Вима интеркумулусные жидкости выжимались только в зоны тектонической разгрузки, то в случае со скважинным комплексом расплав поднимался еще и вверх, формируя и подпитывая верхнюю часть камеры. Очевидно, что в данном случае камера имела другое строение. Геофизическими методами в центральной части сегмента Лакки Страйк к югу от Азорских островов была обнаружена камера (до 5 км шириной), в верхней части которой находится линза расплава мощностью около 100 м (Singh et al., 2006). Появление такой камеры в дистальной части ячейки может быть связано с интенсификацией подосевого апвеллинга или с ее долгим стоянием в осевой зоне спрединга.

В целом, интрузивные породы скважин 1275 ODP образуют самостоятельный тектоно-магматический тип плутонических пород, характеризующий верхнюю жидкую часть камер.

Тектоно-магматический плутонический комплекс горы Пейве. Гора Пейве располагается в зоне трансформного разлома Вернадского (*полигон Долдрамс*, рис. 1). Плутонический комплекс г. Пейве включает ультратитанистые рудные габбро, как и таковой в разломе Вима. 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 г. Пейве показывает, что в отличие от других плутонических комплексов в нем более титанистые разности кристаллизуются из более эволюционированных расплавов, чем менее титанистые. В разрезе г. Пейве, очевидно, имеет место переслаивание Fe-Ti и Fe-Ti-P рудных габбро, подобно тому как в разрезе скважин 1275 ODP. Переслаивание связано с ритмичным характером изменения окислительно-восстановительного потенциала в магматической камере, при этом существовал общий тренд его увеличения в ходе дифференциации расплава, что последовательно расширяло поле кристаллизации Fe-Ti рудных минералов. Из этого следует, что формирование рудных габброидов г. Пейве происходило не в дайке или в жиле, а в пределах относительно крупной

магматической камеры, в которой возможны ритмические процессы и накопление флюидной составляющей. На последних этапах фракционирования расплава в такой камере, когда из него ушел основной объем Fe-Ti рудных минералов и апатита, последовательно формировался ряд пород от габбродиорита к плагиограниту. Это могла быть камера подобная таковым под быстроспрединговыми хребтами, которые состоят из грибообразного тела, образованного смесью расплава и кристаллов, венчающегося линзой силлоподобной формы, заполненной только расплавом, обогащенным Fe и Ti (Sinton, Detrick, 1992).

На *полигоне Долдрамс*, в пределах которого располагается г. Пейве, широко развиты сильно дифференцированные базальты (см. главу 4), исходные расплавы которых претерпели садку Fe-Ti фаз минералов. Тектоно-магматический комплекс г. Пейве полностью соответствует специфике состава этих базальтов. Согласно результатам определения абсолютного возраста цирконов из рудных габбро г. Пейве, магматическая камера на данном участке существовала не менее 5 млн. лет.

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).

Факторы, влияющие на формирование, состав и пространственное распределение тектоно-магматических типов плутонических породных комплексов. Эти факторы полностью соответствуют таковым, которые определяют многообразие базальтов САХ и вдольосевые вариации их состава. Пространственное распределение основных изученных тектоно-магматических типов плутонических комплексов контролируется строением спрединговой ячейки. Тип впадины Маркова и тип разлома Вима приурочены к дистальным частям спрединговых ячеек, тип рифтовых долин характерен для участков, удаленных от дистальных частей ячеек.

Тектоно-магматические типы дистальных частей спрединговых ячеек представлены двумя разностями. Основным отличием между ними является наличие ультратитанистых (и ультражелезистых) рудных габбро в породном комплексе трансформных разломов. В настоящей работе это различие связывается с проявлением трансформного эффекта (Langmuir, Bender, 1984), способствующего генерации расплавов, изначально более богатых Fe и Ti, чем таковые, зарождающиеся под зонами нетрансформных смещений.

Среди тектоно-магматических комплексов трансформных разломов выделяется тип скважин 1275 ODP, характеризующий камеры, в которых интеркумулусные расплавы формируют верхнюю жидкую линзу камеры, в которой кристаллизуются в основном Fe-Ti и Fe-Ti-P рудные габброиды.

В близкой по строению, но более крупной камере сформировался комплекс

плутонических пород г. Пейве, который в основном образован серией кумулатов от менее титанистых к более титанистым рудным габбро, представленных Fe-Ti и Fe-Ti-P разностями. В данном случае жидкая линза образована остаточными расплавами самой камеры. Формирование и функционирование таких камер возможно, как показано в главе 3, благодаря частым перескокам оси спрединга.

Габброиды из районов, испытывающих влияние микроплюмов, характеризуются повышенными концентрациями $K_2O \pm TiO_2 \pm P_2O_5$. Такими свойствами обладают некоторые габброиды разлома Чейн, поля Ашадзе и впадины Маркова.

Габброиды, близко расположенные к плюму Ресечер, среди аналогичных пород, распространенных в других районах, выделяются наиболее высокими концентрациями K_2O и редких литофильных элементов при данных значениях SiO_2 , а также обогащенным характером спектров РЗЭ ($(La/Sm)_n$ до 1,76). Местные плагиограниты также характеризуются сильно обогащенными спектрами РЗЭ ($(La/Sm)_n = 3,3-4,2$).

Подобно базальтам многие умеренно дифференцированные габброиды из разломных зон Романш и Чейн имеют повышенные концентрации Na_2O .

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 позволяют сделать заключение, что в пределах медленноспрединговых хребтов 3-й слой океанической коры в основных частях спрединговых ячеек представляет собой непрерывный горизонт интрузивных пород главным образом невысокой степени дифференциации: преимущественно троктолитов и оливиновых габбро. В дистальных частях ячеек он представлен серией последовательно аккретированных 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 (Сколотнев, Пейве, 2013).

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 (Bogdanov et al., 1995, Beltenev et al., 2003, Пушаровский и др., 2002). Эти рудные проявления находятся в зонах развития куполовидных структур вблизи нетрансформных смещений, где формирование плутонических комплексов происходит в ходе длительных процессов фракционирования базальтового расплава в крупных магматических камерах при интенсивном взаимодействии между расплавом и серпентинизированным субстратом. Совокупно эти явления приводят к необходимому

концентрированию рудных и, в частности, халькофильных элементов в интеркумулусных расплавах, которые могут выжиматься в ослабленные зоны, являющиеся также и путями миграции гидротермальных растворов. Среди рудных Fe-Ti габбро впадины Маркова встречаются образцы с пирротин-халькопиритовыми каплевидными сростками.

Условия благоприятные для рудообразования возникают не в осевой зоне, а за ее пределами. 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, что создает предпосылки для возникновения устойчивой гидротермальной конвективной системы.

Глава 6. Состав, строение, происхождение и эволюция внеосевых линейных вулканических структур Центральной части Атлантики

Введение. В данной главе рассматриваются процессы вертикальной аккреции коры, происходящие в районах внутриплитного вулканизма. На основе оригинальных данных и по литературным источникам изучена основная часть линейных структур Центральной части Атлантики (рис. 1). В тектоно-магматической провинции Св. Елены в пределах Бразильской котловины наиболее крупные из них хребты Витория-Триндади и Фернанду-ди-Норонья имеют субширотное простирание, между ними располагаются горы Байя и Пернамбуку северо-западного простирания (Err, Smoot, 1989). На границе 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, образующих в совокупности широкую полосу (до 800 км), простирающуюся от оси САХ в северо-восточном направлении почти на 3400 км, пересекая Ангольскую котловину. Система этих структур названа как *горы Св. Елены* (Morgan, 1983), в ее состав входит и Камерунская линия с простиранием около 30° (Fitton et al., 1983). В провинции Сьерра Леоне на востоке Экваториальной Атлантики охарактеризованы горы Батиметристов северо-восточного простирания и горы Гримальди ЗСЗ простирания (Err and Smoot, 1989), последние приурочены к Гвинейскому разлому, в провинции Ресечер – хребет Ресечер, субширотно простирающийся южнее разлома Зеленого Мыс западнее оси САХ.

Плюмы и сопровождающие их процессы структурообразования. Проведенное изучение показало, что подавляющее большинство линейных вулканических структур Центральной части Атлантики связано своим происхождением с подъемами плюмов глубинной мантии: Св. Елены, Камерунского, Триндади, Фернанду ди Норонья, Сьерра Леоне и Ресечер. По данным сейсмической томографии (Zhang et al., 1994, Grand et al., 1997,

Montelli et al., 2004) под частью из них (Камерунский, Св. Елены, Сьерра Леоне и Ресечер) находятся области разуплотненной и горячей мантии, простирающиеся вглубь ниже границы верхней и нижней мантии.

Плюм Св. Елены начал действовать еще на предраскольной стадии Гондваны (Morgan, 1983). После раскола Гондваны он располагался под Южно-Американской плитой, где на протяжении 600 км к югу от горы Параибо был представлен несколькими горячими точками, сформировавшими редкие цепи гор. Усиление плюмовой активности произошло в период 81-84 млн. лет назад, когда начали формироваться горы Байя и Пернамбуку (Сколотнев и др., 2010, 2012). Начиная с 75 млн. лет назад плюм был локализован под Африканской плитой, его основной подводный канал в настоящее время находится под о. Св. Елены в 800 км от оси САХ, где располагается несколько горячих точек, за которыми тянутся треки подводных гор. Плюм Триндади поднялся в позднемеловое время (80-90 млн. лет назад) под Южно-Американским континентом, и над ним сформировалось несколько магматических провинций (Gibson et al., 1995, 1997). С 47-50 млн. лет назад подводный канал плюма находится под океанической литосферой, сверху которой образовался хребет Витория-Триндади (Сколотнев и др., 2010). В настоящее время связанная с ним горячая точка находится под островами Триндади и Мартин Вас. Плюм Фернанду ди Норонья, 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 (Fitton, Dunlop, 1985, Meyers et al., 1998, Burke, 2001, Coulon et al., 1996), возникший около 37 млн. лет назад под Африканским континентом, локализован под вулканом Камерун на границе океана и континента. На континенте с ним связана цепь вулканических сооружений, возраст которых увеличивается вглубь континента, а в прилегающей части океана - цепь островов: Пагалу (4,8-1 млн. лет назад), Сан Томе (15,7-1 млн. лет назад), Принсипи (31 -3,5 млн. лет назад) (Der-Chuen et al., 1994), инициальный вулканизм на которых уменьшается вглубь океана (Камерунская линия). Подъем плюма Сьерра Леоне произошел 80-100 млн. лет назад в Экваториальной Атлантике под осевой частью САХ (Schilling et al., 1994), что привело к образованию обширного поднятия, разделившегося в результате спрединга на два поднятия Сеара и Сьерра Леоне. Как установлено в ходе проведенных исследований, около 58 млн. лет назад он распался на несколько горячих точек, деятельность которых привела к образованию гор Батиметристов и цепи гор, протягивающейся от поднятия Сьерра Леоне к осевой части САХ (Сколотнев и др., 2012). В настоящее время плюм не образует горячих точек. 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

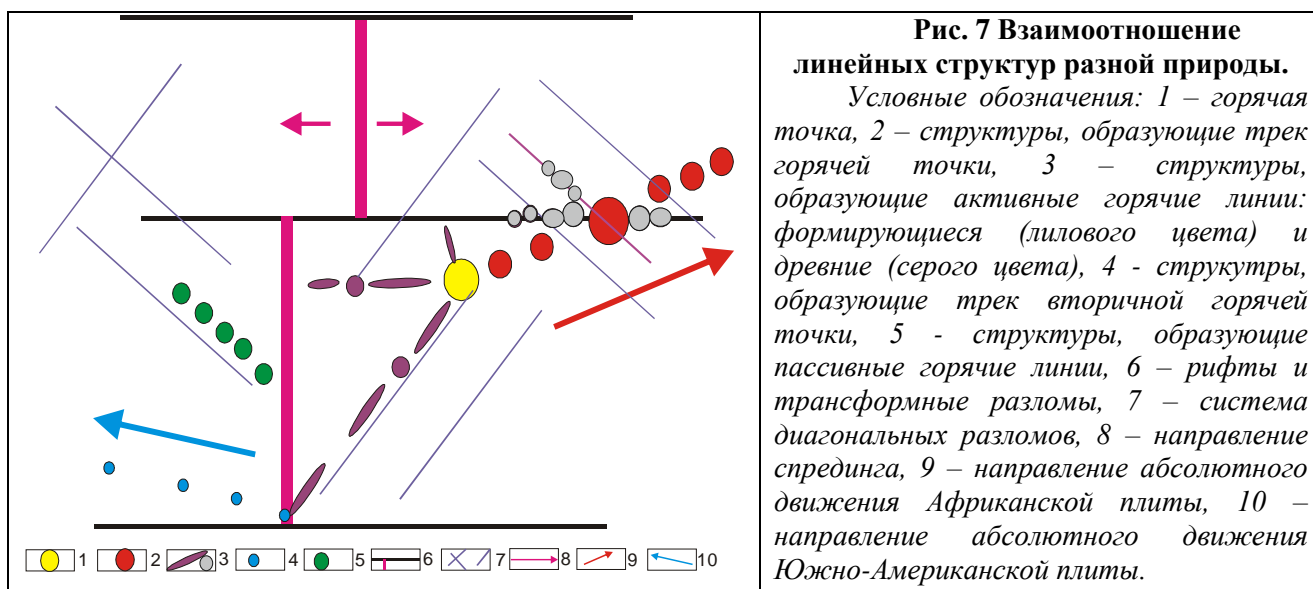
Мыс. В результате его активности сформировался субширотный хребет Ресечер (Сколотнев и др., 1999). В настоящее время плюм находится на угасающей стадии и локализован примерно в 200 км западнее оси САХ.

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 линейных хребтов, которые были перечислены выше. Отдельные вулканические горы в пределах цепей образуются за короткий промежуток времени – до 1 млн. лет, как например, в пределах цепей *гор Св. Елены* (O'Connor et al., 1999). Но на хребте Витория-Триндади отдельные сегменты протяженностью до 200 км, из которых он состоит, формировались длительное время - до 10 млн. лет (Сколотнев и др., 2011). Это в 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 (Сколотнев и др., 2012).

Наряду с треками горячих точек возникают и другие линейные структуры, это также цепи гор или островов (Камерунская линия) и цепи небольших (до 100 км) и невысоких (до 1000 м) хребтов (рис. 7). Они диагностируются по одному из двух признаков: их простирается отличается от простирается треков горячих точек и вулканические сооружения, образующие цепи, имеют близкий возраст. Вслед за Э. Бонатти (1996) такие линейные структуры называются горячими линиями. Наиболее широко распространенным типом являются горячие линии, приуроченные к пассивным частям трансформных разломов. Между горячими точками (Св. Елены, Кардно и др.) плюма Св. Елены и осевой зоной САХ возникают горячие линии с простирается близким к направлению спрединга (рис. 7). В приосевой части *гор Св. Елены* распространены горячие линии с простирается около 30°, диагональным по отношению к направлению спрединга. Происхождение этих структур подробно рассматривалось в главах 3 и 4 в связи с тем, что там, где эти линии пересекают осевую зону спрединга, происходят изменения в составе базальтов и в тектоническом строении осевой зоны. В соответствии с (Shilling et al., 1985, 1991, Сколотнев и др., 2009) данные горячие линии возникают при магматическом дренировании каналированных подлитосферных субгоризонтальных потоков плюмового материала.

В приконтинентальной части *гор Св. Елены* располагается наиболее крупная горячая линия – Камерунская, образованная несколькими островами, выстроившимися вдоль линии с простирается около 30°, начинающейся от молодого вулкана Камерун и вдающейся вглубь океана почти на 900 км. Возраст инициального вулканизма островов уменьшается вглубь океана, при этом вулканизм на островах продолжается с момента их возникновения в

течение длительного периода (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. Камерунская линия сопровождается короткими цепями подводных гор (горы Пьера Бразза), отходящими в стороны от нее вдоль разломов, ограничивающих ступени континентального склона.



В пределах гор Байя выявлена горячая линия, простираение которой близко к простираению треков горячих точек, однако в ее пределах отдельные вулканы, 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. В работах (Crough, 1983, Ph. Morgan, 1995) показано, что от горячих точек в направлении движения плиты возникают зоны уменьшения прочности литосферы, индуцирующие линейные ослабленные зоны в астеносфере.

Таким образом, образование горячих линий это результат взаимодействия между малоглубинными процессами и явлениями, в частности, разломной тектоникой, и глубинными плюмами, поднимающимися из недр нижней мантии.

Формирование описанных горячих линий связано с активным потоком плюмового вещества, поэтому они в настоящей работе квалифицируются как активные.

В целом, среди изученных активных горячих линий выделяется 5 типов (рис. 7): 1) приуроченные к пассивным частям трансформных разломов, 2) параллельные линиям спрединга и протягивающиеся между горячими точками и осевой зоной спрединга, 3) диагональные, отличающиеся по простираению от треков горячих точек, 4) диагональные,

совпадающие с простираем этих треков, но не обладающие возрастной прогрессией, и 5) сопряженные с разломами другого происхождения.

Еще одним примером структур, сформировавшихся при взаимодействии плюмов и разломной тектоники, являются горы Гримальди, протягивающиеся северо-восточнее гор Батиметристов. При протяженности гор около 400 км возраст вулканических структур на их флангах близкий и составляет 55 - 59 млн. лет (Bertrand et al., 1993, Сколотнев и др., 2012). Они приурочены к древнему Гвинейскому трансформному разлому, где в местах его пересечения с более молодыми субширотными трансформными разломами возникли вулканические сооружения, часть из которых является началом треков горячих точек. В частности, функционирование двух наиболее северных горячих точек привело к образованию гор Батиметристов. Поскольку в данном районе в это время находился плюм Сьерра Леоне, то можно предположить, что горячие точки связаны с этим плюмом, у которого, по-видимому, в это время грибообразное растекание вещества сменилось на разветвленный подводный канал. Гвинейский разлом, как зона ослабленной прочности литосферы, стал местом притяжения вертикальных потоков плюмового материала.

Анализ возрастов внутриплитных вулканитов показывает, что за время раскрытия Центральной части Атлантики были три эпохи резкого усиления плюмовой активности и внутриплитного вулканизма: 80-100 млн. лет назад, когда произошли подъемы плюмов Триндади и Сьерра Леоне и активизация вулканизма, связанного с плюмом Св. Елены; 50-60 млн. лет назад - подъем плюма Ресечер, образование гор Гримальди, реактивизация вулканизма в линейных структурах, связанных с плюмом Св. Елены; около 33 млн. лет назад - усиление активности плюмов Св. Елены и Тристан, приведшее к широкому образованию V-образных структур в районах их расположения.

Структурообразование в связи с малоглубинными процессами вертикальной аккреции коры. На западном фланге САХ описана *цепь подводных гор 10-11* северо-западного простираем, расположенная между разломами Боде Верде и Вознесения (Сколотнев и др., 2012) (рис. 1). 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. Более южные горы этой цепи сформировались существенно позднее, когда Южно-Американская плита двигалась уже в субширотном направлении. Тем не менее, и южные и северные горы образуют единую цепь северо-западного простираем. Таким образом, эта цепь гор не может быть треком горячей точки, а является горячей линией. Данная цепь приурочена к системе субпараллельных депрессий, протягивающихся в этом же направлении, но на гораздо большее расстояние. В настоящей работе принимается, что в ходе растяжения, приведшего к образованию этой системы, возникали условия для

декомпрессионного плавления мантии. Таким образом, появление подобного рода горячих линий, которые классифицируются нами как пассивные горячие линии, обязано малоглубинным тектоническим процессам (рис. 7).

Состав мантийных источников продуктов вертикальной аккреции коры. В

соответствии с (Kawabata et al., 2011) состав плюма Св. Елены это смесь мантийных компонентов DMM+НIMU при резком доминировании последнего (основной плюмовый источник), его геохимическим репером является отношение $(\text{Nb/Ba})_n = 1,45-1,49$.

В составе плюма Сьерра Леоне к основному плюмовому источнику добавляется в небольших количествах обогащенная мантия EM (EM-1?, EM-2?), что проявляется в том, что при данных значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ незначительно выше, а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - ниже в базальтах, связанных с плюмом Сьерра Леоне, по сравнению с вулканитами о. Св. Елены. Геологическое положение плюма Сьерра Леоне позволяет предположить, что эти особенности его состава связаны с тем, что плюм состава DMM+НIMU, внедрившийся в подокеанскую мантию, насыщенную фрагментами тектонически деламинированной континентальной мантии (Doucelance et al., 2003, Сколотнев и др., 2012), ассимилировал вещество континентальной мантии (EM).

Состав плюма Ресечер отличается от состава плюма Сьерра Леоне большей долей мантийного компонента EM и своеобразием последнего, что проявляется в более высоких отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при тех же самых значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Но в данном случае с ростом $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не происходит коррелятивного понижения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Этот мантийный источник имеет высокие значения $(\text{Nb/La})_n$ (1,58-1,69). Появление компонента EM в составе плюма Ресечер также может быть объяснено ассимиляцией этим плюмом вещества блоков континентальной литосферы, в том числе, нижней континентальной коры, поскольку плюм Ресечер внедрился в мантию, насыщенную этими блоками, появившимися там при тектонической эрозии литосферы Экваториального сегмента Гондваны.

Основной плюмовый источник играет заметную роль и в составе плюмов Триндади, Камерунского и Фернанду ди Норонья. 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 гор Гримальди, образование которых связано с плюмом Сьерра Леоне, отмечается большая доля мантийного компонента EM-2 (Сколотнев и др., 2012). Близкий состав у мантийного источника вулканитов о. Фернанду ди Норонья (Giorgio et al., 2000, Когарко и др., 2007). У вулканитов плюма Триндади состав мантийного источника DMM+НIMU+ EM-1 при значительной доле последнего (Marcues et al., 1999, Пейве, Сколотнев, 2014). Неоднородный состав у вулканитов Камерунского плюма, в мантийном источнике которых в разных

пропорциях присутствуют мантийные компоненты EM-1 и EM-2 (Rankenburg et al., 2005). Как видно, вулканы, возникшие при плавлении плюмов, располагающихся в окраинно-океанических областях, имеют в своем составе вещество мантийных компонентов EM-1 либо EM-2. Природа данных компонентов в этих областях большинством исследователей связывается с наличием в океанской мантии тектонически деламинированных 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., 2012).

Геохимия вулканитов, в мантийном источнике которых присутствуют компоненты EM-1 и EM-2, резко отличается от геохимии вулканитов о. Св. Елены. Они имеют при одинаковых значениях SiO_2 существенно более высокие концентрации несовместимых элементов: La, Nb, Th, Ba, Zr и Sr, при этом присутствие компонента EM-2 обеспечивает существенно более высокие концентрации La, Nb и Th. 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. Эти различия обусловлены различным характером мантийного метасоматоза континентальной мантии (Hawkesworth et al., 1990, Menzies, 1987, Когарко, Асавин, 2007). Формирование состава компонента EM-2 происходило при воздействии на континентальную мантию карбонатитовых расплавов, а компонента EM-1 - щелочно-силикатных расплавов.

От охарактеризованных выше мантийных источников резко отличается источник вулканитов *цепи 10-11*, прежде всего, отсутствием плюмовой составляющей. Изотопные параметры вулканитов (Пейве, Сколотнев, 2014) показывают, что их источник состоит преимущественно из деплетированной мантии (DMM), но с добавкой компонентов EM-2 и NIMU. Базальты *цепи 10-11* имеют наименьшие концентрации La, Nb, Ba и Th среди всех внутриплитных вулканитов. Это означает, что вещество компонента EM-2, входящего в состав этих базальтов, имеет другую природу, чем у вулканитов г. Картера. По геохимии вулканиты *цепи 10-11* близки к некоторым из осевых базальтов, расположенных к югу от разлома Вознесение, в составе которых участвует вещество нижней континентальной коры (НКК) с очень низкими концентрациями Nb, Ba и Th, появившееся здесь в виде блоков в океанской мантии во время раскола Гондваны (см. главу 4). *Цепь 10-11* формировалась вблизи этого района, следовательно, блоки НКК участвовали в плавлении базальтов этой цепи, и, именно, они и представляют мантийный компонент EM-2. Носителем компонента NIMU в базальтах *цепи 10-11* являются жилы метасоматической природы, образовавшиеся в мантии этого региона еще на предраскольной стадии (Fontignie, Schilling, 1996).

Глубина плавления мантии. В настоящей работе в качестве показателя глубинности плавления мантии использовалось отношение $(Sm/Yb)_n$. Среди изученных вулканитов максимальные значения $(Sm/Yb)_n$ (6,5-7,5) у нефелинитов о. Триндади и мелилититов гор Гримальди. На диаграмме $Ce/Y - Sm/Tb$ эти вулканиты попадают в поле стабильности граната (Пейве, Сколотнев, 2014). Наименьшие значения $(Sm/Yb)_n$ (1,8-2,4) у вулканитов гор Байя, Пернамбуку и цепи 10-11, формировавшихся в 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 факты свидетельствуют о том, что глубинность плавления внутриплитных вулканитов зависит от мощности океанической литосферы, на которой располагаются линейные структуры. В то же время пример хребта Витория-Триндади показывает, что глубинность плавления также зависит от мощности плюма. По простиранию 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, о. Триндади - гранатовой фации глубинности, а центрального сегмента хребта в промежуточных условиях ($(Sm/Yb)_n = 4,9-6,3$). Это объясняется тем, что со временем мощность плюма Триндади последовательно сокращается.

В наиболее глубинных условиях в зависимости от состава мантийного источника исходные фойдитовые расплавы близки либо к меланефеленитам - на о. Триндади, либо к оливиновым мелилититам - на г. Картера. В то же время в этих областях возникают очаги и менее глубинного плавления, в которых выплавляются расплавы близкие к базанит-тефритам с $(Sm/Yb)_n = 5,5-6,5$. Более низкие отношения $(La/Sm)_n$ у базанитов указывают на увеличение степени частичного плавления, что приводит и к снижению содержаний Nb и Th в базанитах-тефритах. Под менее мощной литосферой за пределами окраинно-океанических областей исходные расплавы внутриплитных вулканических построек - трахипикробазальты.

О дифференциации исходных расплавов внутриплитных вулканитов. В работе (Marques et al., 1999) показано, что в процессах фракционной кристаллизации исходных расплавов на разных стадиях участвуют оливин, шпинель, клинопироксен, полевые шпаты, фельдшпатоиды, Fe-Ti фазы, апатит, сфен, при этом расплавы типа меланефелинитов и базанитов эволюционируют до фонолитов, а типа трахипикробазальтов до трахидацитов.

Отметим два явления, связанные с ходом эволюции расплавов, важные с точки зрения металлогении океана. Банка Догаресса хребта Витория-Триндади сложена трахибазальтами с аномально высокими концентрациями P и Sr и повышенными - Ti и U, которые могут рассматриваться в качестве комплексного полезного ископаемого на данные элементы. Их образование оказалось возможным благодаря проникновению метаморфизованной морской

воды в магматическую камеру, в которой расплав достиг высокой степени дифференциации. Морская вода изменяет физико-химические условия в камере, что приводит к растворению кумулюсных 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 процессе их фракционирования оседает циркон, аккумулирующий Th. Расплавы тефритов захватывают с собой из камеры кумулюсный циркон, приводя к обогащению породы Zr, Hf и Th. Вследствие этого тефриты г. Картера аномально обогащены Th и могут в будущем рассматриваться как потенциальный источник этого полезного компонента.

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.

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 САХ осуществляется посредством непрерывного чередования спрединговых ячеек протяженностью 20-110 км (чаще 40-60 км), имеющих закономерные вариации строения коры, состава базальтов, рельефа и структуры дна вдоль своей оси, охарактеризованные в главах 2 - 4. Их дополняют закономерные вариации состава плутонических пород и их ассоциаций. Установлено, что на основной части спрединговой ячейки 3-й слой образован главным образом троктолитами и оливинowymi габбро при подчиненной роли габбро и габброноритов, которые формируются в мелких, эпизодически возникающих магматических камерах. В дистальных частях ячеек плутонические комплексы образованы породами, образующими дифференцированную серию от троктолитов до габбродiorитов при преобладающей роли габбро и габброноритов, формирование которых происходит в более крупных и долгоживущих камерах, изолированных среди серпентинизированных ультрабазитов. Породы этой серии дополняются Fe-Ti рудными габброидами и плагиогранитами, образованию которых способствуют процессы взаимодействия между расплавами и серпентинизированным субстратом, протекающие в зонах тектонизации камер и субстрата; а также высоконатровыми гранофирами, возникающими при частичном плавлении уже застывших габброидов.

Наиболее распространенной концепцией, объясняющей такую регулярность в составе и строении коры и дна, являются представления о фокусированном характере подосевого

апвеллинга мантии в медленноспрединговых хребтах (см. главу 2), реализуемого через подъем диапиров астеносферной мантии, соразмерных ячейке.

7.2 Аномальные спрединговые ячейки и микроплюмы обогащенной мантии. Среди типовых спрединговых ячеек выделяются их аномальные разности, которые в сравнении с типовыми ячейками характеризуются в среднем большей длиной (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), сложенного наряду с деплетированными также обогащенными базальтами, кристаллизовавшимися главным

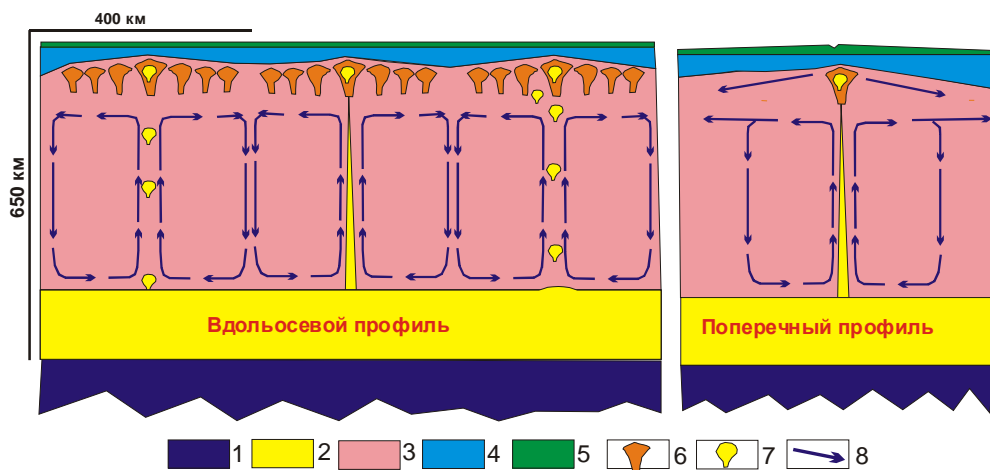


Рис. 8 Модель формирования микроплюмов обогащенной мантии.

Условные обозначения: 1 – нижняя мантия, 2 – верхняя мантия, насыщенная веществом мантийного компонента НМУ, 3 – конвектируемая верхняя мантия, 4 – литосферная мантия, 5 – кора, 6 – диапиры астеносферной мантии, 7 – микроплюмы обогащенной мантии, 7 – направления течений в верхней мантии.

образом из обогащенных толеитовых расплавов, плавившихся на промежуточном глубинном уровне между шпинелевой и гранатовой фациями глубинности мантии ($(Sm/Yb)_n = 1,7-2,5$) (рис. 2). Редкие щелочные расплавы (с $(Sm/Yb)_n = 4-6$) в этих сегментах плавилась в условиях, близких к гранатовой фации глубинности.

Особенности строения и состава аномальных спрединговых ячеек, а также их регулярное появление вдоль САХ в среднем через 350 км позволили сформулировать концепцию о микроплюмах обогащенной мантии, имеющих средний размер 25 - 30 км в поперечнике и поднимающихся в подосевой зоне спрединга с глубин больших, чем те, с которых поднимаются подосевые диапиры, и усиливающих подосевой мантийный апвеллинг в силу того, что они имеют более высокую температуру по сравнению с таковой у подосевых диапиров типичных спрединговых ячеек (Сколотнев, 2013). Предполагается, что микроплюмы связаны с восходящей ветвью вертикальных цилиндрических конвективных ячеек, диаметр которых в разных регионах варьирует от 250 км до 450 км (в среднем около

350 км) (рис. 8). Наиболее предпочтительным горизонтом, откуда могут подниматься данные микроплюмы, является широкая переходная зона на границе нижней и верхней мантии, источником обогащенного материала в которой могут быть слэбы океанической литосферы, скопившиеся в интервале глубин 410 - 660 км (Bijwaard et al., 1998, Fucão et al., 2001).

7.3 Плюмовые спрединговые ячейки и роль внеосевых плюмов глубинной мантии в осевой аккреции коры. Среди аномальных спрединговых ячеек выделяются плюмовые ячейки, встречающиеся вблизи плюмов глубинной мантии, которые в сравнении с другими аномальными ячейками имеют большую мощность коры (до 10 км в центре ячейки), высоту рельефа в целом и высоту осевых поднятий (до 2000 м), длину (60-110 км). Обогащенные базальты в данном случае распространены на протяжении всей ячейки.

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 плюмов. В ряду изученных плюмов: Св. Елены, Сьерра Леоне, Ресечер, - возрастает интенсивность этого влияния, которая зависит от размера, стадии эволюции и положения плюма относительно осевой зоны спрединга. Под действием плюма Св. Елены возникает особенно большой микроплюм, он распадается на ряд крупных блобов, поднимающихся, в том числе, за пределами осевой зоны (до 80 км). В последнем случае под более мощной литосферой и при более низких степенях частичного плавления генерируются глубинные щелочные расплавы.

Микроплюмы, поднимающиеся в районах влияния плюмов, формируют вдольосевые потоки микроплюмового материала протяженностью до 170 км, испытывающего плавление по ходу движения (рис. 3). Расплавы, возникающие в потоке, производят, в том числе, метасоматоз окружающей мантии и смешиваются с расплавами, генерированными в этой метасоматизированной мантии. По мере удаления от центра микроплюма поток обогащается умеренно некогерентными элементами: Ti, Na, P, что отражается и на составе базальтов.

Помимо основного способа влияния плюмов отмечаются признаки других механизмов воздействия, описанных в главах 2 и 3 и основанных на идеях других авторов. 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. Базальты на участках пересечения этими потоками осевой зоны плавятся при большей температуре и на большей глубине, вследствие чего имеют высокие концентрации MgO, FeO, CaO, Cr и Ni и низкие - TiO₂ и Na₂O. Уникальным свойством этих базальтов являются очень высокие значения

отношения $(\text{Nb/La})_n$ (1,57-2,05) и повышенные концентрации Ва.

Следующий способ плюмового влияния обязан вдольосевым астеносферным потокам до 1000 км длиной, направленным в обе стороны от плюмовых спрединговых ячеек. Эти потоки ориентированы вдоль зоны подосевого апвеллинга и более глубинные, чем потоки, растекающиеся от микроплюмов, о чем говорит их связь со щелочными базальтами. В настоящей работе предполагается, что растекающийся под САХ материал плюма поступает сюда тем же путем, как и вещество микроплюма в этом районе.

Плюмовые ячейки являются центрами областей, для которых по данным сейсмической томографии свойственны аномалии пониженных скоростей в слое 0-100 км. 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 пределах: 1800-2200 км, в среднем около 2000 км.

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 подъемы диапиров астеносферной 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. Важнейшим региональным фактором, влияющим на процессы аккреции коры и структурирования океанического дна, является пространственно-временная неравномерность раскрытия Атлантического океана. Независимое начальное раскрытие Центральной, Экваториальной и Южной Атлантики предопределило различие направлений спрединга в этих областях Атлантики и появление зон аккомодации между ними, которые характеризуются процессами структурообразования, протекающими в зависимости от геометрии плитных границ в обстановках сжатия или растяжения, поперечных направлению спрединга.

В силу длительного контакта океанской мантии пограничных участков Центральной и Южной Атлантики с холодной континентальной литосферой поздно расколовшегося

Экваториального блока Гондваны произошло охлаждение первой. Вследствие более низких температур верхней мантии в пограничных участках снижается интенсивность подосевого мантийного апвеллинга. Ярким свидетельством этого является наиболее низкий осевой рельеф в районах САХ, наследующих эти пограничные области. На этих участках часто отсутствуют типичные спрединговые ячейки, вместо которых возникают сегменты межразломных хребтов, куполовидных структур и серпентинитовых протрузий.

Вулканы этих пограничных участков выделяются спецификой своего состава. Наиболее ярко она проявилась на участке, заключенном между разломами Чейн и Сан Паулу (рис. 4). Температурный мантийный минимум в этой части мантии приводит к общему снижению степени частичного плавления, что вызывает широкое плавление высоконатровых базальтов. Помимо них в пограничных участках широко распространены базальты, особенности петро-геохимии и изотопии которых указывают на то, что в их плавлении участвовали блоки нижней континентальной коры (НКК) и литосферной континентальной мантии (ЛКМ). Блоки НКК и ЛКМ пассивно располагаются в конвектируемой мантии, куда попали на стадии раскола Экваториального блока Гондваны и ранних стадиях раскрытия Экваториальной Атлантики в результате тектонической эрозии континентальной литосферы под действием торцевых конвективных течений (Сколотнев, 2013). Благодаря им до наших дней верхняя мантия бывших пограничных областей имеет пониженную температуру.

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, значительная часть которых связана с плюмами глубинной мантии Св. Елены (горы Св. Елены, Байя, Пернамбуку), Камерунского, Триндади, Фернанду ди Норонья, Сьерра Леоне (горы Батиметристов) и Ресечер и представляет собой треки горячих точек. Подводящий канал плюма Сьерра Леоне около 60 млн. лет назад распался на ряд ветвей, при этом ряд новых горячих точек выстроился под Гвинейским разломом. Сформировавшиеся над этими горячими точками вулканические постройки образовали горы Гримальди, которые представляют собой горячую линию (Бонатти, 1996), поскольку ее отдельные вулканические горы, находящиеся на большом расстоянии друг от друга, имеют близкий возраст. Пример с горами Гримальди показывает, что разломная тектоника заметно влияет на более глубинные мантийные процессы. Многообразие этого влияния определяется тем, что диагональные и субширотные разломы, являясь зонами ослабления прочности литосферы, каналируют латеральное подлитосферное растекание плюмового материала от горячей точки (рис. 7). При магматическом дренировании возникающих потоков образуются цепи вулканических сооружений. У данных цепей в отличие от треков горячих точек либо

простирается не совпадает с вектором абсолютного движения плиты, 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.

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* северо-западного простираения, расположенная на границе САХ и Бразильской котловины и приуроченная к линейной зоне растяжения такого же простираения. Необычные геохимия и изотопия базальтов этой цепи указывают на то, что они плавилась при декомпрессионном плавлении деплетированной мантии, содержащей блоки НКК, 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.

7.8. 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. Выявлены три основных типа мантийных источников вулканитов: 1) деплетированная мантия (DMM), характерная для осевых базальтов, выплавляющихся за пределами аномальных спрединговых ячеек; 2) плюмовый источник, образованный смесью мантийных компонентов DMM и NIMU, при значительном преобладании последнего, который присутствует в составе всех плюмов глубинной мантии, при этом в наиболее чистом виде в составе плюма Св. Елены; 3) микроплюмовый источник, представляющий собой смесь мантийных компонентов DMM и NIMU при умеренном значении последнего. Составы этих мантийных источников могут заметно модифицироваться. Деплетированная мантия претерпевает метасоматические изменения под действием расплавов, генерированных в веществе микроплюма, тем самым приобретая некоторые геохимические и изотопные черты компонента NIMU. Мантия микроплюмов испытывает влияние вещества близлежащих плюмов, при этом геохимические следствия этого влияния зависят от механизма влияния. В подосевых районах, бывших пограничными с поздно расколовшимся Экваториальным сегментом Гондваны, деплетированная мантия и микроплюмовый источник ассимилируют вещество блоков континентальной литосферы, оказавшихся в конвектируемой мантии в результате торцевого взаимодействия между континентом и астеносферной океанской мантией. Такое же преобразование испытывает вещество плюма Ресечер, внедрившегося в пределах северной пограничной области. Изотопные изменения проявляются в добавлении к фоновому

источнику признаков мантийного компонента EM, которые имеют большое разнообразие в силу неоднородности состава блоков континентальной литосферы. Плюмы, поднимающиеся в окраинно-океанических условиях, ассимилируют вещество тектонически деламинированных фрагментов континентальной мантии, оказавшихся в океанской мантии на этапе рифтинга и последующего раскола континента в силу интенсивного растяжения этих областей. В зависимости от характера метасоматоза континентальной мантии плюмовый источник приобретает черты компонентов EM-1 или EM-2.

7.10 Схема тектонического районирования Центральной части Атлантики.

Регулярный характер вариаций состава и строения коры и тектонического строения океанического дна в пределах осевой и гребневой зон САХ, проявляющийся на трех масштабных уровнях, позволяет построить разноранговую иерархически соподчиненную систему тектонического районирования дна. Ее наиболее низкий уровень - это разделение осевой и гребневой зон САХ 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.

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. Границы большинства этих конвективных ячеек в проекции на океаническое дно совпадают с границами суперсегментов 1-го типа (рис. 1), выделенных в главе 3 в соответствии с (Macdonald et al., 1988, Abelson, Agnon, 1997), и представляющих собой фрагменты САХ, объединенные общей зоной подосевого апвеллинга. Примерно в центре таких суперсегментов располагаются аномальные спрединговые ячейки.

Суперсегменты 1-го типа сочетаются с суперсегментами 2-го типа, состоящими из нескольких спрединговых сегментов, разделенных часто расположенными (через 30-150 км) трансформными разломами с однонаправленными оффсетами (в среднем > 100 км).

Третий наиболее высокий порядок регулярных вариаций в составе и строении коры и океанического дна проявляется в регулярном появлении плюмовых спрединговых ячеек, которые располагаются примерно в центральных участках плюмовых тектономагматических провинций, отличительными признаками которых являются повышенные ширина и высота САХ, наличие крупных V-образных структур океанического дна и развитие

линейных тектоно-вулканических структур на флангах САХ и за его пределами.

Плюмовые провинции разделяются более короткими аплюмовыми провинциями с менее высоким и широким САХ.

При выделении структурных единиц схемы тектонического районирования наиболее высокого уровня использовался региональный принцип. В главе 3 выделены два типа тектонических надпровинций: с квазистационарными и с изменчивыми вдоль оси САХ направлениями спрединга. Первые из них наследуют независимо раскалывавшиеся сегменты Гондваны, что предопределило различие в направлении спрединга в их пределах. Вторые являются переходными аккомодационными надпровинциями между первыми. Они отличаются наиболее сложным тектоническим строением, поскольку в этих областях спрединг дна сочетается с напряжениями сжатия или растяжения, поперечными спредингу.

Итак, предлагается следующая схема тектонического районирования дна Центральной части Атлантики: 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 (Южно-Атлантическая, Сьерра Леоне, Центрально-Атлантическая) и переменными вдоль оси САХ направлениями спрединга (Романш и Вима).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В этом разделе проведен анализ того, как были выполнены, поставленные во Введении и Главе 2, цели и задачи работы. Основные итоги проделанной работы отражены в разделе «Научная новизна» во Введении и в ниже приведенных *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 гранофилов.

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.

Основные публикации автора по теме диссертации

1. 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.
2. 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 // Доклады РАН. 2014. Т.459. №. 5. С. 625-630.
3. 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.
4. 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.
5. 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.
6. 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.
7. Пушаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Пейве А.А., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г. Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика // М.: Наука. 1989. 199 с.
8. Пушаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Мазарович А.А., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г. Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика // М.: Наука. 1991. 224 с.
9. 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 // Доклады РАН. 2002. Т. 384. №. 1. С. 83-88.
10. Пушаровский Ю.М., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г. Неотектоника океанского дна (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 2005. №2. С. 3–16.
11. Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Базилевская Е.С., Разницин Ю.Н., Ескин А.Е. Тектоника и железо-марганцевая металлогения Атлантического океана // М.: ГЕОС. 2011. 291 с.
12. Пушаровский Ю.М., Сколотнев С.Г. Регионально-геологические исследования как основа тектонического районирования океанского дна //Геотектоника. 2005. №1. С. 17–39.
13. 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.

14. Разницин 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.
15. 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.
16. Сколотнев С.Г. Габброиды разломной зоны Вима: структуры, состав и тектоническое положение // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 18 – 31.
17. Сколотнев С.Г. Природа многообразия вулканитов экваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. 2013. Т. 4. № 1. С. 6-42. Режим доступа: <http://e-almanac.space-time.ru/assets/files/Tom>
18. Сколотнев С.Г. Новые данные об изотопии базальтов Срединно-Атлантического хребта из района разломов Архангельского и Сьерра Леоне (Центральная Атлантика) // Доклады РАН. 2014. Т. 459. № 2. С. 215-220.
19. 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. 2010. № 6. С. 24-59.
20. 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, 2011. т.437. № 1. С. 74-80.
21. 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 // Доклады РАН. 2012. Т.443. № 5. С. 601-607
22. 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.
23. 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.
24. 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.) // Доклады РАН. 2006. Т. 407. № 6. С. 798-805.
25. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Бортников Н.С. и др. Геология рудовмещающих рифтовых впадин в районе разлома Сьерра-Леоне в Приэкваториальной Атлантике // Доклады РАН. 2003. Т. 391. № 2. С. 232-238.
26. 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 // Доклады РАН. 2003. Т. 391. № 3. С. 361-367.
27. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Ескин А.Е. Новые данные о строении подводных гор Байя (запад Бразильской котловины, Южная Атлантика) // Доклады РАН. 2010. т.435. № 5. С. 653-657.

28. 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. 2010. Т.435. № 4. С. 516-521.
29. 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) // Доклады РАН. 2012. Т.443. № 1. С. 330-336
30. 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 Боде Верде (Бразильская котловина, Южная Атлантика) // Доклады РАН. 2012. Т.442. № 3. С. 376-382
31. 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. 2006. Т. 407. № 3. С. 372-377.
32. 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.
33. 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). 2003. Т.5. № 2.
34. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Турко Н.Н. Новые данные о строении подводного хребта Витория-Триндади (запад Бразильской котловины, Южная Атлантика) // Доклады РАН. 2010. Т. 431. № 5. С. 656-661.
35. 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.
36. 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. 2012. Т. 20, № 1, С. 66–94
37. 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. // Доклады РАН. 2004. Т. 395. № 1. С. 89–90.
38. 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. // Доклады РАН. 2003. Т. 388. № 5. С. 656 – 660.
39. Сушевская 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.
40. Сушевская 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.