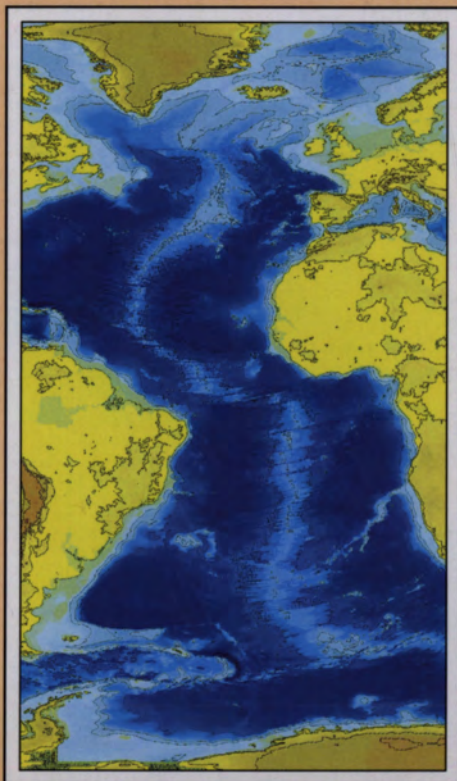




ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

**Ю.М. Пушаровский, А.А. Пейве, С.Г. Сколотнев,
Е.С.Базилевская, Ю.Н.Разницин, А.Е. Ескин**

**ТЕКТОНИКА
И ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВАЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЯ
АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА**



Учреждение Российской академии наук
Геологический институт РАН



Russian Academy of Sciences
Geological Institute



Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932

Vol. 594

**Yu.M. Pushcharovsky, A.A. Peyve, S.G. Skolotnev,
E.S. Bazilevskaya, Yu.N. Raznitsin, A.E. Eskin**

**TECTONICS
AND IRON-MANGANESE
METALLOGENY
OF THE ATLANTIC OCEAN**

Moscow
GEOS
2011

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году

Вып. 594

**Ю.М. Пущаровский, А.А. Пейве, С.Г. Сколотнев,
Е.С.Базилевская, Ю.Н.Разницин, А.Е. Ескин**

**ТЕКТОНИКА
И ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВАЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЯ
АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА**

Москва
ГЕОС
2011

Под общей редакцией академика Ю.М. Пушаровского

Редакционная коллегия:

М.А. Федонкин (главный редактор), С.Д. Соколов (заместитель главного редактора),
Ю.В. Карякин (ответственный секретарь), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, В.А. Захаров,
В.Б. Курносов, Ю.Г. Леонов, М.А. Семихатов, М.Д. Хуторской

Рецензенты:

Н.В. Короновский, А.О. Мазарович

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

Вып. 594: Тектоника и железо-марганцевая металлогения Атлантического океана / Ю.М. Пушаровский, А.А. Пейве, С.Г. Сколотнев, Е.С. Базилевская, Ю.Н. Разницын, А.Е. Ескин; под общей редакцией Ю.М. Пушаровского – М.: ГЕОС, 2011. – 292 с.; ил.
ISBN 978-5-89118-547-0 (в пер.)

Книга заключает основные результаты геолого-геофизических исследований дна Атлантического океана, проводившихся группой академика Ю.М. Пушаровского (Геологический институт РАН) в течение длительного времени. Экспедиционные работы осуществлялись на судне «Академик Николай Страхов», а также на судах «Академик Иоффе» и «Академик Сергей Вавилов». Направленность работ – тектоно-металлогеническая. Обширнейшие материалы получены и проанализированы по всем сегментам Атлантического океана, от Арктики до Антарктики. Книга, во всех ее частях, содержит новаторские концептуальные и модельные разработки. В поле зрения находятся тектонические, магматические, геодинамические, историко-геологические проблемы, а также ярчайший феномен океанской металлогении – Fe-Mn рудообразование. Предлагается новый способ добычи дефицитных металлов из Fe-Mn руд. Основательно рассмотрены экологические аспекты промышленного освоения рудных богатств океана.

Responsible Editor: academician Yu.M. Pushcharovsky

Editorial Board:

M.A. Fedonkin (Editor-in-Chief), S.D. Sokolov (Deputy Editor-in-Chief),
Yu.V. Kariakin (Executive Secretary), M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, V.A. Zaharov,
V.B. Kurnosov, Yu.G. Leonov, M.A. Semikhatov, M.D. Khutorskoy

Reviewers: N.V. Koronovskiy, A.O. Mazarovich

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

Vol. 594: Tectonics and iron-manganese metallogeny of the Atlantic ocean / Yu.M. Pushcharovsky, A.A. Peyve, S.G. Skolotnev, E.S. Bazilevskaya, Yu.N. Raznitsin, A.E. Eskin – Moscow: GEOS, 2011. – 292 p.; ill.
ISBN 978-5-89118-547-0 (in cloth)

The book contains main results of geologic-geophysical researches of the Atlantic ocean bottom, which were conducting by the group of academician Yu.M. Pushcharovsky (Geological Institute of the Russian Academy of Sciences) for a long time. Expedition activities were carried out by vessel «Academik Nikolaj Strakhov» and also by vessels «Academik Ioffe» and «Academik Sergey Vavilov». Directivity of activities was tectonic - metallogenic. Extensive data from Arctic to Antarctic region in Atlantic Ocean was received and analyzed. The book, in all its parts, contains innovative conceptual and modeling developments. Tectonic, magmatic, geodynamic and historic-geological problems are in focus as well as the brightest phenomenon of the ocean metallogeny - Fe-Mn ore formation. New excavation method of scarce metals from Fe-Mn ores is proposed. Ecological aspects of the ocean ores resources industrial development are thoroughly examined.

На 4-й стр. обложки – судно «Академик Николай Страхов» у берегов Шпицбергена.

© Ю.М. Пушаровский, А.А. Пейве, С.Г. Сколотнев,
Е.С. Базилевская, Ю.Н. Разницын, А.Е. Ескин, 2011
© ГИН РАН, 2011
© ГЕОС, 2011

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемой вниманию читателей монографии изложены основные результаты исследований Атлантического океана, полученных группой «Тектоника океанов» Геологического института РАН под руководством академика Ю.М. Пушаровского. Исследования проводились в двух направлениях: собственно тектоника и железо-марганцевая металлогения. Сотрудниками группы проведено большое число научно-исследовательских экспедиций в основном на судне «Академик Николай Страхов».

Геолого-геофизическую изученность океанов, в том числе и Атлантического, можно оценить лишь как очень слабую. По сравнению с континентами она во многие десятки раз хуже. На континентах практически вся площадь закартирована в средних масштабах. В океанах в таких масштабах изучены лишь редкие незначительные полигоны. Именно в средних масштабах выполнялись экспедиционные исследования авторами книги, отчетливо понимающими, что только этот путь ведет к обоснованным обобщениям и построению реальных тектоно-геодинамических моделей.

Работами были охвачены отдельные районы всех крупнейших областей Атлантики: Северной, Центральной, Южной и Антарктической. Исследования показали большую сложность тектонического строения дна океана. В его пределах можно выделить следующие основные категории тектонических структур: спрединговые хребты, глубоководные впадины, линейные и нелинейные тектоно-вулканические и иного типа поднятия, континентальные отторженцы, разломные структуры разных типов, троговые элементы, глубоководные желоба, отмершие спрединговые центры, узлы тройного сочленения спрединговых хребтов. Каждая из этих категорий в той или иной мере нами изучалась.

Обобщение полученных и литературных материалов нашло отражение на тектонической схеме Атлантики, которая здесь и воспроизводится с уточнениями и дополнениями (рис. 1). Полагаем, что схема будет полезна читателю при чтении книги. Но, как представляется, она имеет и самостоятельный интерес.

Параллельно и в тесной связи с тектоническими исследованиями проводились работы по изучению железо-марганцевой металлогении Атлантического океана. Данный объект представляет большой научный и практический интерес. Последний определяется тем, что океанские железо-марганцевые образования содержат в значительных количествах и другие стратегически важные металлы, а именно Ni, Co, Cu, Zn. Что касается марганца, то его запасы в нашей стране иссякнут в самые ближайшие десятилетия.

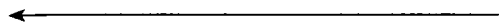
Теория марганценакопления в океанах – проблема глобального масштаба. Она была в поле зрения таких крупнейших ученых, как В.И. Вернадский и Н.М. Страхов. Исследования, выполненные коллективом авторов книги на ма-

Рис. 1. Тектоническая схема Атлантического океана

1 – рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта; 2 – поперечные разломы; 3 – наиболее глубокие части океанических впадин; 4 – фрагменты континентальной коры; 5 – выступы океанической коры; 6 – глубоководные желоба; 7 – линейные поднятия различной природы; 8 – отмершие спрединговые центры; 9 – трог.

Цифры на схеме: 1–19 – *впадины*: 1 – Гренландская, 2 – Лофотенская, 3 – Норвежская, 4 – Ирмингер, 5 – Исландская, 6 – Нью-Фаундлендская, 7 – Западно-Европейская, 8 – Северо-Американская, 9 – Иберийская, 10 – Канарская, 11 – Демерара, 12 – Зеленомысская, 13 – Сьерра-Леоне, 14 – Гвинейская, 15 – Бразильская, 16 – Ангольская, 17 – Аргентинская, 18 – Капская, 19 – Агульяс; 20–31 – *фрагменты континентальной коры*: 20 – Воринг, 21 – Ян-Майен, 22 – Фарерско-Гренландский порог, 23 – Роколл; 24 – Галисийский(?), 25 – Орфен, 26 – Гайана, 27 – Сеара(?), 28 – Сан-Паулу, 29 – Риу-Гранди(?), 30 – Фолклендский, 31 – Гвинейский(?); 32–40 – *выступы океанической коры* (часто тектоно-вулканические): 32 – Азорский, 33 – Горриндж, 34 – Мадейра, 35 – Канарский, 36 – Зеленого Мыса, 37 – Сьерра-Леоне, 38 – Китового хребта, 39 – Тристан-да-Кунья, 40 – Метеор.

Буквами обозначены *разломы*: Ш – Шпицбергенский, ЯМ – Ян-Майен, ЧГ – Чарли Гиббс, Ф – Фарадей, М – Максвелл, П – Пико, О – Ошеанографер, А – Атлантис, К – Кейн, ЗМ – Зеленого Мыса, ВИ – Вима, МА – Марафон, АР – Архангельского, Д – Долдрамс, СТ – Страхова, СП – Сан-Паулу, Р – Романш, Ч – Чейн, В – Вознесения, СЕ – Св. Елены, МВ – Мартин Вас, РГ – Риу-Гранди, ТК – Тристан-да-Кунья, Г – Гоф, АФ – Агульяс-Фолклендский, ШО – Шона, БУ – Буве, КО – Конрад, Б – тройное сочленение Буве.



териале Атлантики, вносят ясность во многие стороны учения об океанском Fe-Mn рудогенезе. При этом выполнены оригинальные разработки в отношении сохранности океанской среды при добыче руд и в вопросе влияния добычи руд в больших масштабах на состояние океанской гидросферы.

Проведенные нами исследования были нацелены на реализацию проекта: «Закономерности строения, состава и формирования мезомасштабных тектонических структур океанского дна», входящего в Программу фундаментальных исследований Президиума РАН № 20: «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология». Руководитель Программы – академик Р.И. Нигматуллин, руководитель проекта – академик Ю.М. Пушаровский.

Руководитель проекта и авторы книги приносят глубокую благодарность вице-президенту РАН академику Н.П. Лаврову и руководителю Программы № 20 академику Р.И. Нигматуллину, академику М.А. Федонкину, члену-корреспонденту РАН Л.И. Лобковскому, профессору С.Д. Соколову за большое внимание с их стороны как при проведении работ, так и в осуществлении издания данной монографии.

Работа проводилась при финансовой поддержке Президиума РАН (Программа № 20), гранта РФФИ № 09-05-00150, ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга» и гранта ведущих научных школ НШ-7091.2010.5.

ГЛАВА 1

СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ

Тектоника области раздела Атлантического и Северного Ледовитого океанов

Прежде чем рассматривать тектонику и геодинамику Срединно-Атлантического хребта, необходимо остановиться на строении области, отделяющей его от спредингового хребта Гаккеля, что позволит выявить меж океанские структурные взаимоотношения. Данная проблема уже обсуждалась в литературе [Пейве, 2009; Пушаровский, 1996б; 2001б, 2009б]. Было показано, что в Мировом океане имеется несколько районов, где океаны соприкасаются друг с другом. Среди таких районов выделяются две ярко выраженные тектонические категории. Одна из них представлена мощными меж океанскими системами сближенных субпараллельных разломов, другая – островодужными структурными комплексами. Разломные системы разграничивают Тихий и Индийский океаны между Австралией и Антарктидой и Атлантический и Индийский океаны между Африкой и Антарктидой. Они очень сходны морфологически, что четко видно на Гравиметрической карте океанов [Sandwell, Smith, 1997]. Простираение обеих систем субмеридиональное, протяженность Австрало-Антарктической системы ~2700 км, Африкано-Антарктической ~4000 км. Ширина систем – 700–800 км.

К этой же категории была отнесена Шпицбергенская система разломов, находящаяся в зоне разграничения Атлантического и Северного Ледовитого океанов [Пушаровский, 1996б, 2009б]. Однако ситуация здесь сложнее, чем представлялось, что и будет показано ниже.

Другая структурная категория представлена сложными островодужными комплексами: Карибским и моря Скотия, разделяющими Тихий и Атлантический океаны, а также регионом моря Банда, разграничивающим Тихий и Индийский океаны в области Индонезии. Последний регион не столь типичен, как первые два. Он образует область меж океанского тектонического раздела между Зондским шельфом с севера и Австрало-Новогвинейским регионом с юга. Остальная часть Индонезии принадлежит азиатской активной континентальной окраине, входящей в систему Тихоокеанского «огненного кольца».

Таков структурный фон, на котором рассматривается тектоника и геодинамика области раздела Атлантического и Северного Ледовитого океанов.

В характеризуемой области выделяется четыре разновидности структурных образований: континентальный блок Ермак, трог Лена, структурный комплекс Моллой и Шпицбергенская система разломов (рис. 2). Протяженность меж океанской области с юга на север составляет 430 км; граничные широты 78–82° с.ш. Некоторые геологические и геофизические сведения о регионе можно

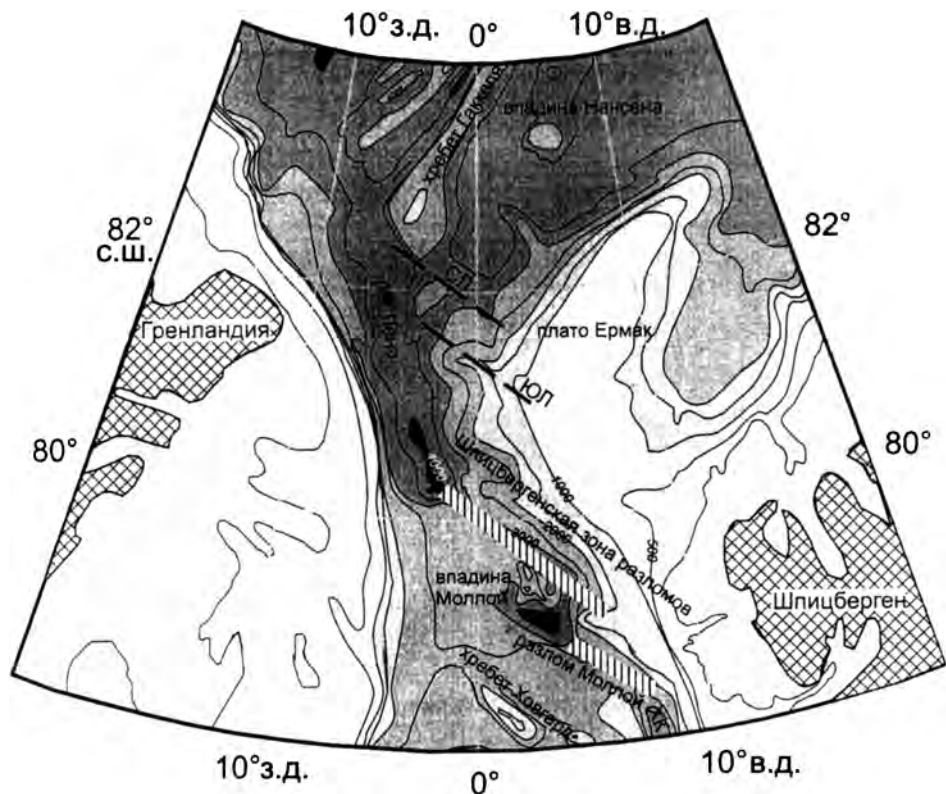


Рис. 2. Обзорная карта области раздела Атлантического и Северного Ледовитого океанов [Hellebrand, Snow, 2003]

Разломы: СЛ – Северо-Ленский, ЮЛ – Южно-Ленский (по [Engen et al., 2003]); ХК – хребет Книповича

найти в работах [Пейве, Чамов, 2008; Engen et al., 2003; Hellebrand, 2000; Hellebrand, Snow, 2003; Jokat, 1988 и др.].

Поднятие Ермак. Плато Ермак лежит на глубинах 500–1000 м, располагаясь между северным склоном Шпицбергена и глубоководной впадиной Нансена, входящей в спрединговую систему Гаккеля. На востоке оно расчленено впадиной с глубинами более 2000 м, на западе – сопряжено с узким и глубоким трогом Лена будучи удалено от континентального склона Гренландии лишь на расстояние 80 км (пролив Фрам с глубинами до 3000 м). Плато Ермак имеет размеры порядка 200 км. Континентальная природа поднятия обосновывается данными драгирования, осуществленного в его центральной части и других районах. В центральной части плато подняты докембрийские гнейсы высокой степени метаморфизма [Ritzmann, Jokat, 2003]. По данным глубинной сейсмоки в северной части плато мощность коры составляет 10–15 км, что можно объяснить деструктивным процессом, вызванным молодым океаногенезом в Евразийской области Северного Ледовитого океана.

Трог Лена. Обрывающий континентальный склон Северной Гренландии трог Лена простирается на 300 км в север–северо-западном направлении. Согласно данным, приведенным в работах [Hellebrand, 2000; Hellebrand, Snow, 2003 и др.], это узкая, линейная, глубокая морфоструктура, пережатая в средней части. Глубины дна составляют 3800–4400 м, а местами и более. Структуру можно определить как «тектонический врез». Мощность осадков в ней – несколько сот метров. Со склонов впадины драгированы серпентинизированные перидотиты мантийного происхождения. Строение трога осложнено косыми разломами. Сейсмопрофили, проведенные между Гренландией и поднятием Ермак (80° с.ш. и непосредственно севернее) [Jokat, 1988], выявили большую контрастность тектонического рельефа района (рис. 3, 4).

Имеются высказывания о том, что трог Лена продолжает спрединговую систему Срединно-Атлантического хребта. Однако базальтовых излияний в его пределах, по-видимому, нет. Драгированные обломки базальтов, вероятнее всего, относятся к ледовому разному. Можно предположить, что данный регион проходит предспрединговую стадию океаногенеза.

Структурный комплекс Моллой. Характеризуемый структурный комплекс (рис. 5) занимает южную часть региона. Его площадь невелика. На севере он ограничен Шпицбергенским разломом, на юге – разломом Моллой. Расстояние между разломами менее 100 км (между 79° и 80° с.ш.). Геоморфологически северная часть выражена возвышенностью дна. На востоке южной части выделяется меридиональный рифт Моллой, сопряженный с западной стороны с небольшим хребтом Моллой. На крайнем юге структурного комплекса выделяется небольшая по размерам, но глубокая впадина Моллой, примыкающая к разлому Моллой. Все названные структуры имеют размеры не более десятков километров.

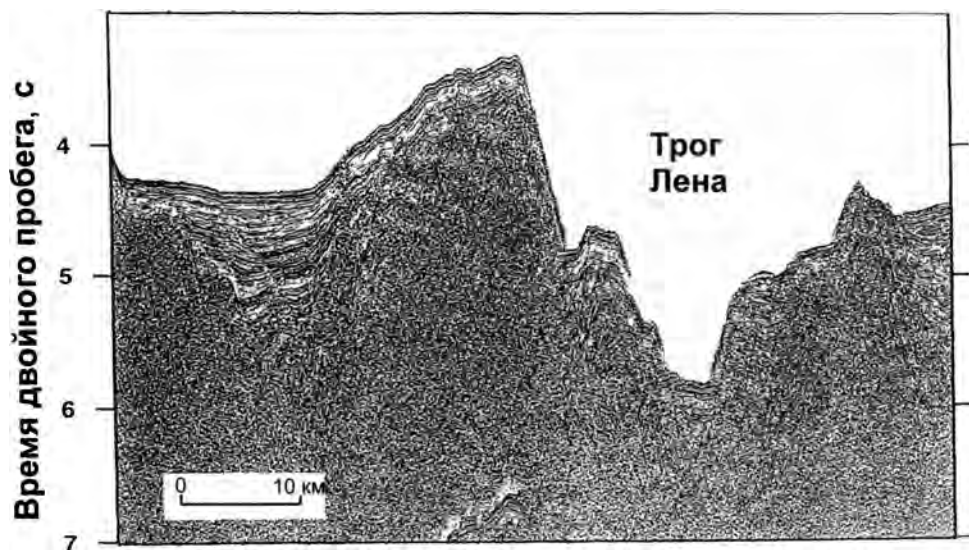


Рис. 3. Профиль 97244, пересекающий трог Лена по 80°30' с.ш. (по [Ritzmann, Jokat, 2003])

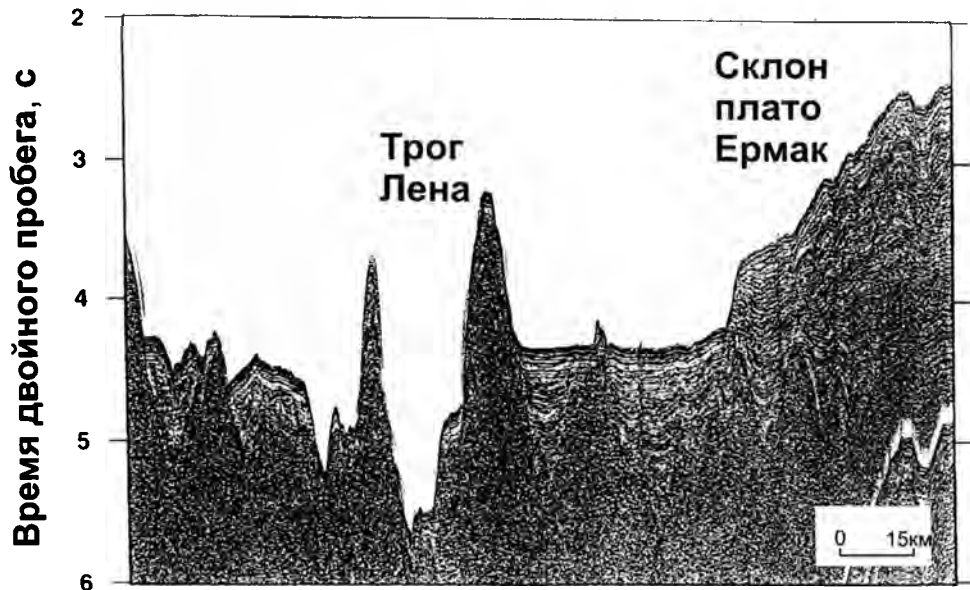


Рис. 4. Восточная часть профиля 97200, иллюстрирующая морфологические черты и структурное соотношение трога Лена и склона континентального блока плато Ермак (по [Ritzmann, Jokat, 2003])

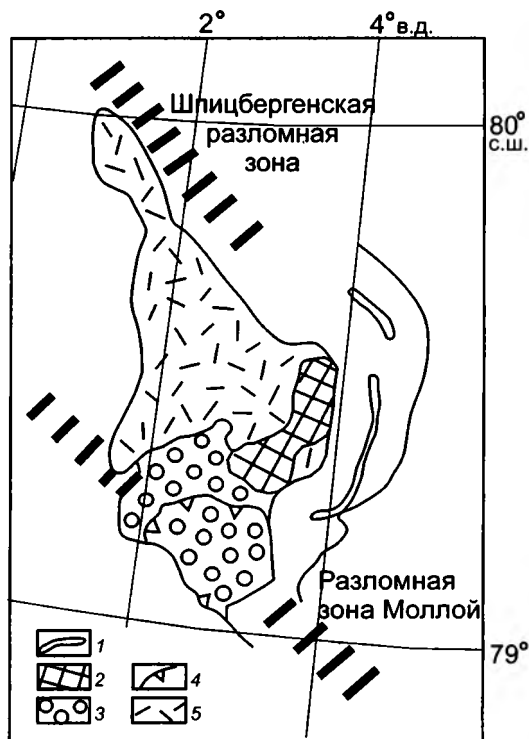


Рис. 5. Строение межразломной зоны Моллой (по материалам 24-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (2006 г.) и др.)

1 – осевая зона рифта Моллой, 2 – поднятие (хребет) Моллой, 3 – впадина Моллой, 4 – контур наиболее глубоководной части впадины Моллой, 5 – участок возвышенного положения дна

Драгирование, проведенное в южной части хребта Моллой, наряду с ледовым разносом, принесло мантийные, в высокой степени серпентинизированные перидотиты, что может быть связано с пологим разломом (detachment). Драгировочные работы были проведены также во впадине Моллой в ходе экспедиционных исследований в 24-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (Геологический институт РАН)

в 2006 г. [Пейве, Чамов, 2008]. В северной части восточного склона впадины в интервале глубин 4500–3800 м были подняты кварц-полимиктовые песчаники, алевролиты, темно-серые и черные аргиллиты, глины, а также в небольшом количестве обломки пород ледового разноса. Осадочные породы подняты также на южном склоне впадины с глубин 4940–3450 м. Ни во впадине, ни в хребте Моллой вулканических пород (базальтов) не обнаружено, что существенно осложняет приложение к геодинамике района спрединговой модели. Но именно она обычно используется в геодинамических построениях [Engen et al., 2003].

Шпицбергенская система разломов. Группировка разломных структур региона приурочена к площади океана между бортом впадины Нансена и северным окончанием хребта Книповича (см. рис. 2). Здесь выделяется четыре разломных зоны, имеющих северо-западное простирание (с севера на юг): Северо-Ленская, Южно-Ленская, Шпицбергенская и Моллой. Расстояния между разломами порядка 70 км. Особое тектоническое значение имеют разломные зоны Моллой и Шпицбергенская. Первая из них прерывает систему Срединно-Атлантического хребта, являясь структурной границей последнего звена этой системы – хребта Книповича. Что касается Шпицбергенской разломной зоны, то она является частью протяженного линейамента, простирающегося сюда от северной окраины Гренландии, а возможно и от более далеких областей Полярного бассейна. Если это действительно так, то меж океанский тектонический раздел приобретает законченную оформленность. Расположенные севернее Южно-Ленский и Северо-Ленский разломы дополняют структурные черты этого раздела.

Разломные зоны Моллой и Шпицбергенская выделяются также сгущениями эпицентров землетрясений. Все охарактеризованные разломы представляют собой в той или иной мере сдвиговые зоны, по которым в данной области происходит разведение (раздвиг) континентальных масс. Как отмечалось ранее, в целом для Шпицбергенской системы разломов характерна довольно правильная структурная линейность, которая образуется лишь в условиях воздействия устойчивого, концентрированного геодинамического фактора.

* * *

Общий вывод таков: Атлантический и Северный Ледовитый океаны разделены сложно построенной областью, включающей подвергшийся частичной деструкции коры континентальный блок Ермак (на востоке), глубокий неоформленный рифт Лена (на западе), структурный комплекс, в котором сочетаются очень небольшие по размерам рифтовая впадина, сопряженный с нею хребет, образованный мантийными перидотитами, и глубоководная депрессия с крутыми бортами – эскарпами (на юге). Северная часть региона представлена приподнятым участком дна. От него далее на север располагается впадина Нансена, входящая в спрединговую систему хребта Гаккеля и тем самым обозначающая краевую зону Северного Ледовитого океана.

Яркая черта региона – разломная тектоника. Она выражена системой разломов северо-западного простирания. Наиболее значимыми являются две южные разломные зоны: Шпицбергенская и Моллой. Их сочетание представляет демаркационный рубеж, разграничивающий разные по строению, геологической истории и геодинамике весьма обширные области океанского дна [Пушаровский, 2001б]. Разлом Моллой представляет северную структурную границу Срединно-Атлантического хребта.

Шпицбергенская система разломов позволяет провести параллель с разломными системами других меж океанских областей, что составляет, по-видимому, существенную черту океанской геодинамики. В то же время общая геологическая ситуация региона совершенно специфична. Данную специфику следует воспринимать как отражение предспрединговой стадии тектоно-геодинамического развития характеризуемого региона, которую можно определить как рифтинговую. Большое разнообразие типов строения земной коры подтверждает такое заключение. Время формирования структур региона, как свидетельствуют данные о геологическом строении, в основном относится к позднему кайнозою.

Для познания малоизученной рифтинговой стадии океаногенеза рассмотренная область представляет значительный интерес.

Тектоника спрединговых хребтов Северной Атлантики

Провинция Северной Атлантики включает геологические структуры между демаркационным разломом Чарли Гиббс на юге и разломом Моллой на севере [Пушаровский, 2009а]. Срединно-Атлантический хребет является центральной структурой этого района, протягиваясь на расстояние около 3000 км. На севере это хребет Книповича, переходящий на юге в хребет Мона. Особенность этих структур в том, что они не расчленены трансформными разломами (рис. 6). Хребет Мона на юге отделен от хребта Колбенсей крупной разломной зоной Ян-Майен, которая также является разделом между тектоническими провинциями 2-го порядка – Гренландско-Лофотенской и Гренландско-Скандинавской [Пушаровский, 2009а]. Хребет Колбенсей переходит в структуры острова Исландия – область с большими объемами плюмовых расплавов, формирующих кору с резко увеличенной мощностью. Район к северу от Исландии характеризуется сложной историей развития, в ходе которой область спрединга сместилась к западу, оставив отмерший спрединговый хребет Эгир и фрагмент с континентальной корой – хребет Ян-Майен. К югу от Исландии расположен спрединговый хребет Рейкьянес, протягивающийся до разлома Чарли Гиббс.

Хребет Книповича. Хребет Книповича находится в северо-восточной части Норвежско-Гренландской впадины. Его северная часть расположена в непосредственной близости от острова Шпицберген, который представляет собой западную окраину Евразийского континента. Это спрединговый хребет с небольшой скоростью спрединга. Поскольку магнитное поле данного района имеет мозаичный характер, скорости спрединга оцениваются весьма условно: по расчетам К. Крейна с соавторами [Crane, et al., 1991], это – 0,7 см/год к северо-западу и 0,1 см/год к юго-востоку от оси хребта. Протяженность хребта Книповича – около 550 км. На севере он ограничен разломной зоной Моллой, на юге переходит в хребет Мона. Хребет имеет субмеридиональное простирание и характеризуется хорошо выраженной в рельефе рифтовой долиной и современной сейсмичностью [Гусев, Шкарубо, 2001; Шкарубо, 1996; Crane et al., 2001; Okino et al., 2002; Шипилов, 2004]. Близость континентального склона и высокая скорость накопления осадков определяют рельеф хребта Книповича – это в основном рифтовая долина с бортами, осложненными уступами, а также поднятия на флангах (рис. 7).

Рифтовая долина хребта Книповича шириной около 15 км и глубиной 2,8–3,4 км непрерывно прослеживается в меридиональном направлении от

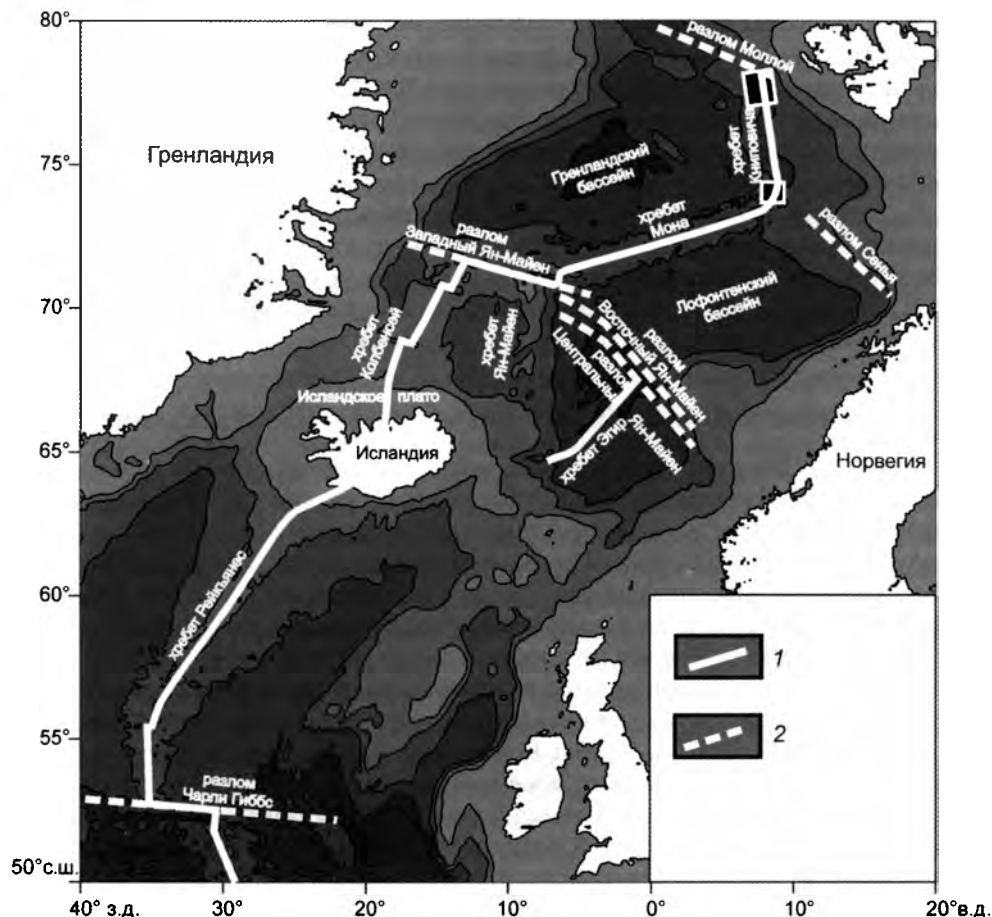


Рис. 6. Схема основных структур Северной Атлантики.

1 – оси спрединговых хребтов; 2 – разломные зоны. Прямоугольники – местоположение рабочих полигонов 24-го (на севере) и 25-го (на юге) рейсов НИС «Академик Николай Страхов»

78°35' с.ш. на юг до хребта Мона. Она расчленена на сегменты протяженностью 60–90 км, которые местами достигают глубин 3–3,7 км и отделены друг от друга поднятиями в 0,6–1,1 км. Поперечный профиль рифтовой долины изменяется от V-образного на юге до U-образного на севере. Крутизна западного и восточного бортов меняется по простиранию. Северным ограничением долины является система правых сдвигов с простиранием 305°, образуемых разломом Моллой [Пейве, Чамов, 2008]. Дно рифтовой долины представляет собой систему эшелонированных впадин, разделенных линейными, кулисообразно расположенными хребтами, протягивающимися в северо-восточном направлении. Протяженность сегментов около 30–40 км. Такой структурный рисунок обусловлен косым спредингом, который для этого района составляет 20° [Пейве, 2009].

В рифтовой долине наблюдаются многочисленные поднятия; некоторые из них представляют собой действующие подводные вулканы с лавовыми потоками.

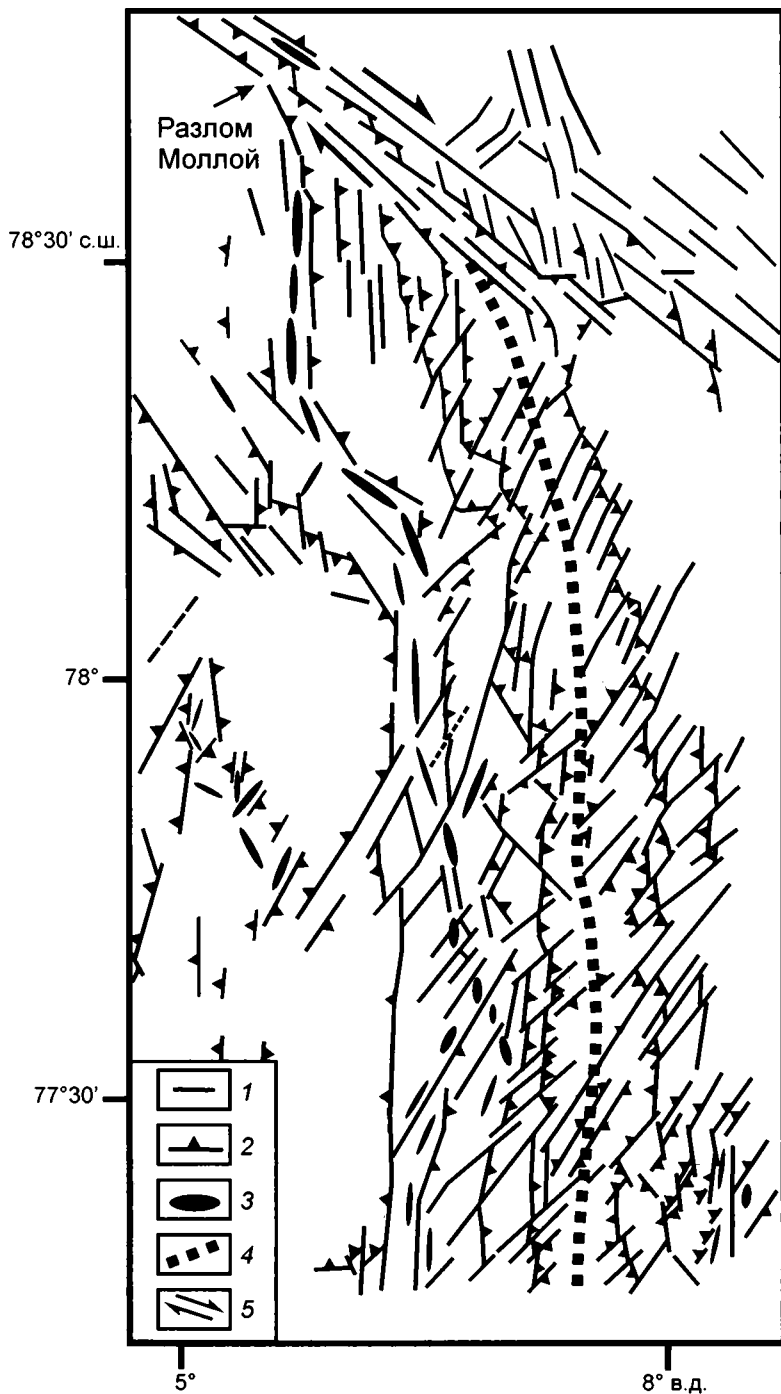


Рис. 7. Тектоническая схема северной части хребта Книповича (по [Пейве, Чамов 2008])
 1 – разломы, преимущественно сдвиги; 2 – сбросы и сбросо-сдвиги; 3 – простирание основных положительных структур; 4 – ось рифтовой долины; 5 – направления движений по сдвигам

ми, зафиксированные сонарной съемкой [Crane et al., 2001; Okino et al., 2002]. Борта рифтовой долины осложнены террасовидными уступами. Поле напряжений, обусловленное расхождением Гренландии и Евразии по азимуту около 110° , реализуется также в виде структур растяжения, с формированием крупноамплитудных листрических сбросов в пределах бортов рифтовой долины, ориентированных в меридиональном направлении и наклоненных в сторону оси рифтовой долины. Данные структуры развивались продолжительное время, о чем свидетельствует их конседиментационное заполнение. Сегментация хребта сходна с континентальной рифтовой, где мощность коры очень велика [Crane et al., 2001]. Для хребта Книповича угол между направлением спрединга и нормали к простиранию хребта составляет 35° (на севере) и 49° (на юге). Основное простирание оси рифта севернее $75^\circ 50'$ с.ш. – 002° , а южнее – 347° [Okino et al., 2002]. Направление растяжения – $267\text{--}287^\circ$. Преобладают движения по сдвигам, которые в совокупности с широтным растяжением в рифтовой долине приводят к формированию системы косых впадин северо-восточного простирания, ограниченных сбросо-сдвигами, и разделяющих их линейных хребтов, пересекающих рифтовую долину. Их простирание ($020\text{--}030^\circ$) соответствует системе вторичных антитетических левых сдвигов [Пейве, Чамов, 2008].

Океаническая кора под долиной Книповича аномально тонкая (3,5 км) и гетерогенная [Ritzmann et al., 2002]. Аномально тонкая кора обычна для хребтов с очень низкой скоростью спрединга. Кондуктивное мантийное охлаждение приводит к уменьшению объемов генерации расплавов и соответственно к формированию более тонкой коры.

На расстоянии 40 км от рифтовой долины сейсмические скорости в коре и мантии низкие: 2–3,5 км/с – для второго слоя; 6–6,1 км/с – для третьего слоя; 6,6–7,2 км/с в верхней мантии (рис. 8). Это говорит о раздробленности коры

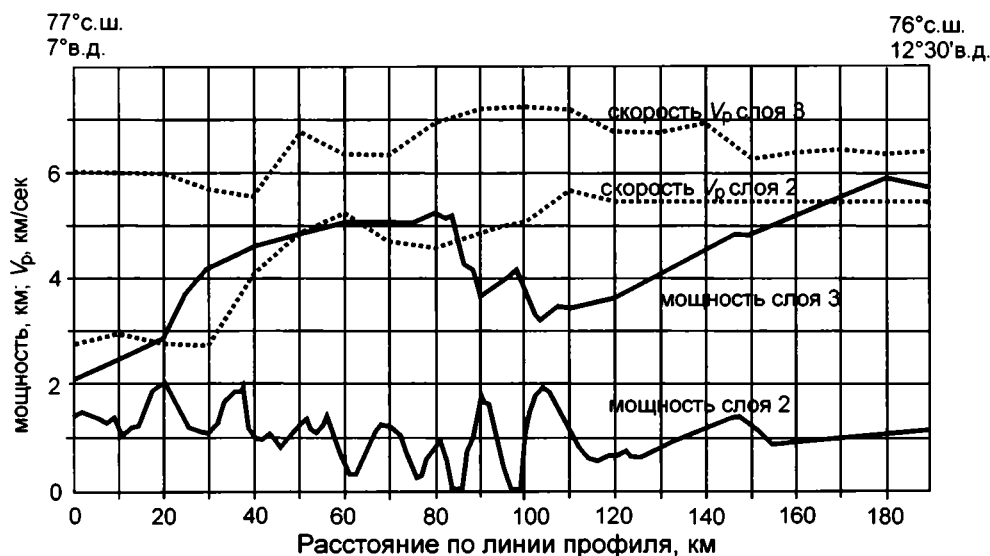


Рис. 8. Мощность коры и скорость продольных волн (V_p) в слоях 2 и 3 хребта Книповича (по [Kandilarov et al., 2008])

[Kandilarov et al., 2008]. В нижней части коры сейсмические скорости и мощности циклически меняются. Между двумя зонами с мощностями около 5 км и скоростями 6,5–7,0 км/с, имеется область небольшой мощности (3,5–4,0 км) с более высокими скоростями (7,2–7,5 км/с) [Kandilarov et al., 2008]. Низкие продольные скорости в нижней части коры (2,5–3,5 км/с) и мантии (7,3–7,6 км/с) под хребтом связаны, по-видимому, с проникновением воды вплоть до мантии, что вызывало серпентинизацию перидотитов [Kandilarov et al., 2008]. В периоды с низкой скоростью спрединга и амагматическим растяжением формировалась маломощная кора и происходила серпентинизация мантийных пород. В периоды быстрого спрединга кристаллизовалось большее количество габбро и формировалась более мощная кора. В результате мантийной серпентинизации происходило образование диапиров в нижней части коры, что привело к тектоническим дислокациям во всем осадочном разрезе. Флюиды – продукты серпентинизации – также мигрировали вверх в осадки, формируя газогидраты [Kandilarov et al., 2008].

От Гренландии к северной части хребта Книповича прослеживается область с низкими значениями аномалий Буге, указывающими на существование фрагментов континентальной коры между 77° с.ш. и 79° с.ш. В этой зоне расположено поднятие Ховгард, характеризующееся, судя по сейсмическим данным, по крайней мере частичным развитием континентальной коры [Engen et al., 2008]. Градиент аномалий Буге при переходе от восточной окраины Гренландии к бореальной впадине существенно выше, чем в аналогичной зоне перехода в районе Западного Шпицбергена, что, вероятно, обусловлено присутствием среди утоненной континентальной коры западной окраины Шпицбергена фрагментов океанической коры. По-видимому, к западу от окраины Шпицбергена на начальных этапах рифтинга имел место процессах рассеянного спрединга.

Район сочленения хребтов Мона и Книповича. В северной части хребта Мона простирание оси рифтовой долины – северо-восточное (050°), в южной части хребта Книповича – север–северо-западное (350°). Изменение генерального простирания долины плавно происходит между 73°40' с.ш. и 74°10' с.ш. В пределах хребта Книповича рифтовая долина сегментирована на ряд кулисообразно расположенных впадин север–северо-восточного простирания глубиной около 3,5–4 км, разделенных узкими хребтами (рис. 9). Рифтовые впадины южнее 74°47' с.ш ориентированы в северо-восточном направлении (030°) [Пейве и др., 2009]. Еще южнее хребты в рифтовой долине морфологически не выражены, а простирание рифтовых впадин постепенно приближается к простиранию самой рифтовой долины (020°), что соответствует структурам ортогонального спрединга.

К западу от рифтовой долины происходит плавный разворот структур поднятий с северо-восточных (030°) на юге – на север–северо-западные (350°) на севере. При этом зона непосредственного разворота по мере удаления от рифтовой долины к западу (увеличение возраста структур) смещается к северу. Очевидно, что структуры к югу от зоны разворота образовались в соответствии с полями напряжений хребта Мона, а к северу – хребта Книповича. Следовательно, зона сочленения хребтов по мере формирования океанической коры смещается в юго-восточном направлении.

Морфоструктуры поднятий на западном фланге хребтов в зоне их сочленения различны [Пейве и др., 2009]. В пределах хребта Мона поднятия харак-

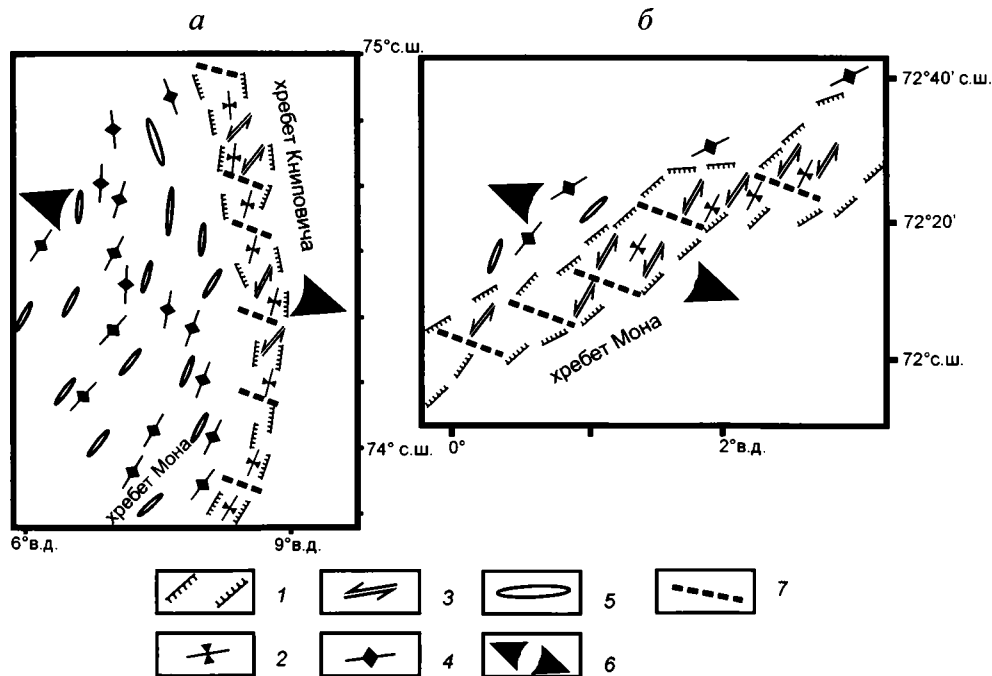


Рис. 9. Структурные схемы участков Срединно-Атлантического хребта с косым спредингом. *а* – переходная зона между хребтами Мона и Книповича (по данным [Dau-teuil, Brun, 1993]), *б* – хребет Мона (по [Пейве, Добролюбова, Сколотнев и др., 2009])
 1 – борта рифтовой долины, 2 – положение осей локальных впадин в рифтовой долине, 3 – линейные поднятия в рифтовой долине, 4 – оси поднятий на флангах САХ, 5 – оси впадин на флангах САХ, 6 – направления движений плит, 7 – зона аккомодации напряжений

теризуются крутыми восточными склонами и более пологими западными, осложнены узкими высокими грядами, разделенными протяженными глубокими депрессиями. Их вершинные части лишены осадочного покрова, а глубины не превышают 1 км. Высокие поднятия западного фланга хребта Мона переходят к северу и востоку в структуры хребта Книповича. Здесь имеется система широких ступеней, разделенных невысокими уступами, погружающимися в сторону рифтовой долины, а сами поднятия выражены не так отчетливо. Ступени полностью перекрыты осадками [Пейве и др., 2009]. Такие структуры характерны для листрических сбросов с поверхностями сместителей, наклоненными в сторону рифтовой долины. Разница в морфологии хребтов, возможно, обусловлена различными полями напряжений, связанными с различной величиной косого спрединга.

Хребет Мона. Хребет Мона разделяет Лофотенскую и Гренландскую впадины, протягиваясь в юго-западном направлении от хребта Книповича до разлома Ян-Майен на расстояние более 600 км (см. рис. 6). Полная скорость спрединга хребта – 15–17 мм/год [Mosar et al., 2002]. Направление спрединга, начиная с хроны 7, составляет 115° (параллельно разлому Ян-Майен). Мощность коры в центральной части сильно варьирует, составляя в среднем 4 км (максимальная – 6 км) [Hellevang, Pedersen, 2008; Cliftona et al., 2000]. Хребет представляет собой

единую структуру, не расчлененную трансформными разломами. Он состоит из ряда поднятий глубиной 1–2 км, обрамляющих рифтовую долину глубиной 2,5–3,5 км (глубина рифтовой долины увеличивается от 2,5–3 км на юге до 2,8–3,5 км на северо-западе). Азимут простирания рифтовой долины около 050–060°. Ширина долины варьирует от 8 до 15 км [Geli et al., 1994; Mosar et al., 2002], а протяженность ее отдельных сегментов составляет первые десятки километров.

Достаточно уверенно выделяются линейные магнитные аномалии, параллельные простиранию оси САХ. В рифтовой долине имеются косоориентированные (под углом 30° к простиранию оси рифта) линейные поднятия, расположенные с интервалом 20–45 км [Dauteuil, Brun, 1993] (см. рис. 9). Они разделены сигмоидальными впадинами шириной 15 км и протяженностью 15–24 км. По мере приближения к бортам долины впадины изменяют направление на параллельное бортам. Структуры рифтовой долины разграничены разломами, которые ориентированы косо по отношению к простиранию оси рифтовой долины. По данным драгирования [Neumann, Schilling, 1984], все структуры, по крайней мере в пределах рифтовой долины, сложены базальтами.

Средняя мощность коры – 4 км, что на 1–2 км меньше, чем средняя мощность коры, образованной в САХ, где скорость спрединга на 30–40% больше [Klingelhofner et al., 2000]. Наблюдаемое уменьшение мощности коры связано с меньшей (на 1–2 км) мощностью третьего слоя, в то время как мощность второго слоя (1,5–2 км) такая же, как и типичной коры, образуемой в пределах САХ. Как правило, третий слой имеет большую мощность под поднятиями в рельефе [Klingelhofner et al., 2000]. Изостатическая компенсация обеспечивается вариациями мощности третьего слоя.

Структурный рисунок хребта Мона, как впрочем, и других крупных структур этого региона, определяется особенностями геодинамики раскрытия Северной Атлантики. Морфология осевой зоны хребта Мона отражает характер распределения деформационных напряжений в океанской литосфере на границе Гренландской и Евразийской плит.

Разломная зона Ян-Майен. Разломная зона Ян-Майен расположена между впадинами Мур и Воринг и является главным структурным разделом Северной Атлантики [Gernigon et al., 2009]. Это широкая зона, состоящая из трех сегментов: Западного, Восточного и Центрального, которые частично прослеживаются в пределы континента [Mosar et al., 2002]. Все сегменты характеризуются существенными перепадами высот, формируя вытянутые хребты и трог (рис. 10). Восточный и Центральный Ян-Майены субпараллельны в северной части Норвежской впадины. Магнитные аномалии указывают на изменение простираний от 130° на западе на 150° в районе восточного окончания. След Западного Ян-Майена переходит в активный в настоящее время трансформный разлом, смещающий рифтовую долину к востоку на 210 км, разделяя хребты Мона и Колбенсей. Глубина долины разлома около 2000–2200 м, его активная часть имеет простирание 100°. Восточная часть пассивная, простирание 130–150°. На продолжении Восточного Ян-Майен имеется несколько мелких разломов (между хронами 21 и 19). В целом эта зона характеризуется многочисленными косыми разломами и блоковыми перемещениями [Gernigon et al., 2009], унаследовав особенности структур, существовавших до раскола континентов.

Разломная зона Ян-Майен являлась в прошлом активной магматической структурой (проницаемой зоной), в пределах которой происходило перемеще-

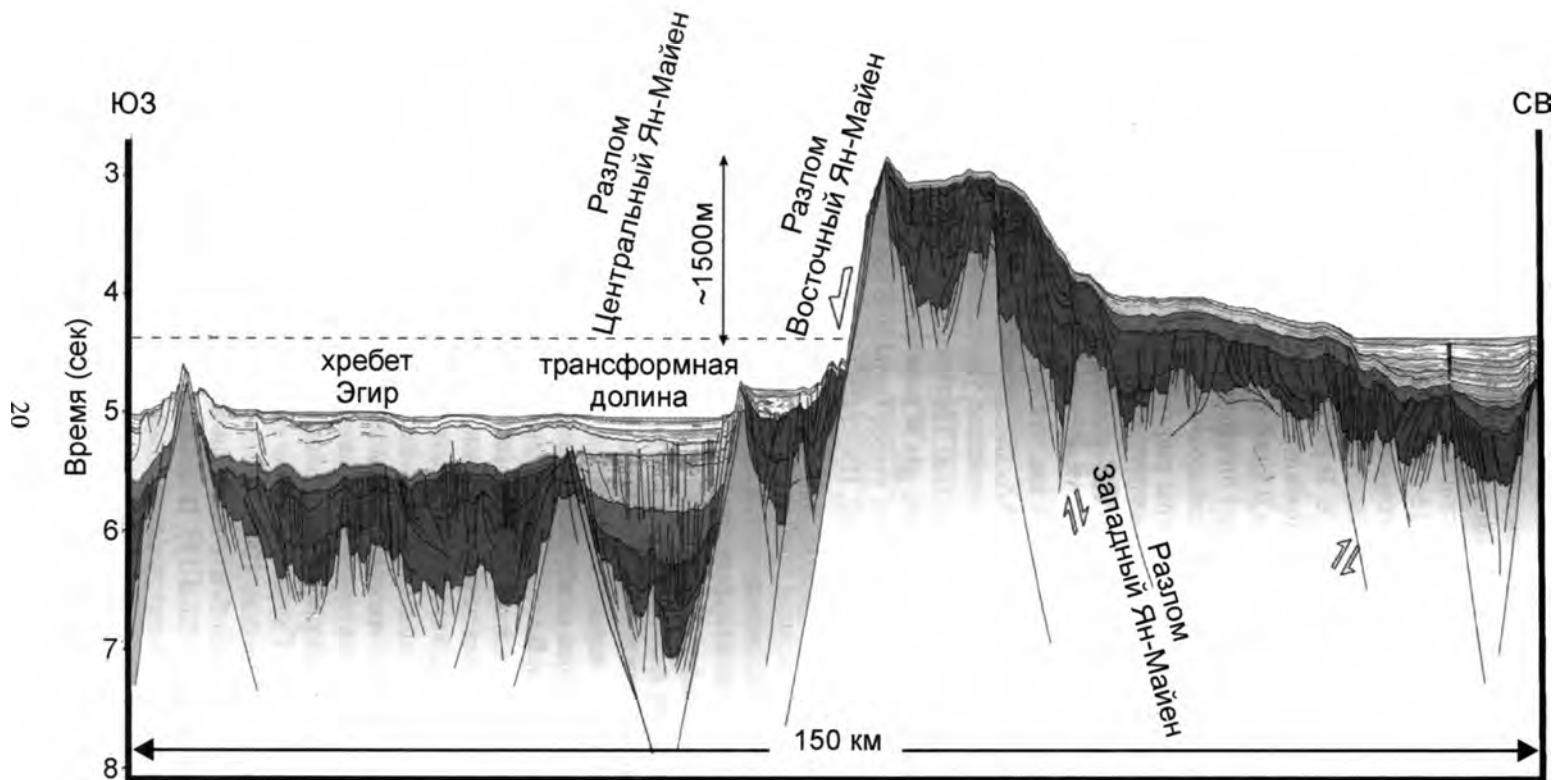


Рис. 10. Сейсмический профиль через разломную зону Ян-Майен, Норвежско-Лофотенский бассейн (по [Gernigon et al., 2009])

ние расплавов в литосфере. Здесь имеются проявления собственного разломного магматизма [Gernigon et al., 2009]. Необходимо отметить, что мощность океанической коры севернее разлома, в пределах хребта Мона, на 5 км меньше, чем в хребте Колбенсей. Изменение мощности происходит всего на расстоянии 500 км. Эти вариации обусловлены разницей в мантийных температурах, которая составляет 20–60°C [Schmidt-Aursch, Jokat, 2005]. Более разогретая мантия около хребта Колбенсей вызывает продуцирование больших объемов расплавов и приводит к формированию более мощной коры. В пределах хребта Мона мантия более холодная.

Хребет Колбенсей. Хребет Колбенсей продолжает к югу хребет Мона. Его южным ограничением в районе Исландии является разлом Торнс. Спрединг на юге хребта близок к ортогональному, так как простирается осевой зоны – 008°, а азимут расхождения Америки и Евразии – 106° [Taylor et al., 1994]. Полная скорость спрединга – около 2 см/год [Appelgate, 1997]. Средняя часть Колбенсей состоит из параллельных хребтов, поднимающихся до глубин 1500–350 м. Между 70°50' с.ш. и 71°40' с.ш. хребет представлен мелководными банками. Рифтовая долина находится на глубинах 1000–1500 м и состоит из трех сегментов, разделенных нетрансформными правосторонними смещениями (рис. 11) – Эгвин в районе 70°42' с.ш. и Спар в районе 69° с.ш. Кроме того, в районе 68°43' с.ш., в пределах Южного сегмента, имеется еще одно небольшое (10 км) смещение. Судя по линейным магнитным аномалиям в течение 15 млн лет (сразу после образования и до хроны 4) хребет представлял собой единую структуру [Appelgate, 1997].

На юге хребет Колбенсей является частью приподнятой области Исландии (продолжением шельфа), строение которой во многом определяется аномально разогретой мантией, подстилающей весь этот район, и не имеет отчетливой рифтовой долины. В пределах Северного сегмента (севернее смещения Эгвин) базальты характеризуются более высокой степенью тектонического дробления по сравнению с остальными сегментами, что указывает на преобладание здесь тектонических, а не магматических процессов [Haase et al., 2003]. Этот сегмент, кроме того, приподнят по отношению к остальным почти на 500 м. Только для Северного сегмента характерны исключительно сильные вариации составов, в том числе и распространение обогащенных базальтов E-MORB, что может быть объяснено существованием здесь мелких вещественных мантийных неоднородностей размером менее 5 км [Haase et al., 2003]. Резкий геохимический градиент в районе смещения Эгвин свидетельствует о том, что тектоническая граница сегментов одновременно является и геохимической границей в мантии, когда особенности состава совпадают с границами тектонических структур.

Линейные магнитные аномалии отчетливо прослеживаются по обеим сторонам рифтовой долины Южного сегмента. В то же время в районе нетрансформного смещения 68°43' с.ш. они выклиниваются, фрагментируются и латерально смещаются, образуя в плане клиновидную структуру, обращенную на север (см. рис. 11) [Appelgate, 1997]. Такая морфология могла быть сформирована в ходе проградации оси рифтовой долины в северном направлении. Магнитные аномалии в районе нетрансформного смещения Спар имеют W-образную форму, что свидетельствует о более сложной истории проградации рифтовой долины между Центральным и Северным сегментами [Appelgate,

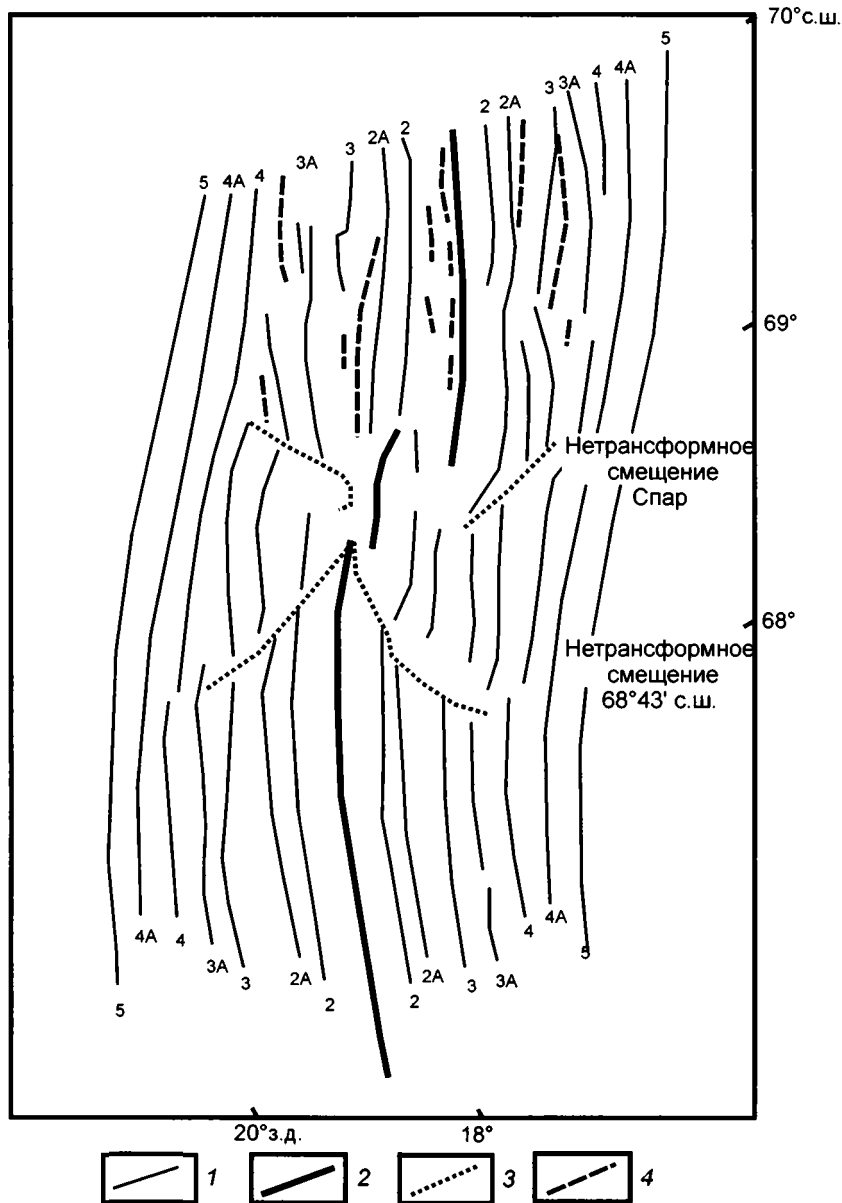


Рис. 11. Схема линейных магнитных аномалий хребта Колбенсей (по [Appelgate 1997])
 1 – магнитные аномалии, 2 – ось рифтовой долины, 3 – псевдоразломы, 4 – брошенные рифтовые долины.

1997]. Наблюдаемые здесь отдельные смещенные фрагменты магнитных аномалий – показатель того, что ось рифтовой долины не только проградировала, но периодически смещалась и перескакивала в различных направлениях.

Причина сегментации хребта Колбенсей – изменение относительных движений Северной Америки и Евразии. В период, соответствовавший хро-

А3А, произошло изменение простирания оси спрединга, что, в свою очередь, привело к делению рифта нетрансформными смещениями на сегменты. Простирание сегментов рифтовой долины стало почти ортогональным направлению спрединга. С этого времени началась проградация и латеральное смещение хребта, которые продолжаются и в настоящее время [Appelgate, 1997].

К северу от Исландии мощность коры относительно постоянна на протяжении 75 км и составляет 9,2–9,6 км. В южной части хребта Колбенсей на исландском шельфе мощность коры увеличивается до 12 км на протяжении 90 км [Hoof et al., 2006]. Сейсмические скорости под хребтом Колбенсей характеризуются пониженными значениями. В верхней коре – 2,6–3,6 км/с, средней коре – 4,8–6,0 км/с и в нижней коре – 6,6–6,9 км/с. А на расстоянии всего 12 км от оси спрединга скорости соответственно составляют: 3,6–4,6; 5,6–6,4 и 6,9–7,2 км/с [Kodaira et al., 1997]. Пониженные скорости под хребтом объясняются повышенной пористостью верхней коры и повышенной температурой более глубоких горизонтов [Kodaira et al., 1997].

Асимметрия Северной Атлантики к северу от Исландии выражена не только в рельефе, но и в составе пород. Существенное различие изотопии к северу и югу от разлома Торнс говорит о том, что эта структура является преградой на пути распространения плюмового материала на север, а вулканы хребта Колбенсей имеют иной мантийный источник [Heller, Marquart, 2002].

Хребет Ян-Майен. Хребет Ян-Майен это фрагмент континентальной коры – часть континентального шельфа Гренландии, расположенный к востоку от хребта Колбенсей. Он прослеживается до 69°с.ш. где косо срезается трогом Ян-Майен северо-восточного простирания. Южнее наблюдается несколько небольших поднятий, которые далее на юг, вблизи Исландии, перекрыты осадками и лавами. Западнее хребта находится впадина Ян-Майен. Эта впадина также подстилается утоненной континентальной корой [Scott et al., 2005]. На юго-западе структуры хребта сочленяются с исландским плато, куда по сейсмическим и гравиметрическим данным продолжается континентальная кора [Leftwich et al., 2005]. Вероятно, этот континентальный блок оказывает влияние на рифтинг Восточной Исландии, в том числе обуславливает формирование более кремнекислых расплавов [Oskarsson et al., 1985]. Вся эта область приподнята по сравнению с другими структурами Норвежской впадины.

Континентальный кристаллический фундамент делится на две части. Верхняя – относительно однородная, мощностью 4 км и нижняя – с сильно варьирующей мощностью. Последняя отсутствует под впадиной Ян-Майен, но достигает мощности 12 км под хребтом Ян-Майен. Граница Мохо находится на глубине 20 км под хребтом и на 8 км под впадиной. На Исландском плато мощность океанической коры на 1–2,5 км выше стандартной [Mjelde et al., 2007].

Отношения скоростей V_p/V_s , полученные по данным ГСЗ (учитывались и данные моделирования силы тяжести), в кайнозойском осадочном разрезе Ян-Майен составляют 2,3–7,9. Высокие значения в первую очередь обусловлены высокой пористостью пород [Mjelde et al., 2007]. На восточном фланге хребта Ян-Майен отношение V_p/V_s в кристаллической коре составляет 1,9, что свидетельствует о значительном вкладе материала основных интрузий, внедрившихся в ходе эоценового рифтинга. Данные по плотности и моделированию поперечных волн свидетельствуют о том, что эта часть хребта представляет собой пассивную вулканическую окраину [Mjelde et al., 2007].

Вдоль западной окраины хребта Ян-Майен и во впадине Ян-Майен средние отношения V_p/V_s составляют 1,85 в кристаллической части фундамента и 1,76 – в нижней коре. Это говорит о существенно более мафическом составе верхней коры и промежуточном составе – нижней. Этот вывод соответствует наблюдениям в Восточной Гренландии, где распространены магматические породы среднего состава. Продолжительность рифтинга (до этапа спрединга) составляла 20–30 млн лет [Mjelde et al., 2007].

Отношение V_p/V_s в верхней мантии составляет 1,7, что соответствует перидотитам. В западной части впадины Ян-Майен в мантии $V_p/V_s = 1,75–1,8$, что может свидетельствовать о проникновении трещин и воды через 5 км коры до верхней мантии с частичной серпентинизацией перидотитов. Для океанической коры во впадине Ян-Майен характерны скорости 1,8–2,0, соответствующие габброидам. Мощность мезокайнозойских осадочных пород во впадине Ян-Майен – 7 км. Палеозойские породы встречаются только под западным флангом хребта Ян-Майен [Mjelde et al., 2007].

В пределах хребта Ян-Майен, в 200 км к востоку от рифтовой долины, близко к пересечению спредингового хребта Мона и Восточной Ян-Майнской разломной зоны имеется вулканический остров Ян-Майен. На северо-востоке острова находится действующий вулкан (высота – 2277 м). Вероятно, по происхождению остров не имеет отношения к хребту Ян-Майен [Haase et al., 2003; Scott et al., 2005].

Более древняя океаническая кора, образованная в пределах хребта Эгир, расположена к востоку от хребта Ян-Майен. Мощность коры – 6–10 км, что типично для океанических структур за пределами Исландской термальной аномалии [Leftwich et al., 2005].

Хребет Рейкьянес. Хребет Рейкьянес протягивается по азимуту 036° более чем на 1000 км от разлома Чарли Гиббс до Исландии. Полная скорость спрединга – 20 мм/год, направление растяжения – 099°, в то время как простирание рифтовой долины – 036°. Отклонение от ортогонали в 28° соответствует высокой степени косого спрединга [Parson et al., 1993; Keeton, 1997].

В рифтовой долине имеются эшелонированная система осевых вулканических хребтов (ОВХ) протяженностью 15–40 км, превышением над дном рифтовой долины 300–500 м и шириной 3–6 км, каждый из которых ориентирован в субмеридиональном направлении (около 014°), что соответствует ортогональному спредингу. Иногда они кулисообразно перекрываются на 30–50% длины. В рифтовой долине широко распространены субпараллельные сбросовые эскарпы, свидетельствуя о тектоническом контроле вулканической активности. Амплитуды смещения по ним достигают 200 м. Углы падения 10–30°. Преобладают меридиональные сбросы и субширотные сдвиги. Если первые связаны с растяжением, то вторые – аналогичны по природе трансферным разломам полурифтовых грабенов. Эти сдвиги аккомодируют локальные вариации напряжений, соединяя системы сбросов [Murton, Parson, 1993]. В северной и центральных частях хребта расчленение настолько сильно, что за пределами рифтовой долины не сохраняются структурный рисунок ОВХ [Parson et al., 1993].

Отдельные ОВХ соответствуют сегментам 3-го порядка, в то время как несколько ближайших ОВХ образуют сегменты 2-го порядка. [Parson et al., 1993; Peirce, Sinha, 2008]. Все ОВХ проходят цикл, состоящий из магматической аккреции, тектонического растяжения и расчленения. Основные области

поступления магмы соответствуют сегментам 2-го порядка. Соседние ОВХ в пределах сегментов 2-го порядка во время магматической фазы каждого цикла последовательно омолаживаются от центра сегмента к краям с перераспределением магмы вдоль оси ОВХ на уровне средней и верхней коры [Peirce, Sinha, 2008]. Образование новых ОВХ и отмирание старых происходит за 0,3 млн лет. Данные тектоно-магматические циклы определяются периодичностью поступления магмы [Peirce, Sinha, 2008]. В ходе косого спрединга ОВХ мигрируют от центра поступления магмы по направлению к бортам рифтовой долины. ОВХ снабжаются из дискретных магматических очагов, которые между собой практически не взаимодействуют. Составы базальтов свидетельствуют об увеличении степени фракционированности и объема расплавов в северном направлении, что отражается в изменении мощности и состава коры. Глубина частичного плавления увеличивается на север, что согласуется с увеличением мантийных температур [Murton et al., 2002]. Границы между сегментами 2-го порядка остаются относительно стационарными [Peirce, Sinha, 2008]. При продолжающемся спрединге в ходе постмагматической (тектонической) стадии ОВХ расчленяется многочисленными разломами, что в конечном счете приводит к полному исчезновению данных структур. С проявлением новой магматической фазы весь цикл повторяется [Parson et al., 1993].

По сейсмическим данным мощность коры напрямую зависит от характера функционирования Исландского плюма. Так на хребте Рейкьянес мощность коры нулевого возраста уменьшается на юг от 21 км в пределах юго-западной части Исландии до 11 км в районе 62°40' с.ш. Это отражает уменьшение мантийной потенциальной температуры на 130°C по мере удаления от центра плюма на расстояние 250 км [Ito et al., 1996; Weir et al., 2001].

К особенностям хребта Рейкьянес относится V-образная (шевронная) форма хребта [Searle et al., 1998]. Между 60 и 61° с.ш. ось рифтовой долины пересекается с этой структурой (рис. 12). Гравитационные данные и данные глубинного сейсмического зондирования свидетельствуют о том, что шевронная структура связана с вариациями мощности коры. Под шевронами мощность коры на 2–3 км больше, чем под рифтовой долиной [Weir et al., 2001]. Так на 63° с.ш. кора в рифтовой долине имеет мощность 12,7 км, в то время как кора с возрастом 5 млн лет имеет мощность 9,8 км. Прямолинейная форма шевронов дает возможность оценить скорость проградации вдоль хребта – порядка 200 км за 1 млн лет. Образование шевронных структур связывается с периодическим (5–10 млн лет) увеличением температуры поднимающегося плюмового вещества (достаточно увеличения на 30–40°C). Миграция разогретого мантийного материала оставляет след симметрично относительно оси САХ при его латеральном растекании с увеличением мощности коры в рифтовой долине [Searle et al., 1998; Murton et al., 2002; Heller, Marquart, 2002].

Другая особенность развития хребта Рейкьянес – чередование этапов косого спрединга без формирования трансформных разломов и ортогонального – с хорошо выраженными трансформными разломами. Региональный анализ магнитных аномалий показал [Vogt, Avery, 1974; Меркурьев и др., 2009], что с начала раскола континентов и до конца среднего эоцена (хрона 17) имело место образование однородной коры (не расчлененной разломами) в ходе ортогонального спрединга. Изменение направления расхождения Америки и Евразии привело к изменению характера спрединга с ортогонального на косой (отклонение

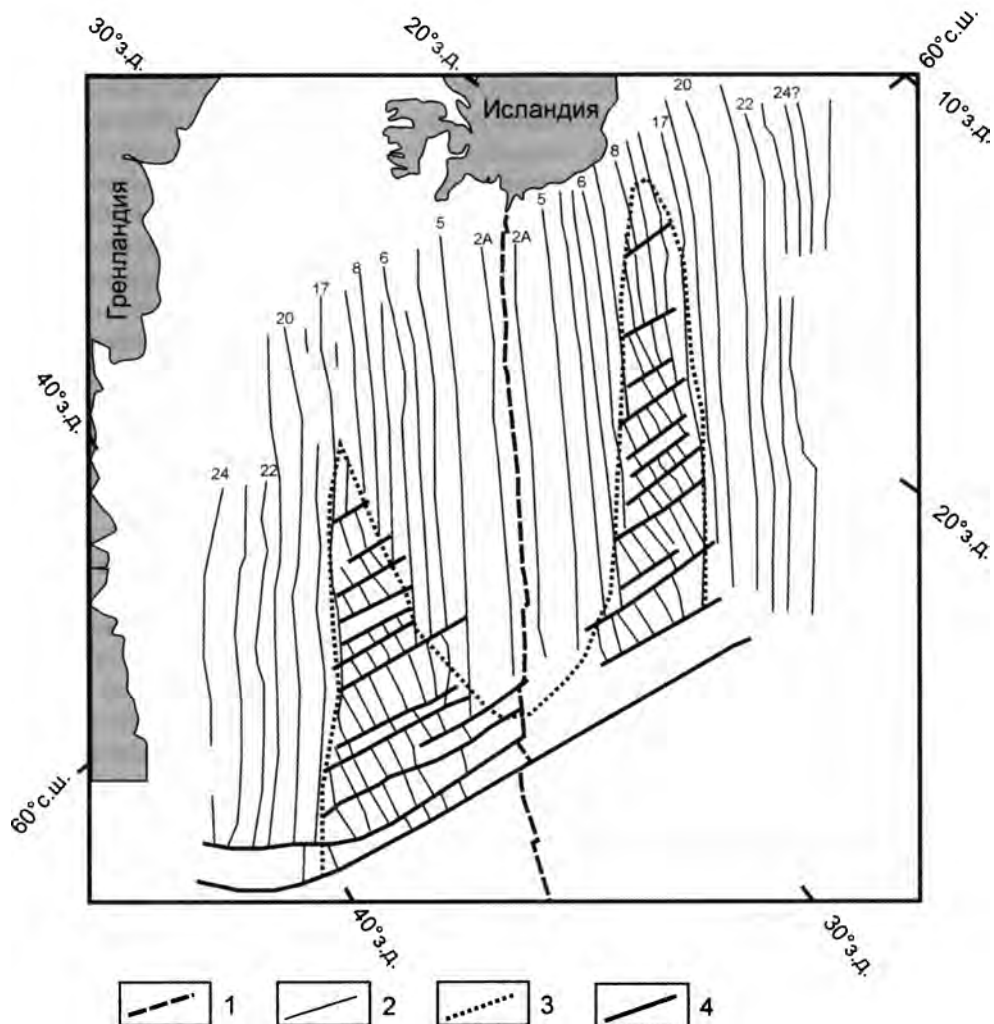


Рис. 12. Схема линейных магнитных аномалий хребта Рейкьянес (по [Scott et al., 2005])
 1 – ось рифтовой долины, 2 – оси линейных магнитных аномалий, 3 – граница между сегментированной и несегментированной корой, 4 – разломы

от ортогонали 30°), который сохраняется до настоящего времени. Формирование диахронной части границы началось после хроны 17 и продолжается со смещением на юг и в настоящее время (см. рис. 12). Изменений направления спрединга при этом не отмечалось. Вероятно, образование границы обусловлено изменением астеносферной температуры, точнее, ее влиянием на жесткость литосферы. В жесткой литосфере преобладают хрупкие деформации. При этом движение, параллельное границе плит, аккомодируется серией разломных зон, ортогонально рассекающих и ступенчато смещающих спрединговый хребет. Если литосфера более пластичная, движение параллельное границе плит аккомодируется вязкими деформациями, что не приводит к формированию разлом-

ных зон. По геофизическим данным мощность сегментированной коры около диахронной границы 6,8–7,8 км, в то время как в пределах несегментированной – 9,3 км [Navin et al., 1998]. Для формирования избыточной мощности коры необходимо повышение температуры астеносферы, которая оценивается в модели в 1300°C (плавление сухого перидотита), на 40–50° [Jones, 2003].

Как показали исследования составов вулканитов, мантия, вовлеченная в плавление под Исландией и хребтом Рейкьянес, включает по крайней мере шесть конечных вещественных компонент, отличающихся от усредненного источника N-MORB [Murton et al., 2002]. Некоторые из них характерны только для Исландии, в то время как другие имеются только под хребтом Рейкьянес. Пространственное расположение этих компонент отражает их происхождение в верхней и нижней мантии с последующим переносом плюмом и смешением по всей протяженности хребта. Изменение температуры плюмового материала приводит к вариациям в относительных пропорциях этих компонент в лавах. Не наблюдается прямой зависимости состава вещества от расстояния до центра плюма, которое объяснялось бы простым смешением деплетированного и плюмового материала [Murton et al., 2002].

* * *

Срединно-океанический хребет в Северной Атлантике характеризуется исключительным разнообразием слагающих его структуру хребтов. Для большинства этих хребтов (кроме хребта Колбенсей) характерны небольшие скорости спрединга в условиях косога растяжения с существенными отклонениями от ортогонали. Самый южный – хребет Рейкьянес – в наибольшей степени испытывает влияние Исландского плюма. Углубление в южном направлении оси хребта отражает утонение коры и увеличение плотности мантии по мере удаления от исландского плюма. Влияние плюма сказывается также в появлении специфической структуры – шевронного хребта, связанного с циклическим увеличением температуры поднимающегося плюмового вещества.

К северу от Исландии имеется ряд структур, возникших в ходе сложной истории раскрытия этой части Атлантики. Спрединг в Северной Атлантике севернее разлома Чарли Гиббс начался 60 млн лет с излияния больших объемов базальтов [Heller, Marquart, 2002]. Такое развитие на начальных стадиях рифтинга типично для большей части Северной Атлантики, от разлома Чарли Гиббс до разлома Сенья (древняя граница хребтов Мона и Книповича), что характеризует эту область как единую тектоническую провинцию.

Такой объем вулканизма связывается с этапом подъема исландского плюма под континентальную литосферу на стадии рифтинга. О подъеме разогретого вещества говорит также положительная аномалия геойда и относительно мелководные структуры [Heller, Marquart, 2002]. Окончание рифтинга и начало спрединга произошло в раннем эоцене перед хроной 24В. И если к югу от Исландии, судя по магнитным аномалиям, спрединг протекал однонаправленно, без существенных вариаций в положении оси рифтовой долины, то для района к северу от Исландии характерно сложное развитие. В ходе реорганизации границ плит в Арктике–Северной Америке (хрона 13) существующая система спрединга в хребте Эгир прекратила существование [Mosar et al., 2002]. Произошел откол от Гренландии фрагмента континентальной коры (хребет Ян-Майен) и начался спрединг в хребте Колбенсей (хрона 7, 26–28 млн лет)

[Leftwich et al., 2005]. Последний проградировал на север в сторону разлома Ян-Майен [Mosar et al., 2002]. Этот процесс сопровождался неоднократным отмиранием и смещением осей рифтовой долины на небольшие расстояния.

Хребет Мона – единая структура, характеризующаяся устойчивым последовательным наращиванием океанической коры в рифтовой зоне, в северной части изгибается на 60° и переходит в хребет Книповича. К западу от рифтовой долины происходит плавный разворот структур поднятий с северо-восточных на юге – на север–северо-западные на севере. При этом зона непосредственного разворота по мере удаления от рифтовой долины к западу смещается к северу. Следовательно, зона сочленения хребтов по мере формирования океанической коры смещается в юго-восточном направлении.

Хребет Книповича занимает особое место среди рассмотренных структур. Его формирование связано с сегментацией и проградацией рифтовой долины на север по ранее сформированной, тектонически ослабленной внутриконтинентальной сдвиговой зоне Де Гир. Таким образом, хребет не является типично спрединговым. Это особенно хорошо видно в его северной части, являющейся, по сути, рифтовой, а не спрединговой структурой [Пейве, 2009]. Хребет Книповича – тектонически активная структура. В его пределах преобладают движения по сдвигам, которые в совокупности с широтным растяжением в рифтовой долине приводят к формированию системы косых впадин северо-восточного простираения, ограниченных сбросо-сдвигами, и разделяющих их линейных хребтов, пересекающих рифтовую долину.

Становление САХ в Северной Атлантике происходило путем взаимодействия различных полей напряжений и под влиянием исландского плюма, что в совокупности привело к формированию сложного комплекса разнообразных тектоно-магматических структур.

Центральный сегмент Срединно-Атлантического Хребта

Общие сведения

Центрально-Атлантический спрединговый хребет выступает в качестве структурного элемента 2-го порядка Срединно-Атлантического хребта и ограничен демаркационными трансформными разломами: на юге – Романшем, на севере – Чарли Гиббсом [Пушаровский, 1994б]. Общая протяженность Центрально-Атлантического срединного хребта около 8000 км. Хребет сегментирован многочисленными трансформными разломами. Протяженность сегментов различна на разных участках и связана с региональными тектоническими особенностями САХ. Последние в значительной мере определяются двумя главными феноменами САХ в Центральной Атлантике: 1) в целом дугообразной формой САХ с выпуклостью дуги к западу [Пушаровский, 1994б]; 2) активностью двух плюмов горячей глубинной мантии, влияющих на развитие и строение САХ: Азорского плюма в его северной части и плюма Сьерра-Леоне – в южной части. Эти два феномена определяют также делимость хребта на структурные тектонические провинции более низкого 3-го порядка (рис. 13).

Активность Азорского плюма привела к формированию обширного Азорского поднятия, обладающего существенно большей мощностью коры и высотой в сравнении с таковыми у САХ. Поднятие сложено вулканическими продук-

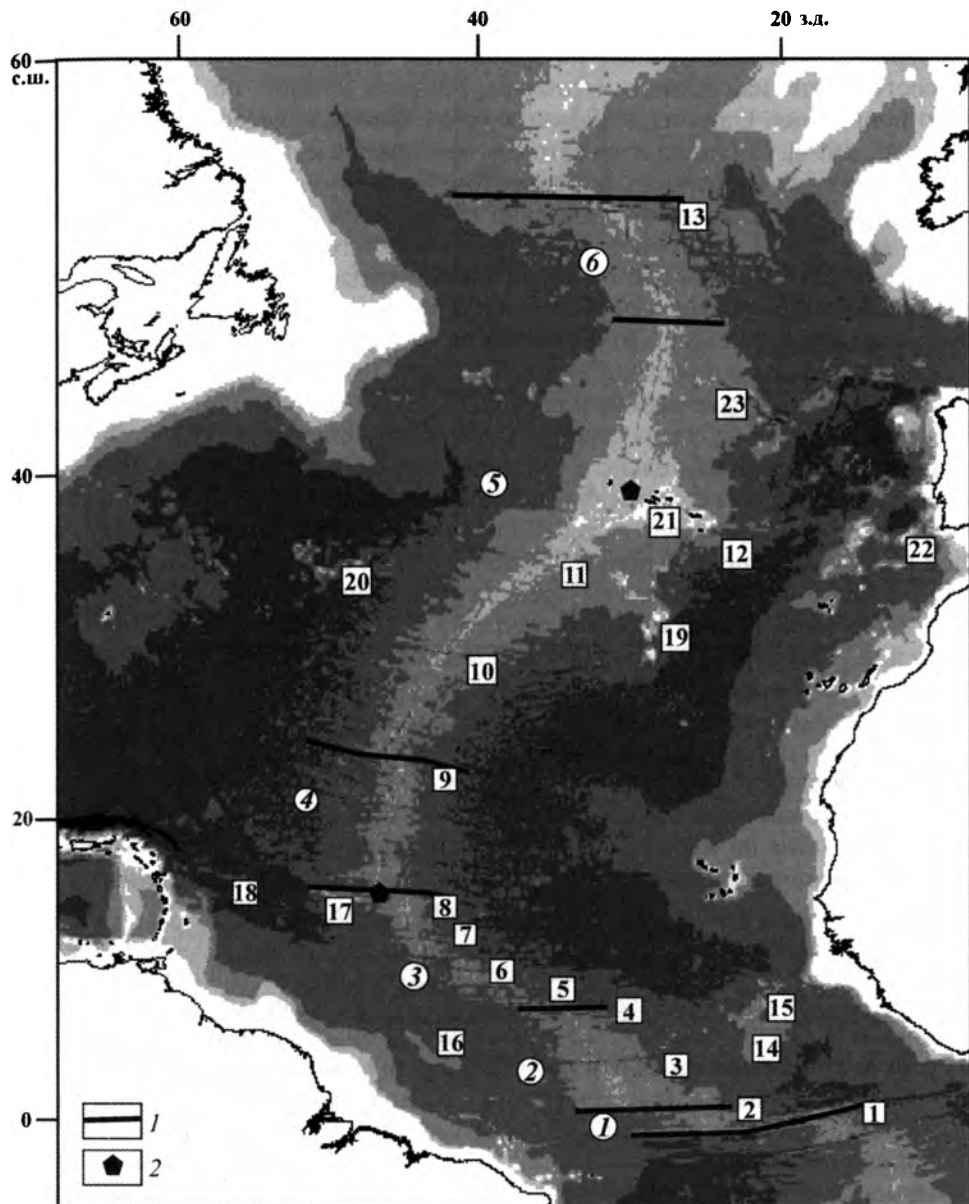


Рис. 13. Обзорная батиметрическая карта Центральной Атлантики по данным [Digital..., 1997]

1 – границы между тектоническими провинциями 2-го порядка, 2 – местоположение тектонических узлов: Азорского (на севере) и Зеленомысского (на юге). Цифры в кругах – провинции: 1 – Приэкваториальная, 2 – Сьерра-Леоне, 3 – Южная, 4 – Центральная, 5 – Азорская, 6 – Северная. Цифры в квадратах – разломы: 1 – Романш, 2 – Сан-Паулу, 3 – Страхова, 4 – Богданова, 5 – группа разломов: Вернадского, Долдрамс, Архангельского, 6 – Вима, 7 – Меркурий, Марафон, 8 – Зеленого Мыса, 9 – Кейн, 10 – Атлантис, 11 – Океанограф, 12 – Восточно-Азорский, 13 – Чарли Гиббса. Другие структуры: 14 – поднятие Сьерра-Леоне, 15 – горы Батиметристов, 16 – поднятие Сеара, 17 – хребет Ресечер, 18 – хребет Барракуда, 19 – группа подводных гор Атлантис – Грейт-Метеор, 20 – группа подводных гор Кернер, 21 – Азорское поднятие, 22 – хребет Горриндж, 23 – трог Кинг

тами – производными расплавов, генерированных в обогащенном мантийном субстрате. Изотопные данные по вулканитам свидетельствуют о химической гетерогенности мантийного источника, природа которой не имеет однозначного понимания. Одна из возможных точек зрения приведена в работе [Moreira et al., 1999]. Согласно этим авторам, мантийный источник является смесью трех различных мантийных компонентов: первичной нижней мантии, HIMU и EM-2. Альтернативная точка зрения предложена в работах [Bonatti, 1990a; Dosso et al., 1999], в которых в качестве мантийного источника продуктов вулканизма указан мантийный субстрат, пронизанный жилами ультраосновного состава, обогащенными несовместимыми элементами и флюидами. При этом представляется, что такой метасоматоз на уровне верхней мантии произошел на стадии рифтинга, предшествующей расколу Гондваны.

Азорское поднятие, выступающее над уровнем моря в виде ряда островов, располагающихся на обоих флангах САХ между широтами 37,5° и 39,7° с.ш., центрируется приблизительно в 130 км к востоку от оси САХ, где преимущественно локализована современная вулканическая активность. Оно начало формироваться 35–36 млн лет назад [Campan et al., 1993] после орогении, имевшей место в Пиренеях [Klitgaard, Shouten, 1986]. Собственно рост архипелага происходил в результате вулканических извержений, сосредоточенных вдоль рифта Терсейра, существующего около 5,5 млн лет [Feraud et al., 1980]. Рифт Терсейра – это правосторонняя трансенсивная структура северо-западного простирания [Searle, 1980; Madeira, Ribeiro, 1990]. Наиболее древние вулканические породы архипелага имеют возраст 8 млн лет [Moreira et al., 1999].

Как показали работы [Schilling et al., 1983; Dongmei et al., 1997; Dosso et al., 1999], влияние Азорского плюма отразилось на составе осевых базальтов: в них концентрация некогерентных элементов и радиогенных изотопов Pb, Sr, Nd уменьшается по мере удаления от центра плюма к северу и югу (рис. 14). Это влияние обнаруживается и по наличию градиентов, направленных к северу и югу от плюма, других геолого-геофизических параметров: уменьшению мощности коры и высоты осевой части САХ, увеличению глубины рифтовой долины. В частности, региональный тренд уменьшения мощности коры осевой части САХ к югу от Азорского поднятия составляет 0,5 км на 1° широты [Detrick et al., 1995]. Все это свидетельствует о том, что горячее вещество плюма распространяется вдоль оси до 1000 км, влияя на процессы аккреции коры и ее структурирование. В соответствии с геохимическими и изотопными данными к югу оно простирается до 33° с.ш. (разлом Хейса), а к северу до 50° с.ш. [Schilling et al., 1983].

Пространственная локализация плюма Сьерра-Леоне не ясна. Его проявления идентифицируются по повышенной высоте гребневой зоны САХ между трансформными разломами Сан-Паулу и Св. Петра, сложенной толеитовыми базальтами, обогащенными несовместимыми редкими элементами и радиогенными изотопами свинца, стронция и неодима [Schilling et al., 1994]. В этой области Центральной Атлантики за пределами САХ на западе находится поднятие Сеара, а на востоке – поднятие Сьерра-Леоне и горы Батиметристов, образование которых также связывается с функционированием плюма Сьерра-Леоне (см. рис. 13). От осевой части САХ между разломами Сан-Паулу и Св. Петра в сторону гор Батиметристов протягивается очень редкая цепь отдельно стоящих подводных гор. Данные петрогеохимического и изотопного изучения базальтов, изливавшихся

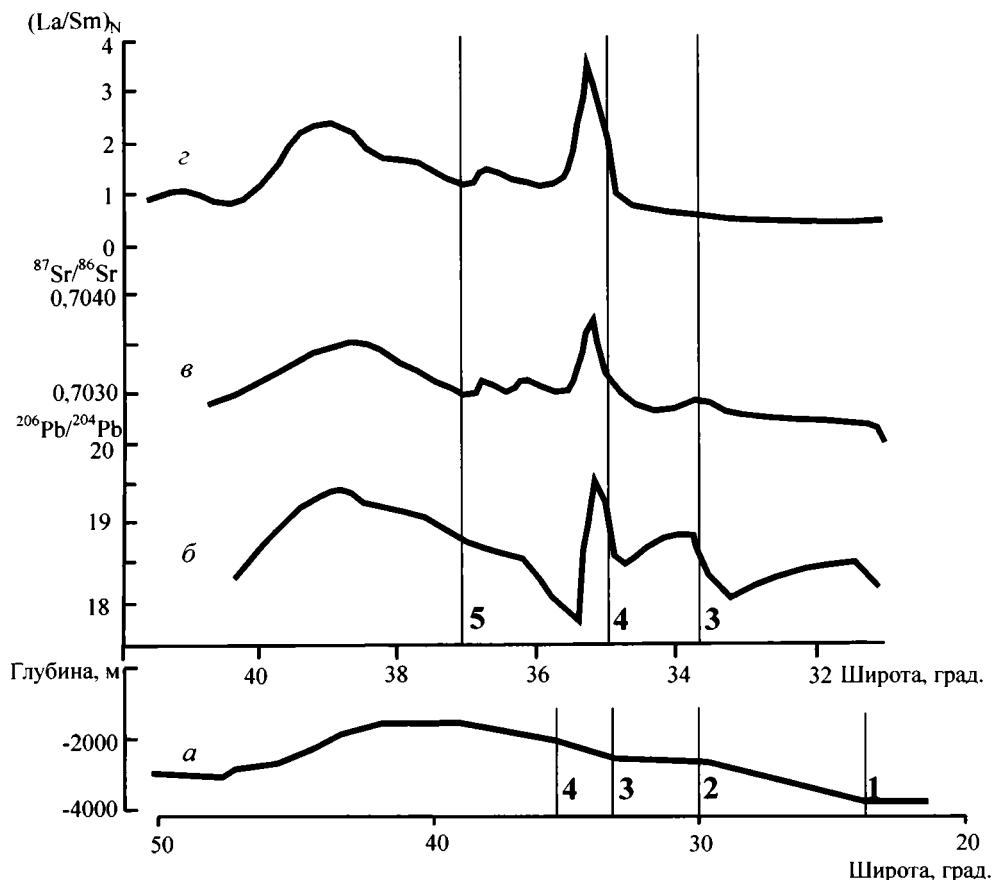


Рис. 14. Вариации глубины (*a*) вдоль оси САХ и отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (*б*), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (*в*), $(\text{La}/\text{Sm})_N$ (*з*) в базальтах из осевой части САХ в районе Азорского поднятия (*a* – по [Solomon, Toomey, 1992], *б–з* – по данным [Dosso et al., 1999])

Тонкие вертикальные линии – местоположения разломов: 1 – Кейн, 2 – Атлантик, 3 – Хейс, 4 – Океанограф, 5 – Южный Лакки Страйк

между разломами Сан-Паулу и Св. Петра, свидетельствуют о том, что первичные расплавы формировались в более горячей мантии при более высокой степени частичного плавления мантийного источника типа HIMU и на больших глубинах по сравнению с окружающими сегментами САХ [Сушевская и др., 1990, 1992, 1995; Сушевская, Волокитина, 1995; Schilling et al., 1994]. В работе [Schilling et al., 1994] показано влияние плюма Сьерра-Леоне на состав базальтов, изливающихся в сегментах САХ непосредственно к северу от участка, ограниченного разломами Сан-Паулу и Св. Петра (рис. 15). Положение самого плюма Дж. Шиллинг и его соавторы позиционируют несколько восточнее осевой зоны САХ, ограниченной этими разломами, хотя в рельефе дна это место никак не выражено. По их мнению, в период с 48 до 11 млн лет назад плюм находился под осевой частью САХ, а 11 млн лет назад произошел перескок оси спрединга к западу.

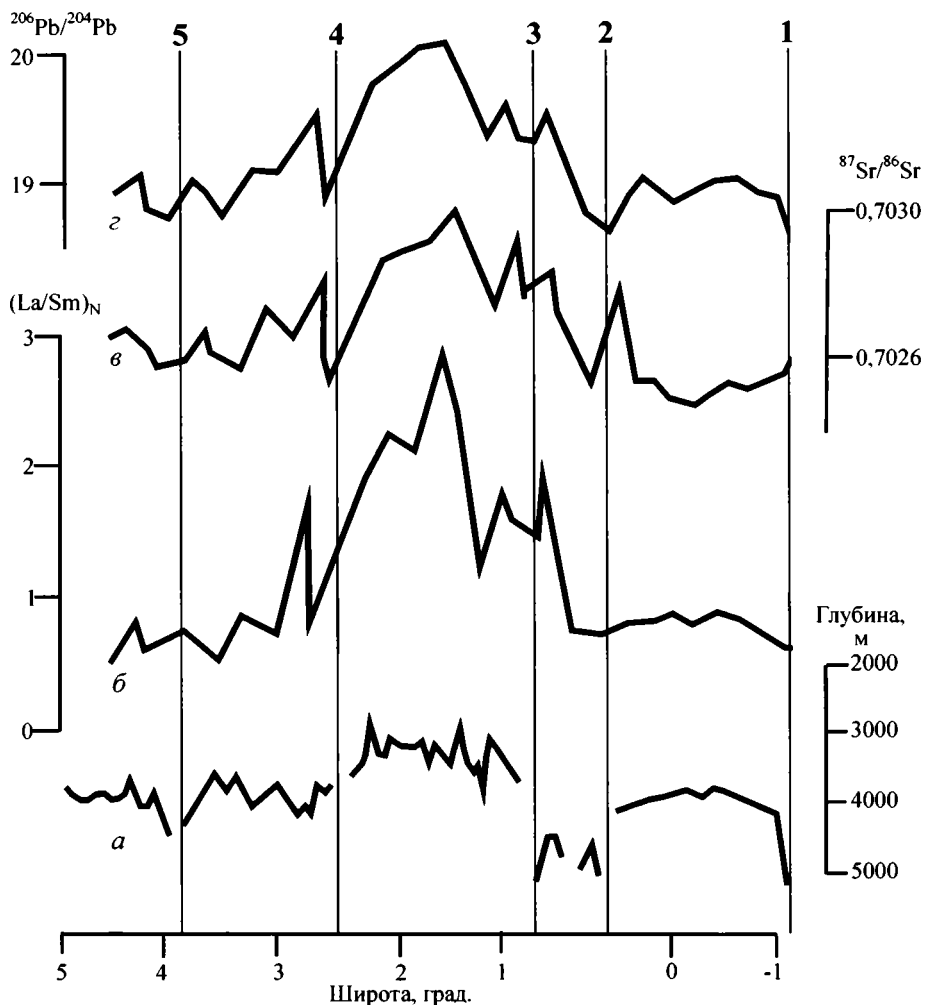


Рис. 15. Вариации глубины (*а*) вдоль оси САХ и отношений $(La/Sm)_N$ (*б*), $^{87}Sr/^{86}Sr$ (*е*), $^{206}Pb/^{204}Pb$ (*з*) в базальтах из осевой части САХ в Приэкваториальной Атлантике (*а* – по данным Г.В. Агаповой из [Мазарович, 2000], *б-з* – по [Schilling et al., 1994])

Тонкие вертикальные линии – местоположения разломов: 1 – Романш, 2 – южного трого политрансформа Сан-Паулу, 3 – северного трого политрансформа Сан-Паулу, 4 – Св. Петра, 5 – Страхова

В целом дугообразная в плане форма САХ в Центральной Атлантике (см. рис. 13) предопределена положением ослабленных зон в литосфере Гондваны, вдоль которых произошел ее раскол на начальных этапах океанообразования. Эти зоны сформировали общую конфигурацию региона, в котором происходит апвеллинг астеносферной мантии. На это указывает субпараллельность осевой части хребта материковым окончаниям Африки и двух Америк, а также ее положение, близкое к срединному положению океанской чаши Центральной Атлантики.

В общих чертах история формирования дуги выглядит следующим образом. В среднечуковское время (175 млн лет назад) между Мексиканским заливом

и Гибралтарской зоной разломов возникла узкая протяженная протоЦентрально-Атлантическая рифтовая впадина [Klitgaard, Shouten, 1986]. Она состояла из двух прямолинейных участков различного простирания. Изменение в простирании рифта выразилось в повороте северного участка по отношению к южному по часовой стрелке. Граница двух участков проходила примерно в районе современного разлома Кейн. Начавшийся 170 млн лет назад спрединг дна в общих чертах наследовал рифтинг в этой впадине. Так сформировались центральная и северная части дуги. Центрально-Атлантическая океанская впадина впервые соединилась с Южно-Атлантической океанской впадиной через эшелонированную систему часто расположенных трансформных разломов около 120 млн лет назад в раннемеловое время. Так как Южно-Атлантическая океанская впадина находилась более чем на 2000 км восточнее Центрально-Атлантической впадины, то эта система разломов в целом имела юго-восточное простирание. Спрединг в этой переходной области, начавшийся 110 млн лет назад, наследовал конфигурацию этой системы разломов. Так возник южный фланг дуги САХ в Центральной Атлантике. В соответствии с формой дуги в ее центральной субмеридиональной части смещения по трансформным разломам незначительны и амбивалентны, в южной части, имеющей северо-западное простирание, эти смещения в целом высокоамплитудные и левосторонние, а в северной части с северо-восточным простиранием – правосторонние и с меньшими амплитудами, поскольку этот фланг дуги по сравнению с южным отклоняется от меридионального направления на меньший угол.

Еще одна специфическая черта строения и развития САХ в Центральной Атлантике определяется тем обстоятельством, что в его осевой части расположены два тектонических узла [Пушаровский, 2005]: на севере – Азорский, представляющий собой сочленение структур Азорского поднятия и двух разноориентированных ветвей САХ [Searle, 1980; Madeira Ribeiro, 1990; Luis et al., 1994], и на юге – Зеленомысский, объединяющий структуры САХ, разлома Зеленого Мыса, хребта Ресечер и трогов Ройял и Ресечер [Le Douaran, Francheteau, 1981; Roest, Collete, 1986; Пушаровский, 2009а]. Эти тектонические узлы разграничивают области Центральной Атлантики, имеющие различный возраст.

В Центральной Атлантике выделяются три области, которые в целом соответствуют тектоническому районированию, предложенному в работе [Пушаровский, 2009а]. Между южным и северным тектоническими узлами располагается наиболее древняя и широкая (около 6000 км) часть океана: Северо-Американско-Африканская тектоническая провинция 2-го порядка, которая начала формироваться 170 млн лет назад [Emery, Uchupi, 1984; Klitgaard, Shouten, 1986]. К югу и северу от нее находятся существенно более узкие части Центральной Атлантики – Антильско-Африканская провинция (около 3200 км), время начала образования – 110 млн лет назад, и Нью-Фаундлендско-Европейская (около 3300 км) – 120 млн лет назад.

Тектоническое районирование Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике

Все перечисленные выше особенности строения и развития океанского дна в Центральной Атлантике опираются на тектоническое районирование САХ, основанное, с одной стороны, на анализе его ширины и высоты (впер-

вые предложено в работе [Удинцев, 1987]), которые существенно варьируют вдоль простирания САХ, а с другой – на учете простираний как хребта в целом, так и основных структурных элементов осевой части САХ – рифтовых долин, рифтовых гор, трансформных разломов и нетрансформных нарушений. Эти параметры тесно связаны и с другими характеристиками, обусловленными строением и составом литосферы САХ. Так, в соответствии с петрологической моделью Е. Клейна и К. Лангмюра [Klein, Langmuir, 1987; Langmuir et al., 1992] рельеф осевой зоны срединно-океанических хребтов соответствует мощности коры, зависящей от продуктивности магматизма, которая является функцией степени частичного плавления мантии и проницаемости литосферы. В работе С.Ю. Соколова с соавторами [Sokolov et al., 2008], в которой рассматривается распределение вдоль САХ ряда геофизических параметров, в частности показано, что в пределах наиболее широких и высоких участков хребта отмечаются более низкие значения мантийных аномалий Буге, свидетельствующих о повышенной мощности коры. В этой же работе представлены некоторые сейсмографические данные по результатам работ [Grand et al., 1997; Becker, Boschi, 2002]. Имеется неплохое совпадение между наиболее широкими и высокими участками хребта и областями наиболее пониженных скоростей сейсмических волн в верхней части верхней мантии, что является свидетельством пониженной плотности и соответственно повышенной температуры этих областей относительно соседствующих с ними.

По простиранию САХ чередуются участки, где вышеуказанные параметры довольно устойчивы или закономерно изменяются, что позволяет выделить несколько тектонических структурных провинций и сегментов различного порядка, поперечных к простиранию хребта. Предлагаемое тектоническое районирование САХ не противоречит тектоническому районированию Центральной Атлантики в целом, но оно более детально, поскольку учитывает не только процессы, происходившие на стадии начала раскрытия океана, но и более поздние явления тектонической и магматической природы.

В соответствии с вышесказанным выделяются следующие тектонические провинции 2-го порядка: Сьерра-Леоне и Азорская, захватывающая северный фланг дуги САХ; Южная провинция, связанная с южным флангом дуги САХ, и Центральная, соответствующая субмеридиональной части дуги. На окончаниях САХ в Центральной Атлантике находятся небольшие провинции Приэкваториальная и Северная, примыкающие к соответствующим плюмовым провинциям, но по строению отличающиеся от них.

Приэкваториальная провинция

Это наиболее южная в Центральной Атлантике тектоническая провинция 2-го порядка протяженностью около 310 км (рис. 16). (Здесь и в дальнейшем протяженность провинций измерялась вдоль общего простирания САХ). Разлом Романш (1,1° ю.ш. – 0,2° с.ш.), являющийся южным ограничением САХ в Центральной Атлантике, – наиболее крупный разлом всей Атлантики, его оффсет около 950 км [Bonatti et al., 1994]. Для этой провинции характерны необычные составы осевых базальтов и перидотитов реститовой природы. Первые относятся преимущественно к деплетированным разностям и характеризуются повышенным содержанием натрия [Shilling et al., 1994; Сушевская и др., 1992, 1994], а вторые имеют высокие концентрации алюминия и других

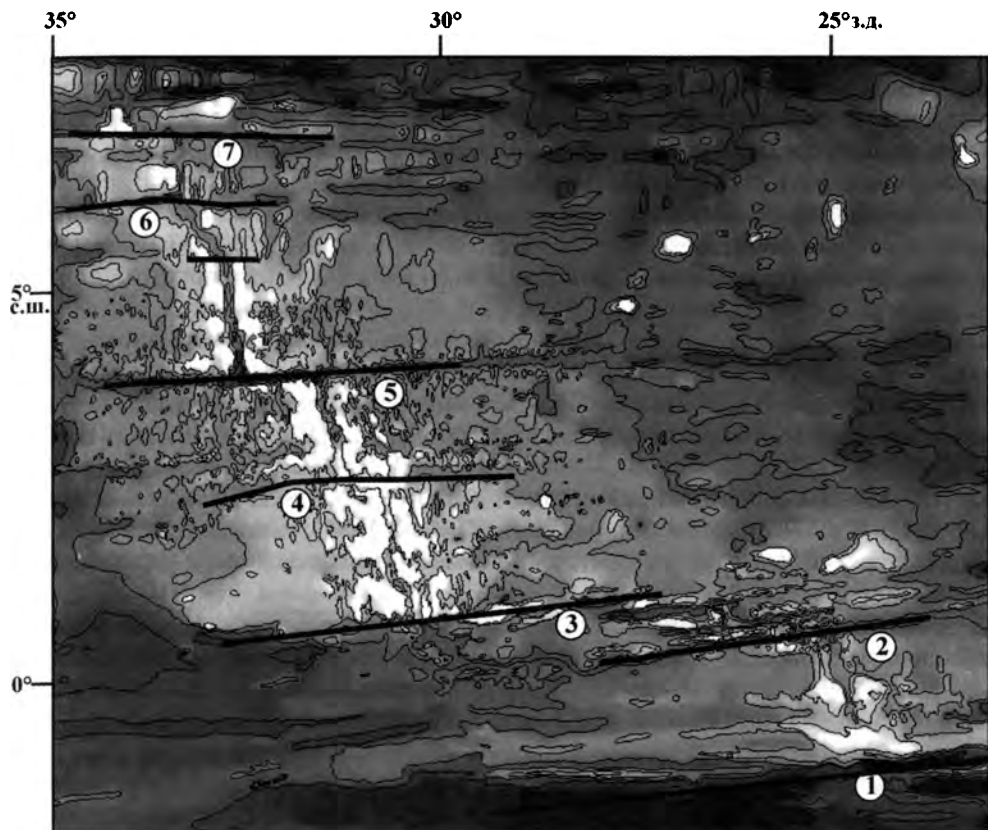


Рис. 16. Обзорная батиметрическая карта САХ в пределах тектонических провинций 2-го порядка Приэкваториальной и Сьерра-Леоне (по [Digital..., 1997])

Полужирные линии – границы между тектоническими провинциями 3-го порядка; цифры в кружках – трансформные разломы и нетрансформные нарушения: 1 – Романш, 2 – южный трог политрансформа Сан-Паулу, 3 – северный трог политрансформа Сан-Паулу, 4 – Св. Петра, 5 – Страхова, 6 – Сьерра-Леоне, 7 – Богданова

несовместимых элементов в пироксенах и шпинели [Bonatti et al., 1993]. Совокупно эти явления указывают на низкую степень частичного плавления и пониженную температуру верхней мантии на уровне зоны магмогенерации [Klein, Langmuir, 1987]. Исследования, проведенные в работе [Bonatti et al., 1993], показали, что эта разница температуры по сравнению с мантией других районов Атлантики может составлять 150°C , что позволило авторам охарактеризовать этот участок САХ как экваториальный пояс холодной субокеанической мантии. Сделанный вывод находит подтверждение и в очень большой глубине дна нулевого возраста в этом районе.

Разломная зона Романш вследствие большой ширины выделяется в самостоятельную тектоническую провинцию 3-го порядка, которая включает нескольких разломных долин, грандиозный поперечный хребет, прослеженный на 700 км и расположенный на севере разломной зоны. Западный фланг активной части разлома, в целом имеющей восток–северо-восточное простирание,

примерно в центре поворачивает по часовой стрелке относительно восточного фланга. Разломная зона и прилегающие участки рифта сложены главным образом ультрабазитами и габброидами, находящимися в тектонических взаимоотношениях друг с другом. Маломощные слои базальтов там, где они развиты, перекрывают их стратиграфически. Отдельные вершины поперечного хребта сложены рифовыми известняками возрастом от 23 до 5 млн лет и деформированными осадочными отложениями возрастом от раннего мела до среднего эоцена [Bonatti et al., 1991, 1994, 1996; Пушаровский и др., 1993; Перфильев и др., 1994; Gasperini, Bonatti, Brunelli et al., 1997]. Реконструируется сложная история развития разломной зоны, в ходе которой чередовались обстановки растяжения и сжатия, включающая постэоценовое сжатие в меридиональном направлении [Разницин, 2004], интенсивный вертикальный подъем в районе поперечного хребта, начавшийся 25–23 млн лет назад, длительное стояние хребта в высоком положении и резкое его опускание 5 млн лет назад [Bonatti et al., 1994; Gasperini, Bonatti, Brunelli et al., 1997], неоднократные перескоки рифта и его проградации, миграции разломной долины [Перфильев и др., 1994]. По мнению Э. Бонатти и др. [Bonatti et al., 1994], такая геодинамическая неустойчивость вызвана изменениями геометрии системы рифт–разлом и непрямолинейностью простиранья разлома.

Следующая провинция 3-го порядка Приэкваториальной провинции протяженностью около 180 км заключена между разломами Романш и Сан-Паулу (0,57–0,71° с.ш.) (см. рис. 16). На этом участке граница между САХ и абиссальными областями проходит по изобате 4500 м, а ширина САХ составляет около 1300 км. Хребет имеет в целом север–северо-западное простиранье, рифтовая долина, за исключением одного сегмента, хорошо выражена, она ортогональна ограничивающим трансформным разломам и параллельна простиранью хребта в целом. Двумя нетрансформными малоамплитудными смещениями эта провинция разделена на три сегмента 4-го порядка длиной около 50 км. Указанная протяженность относится, как мы увидим далее, к типичным размерам сегментов этого порядка: 40–100 км. В работе [Crane, 1985] сделаны выводы о том, что сегментация Срединно-Атлантического хребта с длиной волны 40–100 км отражает сегментацию мантийного апвеллинга. В наиболее южном и высоком сегменте рифтовая долина выражена плохо. Ширина и высота гребневой зоны последовательно уменьшаются от южного сегмента к северному – от 110 к 50 км и от средней глубины 2500 м до 3000 м соответственно.

Самостоятельную провинцию 3-го порядка представляет собой политрансформный разлом Сан-Паулу, состоящий из четырех разломных долин шириной около 10 км, разделенных поднятиями-горстами и соединенных очень короткими (20–40 км) отрезками рифта. В месте пересечения рифта и разлома развиваются нодальные впадины глубиной 4900–5200 м [Удинцев и др., 1996]. Простиранье разломных долин соответствует таковому в западной части трансформного разлома Романш. Общее смещение вдоль политрансформа Сан-Паулу – около 585 км. Этот сегмент характеризуется наибольшей глубиной в данной провинции, гребневая зона в нем отсутствует, глубины приосевых структур в среднем около 3300 м. В то же время отдельные сегменты межразломных хребтов достигают очень большой высоты (г. Белоусова) и даже выступают над уровнем моря в районе скал Св. Петра и Павла. Эти скалы, включая и их подводное продолжение, сложены ультраосновными породами,

в значительном объеме милонитизированными [Hekinian et al., 2000], и имеют чешуйчато-надвиговое строение [Разницын, 2004]. Существует мнение, что эти породы представляют блок субконтинентальной мантии, сохранившийся здесь с момента раскола Гондваны [Bonatti, 1990b].

Провинция Сьерра-Леоне

Эта провинция протяженностью около 710 км ограничена разломами Сан-Паулу и Богданова (7,11° с.ш.) (см. рис. 16) и выделяется среди смежных с ней провинций этого же порядка существенно более высокими шириной и высотой хребта. Ширина хребта по изобате 4500 м уменьшается с юга на север от 1600 до 1100 км. Генеральное простираие рифтовой долины между разломами Сан-Паулу и Страхова субпараллельно простираию хребта в целом – около 345°.

Приосевая часть САХ на участке от разлома Сан-Паулу до 5° с.ш. была детально изучена в 7-м, 11-м и 12-м рейсах НИС «Академик Николай Страхов» [Удинцев и др., 1996]. Характерной структурной чертой этого участка является наличие плато, ооконтуриваемого изобатой 3500 м и в ее пределах имеющего ширину около 700 км, с пологими склонами наклоненными в противоположные стороны от рифтовой долины. Плато осложняется отдельными грядами, менее массивными и высокими, чем таковые вблизи рифтовой долины. На карте ГЕБКО [Digital..., 1997] видно, что оно охватывает всю провинцию Сьерра-Леоне, вытянуто вдоль хребта и субпараллельно его север–северо-западному простираию в целом. Примерно в срединной части этого плато развита рифтовая долина, ограничиваемая субпараллельными ей рифтовыми горами. В рельефе плато выделяются три широкие ступени на глубинных уровнях около 3500, 3100 и 2500 м. Если ширина плато в целом не меняется, то ширина этих ступеней последовательно сокращается к северу, что позволяет расчленить провинцию Сьерра-Леоне на пять провинций 3-го порядка. В этом же направлении уменьшается количество и высота отдельных гор и небольших хребтов, приуроченных к приосевой части хребта.

Самая южная провинция 3-го порядка между разломами Сан-Паулу и Св. Петра (2,83° с.ш.) протяженностью около 260 км является наиболее высокой. В ее гребневой части развито близкое к овальной форме поднятие шириной около 320 км, ооконтуриваемое изобатой 3100 м. Это именно тот сегмент, где в осевой части развиты согласно [Schilling et al., 1994] резко обогащенные базальты (см. рис. 15). Рифтовая долина в этой провинции наименее глубокая. Дно рифтовой долины ооконтуривается изобатой 3000 м, вершины рифтовых гор поднимаются до 1800 м, их возвышение над рифтом 600–2000 м; на дне рифтовой долины наблюдаются узкие неовулканические поднятия высотой 200–400 м [Удинцев и др., 1996]. Рифтовая долина подразделяется на несколько сегментов более высокого порядка длиной 30–70 км. Непосредственно перед трансформными разломами эти сегменты ортогональны им, но на удалении обнаруживаются большие вариации в их простираии и очень слабые смещения относительно друг друга. Ширина ступени на изобате 2500 м – 115 км. В этом же сегменте наиболее узкая зона расчлененного рельефа, представленного грядовым рельефом, – около 60 км.

В следующей провинции 3-го порядка (см. рис. 16) протяженностью около 110 км, ограниченной субпараллельными разломами Св. Петра и Страхова (3,9° с.ш.), полоса хребта по изобате 3100 м имеет ширину 140 км, а по изобате

2500 м – 90 км. Разлом Св. Петра с левосторонним смещением около 25 км, по существу, представляет собой нетрансформное нарушение. В осевой части он выражен глубокой субширотной депрессией глубиной до 4000 м, сменяющейся на флангах хребта вначале косорасположенными депрессиями, а затем прямолинейными трогами палеотрансформа.

Еще одна провинция протяженностью около 150 км заключена между разломом Страхова, имеющим левосторонний оффсет около 110 км и простираение 85° [Агапова, Шарапов, 1993], и местом резкого изменения простираения рифтовой долины (см. рис. 16) в районе 5,36° с.ш. Здесь ширина хребта по изобате 3100 м – 115 км, по изобате 2500 м – 55 км. В этом сегменте дно рифтовой долины оконтуривается изобатой 3400 м, а обрамляющие ее рифтовые горы – изобатой 3000 м. Высота гор – менее 2000 м, при этом вершины гряд возвышаются над дном долины на 2000–3000 м [Удинцев и др., 1996]. Ширина резко расчлененного приосевого грядового рельефа достигает здесь 300 км. В этом сегменте рифтовая долина ортогональна разлому Страхова, практически прямолинейна, ее отдельные сегменты 4-го порядка протяженностью около 25–30 км испытывают очень незначительные смещения относительно друг друга.

Следующая провинция, простирающаяся на 110 км до нетрансформного смещения Сьерра-Леоне (6,16° с.ш.), имеет ширину хребта по изобате 3100 м – 105 км, по изобате 2500 м – 40 км (см. рис. 16). И, наконец, в последнем сегменте эти параметры составляют соответственно 90 км и 0–30 км. Это наиболее низкий сегмент провинции Сьерра-Леоне.

В районе 5,36° с.ш. рифтовая долина меняет общее простираение с северо-северо-западного на северо-западное, становясь резко дискордантной по отношению к другим структурным элементам гребневой зоны и хребту в целом. На данном участке она состоит из системы эшелонированных впадин, последовательно смещающихся к западу по мере продвижения в северном направлении. В следующей провинции к северу от нетрансформного смещения Сьерра-Леоне (6,23° с.ш.) рифтовая долина имеет субмеридиональное простираение. Таким образом, в южных сегментах провинции Сьерра-Леоне рифтовая долина ортогональна разломам Сан-Паулу и Страхова, а в северном сегменте – разлому Богданова, имеющему субширотное простираение. Сегмент с дискордантной рифтовой долиной является своеобразной зоной аккомодации при изменении направления спрединга с восток–северо-восточного на субширотное.

Рифтовая долина к югу от разлома Страхова занимает срединное положение по отношению к плато, а к северу от него сдвинута к западу. Это свидетельствует об асимметричном спрединге к северу от разлома Страхова, более быстром в восточном направлении. Интересную информацию дает изучение осадочного заполнения долины этого разлома в его пассивных частях [Мазарович, 2000]. Долина здесь разбита на сегменты выступами фундамента, над которыми наблюдается резкое сокращением мощности осадочного чехла. Эти выступы фундамента определенным образом коррелируют со структурами океанского дна, окаймляющими разломную долину с обеих сторон, что дает основание для вывода о том, что данные выступы связаны с разломами [Мазарович, 2000]. Разломы могут быть как ортогональными, так и косонаправленными (северо-западное простираение) по отношению к разломной долине.

Область, расположенная между 5° с.ш. и разломом Богданова (рис. 17), детально изучена [Пейве, Добролюбова и др., 2001, Пушаровский и др., 2002,

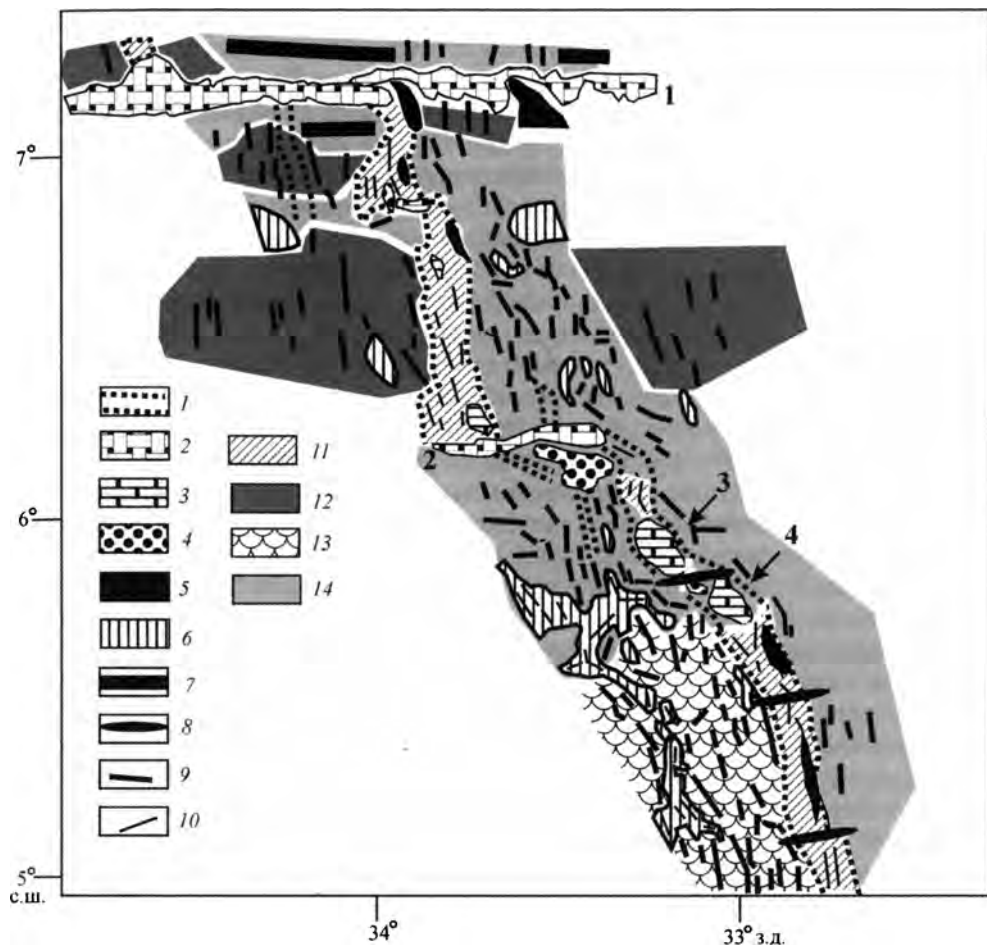


Рис. 17. Геологическая схема полигона Сьерра-Леоне (выполнена на основе батиметрической карты, построенной А.О. Мазаровичем, Н.Н. Турко и К.О. Добролюбовой по материалам съемки многолучевым эхолотом в ходе 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» [Мазарович, Добролюбова и др., 2001], результатам драгирования [Пушаровский и др., 2004] и карте мантийных аномалий Буге, построенной С.Ю. Соколовым)

1 – границы рифтов и их палеоаналогов; 2 – долины трансформных разломов и нетрансформных смещений; 3 – рифтовые впадины; 4 – поднятия, сложенные преимущественно ультраосновными породами; 5 – неовулканические поднятия и их палеоаналог; 6 – депрессии; 7 – осевые зоны поднятий на бортах разлома Богданова; 8 – нетрансформные нарушения без следов в гребневой зоне; 9 – оси положительных морфоструктур; 10 – оси отрицательных морфоструктур в пределах рифтов и депрессий; 11 – поля преимущественного распространения неизмененных деплетированных базальтов; 12 – поля деплетированных базальтов с частично и полностью палагонитизированным закалочным стеклом; 13 – поля обогащенных и щелочных базальтов со свежим и частично палагонитизированным закалочным стеклом (юго-западная площадь); 14 – поля глубинных пород: габброидов и ультрабазитов. Цифрами обозначены: 1 – трансформный разлом Богданова, 2 – нарушение Сьерра-Леоне, 3 – впадина Маркова, 4 – впадина 5,8°с.ш.

2004; Сколотнев и др., 2003а; Бельтенов, Иванов и др., 2004]. Структурный план океанского дна в районе этого полигона существенно различен к югу и к северу от нетрансформного нарушения Сьерра-Леоне. К югу рифтовая долина имеет общее северо-западное простирание и состоит из отдельных сегментов длиной 5–25 км (см. рис. 17). Вдоль рифтовой долины чередуются сегменты с северо-западным и субмеридиональным простираниями, переход между ними, за исключением одного случая плавный без нарушения сплошности. Субмеридиональные сегменты более узкие и высокие, северо-западные – существенно более широкие и глубокие. В одном случае между впадиной Маркова и более южной впадиной с центром на широте $5,8^{\circ}$ с.ш. наблюдается нетрансформное нарушение типа оверлаппинга. Эти две впадины наиболее широкие и глубокие (до 5000 м). Непосредственно в осевой зоне между ними находится небольшое овальное поднятие, сложенное ультрабазитами, а в гребневой зоне – нетрансформное нарушение на обоих флангах продолжается в виде дискордантной зоны субширотного простирания, выраженной депрессиями различных простираний и размеров. В 20 км западнее рифтовой впадины Маркова, заполненной осадочным чехлом мощностью около 50 м, между нарушением Сьерра-Леоне и выше-названной дискордантной зоной протягивается мелкая депрессия, не заполненная осадками. В работах [Сколотнев и др., 2004, 2009] сделано предположение, что эта депрессия является зарождающимся рифтом; перескок оси в западном направлении спрединга произошел между 0,6–0,75 млн лет назад.

Изучен только западный фланг гребневой зоны на участке южнее разлома Сьерра-Леоне. Здесь распространены отдельные поднятия и небольшие хребты, разделенные соразмерными депрессиями, преимущественно северо-западного простирания. В южной части встречаются структуры субмеридионального простирания. Депрессии заполнены слоистым осадочным чехлом незначительной мощности. Характер деформаций слоев показывает, что поднятия и мелкие хребты, граничащие с депрессиями, продолжают расти вплоть до современного времени [Сколотнев и др., 2004].

На западном фланге гребневой зоны и на участках рифта субмеридионального простирания встречены только базальты, в более широких и глубоких депрессиях северо-западного простирания и особенно во впадине Маркова и впадине $5,8^{\circ}$ с.ш. доминируют ультрабазиты и габброиды, среди которых очень много тектонизированных разностей; базальты имеют резко ограниченное распространение. Таким образом, субмеридиональные участки рифтовой долины являются вулканическими центрами с магматическим типом спрединга, напротив них в гребневой зоне развиты, как правило, более широкие поднятия. Северо-западные участки – это зоны преимущественно тектонического растяжения. Во впадинах Маркова и $5,8^{\circ}$ с.ш. тектоническая компонента дополнительно усилена за счет растяжения, связанного с нетрансформным смещением, к которому они примыкают с двух сторон.

По составу базальты рифтовой долины отвечают производным деплетированных толеитов N-типа MORB [Сколотнев, Пейве, Ляпунов и др., 2003]. На западном фланге распространены обогащенные толеиты T- и P- типов MORB и щелочные базальты. Эти продукты плавления обогащенной мантии – одни из наиболее северных проявлений влияния плюма Сьерра-Леоне на вулканизм спрединговых зон. Составы деплетированных базальтов, распространенных в рифтовой долине, закономерно варьируют. Из района вулканических центров

подняты слабодифференцированные высокомагнезиальные разности, из районов преимущественно тектонического растяжения – более высокожелезистые и высокотитанистые разности. Это находится в хорошем соответствии с представлениями о трехмерном характере апвеллинга под медленноспрединговыми хребтами [Whitehead et al., 1984; Niu, Batiza, 1994; Magde, Sparks, 1997; Sparks, Parmentier, 1993]. Средний размер спрединговой ячейки в данном случае – около 40–50 км. В глубочайших рифтовых впадинах Маркова и 5,8° с.ш. драгированные базальты образуют протяженный дифференцированный ряд, так же как и многочисленные габброиды – от троктолитов до рудных габбро, – встреченные в этих структурах. Эти факты указывают на наличие относительно долгоживущих магматических камер, что кажется удивительным, поскольку впадины являются продуктами сухого спрединга. Объяснение, по-видимому, следует искать в том, что камеры закладывались среди относительно горячего мантийного материала, поднимающегося вверх, в силу чего магматический расплав в них имел возможность достигнуть высокой степени дифференциации. Подтверждения этому получены при определении возраста пород из впадины Маркова путем локального U-Pb изотопного анализа цирконов, выделенных из них [Сколотнев, Лепехина, Ипатьева, 2009]. Диапазон возрастов габброидов – 0,7–1,6 млн лет. В том числе обнаружены тонкие габбровые прожилки в гарцбургитах с возрастом $1,19 \pm 0,19$ млн лет. Эти данные указывают на длительное существование в районе впадины Маркова магматической камеры (или несколько близко расположенных камер), заложившейся среди перидотитов. Отсюда же следует, что примерно в течение 1 млн лет магматическая камера под впадиной Маркова представляла собой неспрединговый блок, поскольку в течение этого времени поднималась вверх под осевой зоной спрединга вместе с ультрабазитами в условиях преобладающего тектонического растяжения дна.

Нетрансформное смещение Сьерра-Леоне состоит из двух частей: отмершей восточной и современной западной. Восточная часть связана на юге с системой рифтовых впадин, куда входит и впадина Маркова, а на севере со слепым рифтом, смещенным относительно южных структур на 15 км вдоль глубокой депрессии субширотного простирания. Слепой рифт выступает в качестве рифта-пропагатора, внедряющегося в Африканскую плиту примерно на 15 км. В начале он имеет субмеридиональное простирание, а на своем окончании – северо-западное. В зоне нетрансформного смещения распространены ультрабазиты и габброиды, в слепом рифте преобладают базальты N-типа MORB, образующие протяженную дифференцированную серию.

Современная часть нетрансформного смещения связывает зарождающийся рифт, располагающийся западнее впадины Маркова, и рифтовую долину между нетрансформным смещением и разломом Богданова. Смещение составляет около 25 км. В южной части зоны смещения развит косой рифт северо-западного простирания, дискордантный по отношению ко всем рифтовым структурам и переходящий на севере в непротяженную субширотную депрессию. На флангах гребневой зоны нетрансформное смещение Сьерра-Леоне переходит в прямолинейные субширотные трог, являющиеся долинами палеотрансформа. Очевидно, что произошла смена режима трансформного разлома на нетрансформное смещение. Это могло случиться при резком сокращении оффсета трансформа, в частности при перескоке северного рифта к востоку. Действительно, в 25 км к западу от современного рифта параллельно ему простирается

узкая, напоминающая палеорифт депрессия, раскрывающаяся в долину разлома Богданова. Судя по скорости полуспрединга для этого района (1,44 см/год [Cande et al., 1988]), перескок произошел около 0,8 млн лет назад.

Очень широкая рифтовая долина (около 20 км шириной) к северу от нетрансформного нарушения Сьерра-Леоне до следующего нетрансформного смещения на широте $6,86^{\circ}$ с.ш. имеет субмеридиональное простирание и протяженность около 80 км. Однако более мелкие впадины и хребты внутри рифтовой долины слегка повернуты против часовой стрелки и имеют север–северо-западное простирание. Примерно в центральной части этого сегмента днище рифтовой долины приподнято, наблюдается концентрация мелких неовулканических поднятий. Судя по тому, что базальты, развитые здесь, отличаются наиболее высокой магнезиальностью, данный участок является вулканическим центром этой спрединговой ячейки. Это подтверждается и более низкими значениями аномалии Буге над этим участком [Пушаровский и др., 2004], указывающими на повышенную мощность коры. На северном окончании этого сегмента встречены более железистые и титанистые базальты. В бортах рифтовой долины на окончаниях спрединговой ячейки вскрыты габброиды и ультрабазиты.

На этом участке наблюдается асимметрия в строении западного и восточного флангов гребневой зоны. На западном фланге развит типичный упорядоченный грядовый рельеф характерный для рифтовых гор. Хребты и депрессии в том числе и палеорифт, субпараллельны рифтовой долине и сложены базальтами (см. рис. 17). Рельеф восточного фланга имеет более хаотичный характер, обусловленный сочетанием грядового рельефа и крупных изометричных поднятий. При этом грядовые хребты в основном имеют северо-западное простирание, дискордантное по отношению к рифтовой долине, хотя встречаются и субмеридиональные структуры. Чаще они наблюдаются вблизи рифтовой долины. На восточном фланге широко распространены ультрабазиты и габброиды, более продолговатые хребты сложены деплетированными базальтами. В отличие от базальтов западного фланга и рифтовой долины эти базальты, хотя и остаются в целом деплетированными, более обогащены калием и редкими несовместимыми элементами. В целом строение восточного фланга близко к таковому для участка САХ, расположенного к югу от нетрансформного смещения Сьерра-Леоне.

Выявленная асимметрия находится в согласии с высказанным выше предположением о перескоке оси спрединга к востоку. Структуры западного фланга сформировались в результате спрединга приуроченного к рифту субмеридионального простирания. Структуры восточного фланга сформировались перед тем, как заложился субмеридиональный рифт, при этом обстановка их формирования была близка к обстановке, наблюдающейся сейчас к югу от нетрансформного нарушения Сьерра-Леоне. Судя по ширине полосы новообразованной коры, сформировавшейся в субмеридиональном рифте, смена этих геодинамических режимов произошла около 2–2,5 млн лет назад.

В районе нетрансформного смещения $6,86^{\circ}$ с.ш. рифт смещается на 10 км к западу вдоль глубокой субширотной депрессии. Севернее он продолжается очень узкой депрессией субмеридионального простирания протяженностью около 30 км. Небольшим порогом рифтовая долина отделена от долины разлома Богданова. Окрестности нетрансформного смещения сложены сильно-серпентинизированными и тектонизированными ультрабазитами. В рифтовой долине ближе к разлому встречены деплетированные базальты, отличающиеся

от базальтов предыдущего сегмента существенно более высокими концентрациями титана, железа и натрия. Это в соответствии с работой [Klein, Langmuir, 1987] является указанием на более глубокий уровень генерации расплавов, происходящей при низкой степени частичного плавления, что свойственно для приразломных базальтов и объясняется влиянием холодной литосферы противоположного крыла трансформного разлома.

К западу от этого сегмента рифта развито угловое поднятие, а к востоку – необычное образование – высокое крупное продолговатое неовулканическое поднятие, глубоко вдающееся в долину разлома Богданова; практически оно ее полностью перегораживает. Поднятие имеет в отличие от рифта северо-западное простирание, как и большинство структур на восточном фланге гребневой зоны. В 60 км восточнее располагается аналогичное палеонеовулканическое поднятие, также глубоко вдающееся в разломную зону Богданова.

Специфика строения изученной площади обусловлена ее пограничным положением между двумя различными провинциями. К северу от нее происходит растрескивание литосферы, ортогональное относительно расхождению плит в субширотном направлении. К югу на процессы спрединга мощное влияние оказывает плюм Сьерра-Леоне, что проявляется в переносе вещества и тепла плюма вдоль генерального северо-западного направления хребта или, другими словами, вдоль основной зоны апвеллинга астеносферной мантии. Признаки плюмового вещества в виде щелочных базальтов обнаружены на западном фланге хребта непосредственно к югу от нарушения Сьерра-Леоне. На структурном уровне это влияние выражается в отсутствии трансформных разломов и в преобладании структур северо-западного направления. На северо-западное направление движения потока тепла и вещества указывают, в том числе, крупные неотектонические поднятия, вдающиеся в разломную зону Богданова. Очевидно, режим этих потоков импульсный, при этом выделяются эпохи их резкого усиления. Судя по расстоянию между неовулканическим и палеонеовулканическим поднятиями на восточном фланге гребневой зоны, интервал между двумя последними импульсами составляет около 4 млн лет.

В пределах изученного полигона в ходе экспедиционных работ обнаружены три участка, являющиеся потенциально рудоносными с точки зрения обнаружения массивных сульфидных руд, сформировавшихся в зонах разгрузки высокотемпературных флюидов [Пушаровский и др., 2002]. Эти руды резко отличаются от образований, слагающих постройки черных курильщиков. Они представляют новый самостоятельный тип образований океанского дна и сформировавшийся при метасоматическом замещении апогаббровых катаклазитов ниже уровня дна. Детальные работы, проведенные во впадине Маркова в 22-м рейсе НИС «Профессор Логачев» [Бельтенов, Иванов и др., 2004], показали, что сульфидные рудопроявления связаны с очень узкими зонами метасоматоза и тектонических деформаций, простирающимися вдоль ее восточного борта.

Южная провинция

Южная провинция протяженностью около 1600 км совпадает с южным флангом общей дуги САХ в Центральной Атлантике. Она заключена между разломами Богданова, по которому сдвинута на 60 км к западу относительно провинции Сьерра-Леоне, и Зеленого Мыса (15,3° с.ш.) (рис. 18). Ее характерной чертой является резкое изменение простирания хребта в целом – диагональ-

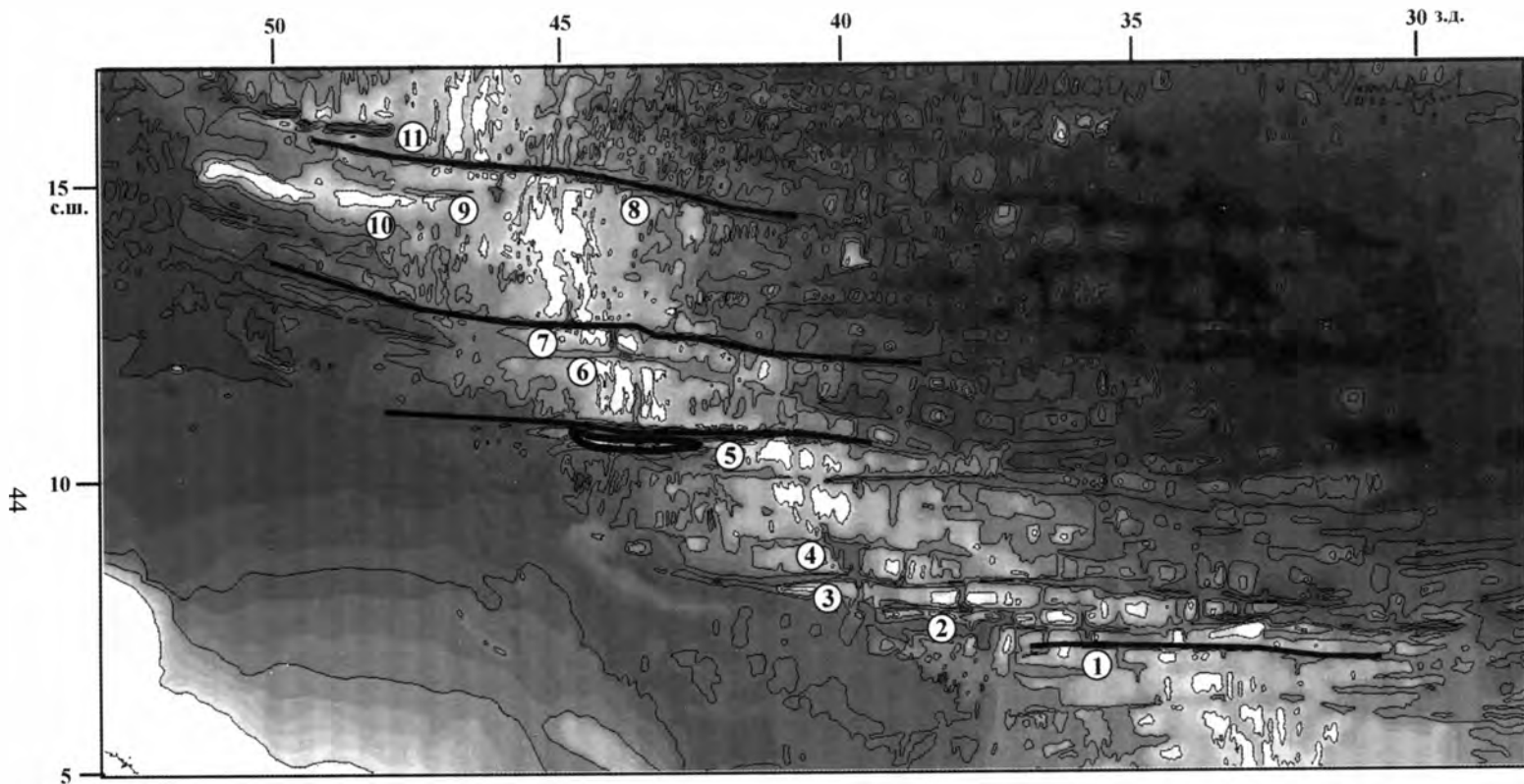


Рис. 18. Обзорная батиметрическая карта САХ в пределах Южной тектонической провинции 2-го порядка (по [Digital..., 1997])
 Черные линии – границы между тектоническими провинциями 3-го порядка; цифры в кружках – трансформные разломы: 1 – Богданова, 2 – Вернадского, 3 – Долдрамс, 4 – Архангельского, 5 – Вима, 6 – Меркурий, 7 – Марафон, 8 – Зеленого Мыса. *Другие структуры:* 9 – трог Ресечер, 10 – хребет Ресечер, 11 – трог Ройял. Пунктиром обозначен поперечный хребет на северном борту разломной долины Вима

ное северо-западное. Еще одной особенностью провинции является большое количество трансформных разломов, обладающих левосторонним смещением, с относительно большой величиной оффсета – 90–300 км. В итоге следующая, Центральная, провинция смещена относительно провинции Сьерра-Леоне на 1400 км к западу. Хорошо выраженная на значительной части этой провинции рифтовая долина ортогональна трансформным разломам. Таким образом, рифт и трансформные разломы в этой провинции резко дискордантны общему простиранию хребта.

Провинция подразделяется на три тектонические провинции 3-го порядка (см. рис. 18). Наиболее южная из них протяженностью около 820 км ограничена трансформными разломами Богданова и Вима (10,8° с.ш.). Здесь трансформные разломы располагаются с большой частотой, гребневая зона на большем протяжении отсутствует, между разломами развиты межразломные хребты. На расстоянии 50 км от разлома Богданова на широте 7,5° с.ш. (оффсет около 200 км) находится безымянный разлом далее, через 40 км, – разлом Вернадского (7,75° с.ш., оффсет около 230 км), затем через 50 км – разлом Долдрамса (8,22° с.ш., оффсет около 115 км), еще через 70 км – разлом Архангельского (8,83° с.ш., оффсет около 155 км). Нетрансформным нарушением (9,27° с.ш.) и разломом Лима (10,02° с.ш., оффсет 22 км) рифтовая долина между разломами Архангельского и Вима разбита на три сегмента протяженностью 50–70 км. Эта провинция наиболее узкая и низкая во всей Центральной Атлантике. Ширина хребта на уровне изобаты 4500 м – 650–700 км. Участки с высотами более 3200 м распространены спорадически, за исключением двух наиболее северных сегментов, где появляется гребневая зона шириной 120–140 км. В последнем случае и ширина хребта возрастает до 850 км.

Между разломами Богданова и Архангельского на обоих флангах хребта наблюдается много депрессий, структурных рифту. Некоторые из них пересекают сразу несколько трансформных разломов. Нередко они продолжают рифт или находятся на его продолжении в пределах более древней коры. Но есть депрессии неправильных очертаний, существенно более крупные, чем рифтовые долины, они также пересекают несколько разломов.

На протяжении этой провинции происходит постепенный поворот простирания северных разломов по часовой стрелке. Разлом Богданова имеет широтное простирание, а разлом Вима еле заметное запад–северо-западное (примерно 92°).

Район, заключенный между разломами Архангельского и Вернадского, был детально изучен в 6-м и 9-м рейсах НИС «Академик Николай Страхов» [Пушаровский и др., 1991, 1992] (рис. 19). Этот регион – типичный пример коротких сегментов САХ, разделенных протяженными трансформными разломами. Главной структурной особенностью этих участков дна является то, что в приосевой зоне развивается не грядовый рельеф рифтовых гор, а единый межразломный хребет, выступающий в качестве самостоятельной структуры. Межразломные хребты имеют асимметричное строение западного и восточного флангов (см. рис. 19) и осложнены мелкими хребтами, грядами и депрессиями, которые по отношению к простиранию рифтовой долины могут быть как субпараллельными, так и косоориентированными. В последнем случае они имеют преимущественно северо-западное простирание. В ряде случаев группы рядом расположенных субмеридиональных структур пересекают трансформные разломы, формируя таким образом ансамбли транзитного (сквозного) структуро-

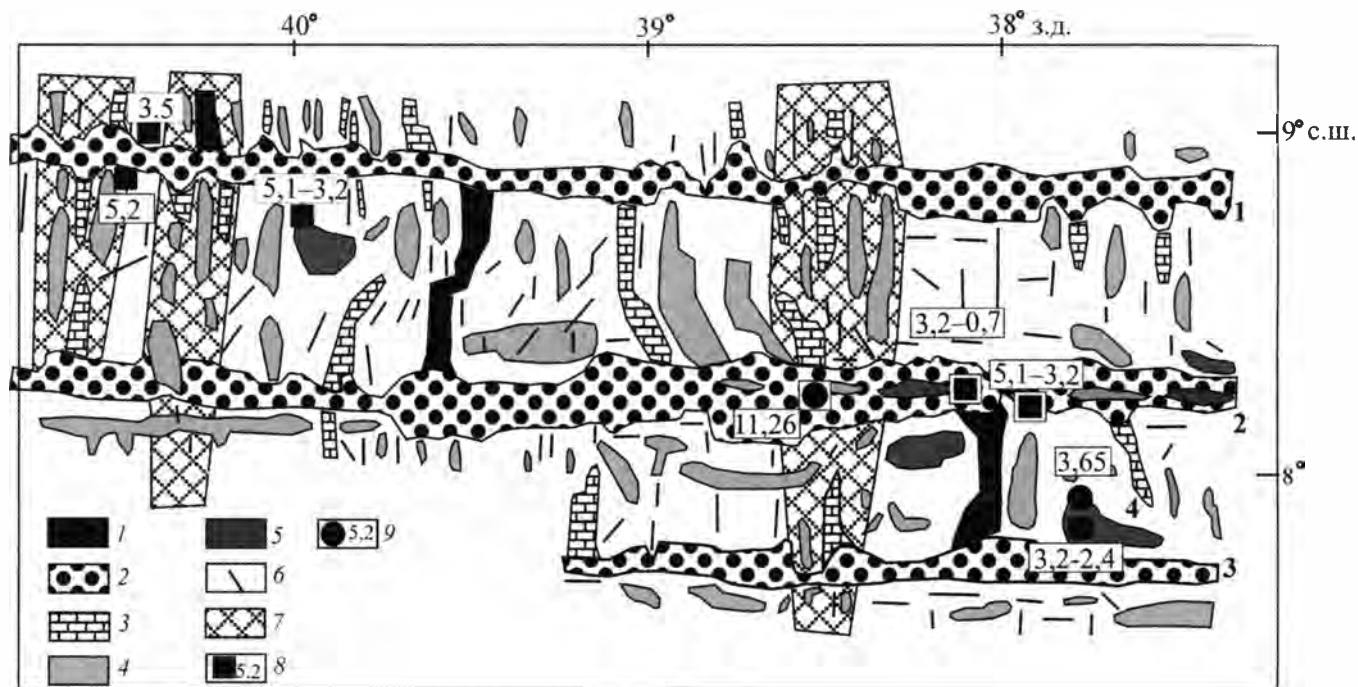


Рис. 19. Структурная схема океанского дна в районе разлома Долдрам. Составлена на основе батиметрической карты, построенной Н.Н. Турко по данным эхолотного промера в 6-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (по [Пушаровский и др., 1991])

1 – рифтовые долины; 2 – долины трансформных разломов; 3 – прочие депрессии; 4 – поднятия; 5 – поднятия, выступавшие в геологическом прошлом над уровнем моря; 6 – оси мелких морфоструктур и их цепочек; 7 – области транзитного (сквозного) структурообразования; 8 – места находок микрофауны (цифры – возраст млн лет (по [Пушаровский и др., 1991])); 9 – данные по абсолютному определению возраста (по [Сколотнев, 2010]). Цифрами обозначены разломы (1–3): 1 – Архангельского, 2 – Долдрам, 3 – Вернадского; 4 – гора Пейве

образования (см. рис. 19). Как говорилось выше, такие транзитные структуры в этой провинции рекогносцируются и на более мелкомасштабных картах [Digital..., 1997]. Очевидно, что транзитные структуры – более молодые по возрасту, чем время образования межразломных поднятий и долин трансформных разломов. Они возникли, по-видимому, на неотектоническом этапе. Эти молодые структуры отражаются и в строении долин трансформных разломов в виде резких углублений или, напротив, резких подъемов уровня дна долин. Одна из сквозных структур, располагающаяся между разломами Долдрамс и Архангельского в 120 км к востоку от рифта, была изучена при помощи непрерывного сейсмического профилирования в 16-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (2004 г.). Полученные результаты свидетельствуют о том, что изученная депрессия, включающая продольный внутридепресссионный хребет, является структурой растяжения.

Часть меридиональных депрессий между разломами Долдрамс и Вернадского на обоих флангах приосевой зоны САХ, по-видимому, являются палеорифтами, образовавшимися в результате перескока оси спрединга. Они соразмерны и параллельны современной рифтовой долине.

Рифтовые долины в пределах изученной площади ортогональны широтным долинам разломов. На обоих изученных сегментах рифта отмечаются незначительные (около 8 км) правосторонние нетрансформные смещения рифтовой долины.

Особенностью разлома Долдрамс является широкое распространение медианных хребтов, по сути представляющих единое сооружение длиной не менее 200 км, протягивающееся как в активной, так и в пассивной частях разлома. Хребты сложены ультрабазитами и габброидами. Судя по возрасту одного из образцов габбронорита, определенному по циркону, который составляет $11,26 \pm 0,85$ млн лет [Сколотнев, 2010], медианный хребет образовался при деформации краевой части Африканской плиты.

На изученной площади широко распространены базальты довольно однообразного состава, являющиеся производными деплетированных толеитовых расплавов. В разломных структурах, а также в зонах сочленения рифта и разлома часто встречаются глубинные породы – габброиды и ультрабазиты, местами перекрытые базальтами небольшой мощности [Сколотнев и др., 2006] или обломочными породами и известняками [Пушаровский и др., 1991].

Изучение осадочных пород, их возраста, пространственного распределения и связей с морфоструктурами позволило выявить в этом районе ряд структур, в том числе медианный хребет в разломной зоне Долдрамс, испытавших крупноамплитудные вертикальные движения [Пушаровский и др., 1991]. В результате подобных движений эти структуры были подняты выше уровня моря, а затем опущены на 2500–1000 м. Опускания начались 2,5–3,2 млн лет назад. Сходные по масштабу структурообразующие процессы происходили и в разломных зонах Вима и Романш, где сформировались грандиозные поперечные хребты. Медианный хребет в разломной зоне Долдрамс, по-видимому, первоначально также был поперечным хребтом, а затем в ходе опускания откололся от края Африканской плиты, испытав смещение с вращением по листрическому сбросу.

Интересные данные получены по г. Пейве. Эта гора, воздымающаяся до глубин 900 м, представляет собой крайний западный и наиболее высокий участок небольшого поднятия на северном борту долины разлома Вернадского.

Она сложена главным образом габброидами. По своему структурному облику г. Пейве близка к выявленным в последнее время и, как выяснилось, широко распространенным на океанском дне куполообразным структурам (megamul-lion structure), которые формируются при выведении на поверхность нижнекоровых комплексов по пологим долгоживущим глубинным срывам в ходе сухого спрединга [Tucholke et al., 1998; Karson, 1999]. Это своеобразные океанические коровые комплексы – аналоги континентальных коровых комплексов, возникающих на участках высокоамплитудного растяжения коры. Они сложены преимущественно габброидами; в меньшей мере встречаются и ультрабазиты.

Измерен возраст цирконов из габброидов, слагающих г. Пейве [Сколотнев, 2010]. Он оказался равен $3,65 \pm 0,14$ млн лет. Ранее был также определен возраст известняков, бронирующих гору – средний плиоцен (3,2–2,4 млн лет), и возраст известняков, залегающих между г. Пейве и современным рифтом – около 5 млн лет [Пушаровский и др., 1991]. Эти возрастные датировки позволяют воссоздать сложную историю тектонических процессов, имевших место на этом сегменте САХ в последние 5 млн лет. В начале этого периода рифт располагался восточнее современного рифта на месте одной из депрессий (палеорифт), находящихся здесь, и в этом положении функционировал по крайней мере около 1,5 млн лет. Около 3,5 млн лет назад произошел перескок рифта в западном направлении в область коры с возрастом 1,5 млн лет. В районе нового местоположения рифта сформировались габброиды, которые за очень короткий период времени были «эксгумированы» и подняты выше уровня моря, сформировав гору (г. Пейве). В дальнейшем одновременно со спредингом в восточном направлении этот блок глубинных пород испытал погружение. 1,6 млн лет назад произошел новый перескок рифта в современное местоположение на 14 км к востоку в сторону г. Пейве. На месте брошенного рифта в настоящее время находится депрессия, коструктурная рифтовой долине (палеорифт).

Сложная история перескоков оси спрединга, по-видимому, имела место и на участке рифта к северу от разломами Архангельского. Здесь на расстоянии около 20 км к западу от рифта располагается долина, коструктурная рифтовой долине. Из нее получены известняки возрастом около 3,5 млн лет (см. рис. 19), в то время как на основании скорости полуспрединга возраст океанского дна в районе этой долины должен был бы 1,5 млн лет. Таким образом, можно предположить, что позднее 3,5 млн лет назад произошел перескок оси спрединга на запад от этой долины, которая по всем признакам является палеорифтом, а затем между 0 и 1,5 млн лет назад – к востоку, в место современного положения рифта. Рифт между разломами Архангельского и Долдрамс в последние 5,5 млн лет судя по возрасту известняков, бронирующих межразломный хребет к западу от этого рифта (см. рис. 19), не менял своего местоположения.

Таким образом, особенностью развития коротких сегментов САХ является нестабильность положения осевой зоны спрединга, частые смены ее местоположения. По-видимому, в одном ряду с этим стоят и явления, приводящие к образованию ансамблей транзитных структур, также весьма характерных для этой провинции 3-го порядка. Для объяснения этих явлений, с одной стороны, нужно учитывать эффект сочетания коротких рифтовых сегментов и протяженных оффсетов трансформных разломов, а с другой – в работе [Rouzo et al., 1995] развиваются представления о контролирующей роли мелкомасштабной валиковой мантийной конвекции, существующей под приосевой частью океан-

ской литосферы, на динамику срединно-океанических хребтов. В силу первого фактора в регионе формируется относительно тонкая кора, вследствие охлаждающего эффекта трансформных зон, редуцирующего процессы выплавления расплавов в мантии. Тонкая кора более податлива процессам, приводящим к расколу литосферы за пределами осевой зоны спрединга. Мелкомасштабная же конвекция приводит к тому, что расколы литосферы могут происходить не только под осевой частью спрединга, но и за его пределами как в этом сегменте хребта, так и в смежных сегментах. В последнем случае зоны расколов, включая и современный рифт, действуют в качестве рифтов-пропагаторов.

Более северная провинция 3-го порядка протяженностью около 200 км, ограниченная субпараллельными разломами Вима и Марафон (12,65° с.ш.), смещается относительно более южной по разлому Вима на 310 км к западу. Особенность разлома Вима – крупный поперечный хребет длиной около 270 км, сформировавшийся на его южном борту в результате высокоамплитудных вертикальных перемещений блоков литосферы и обладающий относительно ненарушенным разрезом океанской литосферы (сверху вниз: ультрабазиты, габброиды, долериты дайкового комплекса, базальты и известняки [Auzende et al., 1989; Bonatti et al., 1993; Fabretti et al., 1998]). Коровый разрез сложен продуктами кристаллизации деплетированных толеитовых расплавов. Во время своего становления около 10 млн лет назад отдельные его сегменты выступали над уровнем моря. По мнению Ю.Н. Разницына [Разницын, 2004], этот хребет имеет чешуйчато-надвиговую структуру и сформировался при преобладающей роли горизонтальных тектонических движений.

Детальные гравитационные исследования вещества ультрабазитов реститовой природы и мощности коры в пределах поперечного хребта позволили Э. Бонатти с соавторами [Bonatti et al., 2003] выявить осцилляции в режиме спрединга с периодичностью 3–4 млн лет. С таким периодом следуют импульсы увеличения степени частичного плавления мантии и соответственно ее температуры под осевой частью САХ к югу от разлома Вима. Эти импульсы случаются на фоне общего увеличения температуры мантии в зоне частичного плавления, начавшегося около 20 млн лет назад. Следует отметить, что периодичность импульсов 3–4 млн лет хорошо совпадает с аналогичной периодичностью интенсификации процессов плавления, отмеченной выше, в районе разлома Богданова.

Разлом Меркурий (12,11° с.ш., оффсет 49 км) разделяет данную провинцию на два сегмента 4-го порядка. В сегменте между разломами Вима и Меркурий протяженностью 125 км развита гребневая зона средней высотой 3200 м и шириной около 80 км. В сегменте между разломами Меркурий и Марафон (70 км) сформировался межразломный хребет. На этом участке САХ граничит с более глубокими абиссальными структурами; граница проходит на уровне изобаты 5000 м. Хребет, оконтуренный по этой изобате, имеет ширину около 1200 км, однако его ширина, оконтуренная по изобате 4500 м, близка к таковой в предыдущей провинции 3-го порядка (около 650 км).

Наиболее северная провинция 3-го порядка Южной провинции имеет протяженность 270 км и находится между субпараллельными разломами Марафон и Зеленого Мыса; вдоль первого из них она смещается к западу на 92 км, относительно предыдущей провинции 3-го порядка. Эта провинция характеризуется наибольшими высотой и шириной во всей Южной провинции. Примерно

в ее центре между широтами 13,75° с.ш. и 14,45° с.ш. в гребневой зоне наблюдается небольшое овальное поднятие, хорошо оконтуриваемое по изобате 3200 м, на уровне которой оно имеет ширину около 180 км. Здесь рифтовая долина наиболее мелкая, а хребет расширяется. Так, на уровне изобаты 4500 м от 650 км на краях сегмента до 800 км.

На расстоянии около 250 км от оси хребта напротив овального поднятия на западном фланге САХ субпараллельно разлому Зеленого Мыса протягивается подводный вулканический хребет Ресечер длиной около 400 км, достигающий глубин 1100 м (см. рис. 18). Между хребтом и разломом располагается трог Ресечер, имеющий грабеновую природу [Roest, Collete, 1986]. С хребта Ресечер драгированы щелочные базальты [Пушаровский и др., 1989]. Возраст бронирующих известняков, драгированных с вершинной части этого хребта, по определению В.Г. Куренковой (ГИН РАН), изучившей состав фораминифер, не моложе раннемиоценового (зона *Præorbulina glomerosa*) (около 25 млн лет) [Сколотнев и др., 1999]. По-видимому, хребет имеет близкий возраст.

В описываемом регионе в приосевой зоне САХ проведены многочисленные экспедиционные работы [Bougault et al., 1988; Пушаровский и др., 1988, 1989; Перфильев и др., 1996; Сколотнев и др., 1999; Fujiwara et al., 2003], позволившие геологически охарактеризовать пространство между разломами Меркурий и Зеленого Мыса, имеющими простирание 95° (рис. 20). Этот регион интересен тем, что здесь выявлена провинция геохимически аномальных базальтов. Такие базальты в отличие от нормальных толеитов (N-тип MORB), которые также здесь встречаются, обогащены литофильными некогерентными элементами: K, Nb, Ta, легкими РЗЭ [Bougault et al., 1988; Пушаровский и др., 1989; Пейве, 1988, 2002], водой [Соболев и др., 1992] и радиогенными изотопами Sr, Nd, Pb, He [Staudacher et al., 1989; Dosso et al., 1991], что позволяет относить их к Т- и Р-типам MORB и связывать их формирование с мантийной вещественной неоднородностью. Вариации изотопных отношений в базальтах этого региона позволяют предположить, что они генерировались в мантийном источнике, сочетающем мантийные компоненты DM и HIMU [Dosso et al., 1991, 1993]. Главный максимум геохимической аномалии совпадает с вышеописанным овальным поднятием (около 14° с.ш.). Два других максимума располагаются непосредственно в зонах сочленения разломов Зеленого Мыса и Марафон с соответствующими сегментами рифта. Максимумы разделены участками рифта, где преобладают деплетированные разности базальтов. Среди деплетированных базальтов по уровню магмогенерации выделяются две разновидности: более глубинные и менее глубинные (ТОР-1 и ТОР-2 по [Дмитриеву и др., 1990]). Более глубинные разности ассоциируют с обогащенными толеитами.

Между разломами отчетливо прослеживается субперпендикулярная им рифтовая долина. При подходе к разлому Зеленого Мыса, начиная с широты 14,6° с.ш., рифтовая долина распадается на отдельные мелкие впадины, которые образуют систему эшелонированных структур, последовательно смещающихся к востоку [Агапова, Шарапов, 1993]. Это указывает на последовательные перескоки рифта к востоку, что может быть связано с формированием поперечного хребта и углового поднятия на южном борту разлома Зеленого Мыса. О перескоке рифта, имевшем место около 1,8 млн лет назад, свидетельствуют и данные о возрасте базальтов из рифта непосредственно в зоне сочленения с разломом Зеленого Мыса [Сколотнев, 2010].

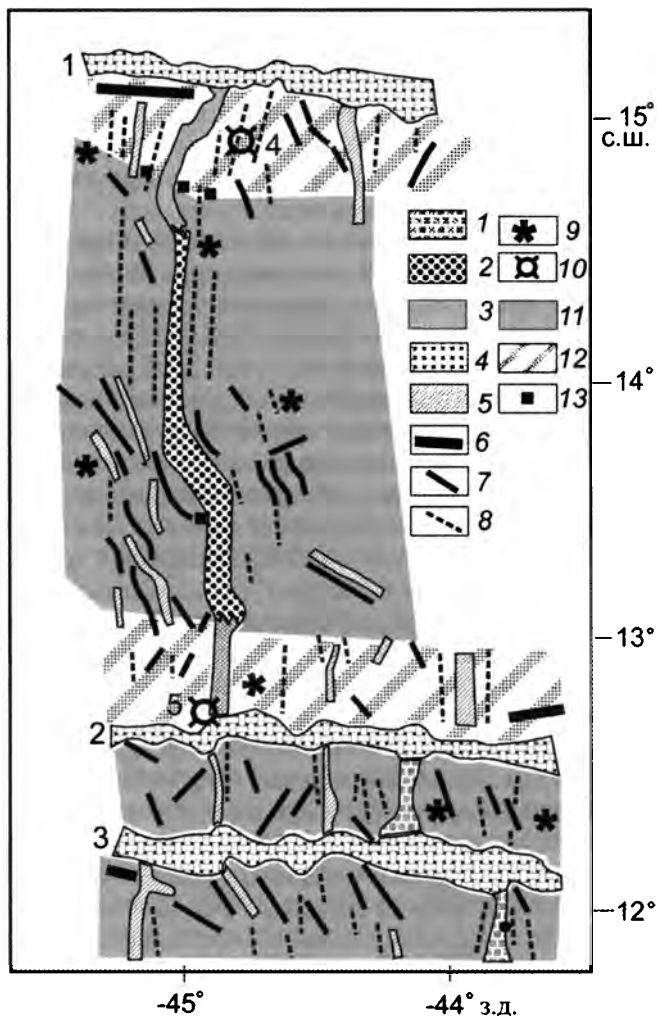


Рис. 20. Геологическая схема гребневой зоны САР между разломами Зеленого Мыса и Меркурий. Составлена на основе батиметрической карты, построенной Н.Н. Турко по данным эхолотного промера в 3-м и 9-м рейсах НИС «Академик Николай Страхов» [Пушаровский и др., 1989] с использованием данных работы [Сколотнев и др., 1999])

1–2 – рифтовые долины, сформировавшиеся в условиях магматического спрединга: 1 – излияния деплетированных базальтов, 2 – излияния обогащенных базальтов; 3 – рифтовые долины, сформировавшиеся в условиях сухого спрединга; 4 – долины трансформных разломов; 5 – иные депрессии; 6 – осевые зоны поднятий на бортах разломных долин; 7 – осевые зоны хребтов, косорасположенных по отношению к рифтовой долине; 8 – то же субпараллельных рифтовой долине; 9 – вулканические постройки центрального типа; 10 – гидротермальные поля; 11 – участки гребневой зоны САР с нормальным типом океанической коры; 12 – то же с океанической корой, в которой преобладают тектонически выведенные глубинные породы: ультрабазиты и габброиды; 13 – точки отбора железо-марганцевых отложений. Цифрами обозначены: 1 – разлом Зеленого Мыса, 2 – разлом Марафон, 3 – разлом Меркурий, 4 – рудное поле Логачева (по [Ашадзе и др., 1999]), 5 – рудное поле Ашадзе (по [Beltenev et al., 2002])

Между разломами Марафон и Зеленого Мыса рифтовая долина испытывает ряд коленообразных левосторонних нетрансформных смещений с одновременным разворотом других прилегающих к ней морфоструктур (см. рис. 20). Наиболее крупное из таких смещений наблюдается в районе 13,6° с.ш. вблизи пика геохимической и батиметрической аномалий. На этом участке к рифтовой долине с обеих сторон подходят структуры косого северо-западного простирания (310–315°).

Гребневая зона САХ состоит здесь из системы субмеридиональных хребтов и депрессий, стройность которой местами нарушается описанными выше косыми структурами. Имеющееся межразломное поднятие увенчано субмеридиональными и косыми северо-западными (310–315°) и северо-восточными (20–25°) мелкими хребтами [Мазарович и др., 1992]. В работе [Мазарович, 2000] описывается цепь структур северо-западного простирания, начинающаяся на межразломном поднятии к востоку от рифта с зоны понижений. Севернее эта зона надстраивается зоной поднятий в долине трансформного разлома Марафон, еще севернее – депрессиями, простирающимися до выше указанного коленообразного смещения рифтовой долины в районе 13,6° с.ш. По мнению автора, формирование этих аномальных структур связано с разломом северо-западного простирания.

Помимо удлиненных структур в гребневой части данного сегмента САХ развиты изометричные положительные структуры центрально-вулканической природы [Разницин и др., 1991]. Одна из них гора – Ферсмана, развита в районе углового поднятия разлома Марафон в зоне его западного сочленения с рифтом. Другие горы тяготеют к системе косых структур, пересекающих САХ в области геохимической и батиметрической аномалий (см. рис. 20). В частности, они встречены на межразломном хребте между разломами Меркурий и Марафон, где имеют позднеплиоцен-раннеплейстоценовый возраст (2–2,5 млн лет) [Сколотнев и др., 1999]. Судя по скорости полуспрединга для этого участка САХ – около 1,3 см/год [Roest, Collete, 1986], вулканы располагаются на коре с возрастом около 5,5 млн лет, т.е. имеют наложенный характер.

В области сочленения рифта и разлома Зеленого Мыса развиты глубокая nodальная впадина и мощное угловое поднятие, сложенное глубинными породами: ультрабазитами и габброидами; среди последних много метаморфизованных разностей [Перфильев и др., 1996]. Судя по непосредственным наблюдениям с подводного обитаемого аппарата «Наутилус» [Casey et al., 1992], комплекс пород, слагающих угловое поднятие, контактирует со свежими базальтами рифтовой долины по поверхности глубинного тектонического срыва (detachment fault). По всем признакам это угловое поднятие – океанический коровый комплекс, образующий куполообразную структуру (megamullion structure) [Tucholke et al., 1998]. Такие структуры были задокументированы при детальной многолучевой съемке в четырех местах на обоих флангах непосредственно к югу и северу от разлома в приосевой зоне [Fujiwara et al., 2003].

Базируясь на ассоциациях пород, поднятых при ступенчатом драгировании, на изученной площади выделены три основные структурно-вещественных комплекса. Разломный комплекс, приуроченный к структурам разлома (днище, борта трога и поперечный хребет), представлен ультрабазитами (доминируют), габброидами, долеритами, метаморфитами и зеленокаменно измененными базальтами, находящимися в сложных тектонических отношениях друг с другом.

Часто эти породы в различной степени тектонизированы. Гребневый комплекс образован либо свежими базальтами, либо базальтами с поверхностным парагенезисом вторичных минералов (глауконитоподобные фазы, гидроксиды железа, палагонит). Этот комплекс распространен, главным образом, в центральной части сегмента, между разломами Зеленого Мыса и Марафон, где он слагает рифтовые горы, борта и днище рифтовой долины. Мощность базальтового разреза может составлять несколько сот метров.

Промежуточный комплекс состоит из пород, близких к породам разломного и гребневого комплексов, при явном преобладании пород глубинного генезиса. Относительно свежие базальты залегают на породах глубинного генезиса, находящихся в сложных тектонических взаимоотношениях. Мощность базальтового горизонта крайне мала (меньше 100 м). Нижний комплекс тектонически расслоен. Недавно это было подтверждено глубоководным бурением (скв. 1272, 1274 и др. [Leg 209, 2003]). Пространственно промежуточный комплекс располагается между разломным и гребневым комплексами, слагая борта и днище рифтовой долины, а также протяженные резко очерченные субмеридиональные хребты. Ширина полосы, занимаемой этим комплексом у разлома Зеленого Мыса существенно больше, чем у разлома Марафон. Локально он встречается также на участках нетрансформных смещений [Beltenev et al., 2007].

Пространственное распространение выделенных комплексов хорошо коррелирует с площадным распределением мантийных аномалий Буге и аномалий магнитного поля [Fujiwara et al., 2003]. Минимальные значения аномалий Буге приурочены к полю распространения гребневого комплекса (повышенная мощность коры), максимальные – к разломному комплексу (пониженная мощность), промежуточные значения – к промежуточному комплексу. В области гребневого комплекса магнитные аномалии имеют отчетливый линейный характер, свидетельствуя об симметричном спрединге на этом участке. В области промежуточного комплекса магнитные аномалии имеют низкую амплитуду, они – прерывистые, неотчетливо линейные, что указывает на асимметричный спрединг.

Выявленные типы разрезов океанской литосферы и особенности их пространственного распространения находятся в хорошем соответствии с представлениями о трехмерном характере мантийного апвеллинга под медленноспрединговыми хребтами, к которым относится САХ [Fox, Gallo, 1984; Whitehead et al., 1984; Niu, Batiza, 1994; Гуревич и др., 2002]. В сегменте рифтовой долины, ограниченном трансформными разломами (иногда и нетрансформными нарушениями), вулканическая деятельность концентрируется в центральной части сегмента (вулканический центр), а вблизи трансформных разломов она резко редуцируется, в связи с чем здесь доминируют процессы тектонического растяжения (амагматичный, сухой спрединг). В то же время, очевидно, что совмещение геохимической и батиметрической аномалий (последняя, скорее всего, свидетельствует о повышенной мощности коры) приблизительно в центральной части сегмента указывает и на дополнительный источник поступления магмы – плавление наряду с деплетированной и обогащенной мантией.

Анализ пространственного распространения петрогеохимически различных типов базальтов на изученном полигоне позволяет сделать вывод, что вулканизм на данном сегменте САХ имеет циклический характер [Сколотнев и др., 1999]. В течение тектоно-магматического цикла происходит смена состава изливающихся базальтов с деплетированного на все более обогащенный,

при этом толеиты Т-типа сменяются толеитами Р-типа MORB. Продолжительность последнего цикла около 2–2,5 млн лет. Общая геологическая ситуация свидетельствует о связи излияния обогащенных вулканитов в осевой зоне с формированием вулканического хребта Ресечер. Наиболее крупная гора находится на восточном фланге хребта Ресечер. Ее возраст определен как 25 млн лет [Сколотнев и др., 1999]. Она располагается на коре с возрастом также около 25 млн лет. Таким образом, эта гора формировалась непосредственно в осевой части спрединга или вблизи нее. В последующее время интенсивность магматической активности, приведшей к образованию хребта Ресечер, затухала, при этом она носила импульсный характер. В настоящее время помимо центральной части сегмента излияние обогащенных базальтов также поддерживается в зонах пересечения рифта и разломов, где в силу особенностей трехмерного апвеллинга существуют условия для генерации более глубоких выплывов.

Отмеченные особенности строения и состава гребневой зоны САХ между разломами Марафон и Зеленого Мыса близки к таковым в областях влияния плюмовой активности на процессы аккреции коры в осевых зонах спрединга. Однако масштаб этих явлений здесь меньше по сравнению с областью влияния плюма Сьерра-Леоне и тем более Азорского плюма (см. ранее). Это своеобразный «микроплюм». Происхождение таких мелкомасштабных мантийных неоднородностей является предметом острых дискуссий, поскольку, с одной стороны, в хорошо перемешанной в результате конвективных движений мантии, при плавлении которой образуются деплетированные базальты, они не должны были бы сохраняться, а с другой – эти неоднородности слишком малы по размерам, чтобы претендовать на роль плюма более глубокой мантии [Sleep, 1984; Schilling, 1985; Shirey et al., 1987; Dosso et al., 1991, 1993; Michael et al., 1994; Moreira et al., 1999; Пейве, 2002]. Одна из альтернативных точек зрения предполагает, что домен обогащенной мантии пассивно располагается в деплетированной мантии, будучи внедрен туда на стадии раскола континентов.

Вулканический хребет Ресечер, как основная структура проявления мантийной неоднородности под этим участком океанского дна, ориентирован вдоль трансформного разлома Зеленого Мыса. Параллельно ему к северу от этого разлома протягивается трог Ройял – структура растяжения, с бортов которой также драгированы обогащенные толеиты [Пушаровский и др., 1989]. В работе [Roest, Collete, 1986] система трог Ройял–хребет Ресечер рассматривается в качестве вулканотектонического комплекса растяжения, происходящего в меридиональном направлении. Обстановка растяжения и могла привести к декомпрессионному плавлению в линейной зоне и соответственно к повышению магматического бюджета, вовлечению в процесс плавления более глубоких слоев астеносферной мантии, содержащих обогащенный мантийный компонент, и выплавлению щелочных базальтов и обогащенных толеитов. В то же время следует отметить, что по данным сейсмотомографии в современное время под осевой частью данного сегмента САХ в верхней мантии располагается область пониженных сейсмических скоростей, что свидетельствует о повышенной температуре верхней мантии [Grand et al., 1997; Becker, Boschi, 2002].

Возникновение зоны растяжения вблизи активной части разлома Зеленого Мыса могло быть обусловлено перемещением разделяемых им литосферных масс, относительно друг друга, в частности вращением южного блока относительно северного по часовой стрелке. На это указывает наличие структур сжатия

на западном фланге этой разломной зоны в виде хребтов Тибурон и Барракуда, сформировавшихся в постолigoценовое время [Roest, Collete, 1986]. В ходе формирования этих хребтов происходило выжимание тектонических пластин, сложенных породами нижней коры и верхней мантии, и формирование надвигов северной вергентности [Зинкевич, Магакян, 1990]. Следует также отметить, что по данным магнитного профилирования данного региона [Cande, Kent, 1992] 25–26 млн лет назад (между аномалиями 6 и 8) имело место резкое изменение скорости и направления спрединга (поворот против часовой стрелки).

Трог Рояйл и трог Ресечер, судя по их расстоянию от оси спрединга, не могли возникнуть ранее 11 млн лет назад и, следовательно, не могут рассматриваться в качестве динамопары хребту Ресечер. По-видимому, зона растяжения, локализованная в раннемиоценовое время в районе хребта Ресечер, позднее мигрировала в соседние участки дна, что привело к формированию этих трогов грабеновой природы.

Региональные геологические исследования в этом районе дали начало многочисленным геолого-геофизическим работам, приведшим к открытию двух полей действующих высокотемпературных гидротермальных систем, с которыми связаны крупные залежи полиметаллических руд типа черных курильщиков. Они открыты в ходе специализированных экспедиций на НИС «Профессор Логачев» вблизи разлома Зеленого Мыса (14°43' с.ш. – поле «Логачев»), [Ашадзе и др., 1999] и вблизи разлома Марафон (12°58' с.ш. – поле «Ашадзе») [Beltenev et al., 2002].

Важную информацию о развитии флангов САХ дало изучение осадочного чехла пассивных частей долин разломов Марафон, Меркурий, Архангельского и Долдрамс с помощью метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) [Мазарович, 1993, 2000; Мазарович и др., 1992,]. Как правило, мощность осадочного заполнения возрастает по направлению к флангам хребта, при этом на многих участках осадочный чехол подразделяется на два сейсмокомплекса, нижний из которых претерпел пликативные деформации. Внутри осадочного чехла имеются диапировидные структуры или структуры протыкания различных размеров, особенно их много в разломной зоне Долдрамс [Мазарович, Соколов, 1997]. Эти структуры преимущественно располагаются в нижнем сейсмокомплексе, однако некоторые из них протыкают и верхний комплекс, деформируя его в своих окрестностях и над собой. Вдоль разломов они распространены неравномерно. На пространстве между разломами Архангельского и Вернадского имеются три области частого расположения диапировидных структур. К двум из них – на западном и восточном флангах САХ – приурочены также зоны разломов северо-западного простирания [Мазарович, Соколов, 1997, 2002]. На ряде участков разломных долин шириной около 50–60 км наблюдаются зоны деформаций, в пределах которых резко падает мощность осадков внутри долины, обрамляющейся квестообразными хребтами. Эти хребты, а также сами долины рассекаются субмеридиональными депрессиями и уступами.

Соотношения строения хребта в приосевой зоне и на флангах хорошо видны на профилях НСП, пересекающих хребет вдали от трансформных разломов. Один из профилей, расположенный между разломами Марафон и Зеленого Мыса, описывается в работе [Антипов и др., 1990]. На этом профиле наблюдается резкое различие в характере рельефа хребта в полосе шириной около

720 км, занимающей срединное положение, и на более фланговых участках. В первом случае рельеф резко расчлененный, во втором – существенно более сглаженный. На западном фланге в зоне перехода между хребтом и котловиной развито пологое поднятие шириной около 200 км, а сглаженность рельефа возрастает еще более.

В разрезе выделяются три сейсмокомплекса переменной мощности. Самый верхний из них распространен только в приосевой части хребта. Далее к флангам хребта в 720-километровой полосе он с угловым несогласием перекрывает средний сейсмокомплекс. За пределами этой полосы в области сглаженного рельефа эти два комплекса подстилаются с угловым несогласием нижним комплексом, но между верхним и средним комплексом угловое несогласие отсутствует. М.П. Антипов с соавторами (1990) следующим образом интерпретируют эти наблюдения. На ранних стадиях развития хребта относительно слабо расчлененный рельеф покрывался осадками нижнего комплекса. Приблизительно на рубеже среднего–позднего эоцена произошли вертикальные движения, придавшие наклон осадочным слоям, в это же время сменился характер процессов в осевой зоне спрединга, обусловивший в дальнейшем формирование сильно расчлененного рельефа. В соответствии с работой [Cande, Kent, 1992] около этого времени резко снизилась скорость спрединга. Сильно расчлененный рельеф вначале перекрывался отложениями среднего комплекса, которые претерпели наклон в пределах только этой области рельефа приблизительно на рубеже миоцена и плиоцена. Верхний, самый поздний комплекс, залегающий преимущественно горизонтально, на некоторых поднятиях также подвергается наклону, что указывает на активизацию этих поднятий в позднечетвертичное время.

Таким образом, океаническая кора на флангах САХ в пределах Южной провинции подвергается деформациям различного типа и генезиса.

Центральная провинция

Данная провинция протяженностью 920 км заключена между разломами Зеленого Мыса и Кейн (23,8° с.ш.) (рис. 21). Она смещена к западу относительно Южной провинции примерно на 195 км по разлому Зеленого Мыса. Хребет обособляется от абиссальных структур на уровне изобаты 5000 м, в соответствии с контурами которой простирание хребта север–северо-восточное. Средняя ширина хребта на уровне изобаты 5000 м – 1200 км, изобаты 4500 м – 750–800 км. В пределах этой провинции в осевой части резко доминируют деплетированные базальты, хотя в ее южной части до 17,15° с.ш. еще продолжается влияние изотопно-геохимической аномалии, развитой между разломами Зеленого Мыса и Марафон, что обнаруживается по распространению обогащенных базальтов [Dosso et al., 1993].

Гребневая зона шириной 110–150 км на уровне изобаты 3200 м хорошо развита на всем протяжении. Она заметно выше в южной части провинции примерно до разлома Видал. Хорошо выраженная глубокая рифтовая долина расчленена трансформными разломами с небольшими оффсетами: Видал (17,54° с.ш., левосторонний оффсет около 20 км), Северный Лаймес (18,48° с.ш., правосторонний оффсет около 35 км), Южный Лаймес (18,9° с.ш., левосторонний оффсет около 30 км), и нетрансформными нарушениями на большое количество сегментов более высокого порядка протяженностью 60–90 км. Смещения здесь как левосторонние, так и правосторонние, так что в целом хребет и его гребне-

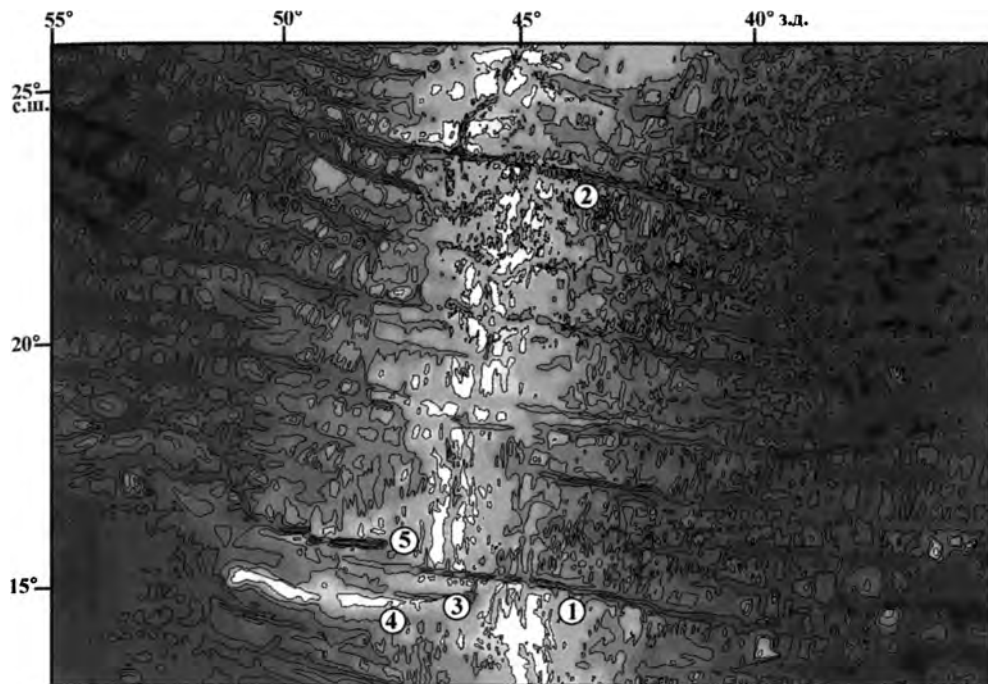


Рис. 21. Обзорная батиметрическая карта САХ в пределах Центральной тектонической провинции 2-го порядка по данным [Digital..., 1997]

Цифры в кружках: *трансформные разломы*: 1 – Зеленого Мыса, 2 – Кейн; *другие структуры*: 3 – трог Ресечер, 4 – хребет Ресечер, 5 – трог Ройял

вая зона в этом сегменте прямолинейны. В зонах нетрансформных нарушений, преимущественно развитых в северной половине провинции, в гребневой зоне формируются характерные клиновидные формы, указывающие на явления проградации рифта преимущественно к югу. На флангах хребта клиновидные формы переходят в прямолинейные трог, по-видимому, являющиеся пассивными частями палеотрансформов. Они имеют простирания, субпараллельные разлому Зеленого Мыса.

Рифтовая долина ортогональна ограничительным трансформным разломам, в целом конкордантна с общим простиранием хребта и за некоторыми исключениями занимает срединное положение в хребте.

Было проведено детальное изучение участка САХ непосредственно к югу от разлома Кейн (полигон MARK). Вблизи зоны сочленения разлома и рифта на широте 23,5° с.ш. выявлена типичная куполообразная структура с характерной широтной линейностью, развитой на ее поверхности (megamullion structure) [Tucholke et al., 1998; Karson, 1999]. Еще южнее изучалась область, имеющая в плане ромбовидную форму с осью симметрии, совпадающей с рифтовой долиной. Эта область около 200 км в поперечнике ограничена с юга и севера клиновидными формами (или V-формами) с противоположными направлениями, пересекающими рифтовую долину на 23,1° с.ш. и 22,1° с.ш. и состоящими из небольших удлинённых депрессий разных простираний. Клиновидные формы сложены

преимущественно ультрабазитами и в меньшей степени габброидами, имеют пониженную мощность коры, контрастный рельеф, образованный структурами широтного и косого простирания [Detrick et al., 1984; Gente et al., 1994; Cannat et al., 1995]. Внутренние домены ромбовидной области сложены базальтами, которые образуют структуры, субпараллельные рифтовой долине. Данные проведенных исследований говорят о том, что в этой области происходит вдольосевое разрастание рифта в обе стороны от центральной части спрединговой ячейки, под которой локализуется мантийный диапир [Cannat et al., 1995].

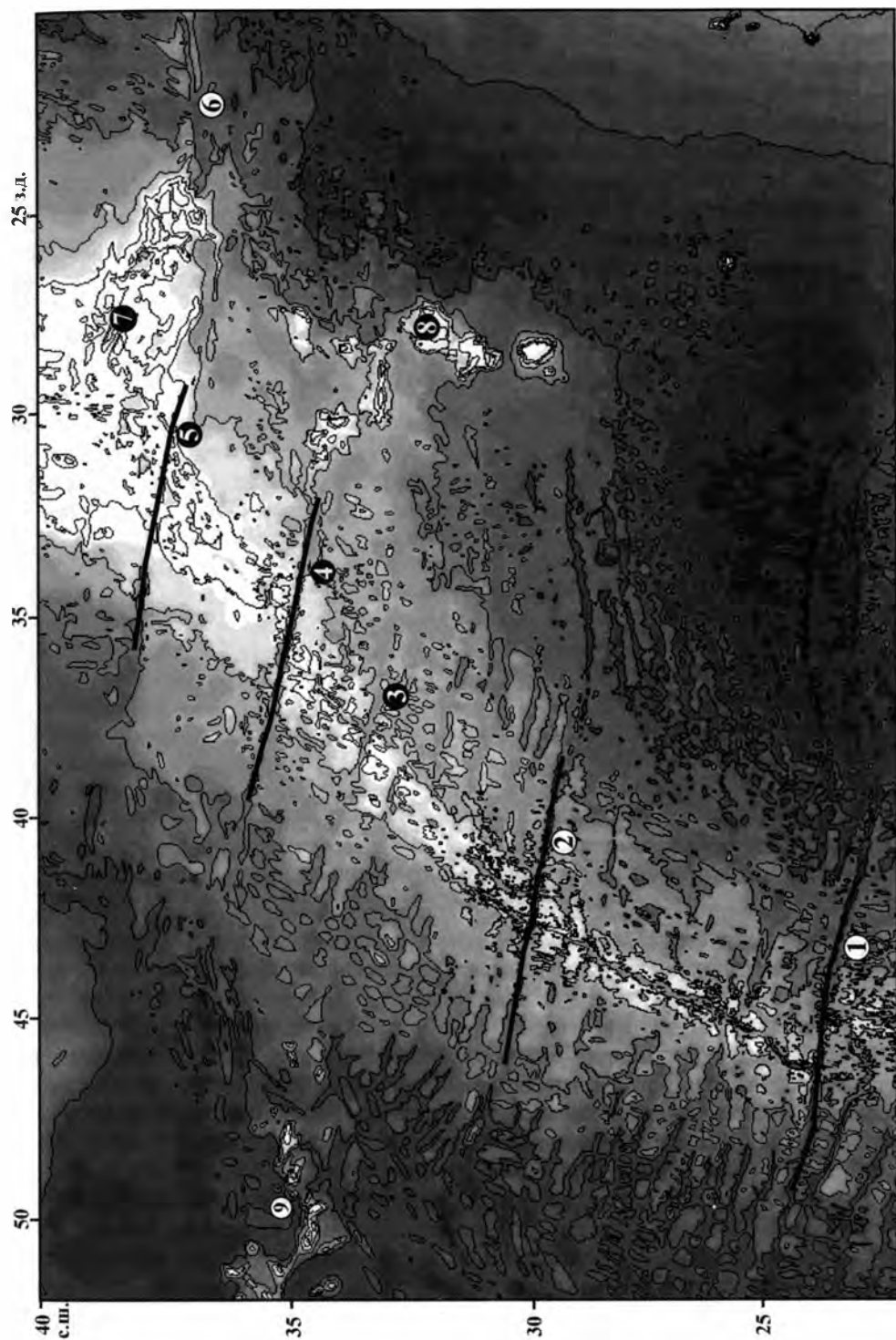
Петрологические исследования базальтов позволили понять природу еще более тонкой сегментации САХ на площади MARK, оцениваемой масштабами около 20 км. Это магматические сегменты САХ, также ограничиваемые нетрансформными смещениями, но не имеющие каких либо следов за пределами рифтовой долины. Появление этих сегментов связано с фокусированной поставкой расплава к поверхности, концентрирующейся в зоне мантии непосредственно ниже центра сегмента [Reynolds, Langmuir, 1997]. В коре над такими зонами закладываются магматические камеры. Одна из подобных камер была обнаружена при сейсмических исследованиях с помощью метода преломленных волн [Purdy, Detrick, 1986]. На 120-километровом вдольосевом профиле, ограниченном нетрансформными нарушениями на широтах 23,1°с.ш. и 22,45°с.ш., мощность коры под рифтовой долиной составляет 6–7 км. В пределах нижней коры под центральной частью сегмента находится вертикальное тело небольшого поперечного размера (до 15 км) с пониженной плотностью, которое не может быть интерпретировано иначе как формирующееся интрузивное тело с частично расплавленным материалом над местом поставки расплавов из мантии. Эти данные находятся в хорошем соответствии с представлениями, развивающимися в работе [Sinton, Detrick, 1992], о фактическом отсутствии крупных магматических камер под медленноспрединговыми хребтами. По мнению этих исследователей, формирование 3-го слоя океанической коры происходит здесь именно в результате внедрения небольших частично расплавленных тел основного состава в нижнюю кору.

Азорская провинция

Провинция протяженностью 3200 км заключена между разломом Кейн, по которому она смещается к западу на 150 км, и широтой 47° с.ш., после которой хребет резко изменяет простирание, поворачиваясь против часовой стрелки (рис. 22, 23). Эта провинция соответствует северному флангу общей дуги САХ в Центральной Атлантике. Ее строение определяется близостью Азорского поднятия, располагающегося несколько севернее центра провинции. Напротив него находится самая высокая приосевая часть САХ в Центральной Атлантике – Азорская платформа (см. рис. 14). Ширина хребта с юга на север постепенно увеличивается в сторону Азорской платформы на уровне изобаты 5000 м от

Рис. 22. Обзорная батиметрическая карта САХ в пределах южной части Азорской тектонической провинции 2-го порядка (по данным [Digital..., 1997])

Черные линии – границы между тектоническими провинциями 3-го порядка; цифры в кружках – трансформные разломы, нетрансформные нарушения: 1 – Кейн, 2 – Атлантис, 3 – Хейс, 4 – Океанограф, 5 – Пико, 6 – Восточно-Азорский; другие структуры: 7 – Азорское поднятие, 8 – группа гор Атлантис–Грейт-Метеор, 9 – горы Корнер



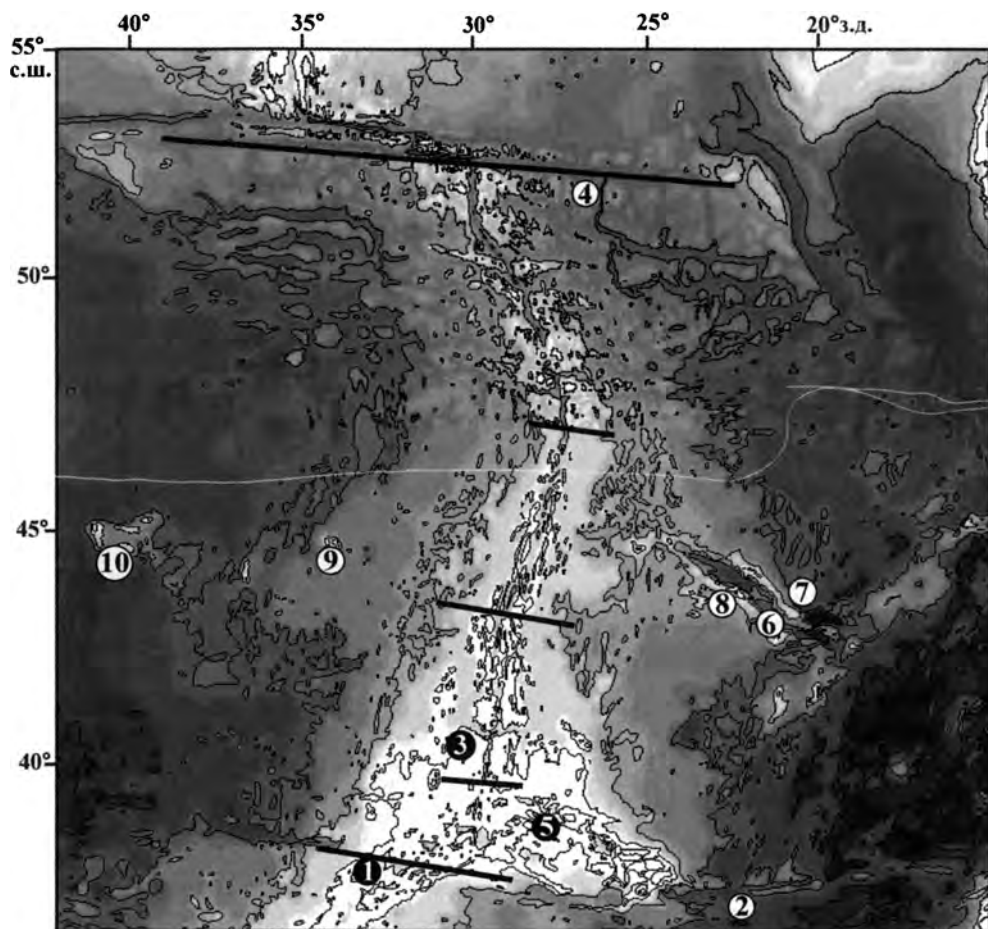


Рис. 23. Обзорная батиметрическая карта САХ в пределах северной части Азорской и Северной тектонических провинций 2-го порядка (по данным [Digital..., 1997])

Черные линии – границы между тектоническими провинциями 3-го порядка; цифры в кружках – трансформные разломы, нетрансформные нарушения: 1 – Пико, 2 – Восточно-Азорский, 3 – Курчатова, 4 – Чарли Гиббс; другие структуры: 5 – Азорское поднятие, 6 – трог Кинг, 7 – хребет Палмер, 8 – гора Антиальтаир, 9 – гора Альтаир, 10 – горы Милл

1200 до 1700 км, а изобаты 4500 м от 750 до 1050 км. В силу этого хребет в плане имеет V-образную форму, острием направленную к югу. В северном направлении ширина хребта начинает возрастать на все менее глубинных уровнях: к северу от разлома Атлантис наблюдается расширение на уровне изобаты 3200 м от 150 до 550 км, разлома Хейс на уровне изобаты 2500 м от 80 до 240 км, разлома Океанограф на уровне изобаты 1800 м от 85 до 210 км. В этом же направлении возрастает средняя высота хребта. В полосе приосевой зоны шириной около 150 км севернее разлома Атлантис преобладают высоты выше изобаты 2500 м, севернее разлома Хейс – 2000 м, севернее разлома Пико – 1600 м. Средняя осевая высота возрастает постепенно на 2000 м, делая скачок в районе разлома Океанограф: южнее разлома Атлантис она составляет 3850 м,

а в районе Азорской платформы – 1800 м [Detrick, et al., 1995]. В этом же направлении уменьшается глубина рифтовой долины. Непосредственно в области Азорской платформы рифтовая долина отсутствует. Зона спрединга здесь представлена неглубокой (около 200 м) широкой (5–7 км) депрессией север–северо-восточного простирания, ограничиваемой невысокими (200–300 м) хребтами [Detrick et al., 1995].

К северу от Азорского поднятия ширина хребта изменяется слабо и лишь на границе с другой, более северной провинцией она резко сокращается. Однако ширина хребта на более высоких уровнях, начиная с изобаты 3000 м, постепенно уменьшается к северу, что означает, что уменьшается и средняя высота гребневой зоны.

Как говорилось выше, на этом участке САХ между 33° с.ш. (вблизи разлома Хейс) и 50° с.ш. развиты в различной степени обогащенные базальты [Schilling et al., 1983] (см. рис. 14). Наблюдается понижение степени обогащения осевых базальтов от Азорского поднятия в сторону ограничений провинции. На фоне этих региональных градиентов выделяются три пика изотопно-геохимических аномалий, сопоставимых с таковыми в районе Азорского поднятия: в областях 35° с.ш. (вблизи разлома Океанограф), 43° с.ш. и 46° с.ш. [Schilling et al., 1983, Shirey et al., 1987, Dongmei et al., 1997, Dosso et al., 1999].

САХ в пределах Азорской провинции делает несколько относительно резких изменений своего генерального простирания, что в данном случае и определяет его сегментацию (см. рис. 22, 23).

Самая южная провинция 3-го порядка протяженностью 760 км ограничена разломами Кейн и Атлантис (30,1° с.ш.); после разлома Кейн САХ поворачивается относительно Центральной провинции по часовой стрелке примерно на 12°, тогда как сам разлом Кейн (простирание около 97°) поворачивается относительно разлома Зеленого Мыса на незначительную величину. Результаты детальной батиметрической съемки на площади этой провинции представлены в работе [Purdy et al., 1990]. Средняя глубина рифтовой долины – около 3500 м. На днище долины развиты вытянутые по ее простиранию цепочки округлых вулканов высотой 50–650 м. Северный отрезок рифта ортогонален разлому Кейн на протяжении 70 км. Далее на север генеральное северо-восточное простирание рифтовой долины (около 30°) совпадает с простиранием хребта в целом, она практически прямолинейна и не испытывает заметных смещений, но разбивается нетрансформными нарушениями на сегменты более высокого порядка протяженностью 18–75 км [Lin et al., 1990]. Эти нарушения в южной и северной частях провинции имеют клиновидную форму, при этом северные нарушения направлены навстречу южным. В центральной части провинции они относительно прямолинейны. На флангах хребта на продолжении нетрансформных смещений располагаются долины палеотрансформов, их простирание примерно ортогонально общему простиранию хребта и субпараллельно простиранию пассивных частей разломов Кейн и Атлантис. Последние испытывают заметные ундуляции простирания. Как показывают результаты магнитного профилирования в этом районе, смены простирания палеотрансформных участков, свидетельствующие об изменении направления спрединга, связаны с эпохами резкого изменения скорости спрединга [Cande, Kent, 1992]. Наиболее значимые из них это поворот против часовой стрелки около 70–80 млн лет назад и поворот по часовой стрелке 46–49 млн лет назад.

Разлом Атлантис повернут относительно разлома Кейн по часовой стрелке, его простирание около 102° , он имеет правостороннее смещение. Осевые базальты этой провинции представлены деплетированными разностями N-MORB типа [Schilling et al., 1983; Dosso et al., 1999].

Следующая к северу провинция 3-го порядка протяженностью 825 км поворачивается относительно предыдущей по часовой стрелке примерно на 15° . Она ограничена субпараллельными разломами Атлантис и Океанограф ($35,1^\circ$ с.ш.). По разлому Атлантис сегмент смещается к востоку на 65 км.

Осевые базальты в этой провинции к югу от разлома Хейс представлены деплетированными разностями N-MORB типа, а к северу – обогащенными толеитами T- и P-MORB типов, при этом, как говорилось выше, они образуют градиент обогащения, ориентированный к северу [Schilling et al., 1983; Dosso et al., 1999]. Перед разломом Хейс и далее к северу заметно повышается высотный уровень гребневой зоны (см. рис. 14), характерной структурой рифтовых долин становятся неовулканические хребты, простирание которых более меридионально по сравнению с генеральным простиранием рифтовой долины.

Зона перехода между двумя провинциями 3-го порядка детально исследована с помощью батиметрической, магнитной и гравиметрической съемках, охватывающих приосевую часть хребта между широтами $28,5 - 31,5^\circ$ с.ш. [Lin et al., 1990; Sempere et al., 1995]. Строение дна к югу и к северу от разлома Атлантис заметно отличается. Генеральное простирание рифтовой долины к югу от разлома – около 22° , а к северу – около 40° . Отдельные сегменты рифта на юге, представленные рифтовыми долинами глубиной 1000–3000 м, имеют простирание $12-15^\circ$, что близко к ортогонали по отношению к разлому Атлантис. Северные сегменты, за исключением причленяющегося к разлому Атлантис, представленные неовулканическими хребтами высотой 100–500 м, имеют простирание около 22° .

Анализ полученных данных [Sempere et al., 1995] показывает, что разделение изученной области на сегменты длиной 20–50 км производится нетрансформными нарушениями, фланговые дискордантные зоны которых образуют в плане клиновидные формы, направленные на юг, что свидетельствует о миграции нарушений вдоль оси хребта к югу. Дискордантные зоны состоят из отдельных трогов и впадин глубиной 500–1000 м. Сегментирование осевой части хребта вызвано пространственно-временной неравномерностью мантийного апвеллинга, фокусирующегося под центральными частями сегментов. При этом к югу от разлома Атлантис стиль сегментации, наблюдающийся в настоящее время, установился около 10 млн лет назад, а к северу 2–3 млн лет назад. За это время, как следует из анализа магнитных аномалий, между 8 и 7 млн лет назад произошло резкое уменьшения скорости спрединга и изменение его направления. С 7 млн лет назад началась и миграция нетрансформных нарушений к югу. Установлено, что в разных сегментах в последние 10 млн лет спрединг асимметричен и происходит с разной скоростью. Это означает, что в осевой части хребта соседние сегменты ведут себя независимо и не связаны жестко с расходящимися плитами. Наблюдаются закономерные вариации мощности коры вдоль осевой части, оцениваемой по величине мантийных аномалий Буге [Lin et al., 1990]: наибольшие мощности отмечены под центральными участками сегментов, наименьшие – на его окончаниях. По мнению, высказанному в работе [Lin et al., 1990], полученные результаты свидетельствуют о том,

что смещения по нетрансформным нарушениям не есть результат образования эшелонированных трещин в коре, обусловленного ее растяжением в области расхождения плит, но является отражением фундаментальных особенностей магматического и аккреционного процессов.

В северной части этой провинции между разломами Хейс (33,5° с.ш., оффсет 115 км) и Океанограф (33–35° с.ш.) была проведена батиметрическая съемка [Needham, et al., 1992], а с помощью метода преломленных волн изучены вдольосевые вариации мощности коры и структура коры и верхней мантии [Hoft et al., 2000]. На этой площади выделяются три сегмента, ограниченные нетрансформными смещениями с амплитудой 35 км. Общее простирание рифтовой долины – 15°, оно ортогонально разлому Океанограф, но неовулканические хребты, встречающиеся в центральной части сегментов, имеют простирание около 5°. Сегменты заметно отличаются друг от друга по морфологии, при этом высота дна рифтовой долины при уменьшении ее ширины и собственной глубины возрастает в северном направлении. В наиболее южном сегменте глубина дна рифтовой долины в центральной части сегмента 3000 м и 3600–3900 м на его окончаниях. В наиболее северном сегменте в центральной части она составляет 2200 м, на окончаниях – 3000–4000 м; глубина самой долины всего 400 м, а перепад глубин по осевой части в пределах сегмента до 2,5 км. Этот сегмент в центральной части пересекается цепочкой подводных гор, достигающих высоты 500 м и простирающихся на обоих флангах параллельно разлому Океанограф до коры с возрастом 8 млн лет. От южного сегмента к северному закономерно изменяется мощность коры: соответственно 6,6, 6,9 и 8,1 км в центральной части каждого сегмента [Hoft et al., 2000] (рис. 24). Мощность коры на окончаниях сегментов 2,5–5 км и не обнаруживает каких-либо закономерных вариаций. Таким образом, мощность коры в значительной степени определяет ее прочность и тем самым глубину и ширину рифтовой долины. Установленные вариации мощности коры (3–6 км) соответствуют предсказанным по мантийным аномалиям Буге [Detric et al., 1995].

С помощью спускаемого аппарата «Наутилус» и драгирования показана современная вулканическая активность и широкое распространение базальтов в центральных частях сегментов [Schilling et al., 1983; Shirey et al., 1987; Bideau et al., 1996]. В районе нетрансформных смещений распространены преимущественно ультрабазиты [Gracia et al., 1997].

Анализ скоростной структуры коры и верхней мантии [Hoft et al., 2000] позволил выявить в верхней части коры небольшие тела действующих и уже остывших магматических камер, а вблизи разлома Океанограф более крупное тело в нижней коре с частично расплавленным материалом (см. рис. 24). Установлено, что мощность коры в центральной части сегмента увеличивается за счет увеличения мощности нижней коры. Основываясь на этом факте, авторы работы [Hoft et al., 2000] считают, что нижняя кора под центральной частью каждого сегмента это то место, куда происходит нагнетание расплава из мантии. Отсюда расплав перераспределяется вдоль оси, по-видимому, на уровне зоны перехода между пластичными и хрупкими деформациями путем дайковых инъекций.

Из сказанного выше следует, что наибольшей мощностью обладает сегмент, непосредственно прилегающий к разлому Океанограф. Он же характеризуется и аномальными по сравнению с другими сегментами характеристиками рельефа. Как уже говорилось, именно в районе этого сегмента (аномалия 35° с.ш.)

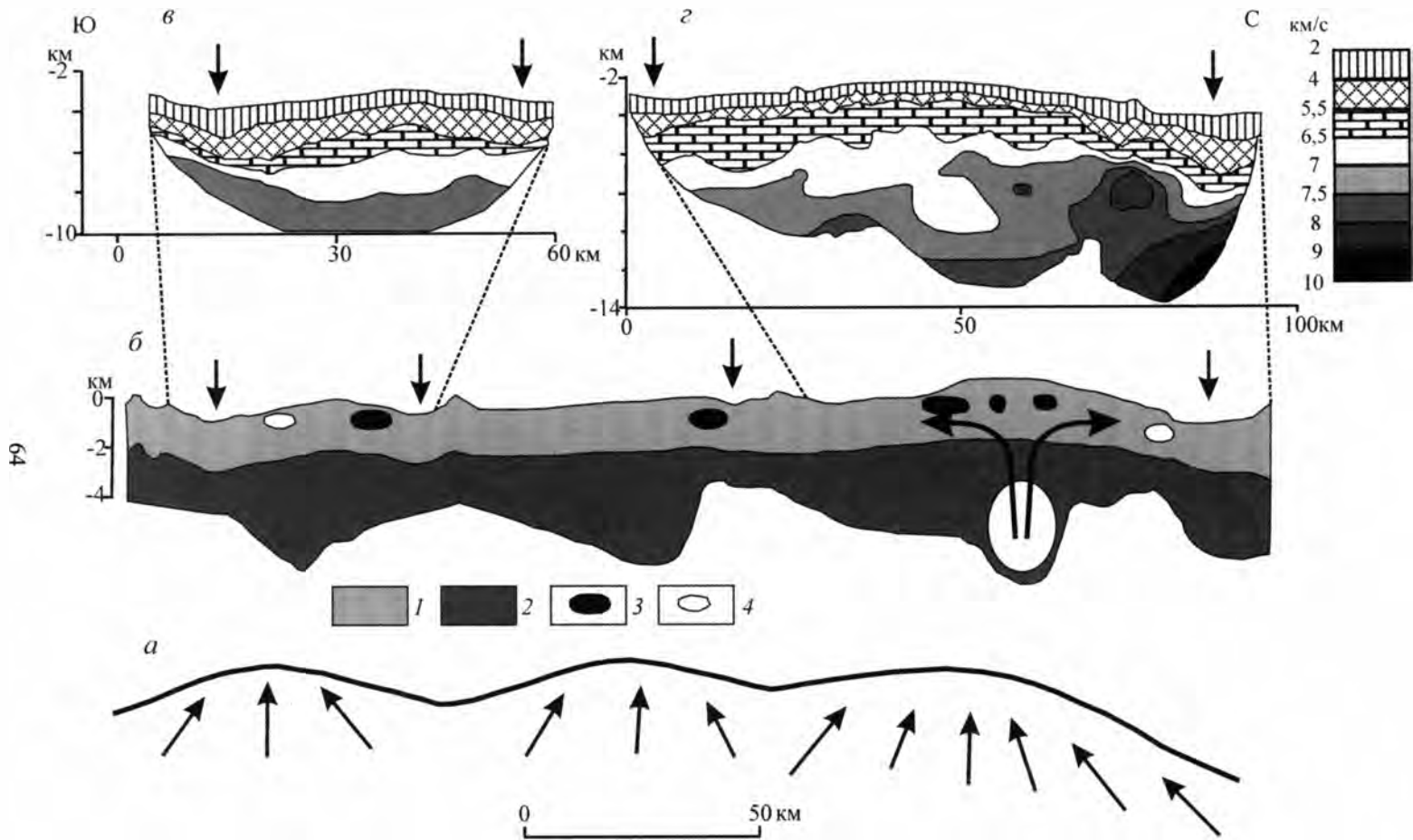


Рис. 24. Вариации мощности и модель строения коры вдоль оси рифта к югу от разлома Океанограф (по данным [Hoof et al., 2000]), построенные на основе измерения скорости сейсмических преломленных волн.

а. Вдольосевая топография верхней поверхности зоны апвеллинга. Стрелки показывают характер фокусировки расплавов, генерированных в верхней мантии: расплавы мигрируют в сторону подъема зоны апвеллинга, наибольшие подъемы располагаются примерно под центральными частями рифтовых сегментов. *б.* Модель строения коры: 1 – верхняя кора, 2 – нижняя кора; плотностные неоднородности: 3 – более плотные, 4 – менее плотные. В нижней коре сегмента непосредственно к югу от разлома Океанограф видно частично расплавленное магматическое тело. Стрелки показывают направление внутрикоревой миграции расплава, предположительно вдоль границы пластических и хрупких деформаций. *в.* Скоростная структура коры и верхней мантии под рифтовым сегментом, удаленным от разлома Океанограф. *г.* Скоростная структура коры и верхней мантии под рифтовым сегментом, непосредственно к югу от разлома Океанограф. Вертикальные стрелки – положение нетрансформных нарушений; крайняя северная стрелка – положение разлома Океанограф

выявлена изотопно-геохимическая аномалия в составе базальтов (см. рис. 14). Важно еще отметить, что восточный фланг САХ здесь резко расширяется и соединяется с поднятием, которое венчается группой подводных гор Атлантис–Грейт Метеор (см. рис. 22). В связи с этим в ряде работ рассматривается возможность влияния плюма Грейт–Метеор на осевой вулканизм в районе разлома Океанограф [Rideout, Schilling, 1985; Tucholke, Smoot, 1990]. С активностью этого плюма, предположительно центрировавшегося в осевой части САХ 75–38 млн лет назад [Duncan, 1984], связывается и происхождение группы подводных гор Корнер, находящихся на западном фланге САХ напротив этого сегмента (см. рис. 22).

Следующая, самая северная провинция ограничена разломами Океанограф и Пико (37,5° с.ш.). Ее протяженность – 420 км. По разлому Океанограф сегмент смещается к востоку на 135 км. Осевая зона хребта в целом прямолинейна, хотя в районе нетрансформных нарушений и трансформного разлома Южный Лакки Страйк (37,09° с.ш., оффсет 55 км) рифтовая долина испытывает небольшие смещения, разбиваясь на сегменты более высокого порядка протяженностью от 40 до 60 км. Эта сегментация отчетливо проявляется на батиметрической карте, построенной по данным многолучевого эхолотирования (рис. 25). Рифтовая долина – мелководная, морфологически не всегда хорошо выраженная. Гребневая зона осложнена дополнительными структурами, такими как симметричные хребты Флорес и Файял, протягивающиеся с севера под углом к осевой зоне, располагающиеся на противоположных флангах и сходящиеся к югу. Они состоят из отдельных вытянутых поднятий средним размером 15×40 км с высотами, достигающими изобаты 900 м.

В этой провинции между широтами 36,3° с.ш. и 37° с.ш. располагаются два полигона детальных геолого-геофизических исследований, охвативших осевую часть хребта: FAMOUS и AMAR [Ballard, van Andel, 1977; Crane, Ballard, 1981] (см. рис. 25). Осевые части полигонов прорезаются узкой неглубокой рифтовой долиной, смещаемой к востоку на расстояние около 25 км двумя нетрансформными нарушениями на уровне 36,5° с.ш. и 36,9° с.ш. Рифтовые долины имеют северо-восточное простирание под углом около 22°, нетрансформные нарушения ортогональны им. В местах пересечения рифтов с этими нарушениями развиты глубокие и широкие изометричные впадины. На флангах нетрансфор-

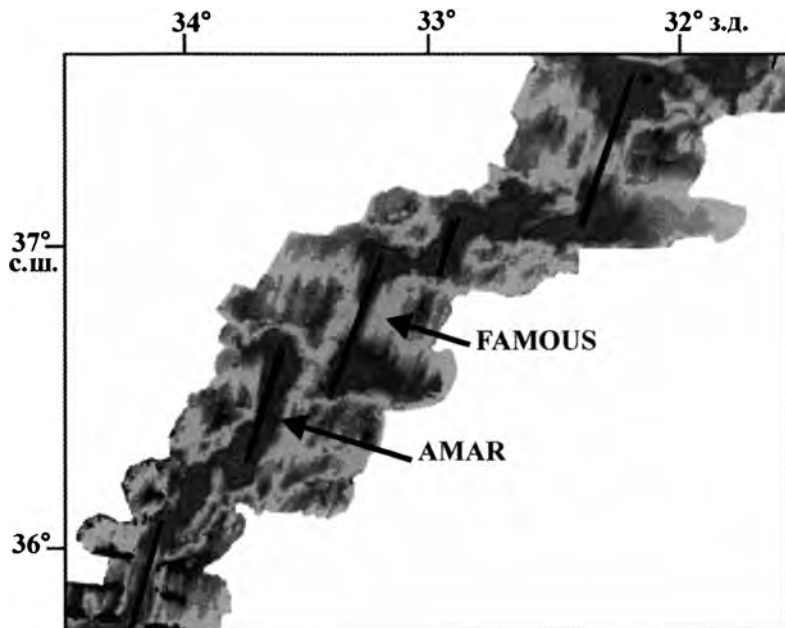


Рис. 25. Батиметрическая карта приосевой части САХ в районе полигонов FAMOUS и AMAR (по [Parson et al., 2000])

Черные линии – оси рифтовых долин

мных нарушений встречаются продолговатые депрессии, субпараллельные их простиранию. Выявлены тектоно-вулканические циклы развития осевой зоны этого участка САХ продолжительностью до 0,01–0,1 млн лет [Stakes et al., 1984], при этом установлено, что площадь AMAR находится на тектонической стадии, а площадь FAMOUS – на вулканической стадии развития этого цикла. В силу последнего обстоятельства на площади FAMOUS проявилась вулканическая сегментация рифтовой долины. В наиболее приподнятой и узкой центральной части сегмента между двумя нетрансформными смещениями развита гряда из нескольких вулканов центрального типа диаметром первые километры и высотой первые сотни метров; ближе к нетрансформным нарушениям вулканы отсутствуют. Вулканы сложены примитивными и слабодифференцированными базальтами, базальты вблизи нетрансформных нарушений заметно более дифференцированы. Наблюдаемые явления авторы работы [Stakes et al., 1984] объясняют периодическим появлением на уровне коры, формирующейся над мантийным диапиром, уплощенной магматической камеры небольших размеров под центральной частью сегмента. Магматическая камера разрастается вдоль оси спрединга, остывая и утончаясь, в силу чего на ее дистальных участках возникают более благоприятные условия для кристаллизационного фракционирования расплава, находящегося в ней. После остывания камеры в рифтовой долине преобладают тектонические процессы растрескивания.

От полигона FAMOUS и до разлома Пико в соответствии с батиметрической съемкой [Cannat et al., 1995] генеральное простирание рифтовой долины

северо-восточное – около 45° , а отдельные рифтовые сегменты, ограниченные нетрансформными смещениями, имеют простирание около 20° . Распространение фланговых частей нетрансформных смещений на этом участке ограничивается хребтами Флориш и Фаял.

Разлом Пико плохо выражен в рельефе, вероятно, к востоку он переходит в Восточно-Азорский разлом, простирающийся в широтном направлении в сторону континентального склона. На восточном фланге Восточно-Азорского разлома располагается ряд поднятий, и среди них хорошо изученный хребет Горриндж [Auzende et al., 1982; Вержбицкий и др., 1989; Galindo-Zaldivar et al., 2003] (см. рис. 13). Установлено покровно-надвиговое строение этой структуры, формирование которой началось около 20 млн лет назад и продолжается до нашего времени. Движение литопластин происходит с северо-запада на юго-восток [Вержбицкий и др., 1989].

Следующая более северная провинция ограничена разломом Пико и $39,4^\circ$ с.ш. (см. рис. 23). Ее протяженность – 280 км. В этом сегменте приосевая часть САХ представляет собой овальное поднятие, оконтуриваемое изобатой 2000 м, диаметром около 300 км. Это Азорская платформа, соединяющаяся на востоке с Азорским поднятием. Это наиболее высокий сегмент Центральной Атлантики: в приосевом поднятии доминируют высоты, превышающие изобату 1600 м, рифтовая долина отсутствует. Платформа осложнена более мелкими поднятиями, поднимающимися выше изобат 1300–1000 м и приуроченными к осевой части САХ, и изолированными депрессиями, вытянутыми преимущественно в широтном направлении. На флангах платформы наблюдаются два аномально высоких участка: на востоке это хребет Фаял, на западе – хребет Флориш, состоящие из цепочек вулканических конусов [Cannat et al., 1999]. Образующие в плане V-образную форму они практически сочленяются у полигона FAMOUS. В соответствии с работой [Vogt, 1979] эти хребты являются частями некогда единого вулканического плато, сформировавшегося в миоцене вследствие резкого усиления активности Азорского плюма. Мощность коры (12–14 км) в пределах плато примерно в 2 раза выше, чем в прилегающих осевых сегментах САХ [Cannat et al., 1999]. В работе [Vogt, 1979] также показано, что усиление активности Азорского плюма произошло около 10 млн лет назад и было вызвано повышением температуры мантии в районе плюма примерно на 70°C . Этот период длился примерно 3 млн лет; за это время температурная аномалия также распространилась к югу до участков южнее разлома Лакки Страйк. Эти два рубежа – 10 и 7 млн лет назад – распознаваемы в пределах всей Азорской провинции как эпохи резкого изменения скорости спрединга [Sempere et al., 1995].

Осевая часть САХ в пределах $33\text{--}40^\circ$ с.ш., включающая несколько провинций 3-го порядка, была охвачена детальной батиметрической и гравиметрической съемкой в рамках проекта FARA [Detrick, et al., 1995]. САХ был разбит на сегменты протяженностью 20–100 км. Мощность коры, оцененная по мантийным аномалиям Буге, закономерно варьирует, уменьшаясь вблизи ограничений каждого сегмента на 2–3 км по сравнению с центральной частью. Выявлена также резкая асимметрия в мощности коры вблизи крупных трансформных разломов: Хейс и Океанограф. Под угловым поднятием она меньше на 2–3 км, чем на противоположной стороне рифта. Это связано с наличием крупномасштабных глубинных срывов (детачментов), приводящих к вскрытию тонкой нижней коры

[Mutter, Karson, 1992]. Этот эффект менее выразителен вблизи нетрансформных смещений. Здесь соответствующая разница в мощности коры составляет 1–2 км. Влияние Азорского плюма на мощность осевой коры строго ограничивается Азорской платформой, где мощность коры возрастает примерно на 1 км.

Следующая к северу провинция протяженностью около 400 км находится в пределах 39,4° с.ш. и 43° с.ш. Весь хребет в этом сегменте поворачивает против часовой стрелки относительно предыдущих сегментов Азорской провинции примерно на 50°, становясь практически субмеридиональным. Рифтовая долина отчетливо проявлена непосредственно к югу и к северу от разлома Курчатова (40,7° с.ш.), а также у северного окончания провинции. В центральной части она выражена плохо. Рифтовая долина разделена нетрансформными смещениями, не находящими своего продолжения на флангах хребта, на сегменты более высокого порядка протяженностью 80–110 км. Разлом Курчатова также представляет собой нетрансформное нарушение клиновидной формы, но с трогами палеотрансформов на флангах САХ.

Самая северная провинция 3-го порядка Азорской провинции протяженностью 450 км ограничена широтами 43° с.ш. и 47° с.ш. К северу от широты 43° с.ш. хребет поворачивает примерно на 20° по часовой стрелке, вновь приобретая северо-восточное простирание. Рифтовая долина неглубокая, но хорошо выражена, параллельна простиранию всего хребта и сегментирована нетрансформными нарушениями на участки более высокого порядка протяженностью 80–150 км. Нетрансформные нарушения в пределах данного сегмента носят оверлаппинговый характер. Еще одной особенностью этой провинции является резкое языкообразное расширение хребта на уровне т 43–46° с.ш. в обе стороны. Здесь на западном фланге САХ находятся горы Милн и г. Альтаир, а на восточном фланге – г. Антиальтаир и трог Кинг с хребтом Пальмер (см. рис. 23). Именно в пределах этого сегмента локализованы две указанные выше изотопно-геохимические аномалии осевых базальтов: на 43° с.ш. и 46° с.ш. В рельефе дна помимо языкообразного расширения хребта они выражены небольшими приосевыми поднятиями. На западном фланге САХ на этом участке драгированы обогащенные толеиты [Dongmei et al., 1997]. По одной из точек зрения [Dongmei et al., 1997], эти аномалии также вызваны Азорским плюмом, который предположительно погружается в северо-восточном направлении и расслаивается. Другие авторы [Searle, 1977; Kidd, Ramsay, 1986] считают, что геохимические аномалии связаны с активностью другого, более северного плюма, приведшей к формированию гор Альтаир и Антиальтаир, где развиты щелочные базальты и трахиты эоценового возраста (32 млн лет).

Как говорилось выше, трог Кинг ранее представлял собой одно из звеньев границы между Африканской и Евразийской плитами. Хребет Пальмер, расположенный на его северном борту, имеет чешуйчато-надвиговое строение; он сложен породами океанической коры, которые были тектонически скучены во время пиренейской фазы складчатости (в эоцене) [Лавров, Бараш, 1976]. После этого события граница между этими плитами мигрировала к югу.

Северная провинция

Эта провинция протяженностью около 700 км ограничена 47° с.ш. и разломом Чарли Гиббс (52,75° с.ш.), она поворачивает против часовой стрелки относительно северного сегмента Азорской провинции примерно на 45°, при-

обретая северо-западное простирание. Этот поворот находится в согласии с соответствующим изменением контуров континентальных окраин Северной Америки и Евразии. Резко сокращается ширина и высота САХ. В пределах этой провинции САХ отделяется от абиссальных участков на уровне изобаты 4000 м, на уровне этой изобаты его средняя ширина – 650 км, на уровне изобаты 3200 м – 185 км. Средняя высота гребневой зоны около 2800 м. Хорошо выраженная глубокая рифтовая долина располагается посередине хребта, ее простирание в целом северо-западное и субпараллельное общему простиранию хребта. Нетрансформными нарушениями, слабо выраженными на флангах хребта, она разделена на сегменты протяженностью 70–80 км. Имеет место чередование сегментов с субмеридиональным простиранием, ортогональным разлому Чарли Гиббс, и сегментов с северо-западным простиранием, конкордантным простиранию хребта. Каждый более северный сегмент смещен относительно южного к западу. Разлом Чарли Гиббс имеет субширотное простирание, он заметно повернут против часовой стрелки относительно трансформных разломов Азорской провинции. Осевые базальты этой провинции представлены деплетированными разностями N-MORB типа [Schilling et al., 1983].

Некоторые особенности строения и развития Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике

Становление Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике, по-видимому, следует вести с момента начала спрединга в этой области, который стартовал в средней юре (~170 млн лет назад) с появления глубокого узкого бассейна между Африкой и Северной Америкой [Emery, Uchupi, 1984; Klitgaard, Shouten, 1986]. Выделяют несколько фаз продольного разрастания хребта. Около 120 млн лет назад на севере он дополнился сегментом примерно от Азорского поднятия до разлома Чарли Гиббс, 110 млн лет назад на юге – сегментом примерно от разлома Зеленого Мыса до разлома Романш, соединившись с Южно-Атлантическим звеном Мировой рифтовой системы. Развитие хребта определялось и определяется процессами спрединга океанского дна, приводящими к разнообразным тектоническим явлениям, связанным с растяжением литосферы и нарушением ее сплошности в осевых зонах спрединга, а также процессами апвеллинга астеносферной мантии, также концентрирующихся в осевых зонах спрединга и определяющих характер магматизма и связанную с ним аккрецию океанской литосферы. Фундаментальными свойствами этих процессов являются нестационарность спрединга (асимметричность, отклонения от генерального направления раскола литосферы) и существенно трехмерная форма апвеллинга.

Наблюдающаяся мозаичность тектонических и магматических структур и явлений вызвана пространственно-временной неоднородностью протекания процессов спрединга и мантийного апвеллинга и их разнообразными сочетаниями. В совокупности это приводит к относительно независимому развитию отдельных спрединговых сегментов 4-го порядка в течение времени до 10 млн лет. Выявляется разнопорядковая цикличность в процессах аккреции и структурирования коры: 0,01–0,1; 2–2,5 и 3–4 млн лет.

Таким образом, главным механизмом, определяющим эволюцию хребта, является мантийная конвекция, с которой связан и спрединг дна, и мантийный

апвеллинг. В то же время эволюция хребта взаимосвязано с действием двух важнейших факторов.

1. Во-первых, это изменение поля напряжений, охватывающее Землю в целом или отдельные крупные регионы, сопоставимые по размерам с размерами тектонических провинций хребта 2-го порядка. Подобные изменения меняют скорость и направление спрединга, а также влияют на параметры мантийного апвеллинга, что проявляет себя главным образом в осевой части спрединга. Однако эти изменения имеют место и в пределах трансформных разломных зон, что зависит от конкретной геометрии соотношения рифта и трансформного разлома, которые в определенной мере, порою значительно, определяются геометрией и историей раскола континентов. При этом на бортах разломных долин у трансформов с длинным оффсетом могут возникнуть крупные поперечные хребты. Вблизи тектонических узлов, связанных с трансформными разломами, могут формироваться вулканические структуры, структуры растяжения и структуры сжатия.

Выделяется несколько основных фаз изменения параметров спрединга. Наиболее ранняя фаза (170–110 млн лет назад) вначале характеризовалась высокими скоростями спрединга (7,6 см/год) [Klitgaard, Shouten, 1986]. К концу фазы скорость спрединга уменьшилась, и произошло изменение в относительном перемещении Африки и Северной Америки. Во время второй фазы (110–80 млн лет назад) произошло новое увеличение скорости спрединга до 3,6 см/год [Klitgaard, Shouten, 1986; Cande, Kent, 1992]. 80 млн лет назад направление движения Африки относительно Северной Америки сменилось с юго-восточного на северо-восточное. Драматические события происходили в интервале 80–50 млн лет назад, в этот период выделяются две эпохи, когда скорость спрединга резко возрастала, а затем резко падала: 80–65 и 56–50 млн лет назад. Затем скорость спрединга неуклонно уменьшалась и достигла 2,4 см/год, хотя и были ее скачки в обе стороны, но менее контрастные, чем в предыдущие эпохи: 30–34, 24–26, 10, 7 и 3 млн лет назад.

2. Второй фактор, влияющий на эволюцию САХ, это плюмовая активность. Масштаб этого влияния оценить в полном объеме не представляется возможным в силу отсутствия необходимого количества данных. На последних стадиях развития хребта очевидно влияние на него Азорского плюма, действующего примерно со времени 36 млн лет назад. Протяженные батиметрический, гравитационный и геохимический градиенты вдоль хребта в стороны от Азорского поднятия однозначно указывают на то, что плюм аномально горячей и/или обогащенной мантии (горячая точка) питает вулканизм, приведший к формированию Азорского поднятия, а также поворачивает в сторону соседнего сегмента САХ и латерально распространяется вдоль оси САХ на расстояние не менее 1000 км. Параметры этого вдольосевого потока определяются такими еще слабоизученными величинами, как геометрия, температура и динамика плюма.

В меньшей степени, но также проявляется и влияние плюма Сьерра-Леоне. В осевой части Центрально-Атлантического срединного хребта выделяются также четыре участка, сравнительно небольших размеров, где сочетаются изотопно-геохимическая и батиметрическая аномалии: около разлома Зеленого Мыса, рядом с разломом Океанограф, у 43° с.ш. и 45° с.ш. Нет окончательной ясности в вопросе о природе их происхождения. Возможно, эти своеобразные микроплюмы связаны подлитосферными каналами с более удаленными плюмами [Schil-

ling et al., 1985; Dongmei et al., 1997] или являются результатом вовлечения в процесс плавления обогащенных доменов в мантии, пассивно сидящих в ней с момента раскола Гондваны [Dosso et al., 1991, 1999; Пейве, 2002].

Все вышеперечисленные процессы и факторы определяют разнопорядковую тектоническую и магматическую сегментацию осевой части Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике. Если сам САХ в Центральной Атлантике представляет собой тектоническую провинцию 1-го порядка [Пушаровский, 2009а], то основой для обособления тектонических провинций 2-го порядка является различие строения областей, испытывающих и не испытывающих влияние плюмов Азорского и Сьерра-Леоне, и имеющих различную историю начального океаногенеза. Протяженность этих провинций от 300 до 3200 км, они разграничиваются либо трансформными разломами, либо резкими изменениями простираения САХ.

Выделение тектонических провинций 3-го порядка предопределяется разным уровнем интенсивности проявления основного структуроопределяющего фактора. Например, в случае плюмовых провинций этот уровень зависит от расстояния от места локализации плюма и его геометрии. Сегментирующим фактором на этом уровне являются также проявления микроплюмовой активности. Протяженность этих провинций от 110 до 820 км, они разграничиваются трансформными разломами. Наиболее высокий, 4-й уровень тектонической сегментации соответствует спрединговым ячейкам и определяется фундаментальными свойствами мантийного апвеллинга [Crane, 1985; Lin et al., 1990]. Эти провинции имеют протяженность 30–150 км и разделяются, как правило, нетрансформными нарушениями, продолжающимися далеко за пределами осевой зоны.

На следующем уровне (5-й порядок) выделяются магматические сегменты протяженностью 10–20 км, разделенные нетрансформными нарушениями с короткими фланговыми треками. Их образование связано с фокусированным поступлением расплавов из мантии в нижнюю кору [Reynolds, Langmuir, 1997]. Наконец, на последнем уровне – вулканическом (6-й порядок) – иногда обособляются отдельные вулканические постройки диаметром первые километры [Stakes et al., 1984].

Фланги хребта изучены несопоставимо в меньшей степени, чем приосевая зона. Имеющиеся данные позволяют утверждать, что океаническая кора на флангах САХ подвергается деформациям различного типа и генезиса [Мазарович, 2000], что, несомненно, должно стать предметом тщательных исследований.

Южный сегмент Срединно-Атлантического хребта

Общие сведения

Срединно-Атлантический хребет в качестве структурного элемента 2-го порядка включает Южно-Атлантический хребет, во многом отличный от Центрально-Атлантического и тем более от спрединговых хребтов Северной Атлантики. Северной границей хребта служит демаркационный разлом Романш. Южная часть хребта лежит в пределах Антарктической Атлантики и входит в систему тройного сочленения Буве. Общая протяженность Южно-Атлантического срединного хребта 6000 км [ГЕВКО, 1984], что составляет $\frac{1}{3}$ общей длины Срединно-Атлантического хребта. Ширина хребта по изобате 4000 м

изменчива: между экватором и южным тропиком она составляет 1100–1400 км, а в районе разлома Риу-Гранди (~25° ю.ш.) хребет быстро расширяется, достигая в широтах южнее 40–45° ю.ш. 2000 км (рис. 26, 27). Далее на юг (зона Агульяс-Фолклендского разлома) хребет становится еще шире, по крайней мере на несколько десятков километров, а затем редуцируется (сочленение Буве). Совершенно очевидна связь между шириной хребта и массами континентов, подвергшихся раздвигу. Раскол произошел таким образом, что окончания Африки

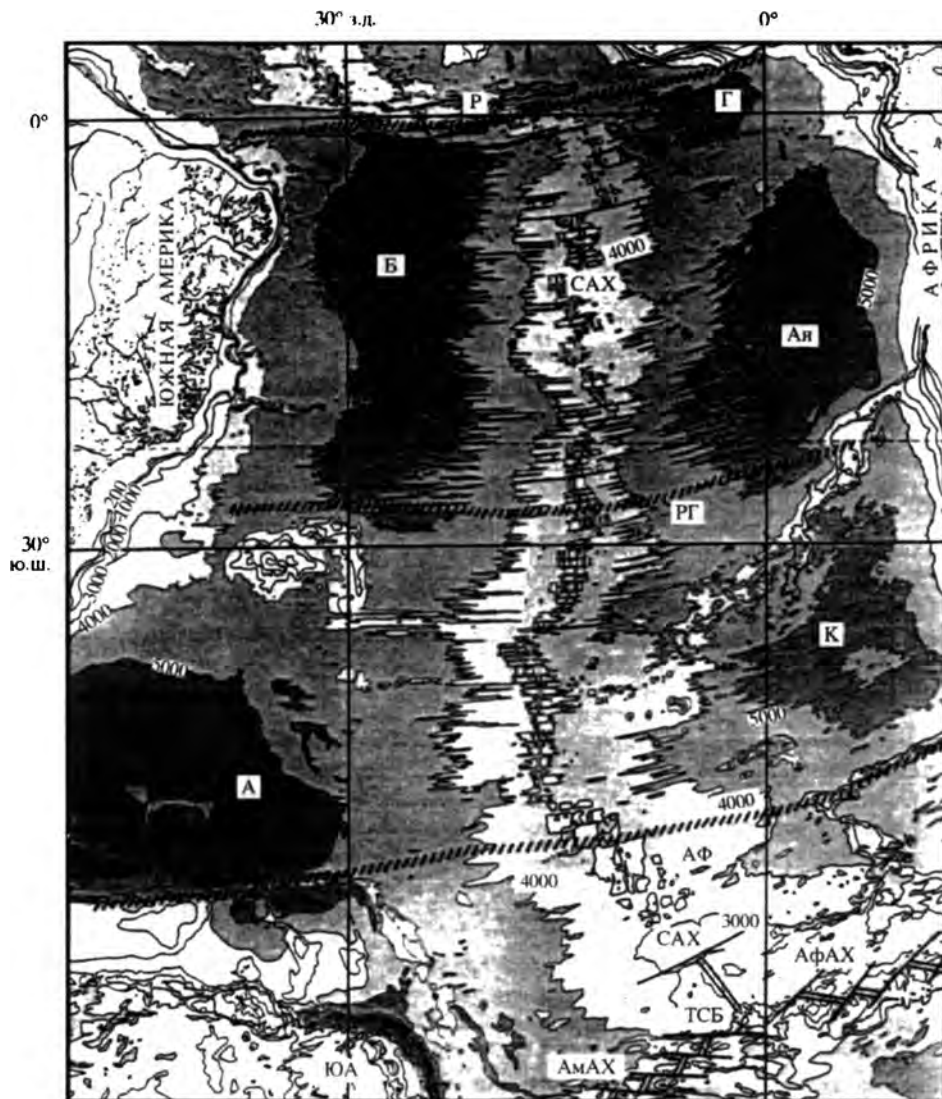


Рис. 26. Батиметрическая карта Южной Атлантики (по [Digital..., 1997])

Хребты: САХ – Срединно-Атлантический, АМАХ – Американо-Антарктический, АФАХ – Африкано-Антарктический; *демаркационные разломы:* Р – Романш, РГ – Риу-Гранди, АФ – Агульяс-Фолклендский; *глубоководные впадины:* Г – Гвинейская, Б – Бразильская, Ан – Ангольская, А – Аргентинская, К – Капская; ТСБ – тройное сочленение Буве

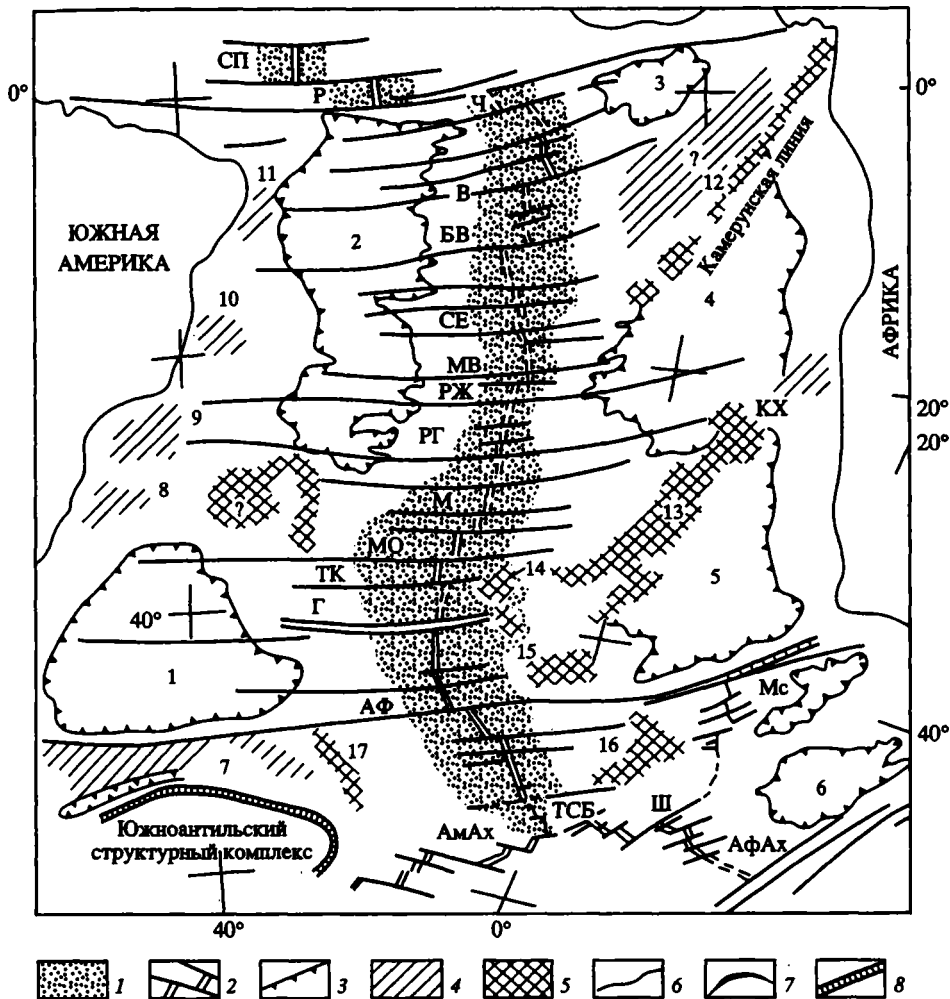


Рис. 27. Тектоническая схема Южной Атлантики

1 – Срединно-Атлантический хребт; 2 – рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта; 3 – наиболее глубокие части океанических впадин (5000 м, местами более); 4 – выступы и отторженцы континентальной коры; 5 – вулcano-тектонические поднятия; 6 – разломы; 7 – глубоководный желоб; 8 – линейные поднятия различной природы. 1–7 – впадины: 1 – Аргентинская, 2 – Бразильская, 3 – Гвинейская, 4 – Ангольская, 5 – Капская, 6 – Агульяс; 7–12 – выступы и фрагменты континентальной коры: 7 – Фолклендский, 8 – Безымянный, 9 – Сан-Паулу, 10 – Абрьюс, 11 – Ресифи, 12 – Гвинейский; 13–17 – вулcano-тектонические поднятия: 13 – Китовый хребт, 14 – Тристан-да-Кунья, 15 – Дискавери, 16 – Метеор, 17 – Ислас Оркадас. Буквы на схеме – разломы: СП – Сан-Паулу, Р – Романш, Ч – Чейн, В – Вознесения, БВ – Боде Верде, СЕ – Св. Елены, МВ – Мартин Вас, РЖ – Рио-де-Жанейро, РГ – Риу-Гранди, М – Мури, МО – Монтевидео, ТК – Тристан-да-Кунья, Г – Гоф, АФ – Агульяс-Фолклендский, Ш – Шака; ТСБ – тройное сочленение Буве; Мс – малая спрединговая система Метеор; хребты: КХ – Китовый, АМАх – Американо-Антарктический, АФАх – Африкано-Антарктический

и Южной Америки оказались резко суженными по сравнению с их северными районами, а потому более податливыми при движении в тангенциальном направлении, что происходит под действием глубинной геодинамики. Это движение имело дифференцированный характер, при этом происходили раскольные тектонические деформации, вследствие чего по обе стороны океана возникли, в том или ином виде останцы континентальных структур.

Глубина дна в океане изменчива, но общий фон создается глубинами 4000–5000 м (см. рис. 26). Гребневая зона хребта возвышается надо дном на 2,5–3,0 км, поверхность его неровная. Отдельные вулканические горы поднимаются значительно выше, приближаясь местами к поверхности океана, а иногда и выступая над ней (о. Вознесения и др.). Над зоной перехода к глубоководным впадинам, лежащим по обе стороны хребта, гребневая часть хребта возвышается на 1–1,5 км.

Описываемый хребет разбит многочисленными разломами, большая часть которых является трансформными. В то же время имеются и нетрансформные смещения. В пределах Анголо-Бразильского трансекта выявлена густая сетка разрывных нарушений высоких порядков [Пилипенко, 1995]. Они имеют широтную, диагональную и меридиональную ориентировку, что позволяет видеть в них отражение глобальной сети трещиноватости. Их длина составляет обычно десятки километров. Они разбивают хребет на многоугольники – фракталы, тогда как трансформы – на поперечные сегменты, измеряемые сотнями и более километров.

Сейсмическими исследованиями в срединном хребте выявлены пологие рефлекторы, идентифицируемые с надвигами (рис. 28). Они могут относиться к 3-му слою океанической коры [Пуцаровский, Ельников, Перфильев, 1985], но в ряде случаев нарушают 2-й и 1-й слои [Разницин, Чинакаев, 1989; Пилипенко, 1995]. Тем самым создается структура тектонической расслоенности. Амплитуды смещения по надвигам в общем невелики – несколько километров. Надвиги свидетельствуют об обстановке тектонического сжатия. В работе [Пилипенко, 1995] приводятся данные о направленности надвигов в сторону осевой зоны срединного хребта.

Причину сжатия следует искать в локальном нелинейном геодинамическом воздействии на структурообразование, которое происходило на фоне главного противоположного по направлению движения масс и было вызвано спредингом. Спрединг протекал неравномерно, с меняющейся скоростью; при этом неизбежно возникали значительные градиенты силовых полей. Данный механизм можно распространить и на области, весьма удаленные от спрединговой оси. Гравиметрическая карта дна океана наглядно показывает достаточно строгую восток–северо-восточную ориентировку трансформных разломов в Южной Атлантике. Но срединный хребет и рифтовая зона на огромном расстоянии имеют меридиональное простираие. По отношению к хребту разломные зоны ориентированы косо, хотя и под небольшим углом. В Центральной Атлантике поперечные разломы также косые, но их простираие запад–северо-западное. Фактически и в том, и в другом случае разломы являются субширотными, что позволяет усматривать в этом влияние вращения Земли.

Становление Срединно-Атлантического хребта в Южной Атлантике завершилось в альбе (~100 млн лет назад). Дальнейшая его эволюция протекала в направлении расширения флангов, а также в развитии вертикальных блоковых перемещений и структур сжатия.

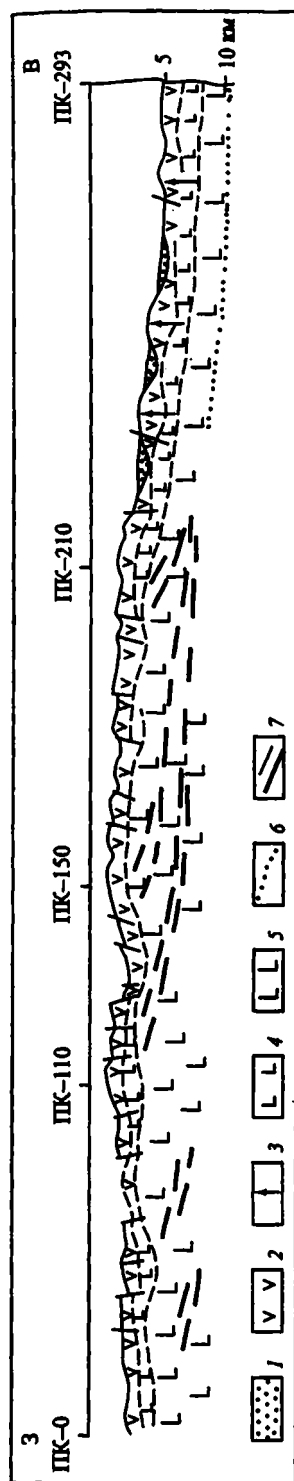


Рис. 28. Схематический разрез через Срединно-Атлантический хребет на 20° ю.ш. (по [Пушаровский, Ельников, Перфильев, 1985]). Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:2

1 - слоистые осадки (1-й геофизический слой); 2 - лавы верхней толщи (2-й геофизический слой); 3 - вулканические постройки верхней толщи; 4 - сейсмически прозрачная вторая толща (дайки?, габбро?, расплав?); 5 - третья толща (полосчатое габбро?; 3-й геофизический слой); 6 - возможная геофизическая граница Мохо; 7 - секущие отражающие площадки

Подводя общие итоги, отметим следующее. Срединно-Атлантический хребет в пределах Южной Атлантики представляет собой обособленное крупнейшее звено Мировой спрединговой системы. В эволюционном отношении он находится на высоком уровне зрелости. По простиранию морфоструктурный облик хребта существенно меняется. Выделяются крупнейшие, менее крупные и малые тектонические неоднородности. Крупнейшие неоднородности разделяются демаркационными разломами (Риу-Гранди, Агульяс-Фолклендским) и представлены индивидуализированными макроструктурными комплексами. Из этого следует различие в их геологической истории. Более низкая категория тектонических неоднородностей свидетельствует о значительной изменчивости геодинамических полей, контролирующих спрединговый процесс. Малые неоднородности, представленные в основном блоковыми структурами, отражают коровые геомеханические стрессы, постоянно существующие в вязких гетерогенных массивах коры, подверженных движению.

Сейсмическими исследованиями в пределах свода и флангов хребта выявлены надвиговые нарушения, создающие чешуйчатые структуры. В формировании всех категорий тектонических неоднородностей важная роль принадлежит нелинейным геодинамическим факторам.

Далее отметим особую значимость проведения в срединных океанских хребтах, особенно в гребневых зонах, исследований среднего масштаба. Их результаты существенно приближают нас к установлению истинных тектонических особенностей и закономерностям.

В Южной Атлантике проводился ряд комплексных мезомасштабных геолого-геофизических исследований в пределах Южно-Атлантического срединного хребта [Сколотнев, Пейве, Беляцкий, 2006; Сколотнев, Пейве, Турко и др., 2009; Fontignie, Schilling, 1996; Weiland, Macdonald, 1996 и др.], которые выявили многие неизвестные черты геологического строения соответствующих районов. Ниже мы остановимся на двух примерах, один из которых (полигон Мартин Вас) отработан коллективом авторов настоящей монографии, а второй – заимствован из литературных данных.

Пример 1. Исследованный район находится к югу от трансформного разлома Мартин Вас: $19^{\circ}54'$ и $20^{\circ}57'$ ю.ш. и $11^{\circ}20'$ – $12^{\circ}12'$ з.д. (рис. 29). Для него

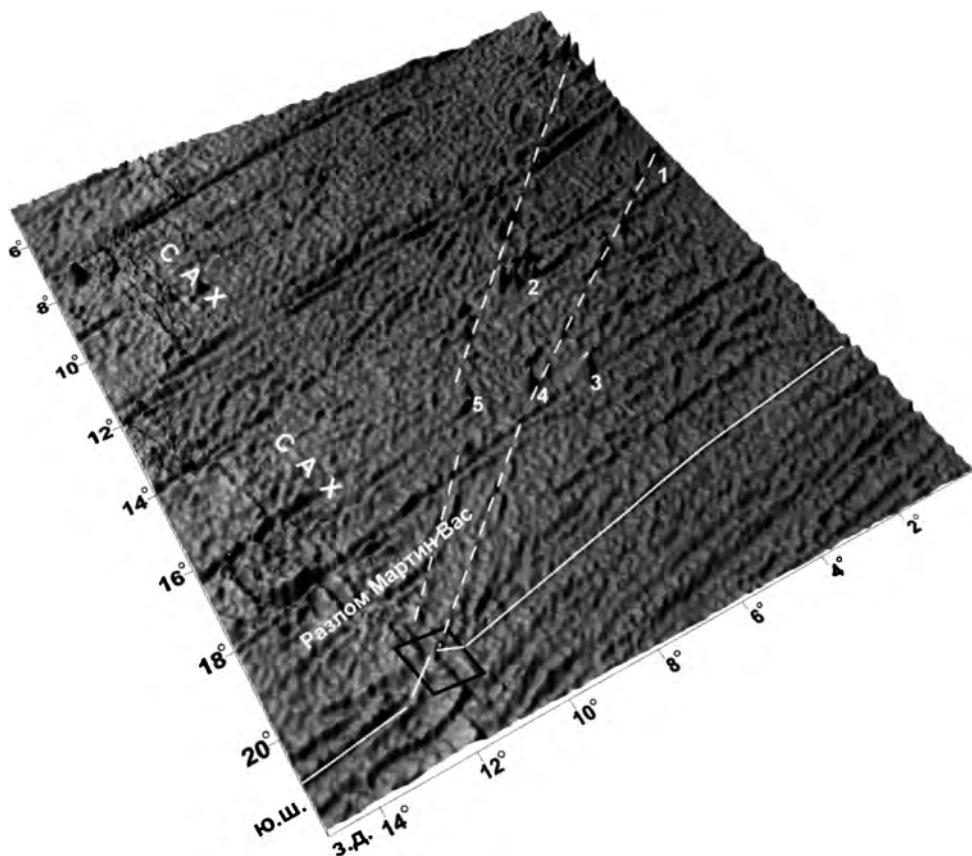


Рис. 29. Строение океанского дна в районе трансформного разлома Мартин Вас по данным спутниковой альтиметрии (по [Sandwell, Smith, 1997])

Четырехугольник – район детальных исследований в 10-м рейсе НИС «Академик Иоффе» [Сколотнев, Пейве, Бортников, 2003б]. Сплошные линии проведены по осевым частям дискордантной зоны, детально изученной в результате проведенных работ, и вдоль примыкающих к ней с обеих сторон трогов палеотрансформного разлома. Пунктирные линии – оси структурных цепей подводных гор и поднятий. Цифры – подводные горы и острова: 1 – Дампир, 2 – Кардно, 3 – Св. Елены, 4 – Бонапарта, 5 – Льва Толстого. САХ – Срединно-Атлантический хребет

построена детальная батиметрическая карта, на которой оттенками и штриховыми знаками показаны ареолы глубин с интервалом 200 м (рис. 30). Съемка проводилась по системе из 16 галсов. Основные галсы ориентированы широтно, среднее расстояние между ними около 6 миль. Глубины варьируют главным образом в пределах 3800–2000 м. Простираение морфоструктур – север–северо-западное. В осевой части исследованного района простирается рифтовая долина, к которой приурочены наибольшие глубины. Рельеф характеризуется

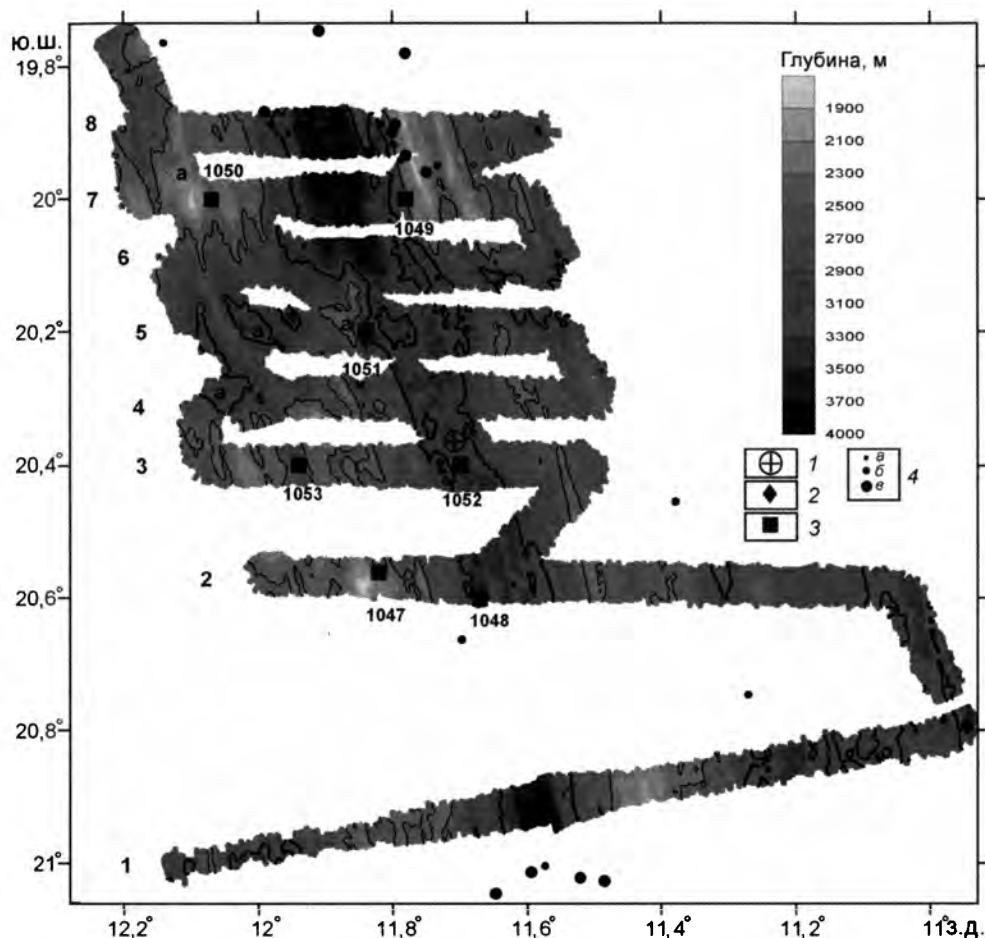


Рис. 30. Батиметрическая карта полигона вблизи разлома Мартин Вас. Построена С.Ю. Соколовым по результатам батиметрической съемки, проведенной с помощью многолучевого эхолота ECHOS XD (производство фирмы «Hollming», Финляндия)

Толстая линия – горизонталь 3100 м, в целом хорошо оконтуривающая рифтовую долину и впадины в пределах дискордантной зоны (обозначены буквой «а»). Тонкая линия – горизонталь 2500 м, оконтуривающая поднятие сложной морфологии в дискордантной зоне и поднятия рифтовых гор, в том числе овальное поднятие на западном фланге северного сегмента. 1 – центр участка максимального развития холмов, 2 – наиболее глубокая депрессия, 3 – станции драгирования (цифры – номер драги), 4 – эпицентры землетрясений различной магнитуды (по данным [Harvard University..., 2007]): а – 4,1–4,6; б – 4,6–4,94; в – 4,9–5,2. 1–8 – номера широтных галсов

значительной контрастностью. В средней части района выделяется понижение рельефа, поперечное к общему простираанию структур. Оно приурочено к зоне нетрансформного смещения, относительно которого северный сегмент рифта смещен на 10 км.

Район весьма интересен с точки зрения выяснения тектоно-магматических соотношений тектонических структур, развитых в районе работ (гребневая зона САХ), с Камерунской горячей линией и плюмом о. Св. Елены, а также конкретизации представлений об аккреционной тектонике в океанской литосфере. Начнем со второго аспекта.

Рифтовая долина и обрамляющие ее горы подробно описаны в работе [Сколотнев, Пейве, Бортников и др., 2003б]. По морфологии и глубине дна рифтовая долина неоднородна и расчленяется на два сегмента: северный и южный, разделенные нетрансформным смещением. Северный сегмент в целом глубже южного. В южном сегменте выделяется участок повышенного рельефа, примыкающий к нетрансформному смещению. Он осложнен многочисленными холмами и, судя по низким значениям аномалий Буге, обладает повышенной мощностью коры [Сколотнев, Пейве, Турко и др., 2009]. По всем параметрам он является вулканическим центром южного сегмента. Более глубокие участки рифта представляют отдельные домены с пониженной мощностью коры, в пределах которых тектонические процессы доминируют над магматическими. Упомянувшееся выше широтное поперечное понижение в середине полигона за пределами рифта представлено в рельефе косоориентированными изолированными впадинами, разделенными узкими гребнями. Констатируется отсутствие осадочного чехла на большей части полигона.

Изучение драгированных базальтов [Сколотнев, Пейве, Беляцкий, 2006] (точки драгирования показаны на рис. 30). Среди них преобладают оливин-плагноклаз-порфиновые разности. По валовому составу, содержанию элементов-примесей и изотопным параметрам (Sr-Nd-Pb изотопные корреляции) изученные базальты разделяются на две группы. Представители первой группы резко преобладают и распространены вдоль всего изученного сегмента рифта (ст. I1048, I1049, I1051, I1052) и к западу от него в пределах второй гряды рифтовых гор (ст. I1047). Базальты второй группы слагают небольшое овальное поднятие (ст. I1050), расположенное в северном сегменте рифта на его на западном борту и находящееся в том месте, где Камерунская линия подходит к осевой части САХ.

На каждой станции базальты первой группы имеют свою петрохимическую специфику. Станция I1052 характеризует вулканический центр южного сегмента рифта, здесь подняты наиболее магнезиальные базальты. Они также характеризуются более высокими концентрациями Ni и Cr и низкими содержаниями K_2O , FeO, H_2O и редких литофильных элементов. Базальты ст. I1048 и I1049, приуроченных к наиболее глубоким участкам рифтовой долины, характеризующихся доминированием тектонических процессов над магматическими, отличаются пестротой состава. Наряду с умеренно-железистыми разностями среди них встречаются представители с более высокими концентрациями железа и титана. Умеренно-железистые вулканы образуют единый тренд дифференциации с более магнезиальными базальтами ст. I1052. Железо-титанистые разности обычно встречаются в зоне сочленения рифта и трансформного разлома и генерируются при больших глубинах, чем базальты на других участках рифта. Таким образом, к более глубоким участкам рифтовой долины и зоне

нетрансформного смещения приурочены, с одной стороны, базальты, близкие к таковым из района вулканического центра, но более дифференцированные, а с другой – более железистые и титанистые разности.

Базальты второй группы резко отличаются от базальтов первой группы существенно более высоким содержанием литофильных и других плохо совместимых элементов: K, P, Ba, Rb, Nb, Sr, а также Ni и Cr.

Отчетливо различаются базальты двух групп по содержанию редкоземельных элементов. Базальты первой группы с $(\text{Nb/Zr})_n = 0,21\text{--}0,41$ и $(\text{La/Sm})_n = 0,56\text{--}0,64$ относятся к океаническим толеитам N-MORB типа, которые являются производными деплетированной мантии, а базальты второй группы с $(\text{Nb/Zr})_n = 1,36\text{--}1,43$ и $(\text{La/Sm})_n = 1,04\text{--}1,69$ – к толеитам T-MORB типа, образовавшимся при плавлении обогащенной мантии.

По особенностям взаимоотношений редких элементов в обогащенных базальтах выделяется три подгруппы. Первая характеризуется высокими концентрациями Nb и Ta, что сближает их с производными мантийного источника типа HIMU [Weaver et al., 1987]. Во второй подгруппе целый ряд элементов (La, Nb, Ta, K, Th и Ba) имеет повышенные содержания в противоположность низкому содержанию U. Эти геохимические признаки характерны для вулканитов островов Гоф и Тристан-да-Кунья, являющихся продуктом смешения мантийных источников типа EM I и EM II [White, 1985]. Для базальтов третьей подгруппы с наименьшими абсолютными значениями несовместимых элементов свойственны повышенные Nb, Ta, K и иногда U. Учитывая особенности спектра распределения элементов на спайдер-диаграммах и их абсолютные значения, можно сделать вывод, что базальты овального поднятия сформировались при плавлении гетерогенной мантии или смешения продуктов плавления трех различных доменов, которые близки по составу к деплетированной мантии, мантийному источнику типа HIMU и веществу плюма Тристан-да-Кунья.

Эти выводы подтверждаются результатами изотопных исследований некоторых из изученных базальтов [Сколотнев, Пейве, Беляцкий, 2006]. На диаграммах в координатах изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [Hart, 1988; Hofman, 1997] изученные базальты располагаются практически на тренде DMM–HIMU. Образцы первой группы находятся в поле деплетированных океанических базальтов. Один из изученных образцов второй группы (ст. I1050/8), имея наиболее высокие значения радиогенных изотопов, сдвинут за пределы поля деплетированных базальтов в сторону источника HIMU и попадает в поле вулканитов о. Исландия. Другой образец из второй группы (ст. I1050/10) с повышенным отношением $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ также выходит за пределы поля деплетированных базальтов, но сдвинут от него в сторону поля вулканитов Китового хребта, связанного по происхождению с плюмом Тристан-да-Кунья.

Таким образом, изотопные данные свидетельствуют о том, что первичный расплав обогащенного базальта (ст. I1050/8) мог генерироваться при плавлении деплетированной мантии, контаминированной веществом, содержащим материал источника HIMU, а обогащенного базальта (ст. I1050/10) – при плавлении деплетированной мантии, контаминированной веществом, близким по составу к материалу плюма Тристан-да-Кунья.

Геохимически и изотопно близкие к обогащенным разностям овального поднятия базальты ранее были встречены в северной части Южной Атлантики в

сегментах осевой зоны САХ между 9–11° ю.ш. и между разломами Вознесения и Св. Елены (14–17° ю.ш.) на широте горячей точки о. Св. Елены [Fontignie, Schilling, 1996, Schilling et al., 1985]. Исследования изотопного состава базальтов из этих двух аномальных сегментов САХ свидетельствуют, в частности, о том, что базальты из сегмента хребта между 14–17° ю.ш. выплавлялись из мантийного субстрата, контаминированного материалом плюма Св. Елена [Nanpan et al., 1986].

По данным спутниковой альтиметрии наблюдается отчетливая структурная связь между структурами, связанными с плюмом Св. Елена и с гребневой зоной Срединно-Атлантического хребта изученного полигона, что проявляется в существовании между ними цепи протяженных поднятий (см. рис. 29). При этом небольшое овальное поднятие на западном борту рифтовой долины в районе полигона, по-видимому, является структурным звеном этой цепи. На эту структурную связь указывают и сейсмические данные, полученные при помощи МОВ ОГТ на профиле, пересекающем полигон на 20° ю.ш. [Пушаровский и др., 1985]. На восточном фланге хребта на этом профиле обнаружены вулканические структуры, не связанные с рифтом. Это могут быть те протяженные поднятия, которые образуют цепь на отрезке от о. Св. Елены до осевой части САХ.

Наличие структурной связи между изученным сегментом осевой части САХ и ансамблем поднятий, включающим о. Св. Елены, позволяет сделать заключение, что между плюмом Св. Елены и изученным участком рифтовой долины существует зона проницаемости, достигающая глубин мантии. К сказанному следует добавить, что по данным сейсмической томографии [Zhang et al., 1994] от вертикальной низкоскоростной зоны, находящейся под поднятием о. Св. Елены, отходит наклонная низкоскоростная зона в сторону рифта. Проникновение вещества плюма Св. Елены в эту зону проницаемости могло происходить двумя путями: 1) латеральным растеканием не только в направлении, субперпендикулярном к оси спрединга (в соответствии с гипотезой Ж.-Г. Шиллинга и др. [Schilling et al., 1985]), но и под углом к нему, в направлении, обратном движению литосферных масс; 2) путем отрыва микроплюмов и их подъема вверх вдоль зоны проницаемости.

Полученные новые результаты свидетельствуют о том, что по мере нарастания новой океанической коры зона проницаемости на уровне мантии и ослабленная зона в литосфере проградируют в направлении простирания горячей линии и обратном к движению плиты, а не только в направлении, ближайшем к оси спрединга, как в случае, описываемом Дж. Шиллингом и др. [Schilling et al., 1985]. Возможно, наличие такого рода линейно ориентированных зон проницаемости на уровне мантии есть следствие появления напряжений в литосфере, приводящих к ее растрескиванию и возникающих под действием сил, обусловленных нагрузкой дополнительного вулканического материала, образовавшегося в областях плюмовой активности и формирующего линейные хребты.

Учитывая наличие структурных связей и изотопно-геохимическую близость между изученными обогащенными базальтами вблизи разлома Мартин Вас, вулканитами о. Св. Елены и островов Камерунской линии [Fitton et al., 1985], можно сделать предположение, что все они представляют единую горячую линию в соответствии с [Пейве, 2002], которая может быть названа Камерунской горячей линией.

Однако, как было показано выше, среди обогащенных базальтов существуют разности не только с изотопно-геохимическими метками вулканитов о. Св. Елены, но и вулканитов островов Тристан-да-Кунья и Гоф. Для объяснения этого феномена нами привлекается работа [Nanap et al., 1986], в которой говорится о «засорении» астеносферы в Южной Атлантике материалом плюма Тристан-да-Кунья, произошедшем на стадии раскола континентов. Это «засорение» проявляется в виде гетерогенных доменов с химически аномальной мантией, которые пассивно сидят в конвектируемой мантии в этом регионе. Появление более горячего и более флюидонасыщенного плюмового вещества под осевой частью САХ со стороны о. Св. Елены могло приводить к частичному плавлению этих блоков инородного материала с изотопно-геохимическими метками плюма Тристан-да-Кунья и смешению образовавшихся расплавов с расплавами, генерированными в деплетированной мантии и в мантии, поступившей со стороны плюма Св. Елена.

Вторая сфера приложения полученных результатов – это объяснение формы и механизма аккреции океанической коры. Прежде всего, устанавливается неравномерное во времени и неоднородное в пространстве течение процессов аккреции коры, на что указывают результаты изучения батиметрии, аномального магнитного поля, аномалий Буге и состава базальтов [Сколотнев, Пейве, Турко и др., 2009]. В южном сегменте ее максимальная современная активность связана с выделенным вулканическим центром. Он сложен магнезиальными слабодифференцированными базальтами N-MORB типа, лежит на меньших глубинах и отличается повышенной мощностью земной коры. Его история прослежена на 2,5 млн лет. Совокупность полученных данных позволяет заключить, что вулканический центр сформировался над центром апвеллинга в астеносферной мантии, растекавшейся как в направлении спрединга, так и вдоль его оси. В пределах литосферы, очевидно, происходит миграция расплавов в стороны от вулканического центра вдоль простираия рифта.

В северном сегменте в настоящее время доминирует тектоническое растяжение. Однако 2,5 млн лет назад усиление в его пределах интенсивности аккреция привело к образованию овального поднятия, сложенного обогащенными базальтами T-MORB типа, которое на данный момент в силу асимметричного спрединга находится на западном борту. Пик интенсивности обогащенного вулканизма приходится на 2 млн лет назад. По данным изучения аномального магнитного поля [Сколотнев, Пейве, Турко и др., 2009] в течение последних 2 млн лет на изученном отрезке САХ скорость западного полуспрединга в северном сегменте составляет около 1,88 см/год, а восточного – 1,6 см/год.

На участке нетрансформного смещения отмечается повышенная вулканическая активность, что не типично для таких структур. По-видимому, это вызвано близостью центра подъема мантийного материала южного сегмента. За пределами рифта зона нетрансформного смещения характеризуется наименьшей интенсивностью аккреции в изученном районе.

Нетрансформное смещение между двумя сегментами возникло около 5 млн лет назад на месте трансформного разлома в результате заложения косого рифта, прорезавшего ослабленную литосферу южного окончания северного сегмента.

Полученные данные свидетельствуют о специфичности и сложности процесса аккреции коры на отрезке гребневой зоны САХ в районе и вблизи нетран-

сформированного смещения осевой зоны срединного хребта. Имеющиеся материалы свидетельствуют о влиянии на этот процесс многих тектоно-магматических и геодинамических факторов.

Пример 2 также относится к гребневой зоне Южно-Атлантического хребта и располагается между 31–35,5° ю.ш. [Weiland, Macdonald, 1996] (рис. 31). С севера на юг расстояние составляет ~500 км, ширина района – 300 км. В пределах полигона в том же направлении выделяются пять поперечных разломных

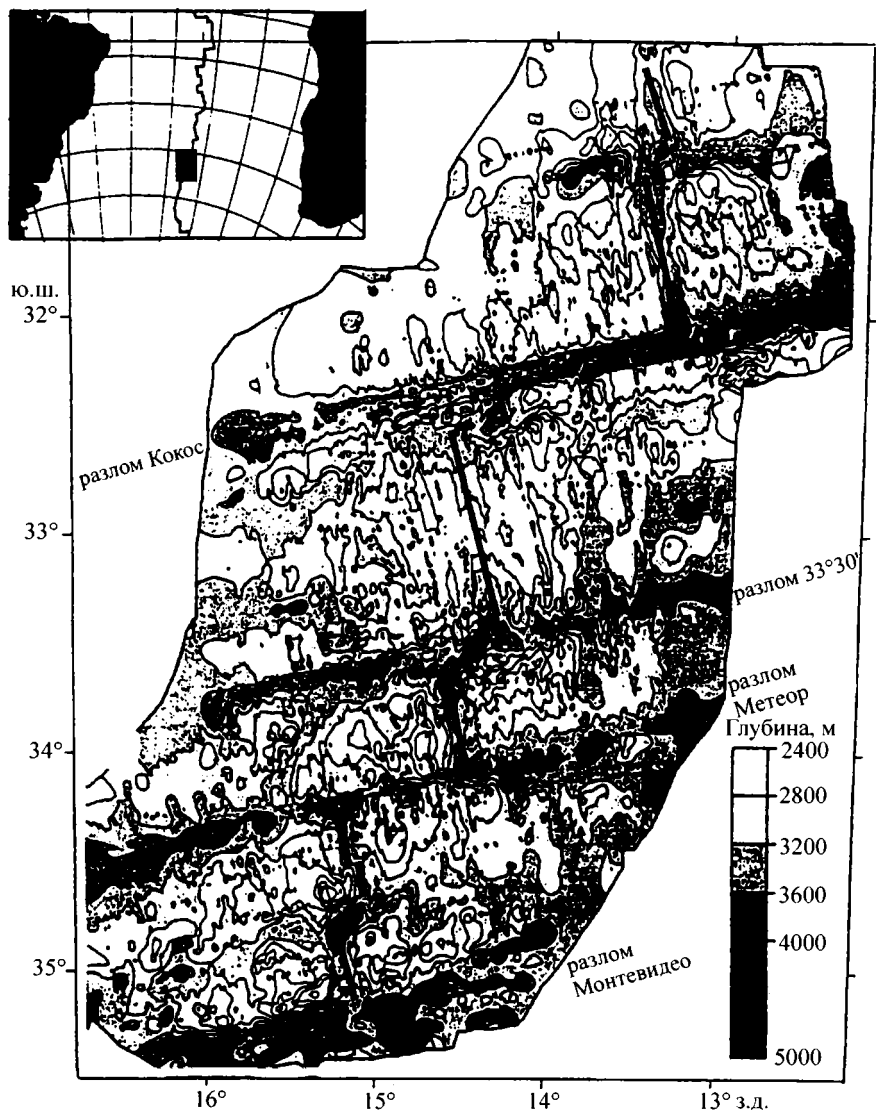


Рис. 31. Батиметрическая карта свода Срединно-Атлантического хребта в интервале 31–35,5° ю.ш. (по [Weiland, Macdonald, 1996])
На врезке – местоположение района. Черная линия – ось САХ

нарушений: разлом 31° и более крупные Кокос, разлом 33°30', Метеор, Монтевидео. Их простирание восток–северо-восточное. Расстояние между разломами разное. Между разломами 31° и Кокос оно составляет 90 км. Это наименее глубоководный сегмент, глубина здесь около 3000 м. Рельеф дна в данном сегменте менее расчлененный, чем к югу от него. Сегмент, ограниченный разломами Кокос и 33°30', лежит на глубинах 3200–3600 м. Его рельеф расчленен более интенсивно. Ширина сегмента 110 км.

Сегмент между разломами 33°30' и Метеор имеет наименьшую ширину – 55 км, но глубины здесь увеличиваются. Рельеф дна становится также более расчлененным. Сходным характером глубин и расчлененности рельефа обладает и самый южный сегмент шириной 100 км, лежащий между разломными зонами Метеор и Монтевидео.

Отметим, что никакие мелкомасштабные работы подобной ясности в тектоническое строение региона внести не могут.

При сопоставлении приведенных данных видны заметные различия в тектонике отдельных сегментов и их сочетаний. В частности, отчетливо устанавливается разница в морфоструктуре северных и южных сегментов, разделяемых разломом 33°30'. Южная группа сегментов лежит на больших глубинах и отличается большей расчлененностью рельефа дна. Осевая линия срединного хребта смещается по разломам на разное расстояние [Weiland, Macdonald, 1996]: по разлому 31° смещение составляет 15 км, по разлому Кокос – 92 км, по разлому 33°30' – 30 км, по разлому Метеор – 69 км, а по разлому Монтевидео – лишь несколько километров. В последнем случае осевая линия имеет прерывистый характер с изломами небольшой амплитуды. Все смещения правосторонние.

Скорость спрединга на разных участках изученного района гребневой зоны варьирует, составляя несколько больше 3 мм/год.

В целом можно заключить, что тектоно-геодинамическая эволюция срединного хребта протекала неравномерно. Для выявления истинного хода данного процесса следует накапливать новые факты. Вне сомнений, что выявленные мезомасштабными исследованиями особенности тектонического строения и развития гребневых зон срединных хребтов, а также других районов открывают перспективу разработки новых, более точных и интересных тектоно-геодинамических построений и моделей.

Время образования, становления и развития Южного сегмента Срединно-Атлантического хребта

Общепризнанно, что время зарождения спрединга в Центральной Атлантике относится к средней юре, точнее, к эпохе 170 млн лет назад. Что касается Южной Атлантики, то здесь оно более позднее. Аргументация этого такова. Наиболее близким к окончанию Южно-Атлантического спредингового хребта структурным элементом Атлантики, который может пролить свет на рассматриваемую проблему, является глубоководная Аргентинская впадина. Время ее зарождения – позднеюрское (см. главу 2). Здесь остановимся на строении и истории формирования региона, расположенного непосредственно южнее Аргентинской впадины, поскольку это вносит ясность в предысторию ее развития. Регион охватывает значительную площадь, ограниченную с юга структурным комплексом моря Скотия (рис. 32). На крайнем западе, в области шельфа Юж-

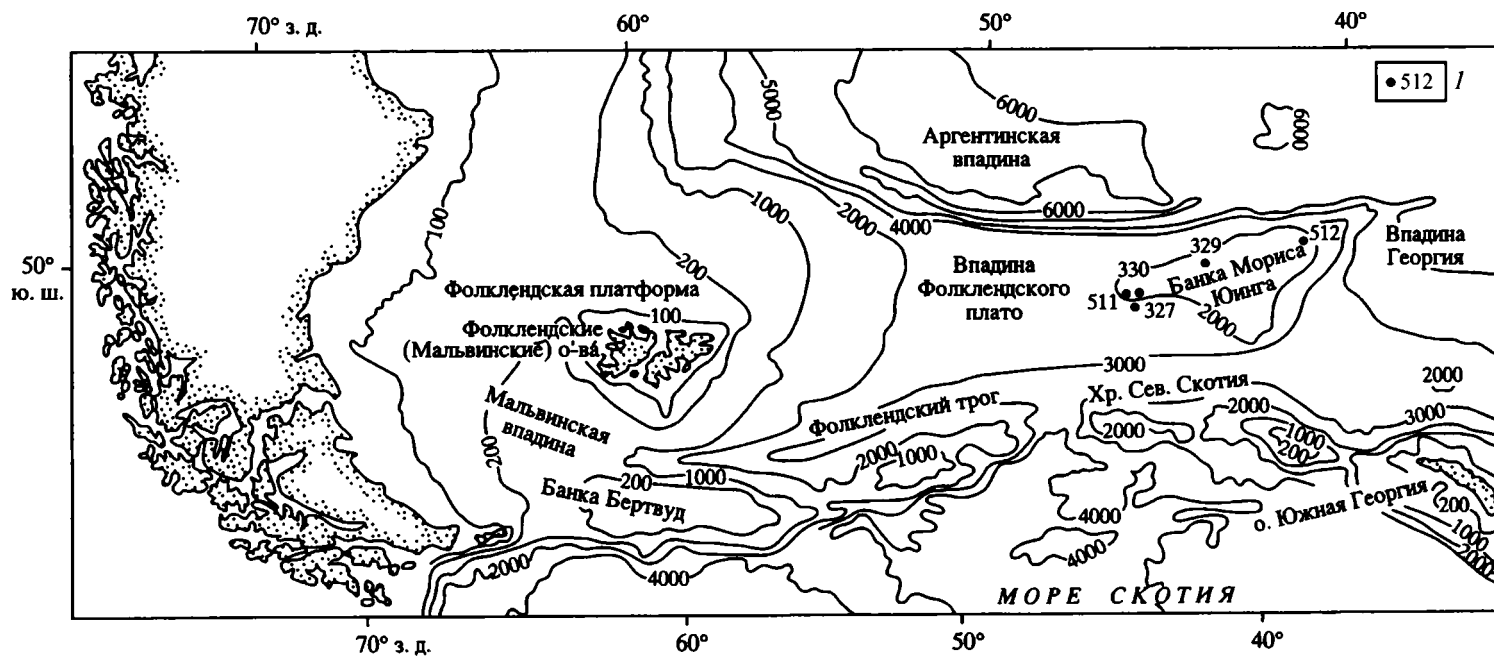


Рис. 32. Основные структурные элементы Фолклендского плато и прилегающей акватории Южной Атлантики (по [Крашенинников, Басов, 1985])

1 – номера и местоположение скважин глубоководного бурения

ной Америки до изобаты 200 м, выделяется Фолклендская платформа, несущая острова того же названия. С восточной стороны она окаймлена континентальным склоном, границей которого является изобата 2000 м. Далее находится впадина Фолклендского плато, за которым следует хорошо разбуренная банка Мориса Юинга. Район банки оконтуривается изобатой 2000 м. Глубоководной скв. 330 (глубина проходки 575 м, глубина дна 2626 м) вскрыт разрез, схематично показанный на рис. 33. Самые древние породы представлены докембрийским кристаллическим комплексом. На этом комплексе, сходном с комплексом Фолклендских островов, с размывом и несогласием залегают маломощные субаэральные средне(?)-верхнеюрские терригенные отложения с прослоями лигнитов и флористическими остатками. Выше следует алевролитовая пачка, а

затем глинистая, где по палеонтологическим данным выделяются отложения келловея, нижнего оксфорда и верхнего оксфорда-титона. Соответственно, морские условия установились в этом районе 160 млн лет назад. Далее в разрезе с размывом залегают отложения нижнего мела, а затем верхнего мела, представленные в основном глинистыми наннопланктонными илами [Крашенинников, Басов, 1985]. В самом верху разреза с размывом лежит диатомовый ил эоцена. В работе [Кашинцев, 2001] также приводится цифра 160 млн лет, с которой связывается возникновение спредингового центра между Южной Америкой и Африкой.

Изучение дайковых комплексов на Фолклендских островах (Stone et al., 2008) показало, что между нашими заключениями о времени раскрытия Южной Атлантики и данными о возрасте трех генераций даек (Ar-Ar) противоречий нет. Ранний дайковый комплекс распространен на западе Фолклендов. Второй комплекс приурочен к определенному району Западных и Восточных

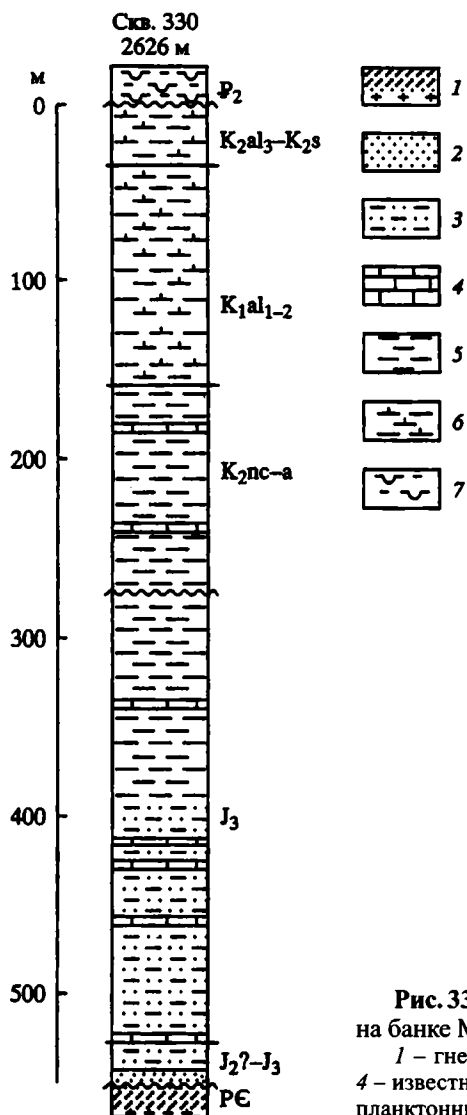


Рис. 33. Разрез глубоководной скв. 330, пробуренной на банке Мориса Юинга (по [Крашенинников, 1978])

1 — гнейсы и гранитоиды; 2 — песчаник; 3 — алевролит; 4 — известняк; 5 — глины и аргиллиты; 6 — глинистый наннопланктонный ил; 7 — диатомовый ил

Фолклендов. Простираение этих даек северо-восточное–юго-западное. Для них приводятся цифры становления 178 млн лет назад. Третий комплекс объединяет дайки меридионального простираения. Они занимают значительные площади как на Западных, так и на Восточных Фолклендах. В одной из даек определен возраст 121 млн лет. Соответственно, раскрытие Южной Атлантики и становление в ней океанических условий (спрединга) по этим данным охватывает промежуток времени между средней юрой и аптом. Средняя юра – это этап микроплитного развития, предшествовавшего рифтингу.

Дальнейшее становление и развитие Южно-Атлантического хребта находит отражение в истории формирования глубоководных впадин, расположенных по обе его стороны. Время их образования по геологическим и палеонтологическим данным существенно различается. На рис. 34 можно видеть омоложение впадин в направлении с юга на север. Иными словами, спрединговый хребет проградировал в сторону экватора в направлении демаркационной зоны Романш, севернее которой лежит область Центральной Атлантики со своими тектоническими особенностями. Это 1-й этап становления и развития Южно-Атлантического срединного хребта. Объединение с Центральной тектонической провинцией океана произошло лишь в альбе, около 100 млн лет назад. При этом вдоль разломной зоны Романш произошло трансформное смещение спредингового центра на 900 км. Это самая большая величина трансформного смещения в океане.

Можно констатировать, что во время 1-го этапа хребет приобрел те структурные свойства, которые считаются классическими для срединных океанических хребтов.

2-й этап структурообразования подразделяется на два подэтапа. Тектоническим разделом между соответствующими этим этапам районами служит крупный разлом Риу-Гранди, также относящийся к категории демаркационных. Этот раздел достаточно резко подчеркивается морфоструктурными осо-

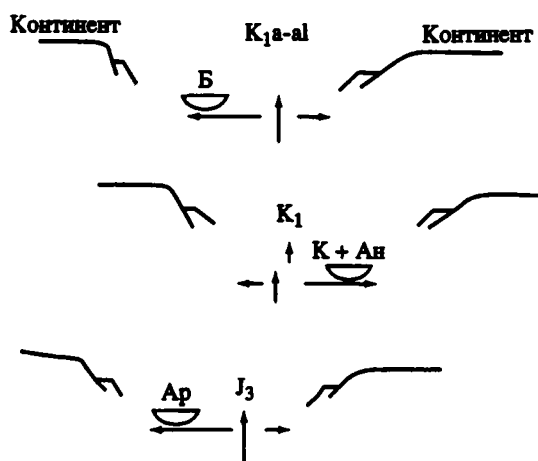


Рис. 34. Асимметричный спрединг на этапе зарождения глубоководных впадин в Южной Атлантике (по [Пушаровский, 2002а, 6])

Вертикальные стрелки – спрединговый центр; горизонтальные – асимметричный спрединг. Линзы – местоположение глубоководных впадин: Ар – Аргентинской, К+Ан – Капской и Ангольской, Б – Бразильской

бенностями хребта: здесь происходит его резкое расширение (размеры указаны выше). Очевидно, что океаногенез в южном сегменте САХ являлся не только более длительным, но и более интенсивным, чем в северном.

Современную стадию развития срединного хребта, хотя и разбитого множеством разломов, следует рассматривать как зрелую. Область южного окончания хребта (район тройного сочленения Буве) в книге рассматривается отдельно.

* * *

Интерес всех геологов вызывает тектоническая обстановка, создавшая условия для образования Южно-Атлантического срединного хребта. Главные этапы развития следующие.

Определяющим событием был распад Южной Гондваны, когда произошло разделение Антарктиды и Южной Америки, т.е. 160 млн лет назад. На этом этапе возникло несколько рифтовых структур, историю которых в настоящее время расшифровать сложно. Одна из них и послужила началом формирования спредингового центра. Спрединговый центр возник в области Центральной Атлантики несколько раньше. Оба эти явления указывают на начало принципиальной смены геодинамических условий в Индо-Атлантическом сегменте Земли. В то же время это был критический этап в развитии Тетиса, разделявшего Гондвану и Лавразию. Структурные реликты Тетиса в течение нескольких десятков миллионов лет служили тектоническим барьером между южной и северной частями Атлантического океана. Редкие фрагменты коры и мантии тетической области существуют в современной структуре океанского дна, проявляясь в виде локальных петрогеохимических аномалий. Однако проблема механизма разрушения Тетиса и история этого процесса еще далеки от решения. Датировка раскрытия – 160 млн лет основывается на данных о геологии континентальных окраин, в наибольшей мере на материалах глубоководного бурения и геодинамических построениях. Очень значимым в этом смысле является Фолклендский регион (см. рис. 32). В этом регионе имеет место исключительно широкий шельф, на востоке которого выступают Фолклендские острова, отстоящие от мыса Горн на 800 км. Цоколь островов имеет континентальную природу и образован докембрийскими породами, представленными гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, пегматитами. Он перекрыт девонскими отложениями – кварцитами, песчаниками и глинистыми сланцами. Породы частично метаморфизованы и деформированы. Их мощность ~3000 м. Верхняя часть разреза островов, залегающая несогласно, представлена перм-триасовыми преимущественно ледниковыми отложениями с флорой. Мощность толщи может достигать 3500 м. В позднем триасе–ранней юре породы были прорваны дайками и силлами диоритов, коррелирующимися с такими же образованиями Южной Африки и фиксирующими начало распада Гондваны.

В западной части шельфа развит крупный и глубокий Южно-Мальвинский осадочный бассейн, в низах разреза которого, по аналогии с подобного рода более северными бассейнами, по которым есть данные бурения, залегают мощные средне-верхнеюрские континентальные отложения. Прогиб вытянут в широтном направлении, как и остальные (а их 5) более северные прогибы, существующие на аргентинской окраине. Цепочка прогибов простирается вдоль континента, что позволяет относить их к категории периконтинентальных прогибов и рассматривать в качестве предвестников развития океана.

Из приведенных выше сведений достаточно ясна тектоно-геодинамическая обстановка, в условиях которой зародился Южно-Атлантический срединный хребет. Главная черта этой обстановки – динамичность геологической среды на достаточно обширном пространстве. Первичной же причиной этой динамичности являются мантийные процессы, что составляет особую тему.

Южное окончание Срединно-Атлантического хребта

Самая южная часть Срединно-Атлантического хребта представляет собой область сочленения структур трех срединно-океанических хребтов: Срединно-Атлантического (САХ), Американско-Антарктического (ААХ) и Африканско-Антарктического (АФАХ). Строение этого района, получившего название тройного сочленения Буве (ТСБ), рассматривалось в работах [Sclater et al., 1976; Le Roex et al., 1983, 1985, 1987; Dickey et al., 1977; Mitchell, Livermore, 1998]. Новые фактические данные и обобщения по геологическому строению ТСБ сделаны в работах [Пушаровский, 2000; Пейве и др., 1999; Пейве, 2002; Пейве и др., 1994, 1995; Ligi et al., 1997, 1999; Сколотнев, 2000]. Выделяются три основные морфоструктурные провинции: а) структуры САХ; б) структуры АФАХ и район их сочленения с САХ; в) структуры ААХ и район их сочленения с САХ (рис. 35).

Структуры САХ представлены тремя сегментами рифтовой долины между $53^{\circ}20'$ и $54^{\circ}55'$ ю.ш. и параллельными им грядками и депрессиями северо-северо-западного простирания. Центральный сегмент рифтовой долины ограничивает с запада изометричный массив – окончание хребта Шпицберген. Южный сегмент представляет собой впадину шириной около 9 км, ограниченную крутыми склонами. Он отделен порогом высотой около 300 м от отрезка рифтовой долины меридионального простирания; последний углубляется к югу и отделяется от структур Граничного прогиба, имеющих северо-восточное простирание, серией субмеридиональных порогов. Другой порог с расположенным на нем конусовидным поднятием отделяет южный сегмент рифтовой долины от депрессии восток–юго-восточного простирания, которая прослеживается до подножья хребта Шпицберген.

Область сочленения САХ–АФАХ включает хребет Шпицберген, Восточную зону дислокаций, структуры палеосочленения САХ/Шпицберген–АФАХ и разлом Буве. Наибольший интерес представляют первые две структуры.

Хребет Шпицберген шириной до 55 км ограничен крутыми ступенчатыми склонами высотой 900–1400 м. Вершинная поверхность хребта лежит на глубинах 1,4–1,7 км, понижаясь к югу до 2 км. В центральной его части имеется крупная вулканическая постройка размером более 15 км в диаметре, слегка вытянутая в восток–юго-восточном направлении. Для хребта характерно также множество конусовидных поднятий, представляющих собой небольшие вулканы. Порода осевой части хребта отличается высокой намагниченностью, существенно превышающей таковую в пределах рифтовой долины САХ, что связано с интенсивным современным вулканизмом в пределах этой структуры. Эта положительная магнитная аномалия обрамляется V-образно сходящимися отрицательными аномалиями, что, возможно, свидетельствует о проградации северо-западного окончания хребта Шпицберген. Возраст хребта, судя по магнитным аномалиям, не древнее 2 млн лет.

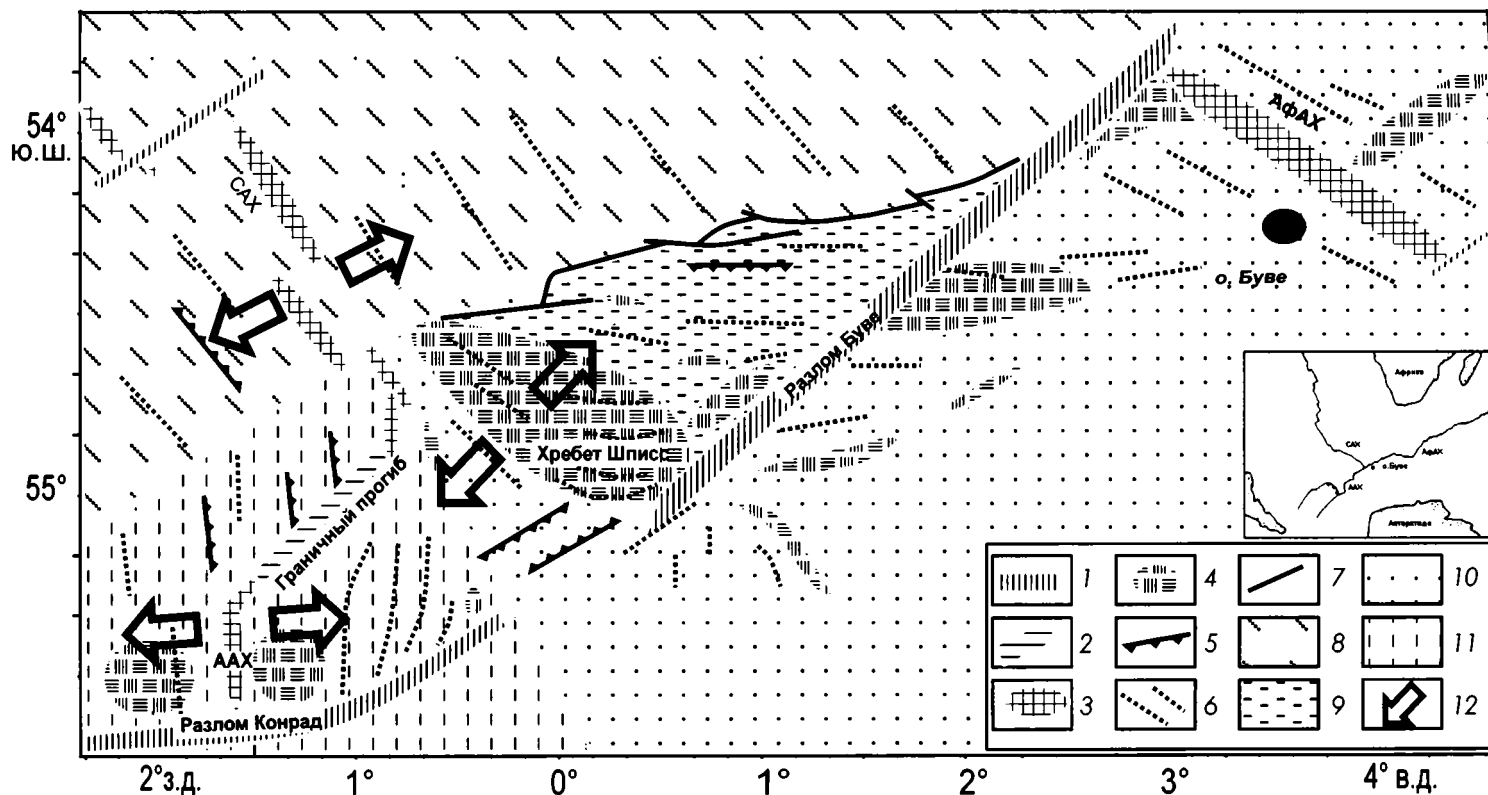


Рис. 35. Структурная схема ТСБ (по [Пейве, 2002])

1 – разломные зоны; 2 – Граничный прогиб; 3 – рифтовые долины; 4 – поднятия и хребты; 5 – тектонические эскарпы; 6 – преобладающие простиражения структур; 7 – граница Восточной зоны дислокаций; 8 – структуры САХ; 9 – Восточная зона дислокаций; 10 – структуры АФАХ; 11 – структуры ААХ; 12 – направления спрединга. На врезке показано положения рассматриваемого района

Восточная зона дислокаций находится к северу от желоба Буве. Граница между структурами САХ и зоной дислокаций прослеживается в виде протяженных эскарпов высотой 200–400 (иногда до 600) м, резко обрезающих грядовой рельеф юго-восточного простирания (азимут 150°). Эскарпы прослеживаются от северо-восточного подножья хребта Шписс и имеют северо-восточное простирание, совпадающее с простиранием желоба Буве. От 0°15' з.д. на восток, вплоть до сочленения разлома Буве с рифтом вблизи острова Буве, граница имеет субширотное простирание.

В зоне дислокаций отмечаются два преобладающих направления: субширотное и восток–северо-восточное. Линиаменты восток–северо-восточного простирания разделяют поднятия на краю желоба и прослеживаются на его северном склоне в виде ложбин и ступеней. На южном склоне желоба они протягиваются от 55° ю.ш. до 54°25' ю.ш. Далее к северо-востоку как в области деформаций, так и на южном борту желоба преобладают субширотные простирания.

Область структур ААХ и их сочленения со структурами САХ включает разлом Конрад, рифтовую долину ААХ, Граничный прогиб, структуры палеосочленения САХ–ААХ. Ее границей со структурами САХ является линия смены простираний структур с юго-восточного, характерного для САХ, на меридиональное, характерное для ААХ. Граница имеет азимут 225°.

Разлом Конрад выражен в рельефе субширотным желобом шириной до 7 км. Его глубина увеличивается с востока на запад от 4 до 5,8 км. По особенностям морфологии выделяется несколько участков. На участке к западу от 2°30' з.д., желоб разделен медианным хребтом относительной высотой 600–700 м на северную и южную депрессии с глубинами 5,8 и 5,6 км соответственно. Примерно на 2°30' з.д. северная депрессия выклинивается, так как хребет приключается к северному борту желоба, а южная депрессия ограничена по простиранию двумя уступами высотой 300–400 м.

Крутой южный борт желоба разбит уступами субмеридионального простирания на отдельные ступени. Высота южного трансверсивного хребта увеличивается к востоку от 3,5 до 3 км. Ширина вершинной поверхности соответственно уменьшается до 5 км, а простирание гряд на ней меняется от участка к участку: на западе оно северо-восточное, на следующем участке – субмеридиональное, а к востоку от 1°34' з.д. – юг–юго-восточное, ортогональное к желобу, который также несколько меняет свое простирание. Высота северного борта желоба, верхняя бровка которого находится на глубине 3,5–3,7 км на западе и 3,3–3,4 км на востоке, меняется в соответствии с глубиной желоба. На западном участке он наиболее крутой, в центральной части – крутой и ступенчатый, к востоку от пересечения с рифтовой долиной (1°37' з.д.) – относительно пологий.

Севернее желоба Конрад преобладают гряды и депрессии субмеридионального простирания. На западном отрезке желоба к нему выходят две широких депрессии, из которых восточная почти на 500 м глубже западной. Днища депрессий прослеживаются на север, постепенно повышаясь до глубин 3 км, где замыкаются порогами северо-восточного простирания.

Рифтовая долина, которая протягивается в меридиональном направлении примерно по 1°37' з.д., ограничивает угловое поднятие с востока. Ширина долины с юга на север уменьшается от 7 до 2 км, а глубина – от 4,6 до 4,1 км. Борты долины образованы серией уступов, нижний из которых, по 1°34' з.д.,

прослеживается через желоб и в виде глубокой субмеридиональной депрессии на южном борту желоба.

Внешнее угловое поднятие к востоку от рифтовой долины имеет изометричную форму с глубиной над вершиной около 1 км. Средняя глубина его вершинной поверхности 1,5–1,6 м. У его южного края и на западном склоне находятся поднятия с относительной высотой 400–600 м. Далее прослеживается несколько впадин и небольших поднятий. Отчетливые линейные магнитные аномалии прослеживаются по 175° вплоть до С2п. Восточнее углового поднятия простирается впадин становится 185°. Далее на север они утыкаются в современные рифтовые структуры САХ.

Северо-западный склон внешнего углового поднятия является юго-восточным склоном Граничного прогиба. Эта депрессия с широким дном глубиной до 4,2 км протягивается ортогонально структурам САХ от окончания рифтовой долины ААХ на северо-восток. Его крутые склоны осложнены уступами. На северо-западном борту их простирается меняется от меридионального до северо-западного. Уступы вместе с лежащими на их продолжении депрессиями в пределах САХ образуют структуры, характерные для оперяющей системы левостороннего сдвига. С северо-востока депрессия ограничена крутым склоном, однако на ее северо-восточном продолжении до сочленения с рифтовой долиной САХ прослеживается прогиб того же простирается.

К области палеосочленения САХ–ААХ относится восточный отрезок желоба Конрад вместе с меридиональной депрессией шириной около 30 км (к востоку от углового поднятия). К северу от нее к рифтовой долине САХ протягивается цепочка субмеридиональных депрессий. Возможно, они ранее являлись рифтовой долиной ААХ. Северное обрамление желоба в его самой восточной части представлено грядами и ложбинами с амплитудой рельефа 600–800 м, также изгибающимися к северу. Они отделены субширотной депрессией от выровненной поверхности у подножия хребта Шписс двумя ступенями. Уступ, разделяющий эти ступени, и находящийся на верхней из них выступ хребта Шписс имеют северо-восточное простирается, соответствующие простирается разлома Буве, и относятся к структурам палеосочленения САХ–АфАХ.

Таким образом, в районе ТСБ доминирующими являются две системы структур: 1) связанная с движениями в системе САХ–АфАХ; 2) в системе САХ–ААХ. Система САХ–АфАХ включает разлом Буве, разделяющий смещенные сегменты срединно-океанических хребтов. Исходя из того, что разлом Буве образовался как трансформный разлом с простирается 45°, ему должны были соответствовать рифтовые сегменты, ориентированные по азимуту 135°. Действительно, в восточной части разлома (в районе о. Буве) к нему подходит сегмент АфАХ с таким простирается. На западе, в районе южного окончания САХ, эта структура расщепляется на две ветви. Простирается структур и линейных магнитных аномалий западной ветви САХ – 175–170°. Восточная ветвь в пределах САХ протягивается по 135° до 54°50' ю.ш. Далее структуры САХ не прослеживаются, исчезая под более молодыми вулканическими структурами юго-западной части хребта Шписс. Вероятно, ранее область сочленения разлома Буве со структурами САХ, а позднее с хребтом Шписс, который заложился восточнее как рифтовая структура, параллельная восточной ветви САХ (возможно они существовали как перекрывающиеся спрединговые центры) была расположена приблизительно в точке 55°10' ю.ш. и 0°05' в.д.

Такая конфигурация сформировалась около 2 млн лет назад и на начальных этапах своего существования была нестабильной. Нестабильность могла быть обусловлена двумя факторами. Во-первых, в начальный период возникновения данной конфигурации вблизи точки тройного сочленения приблизились друг к другу два мантийных течения, сходящиеся потоки которых имели азимуты 60° (к востоку от оси САХ) и 45° (хребет Шписс). Из-за разницы в азимутах направлений движений, которая составляла 15° , в зоне их соприкосновения возникали условия сжатия, которые отражались и на вышележащей океанической коре. Возможно, в ходе эволюции тройного сочленения данный процесс затухал при появлении вдоль осевой компоненты мантийного течения, так как для ТСБ известны периоды существования устойчивой конфигурации типа хребет–хребет–хребет [Sclater et al., 1976]. Однако в рассматриваемый временной интервал из-за возникновения второго дестабилизирующего фактора – зарождения мощной вулканической системы хребта Шписс, этого не произошло. Данная вулканическая система возникла приблизительно 1,5–2 млн лет назад и, вероятно, связана с аномальным подтоком разогретого глубинного мантийного вещества, приведшим к неустойчивости ранее существовавших мантийных течений, что вызвало усложнение кинематики движений в этом районе около 0,8 млн лет назад. Поступление базальтовых расплавов не компенсировалось спредингом в хребте Шписс, что привело к резкому нарастанию по вертикали самой вулканической постройки, состоящей в настоящее время из лавовых потоков и многочисленных отдельных вулканических аппаратов разного размера. Зона ареального вулканизма продвинулась также значительно южнее, залив трог разлома Буве. С этого времени отсутствуют какие-либо морфологические признаки трансформных перемещений по разлому Буве. С этим же этапом связано формирование восточной зоны сдвиговых дислокаций. Здесь в зонах тектонических эскарпов, соответствующих зонам сдвигов, выведены к поверхности дна тектонизированные и гидротермально измененные базальты.

Западная ветвь ТСБ построена иначе. Одна из главных структур этого района – разлом Конрад – простирается по азимуту 85° . Разделяемые им рифтовые зоны имели азимут около 175° . В юго-западном направлении прослеживается система поднятий и прогибов, разделенных крутыми эскарпами меридионального простирания. Таким образом, ранее 2 млн лет рифтовая долина САХ доходила приблизительно до $55^\circ 30'$ ю.ш. и $0^\circ 30'$ з.д. Кора, формировавшаяся в южной части этой ветви испытывала сжатия из-за образования коры в пределах АфАХ. Это привело к разрыву оси САХ и смещению его южной части к западу вплоть до его современного положения. При этом образовалась специфичная структура – Граничный прогиб, соединявший расходившиеся концы некогда единого сегмента САХ и представлявший одновременно зону сдвига.

* * *

Область ТСБ характеризуется сложной геодинамикой развития трех спрединговых зон, обусловившей пестрый современный структурный облик региона. В районе южного окончания центрального сегмента САХ наблюдается изгиб простираний структур от юго-восточных (параллельных оси САХ) к южным. Линия изгиба прослеживается от рифтовой долины САХ вдоль борта Граничного прогиба и далее на юго-запад вплоть до разлома Конрад. Ее можно считать условной границей структур САХ и ААХ.

Тройное сочленение Буве представляет собой область, в которой отсутствуют классические сочленения типично разломных и рифтовых структур. Здесь имеются сложно построенные переходные зоны со своей геодинамикой и вулканизмом.

К проблеме состава, строения и деформаций 3-го слоя океанической коры

В осевых зонах спрединга океанического дна расплавы, поступаая из мантии и заполняя пространство между раздвигающимися литосферными плитами, кристаллизуются в виде пород океанической коры [Coleman, 1977 и др.]. Изливавшиеся на поверхность океанического дна лавы составляют лишь небольшую долю генерируемой в недрах срединно-океанических хребтов (СОХ) магмы. Преобладающая ее часть застывает на глубине в виде даек и более крупных интрузий, не достигая поверхности [Дубинин, Ушаков, 2001]. Магматические расплавы в процессе перемещения в верхние горизонты океанической литосферы дифференцируются в неглубоко расположенных камерах. За счет такой дифференциации в СОХ возникают разнообразные магматические породы, формирующие 3-й слой океанической коры: пироксениты, троктолиты, оливновые габбро, габбро, габбронориты, рудные габброиды, диориты, плагиограниты [Boudier et al., 1996; Kelemen et al., 1997; Дубинин, Ушаков, 2001 и др.]. В дальнейшем породы подвергаются деформационным и гидротермальным преобразованиям, и образуя структурно-вещественную пространственную неоднородность 3-го слоя океанической коры.

На всем протяжении СОХ разбиты трансформными разломами и нетрансформными смещениями на отдельные сегменты [Macdonald et al., 1988]. В центральных частях сегментов формируется океаническая кора с нормальной последовательностью слагающих ее пород: нижняя часть коры (3-й слой), сложенная преимущественно габброидами, долериты дайкового комплекса и базальты (2-й слой). На границах сегментов СОХ в зонах трансформных разломов и нетрансформных смещений строение океанической коры сильно осложнено множеством разрывных нарушений. Магматическая активность здесь проявлена значительно слабее, и спрединг океанического дна компенсируется утонением океанической коры и выведением глубинных пород к поверхности при образовании разрывных нарушений. Проведенные исследования 3-го слоя океанической коры в зонах СОХ с повышенной тектонической активностью (границы сегментов) показывают, что слагающие его габброиды образуются не в результате существования здесь долгоживущей магматической камеры, формирующей непрерывный слой между ультрабазитами и долеритами, как это представляется в идеализированном разрезе океанической коры [Колман, 1979; Пейве, 1991], а возникают при кристаллизации расплавов в небольших уплощенных субгоризонтальных магматических камерах, которые размещаются во вмещающих реститовых ультрабазитах и ранее сформированных габброидах. Это показано на примере исследований в зонах разломов Зеленого Мыса [Cannat et al., 1997], Кейн [Meurer, Gee, 2002], Вима [Сколотнев, 2003], во впадине Хесса в Тихом океане [Natland, Dick, 1996] и в других районах СОХ, а также в различных офиолитовых комплексах [Nicolas et al., 1988; Lagabriele, Cannat, 1990; Malpas, 1990; Cannat, 1993; Kelemen et al., 1997 и др.].

Габброиды в данных районах образуются при кристаллизации дифференцированных расплавов главным образом в периодически появляющихся магматических камерах [Dick et al., 1991; Mevel et al., 1991; Natland, Dick, 1996 и др.]. Они формируют 3-й слой океанической коры из отдельных силлоподобных магматических тел относительно небольшого размера в результате образования ряда последовательно появляющихся и отмирающих магматических камер [Dick et al., 2000 и др.]. В быстросрединговых СОХ габброиды формируют преимущественно полный разрез океанической коры между мантийными ультрабазитами и вышележащими породами 2-го слоя (долеритами и базальтами). В медленносрединговых СОХ вблизи зон трансформных нарушений и нетрансформных смещений габброиды появляются прерывисто. По сравнению с быстросрединговыми СОХ формирование океанической коры здесь осложняется многочисленными разрывными нарушениями [Разницын, 2004 и др.].

Несмотря на широкое разнообразие габброидов, их можно разделить на два основных типа.

Габброиды первого типа наиболее широко распространены в пределах океанов. Они представлены троктолитами, оливиновыми габбро, габбро, габброноритами и анортозитами. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз, клинопироксен и оливин, часто присутствуют ортопироксены. Второстепенными являются рудные минералы и амфиболы. Иногда встречаются акцессорные кристаллы апатита и циркона. Данные габброиды комагматичны ассоциирующим с ними толеитовым базальтам и представляют собой кумулятивные породы, сформировавшиеся в результате магматической дифференциации и кристаллизации нормальных толеитовых расплавов в магматических камерах под срединным хребтом. Во всех наиболее детально исследованных разрезах 3-го слоя океанической коры, таких, например, как в разломных зонах Атлантик II [Dick et al., 2000], Атлантик [Oceanic core complex..., 2005], Кейн [Mevel et al., 1991], Зеленого Мыса [Сколотнев и др., 1989; Kelemen et al., 2004], Вима [Сколотнев, 2003], в зоне смещения Сьерра-Леоне [Пушаровский и др., 2004], в этих породах отмечаются признаки кумулятивной расслоенности. Вариации состава габброидов связаны главным образом с разной степенью дифференцированности магматического расплава, из которого они кристаллизовались.

Второй тип представлен сильно дифференцированными рудными (оксидными) габброидами. Они имеют локальное распространение, но в небольшом количестве обнаружены на многих участках медленносрединговых СОХ (районы разломов Атлантик II [Bloomer et al., 1991; Cannat, 1991; Dick et al., 2000 и др.], Атлантик [Oceanic core complex..., 2005], Океанограф [Karson et al., 1984; Otter et al., 1985], Кейн [Mevel et al., 1991], Зеленого мыса [Сколотнев и др., 1989], Марафон, Вима [Сколотнев, 2003 и др.], Сьерра-Леоне [Пушаровский и др., 2004] и др.). Значительно реже рудные габброиды встречаются в разломных зонах быстросрединговых СОХ (впадина Хесса [Dick et al., 1991 и др.] и др.).

Чаще всего рудные габброиды находятся в ассоциации с габброидами первого типа, а также с ультраосновными породами, диоритами и плагиогранитами (трондьемитами). Они образуют преимущественно секущие тела мощностью от первых сантиметров до нескольких метров в основных и ультраосновных вмещающих породах [Hebert et al., 1991; Dick et al., 2000; Oceanic core complex..., 2005 и др.].

От пород первого типа рудные габброиды отличаются резко повышенными концентрациями титана и железа. Для них характерны высокие (до 20%, редко до 50%) содержания Fe–Ti-оксидных минералов (ильменит, титаномагнетит, магнетит), а также присутствие коричневых высокотемпературных амфиболов, акцессорного циркона и апатита, иногда биотита [Пушаровский и др., 2004; Сколотнев, 2003 и др.].

Рудные габброиды представляют собой кумулятивные породы поздней стадии магматической дифференциации. Предполагается, что они формировались из остаточных расплавов, возникавших в результате образования предыдущей серии габброидов и являющихся конечными продуктами дифференциации основного магматического расплава [Сколотнев и др., 1989; Cannat et al., 1992; Dick et al., 1991; Силантьев, 1998]. Некоторые исследователи полагают, что они возникают в результате переплавления гидратированных мафит-ультрамафитовых коровых и мантийных пород [Шарков и др., 2005]. Одним из предложенных вариантов их образования является представление о «синтектонической дифференциации», когда при тектоническом сжатии частично расплавленных габброидов из них удаляется обогащенный железом и титаном расплав [Dick et al., 1991; Силантьев, 1995]. В условиях тектонических деформаций этот расплав взаимодействует с ранее выделившимися силикатными фазами.

Данные детального структурно-вещественного исследования габброидов, проведенного в районе нетрансформного смещения Сьерра-Леоне, расположенного в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта между 5 и 7°10' с.ш. (полигон Сьерра-Леоне), и их сопоставление с данными изучения габброидов в других районах СОХ позволяют восстановить некоторые условия их формирования и метаморфического преобразования в зоне СОХ, а также оценить роль разрывных нарушений в формировании 3-го слоя океанической коры.

При драгировании в рейсах российских научно-исследовательских судов на полигоне Сьерра-Леоне было получено большое количество габброидов, которые являются фрагментами 3-го слоя океанической коры. Они распространены в зонах трансформного разлома Богданова (7°10' с.ш.) и нетрансформного смещения Сьерра-Леоне, а также на поднятиях рифтовых гор, в рифтовых впадинах и вдоль бортов рифтовой долины (рис. 36).

Большинство габброидов полигона Сьерра-Леоне в той или иной степени подвержены разнообразным структурным и минеральным преобразованиям, возникшим во время деформаций и гидротермальных изменений.

Определенные типы деформационных структур в габброидах (деформационные парагенезисы) указывают, за счет какого деформационного механизма они были сформированы. Это позволяет выявить некоторые метаморфические условия, такие как температурный диапазон, относительные стрессовые напряжения и скорость деформации. Присутствие в породах синдеформационных амфиболов позволяет установить относительное количество водного флюида, присутствовавшего во время деформаций, а состав амфиболов позволяет уточнить температурный диапазон, в котором эти деформации происходили.

В соответствии с теми или иными деформационными структурами и минеральными метаморфическими фазами в габброидах полигона Сьерра-Леоне можно выделить **семь метаморфических структурно-вещественных парагенезисов.**

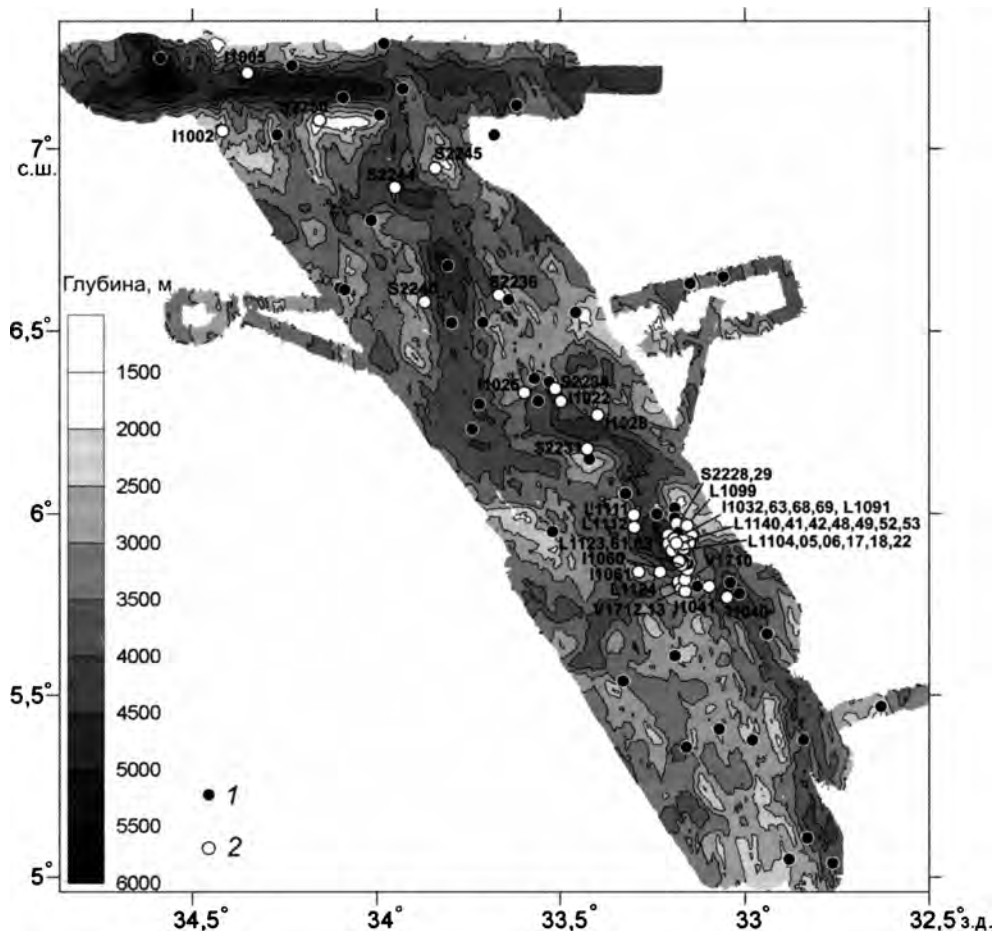


Рис. 36. Расположение станций драгирования в районе исследований, на которых подняты габброиды. При составлении карты использованы данные [Мазарович, Добролюбова и др., 2001, Пушаровский и др., 2002, Бельтенов и др., 2004]

1 – станции драгирования без габброидов, 2 – станции драгирования с габброидами. Номера станций драгирования: S22 – 22-й рейс НИС «Академик Николай Страхов», 2000 г.; I10 – 10-й рейс НИС «Академик Иоффе», 2001–2002 гг.; L – 22-й рейс НИС «Профессор Логачев», 2003 г.; V17 – 17-й рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов», 2003 г.

1. Крупные неомаслы породообразующих минералов габброидов и структуры субсолидусных деформаций в ассоциации с амфиболами магматического происхождения.

2. Крупные неомаслы породообразующих минералов габброидов в ассоциации с высокотемпературными метаморфическими амфиболами.

3. Структуры милонитов в ассоциации с магматическими амфиболами.

4. Мелкие неомаслы плагиоклаза и оливина в ассоциации со среднетемпературными метаморфическими амфиболами.

5. Структуры хрупко-пластических деформаций габброидов.

6. Структуры хрупких деформаций и катаклазиты.

7. Метасоматически замещенные породообразующие минералы без признаков деформаций.

Каждый из данных структурно-вещественных парагенезисов формировался за счет участия тех или иных деформационных механизмов, которые могли осуществляться в определенном диапазоне условий. Кратко рассмотрим каждый из перечисленных парагенезисов и определим условия их образования.

1. Крупные неомласты породообразующих минералов габброидов и структуры субсолидусных деформаций в ассоциации с амфиболами магматического происхождения. Габброиды с крупными (от 0,15 до 1 мм) неомластами плагиоклаза, оливина и пироксенов, содержащие признаки субсолидусных деформаций (деформаций в присутствии не до конца кристаллизовавшегося магматического расплава) были обнаружены в глубоких рифтовых впадинах полигона Сьерра-Леоне, главным образом во впадине Маркова (обр. I1032/5, I1063/7, 14, 18-20, 25, 27 и др.). Они имеют гнейсовидную текстуру, гетеробластовую и порфиробластовую структуры. Иногда в них имеются узкие (несколько миллиметров) зоны милонитов. Наибольшее скопление неомластов наблюдается там, где в первичных зернах есть извилистые неровные границы и структуры проникновения одного зерна в другое, в том числе между минералами разных фаз. Это является прямым свидетельством активного проявления деформационных механизмов динамической рекристаллизации, основанных на процессах диффузионной ползучести вдоль границ зерен, что характеризует высокие температуры деформаций, соответствующие температурам гранулитовой фации регионального метаморфизма [Николя, 1992; Passchier, Trouw, 1996]. Широкое развитие полигональной структуры у неомластов плагиоклаза и оливина свидетельствует о деформациях в изотропных статических условиях при отсутствии сдвиговых напряжений или при очень низком стрессе. Такая рекристаллизация осуществляется за счет внутреннего напряжения, накопившегося в кристаллической решетке минералов при более ранних деформациях, а также указывает на процессы диффузионной ползучести [Николя, 1992; Passchier, Trouw, 1996; Vernor, 2004]. Присутствие в породах синдеформационного магматического амфибола указывает на участие в деформациях небольшого количества остаточных водных флюидов магматического происхождения.

Таким образом, формирование деформационных структур рассматриваемых габброидов происходило в температурных условиях, соответствующих гранулитовой фации метаморфизма, при невысоких стрессовых напряжениях, в присутствии небольшого количества водного магматического флюида.

2. Крупные неомласты породообразующих минералов габброидов в ассоциации с высокотемпературными метаморфическими амфиболами. Габброиды с крупными неомластами плагиоклаза, оливина и пироксенов, содержащие синдеформационные высокотемпературные метаморфические амфиболы, обнаружены на полигоне Сьерра-Леоне главным образом в глубоких рифтовых впадинах (обр. S2234/7, I1032/3, 7, 8, 12, I1060/15, 16, 27, I1068/32 и др.). Структурно они очень похожи на габброиды 1-го типа и формировались, по-видимому, при участии тех же деформационных механизмов, но при отсутствии магматического расплава. Одно из основных отличий – отсутствие в них милонитизированных участков. Присутствие синдеформационного метаморфического амфибола указывает на то, что деформации происходили при

участии водного флюида, а его состав соответствует температурным условиям верхних частей амфиболитовой фации метаморфизма.

Таким образом, деформационные структуры данных габброидов формировались в температурном диапазоне, соответствующем условиям верхних частей амфиболитовой фации метаморфизма. Деформации происходили в присутствии водного метаморфического флюида при невысоких стрессовых напряжениях.

3. Структуры милонитов в ассоциации с магматическими амфиболами. Милонитизированные габброиды (обр. S2234/5; I1063/9, 14, 20, 27; I1068/35; I1069/46-59 и др.) на полигоне Сьерра-Леоне подняты только в пределах глубоких рифтовых впадин. Они имеют линзовидно-полосчатую текстуру или образуют в рекристаллизованных габброидах узкие полосы мощностью от 0,2 до 5–10 мм.

Порфирокласты в основной массе милонитов имеют округлую форму и сигмоидальные структуры вращения, а субзерновые структуры в порфирокластах отсутствуют. Мелкозернистая масса породы имеет равномернозернистую структуру. Все эти признаки являются следствием того, что при пластических деформациях преобладали процессы диффузионной ползучести и осуществлялся деформационный механизм скольжения границ зерен, а деформационные механизмы, присущие процессам дислокационной ползучести, имели второстепенное значение [Passchier, Trouw, 1996]. Все это характерно для деформаций в температурных условиях, соответствующих гранулитовой фаций регионального метаморфизма [Boullier, Gueguen, 1975; Behrmann, Mainprice, 1987; Passchier, Trouw, 1996]. Перечисленные структурные признаки указывают, что деформации осуществлялись в условиях простого сдвига при умеренном стрессе, но при достаточно высокой и/или продолжительной по времени деформации, при этом скорость деформации независимо от прилагаемого стресса могла увеличиваться [Boullier, Gueguen, 1975; Behrmann, Mainprice, 1987; Benn, Allard, 1989; Passchier, Trouw, 1996]. Присутствие в милонитах магматического амфибола указывает на участие в деформации водного флюида, который ускорял диффузионные процессы пластического течения пород.

Таким образом, милониты габброидов формировались при высоких температурах, близких к температурам гранулитовой фации метаморфизма, при умеренном стрессе, но достаточно высокой скорости и/или продолжительной по времени деформации. Деформации происходили в условиях сдвига, при котором порфирокласты пассивно вращались в рекристаллизованном матриксе. В деформации принимал участие водный флюид магматического происхождения.

4. Мелкие необласты плагиоклаза и оливина в ассоциации со среднетемпературными метаморфическими амфиболами. Габброиды с мелкими (от 0,05 до 0,25 мм) необластами (обр. I1028/1, 3, 10, I1032/6, I1040/4, I1060/22, I1068/35, 37 и др.) на полигоне Сьерра-Леоне имеют наиболее широкое распространение и обнаружены главным образом на различных участках рифтовой зоны, часто в ассоциации с габброидами, имеющими крупные необласты. Для них характерна гнейсовидная текстура и порфиробластовая структура, сформировавшиеся при пластическом течении в условиях простого сдвига. Характер замещения порфирокластов многочисленными необластами указывает на формирование структурных парагенезисов за счет деформационных механизмов процессов дислокационной ползучести [Poirier, Guillope, 1979; Николя, 1992; Passchier, Trouw, 1996]. Полигональные структуры в этих поро-

дах отсутствуют или очень редки, а размер образующихся при рекристаллизации зерен примерно одинаков, что связано с высокой скоростью пластических деформаций [Passchier, Trouw, 1996], а также слабым проявлением контролируемой диффузией рекристаллизации. Данные структурные признаки указывают, что деформации происходили при температурах, близких к температурам амфиболитовой фации метаморфизма [Poirier, Guillope, 1979; Tillis, Yund, 1985; Passchier, Trouw, 1996]. Состав широко распространенных синдеформационных метаморфических амфиболов соответствует температурам нижних частей амфиболитовой фации метаморфизма и указывает на присутствие во время деформации водных флюидов.

Таким образом, габброиды с мелкими необластами были деформированы в температурных условиях, близким к амфиболитовой фации метаморфизма. Деформация происходила в условиях простого сдвига при более высокой (по сравнению с габброидами 1–3 типов) скорости деформации и синкинематической циркуляции водных флюидов.

5. Структуры хрупко-пластических деформаций габброидов. Габброиды со структурами хрупко-пластических деформаций (обр. I1022/8, 10, I1028/5, 11, I1032/1, 4, 21, I1040/15, I1041/1, I1060/10, 23, I1069/45; S2250/48 и др.) в районе нарушения Сьерра-Леоне очень широко распространены. Структуры пластических деформаций в них отчетливо выражены только в плагиоклазе и оливине. Вдоль трещин иногда появляются узкие зоны рекристаллизации плагиоклаза с появлением необластов. Широкое распространение структур хрупких деформаций, волнистого угасания, полос излома и деформационных двойников у плагиоклаза, отсутствие или слабое проявление субзерновых структур и рекристаллизации говорит о том, что деформации происходили преимущественно за счет низкотемпературных деформационных механизмов в условиях высокого стресса [Николя, 1992; Passchier, Trouw, 1996]. Процессы дислокационной ползучести при этом не были задействованы или были проявлены очень слабо.

Сдвиговые трещины (условия простого сдвига), вдоль которых образуются необласты (обр. S2250/48; I1028/5, 11; I1032/21 и др.), в большинстве случаев заполнены низкотемпературными амфиболами актинолит-тремолитового ряда, что указывает на проявление деформаций в температурных условиях, соответствующих нижним частям амфиболитовой и верхним частям зеленосланцевой фации метаморфизма. Присутствие большого количества синдеформационных амфиболов указывает, что деформации пород происходили в присутствии водного флюида.

Таким образом, структурно-вещественные метаморфические парагенезисы габброидов со структурами хрупко-пластических деформаций являются наиболее низкотемпературными среди всех, описанных выше. Они возникали при температурах, близких к температурам нижних частей амфиболитовой и верхних частей зеленосланцевой фации метаморфизма, высоком стрессе и в присутствии большого количества метаморфического водного флюида.

6. Структуры хрупких деформаций и катаклазиты. Структуры хрупких деформаций распространены в габброидах исследуемого района довольно широко, но по сравнению со структурами пластических деформаций менее разнообразны и встречаются гораздо реже. Они представлены разными трещинами в породах и отдельных минеральных зернах (обр. I1028/11, 12; I1060/29, 32–34, 43–46; I1068/28; V1712/11 и др.) и брекчиями (катаклазитами) (обр. I1060/29,

32, 43, 45, 46 и др.). Трещины часто заполнены различными низкотемпературными гидротермальными минералами.

Хрупкие деформации могли происходить в очень широком температурном диапазоне, но по сравнению с пластическими деформациями они характерны для наиболее низкой температуры и наиболее высокого стресса [Passchier, Trouw, 1996]. Трещины в габброидах возникали одновременно с проникновением в них гидротермального флюида и формированием вторичных гидротермальных минералов. Они часто заполнены низкотемпературными амфиболами актинолит-тремолитового ряда, хлоритом или кальцитом, что указывает на проявление деформаций в температурных условиях, соответствующих зеленосланцевой фации метаморфизма и при более низких температурах.

7. Метасоматически замещенные порообразующие минералы без признаков деформаций. Гидротермальные преобразования габброидов происходили как одновременно с деформационными процессами, так и независимо от них. Преобразованиями были затронуты преимущественно локальные ослабленные зоны, благоприятные для проникновения и циркуляции водного флюида. Гидротермальные процессы в большинстве случаев не вызывали структурных изменений, а проявлялись в виде псевдоморфного замещения одних минералов другими и/или заполнения трещин низкотемпературными минералами. Главными процессами замещения первичных минералов в исследованных габброидах являются амфиболитизация пироксенов и серпентинизация оливина. Наиболее поздние продукты изменения клинопироксена представлены хлоритом и эпидотом, цеолитом и смектитом. Судя по составу гидротермальных минералов, преобразования происходили в температурных условиях, близких к зеленосланцевой и цеолит-смектитовой фации метаморфизма. Основу гидротермального флюида при метасоматическом замещении минералов в габброидах, видимо, составляла метаморфизованная морская вода [Силантьев, 1995].

* * *

Таким образом, каждый из семи выделенных в габброидах метаморфических структурно-вещественных парагенезисов возникал в разных условиях, характеризует определенные температуры, относительное стрессовое напряжение (давление) и скорость деформации, а также разное количество метаморфического водного флюида, участвующего в формировании данного парагенезиса (табл. 1).

Взаимоотношения рассмотренных структурно-вещественных парагенезисов в габброидах позволяют проследить направленность, последовательность и этапность их образования и восстановить метаморфическую эволюцию исследуемых пород 3-го слоя океанической коры в целом.

На минеральные ассоциации с первичными магматическими структурами очень часто накладываются разнообразие деформационные структуры и гидротермальные изменения. Наложение одних деформационных структур на другие или присутствие необластов разного размера указывает на несколько этапов преобразования габброидов в разных условиях. Одновременное нахождение в одном образце крупных и мелких необластов является результатом участия разных деформационных механизмов [Poirier, Guillope, 1979], что подтверждается присутствием ассоциирующих с ними деформационных структур и синдеформационных минеральных фаз. Крупные необласты развиваются

Таблица 1. Условия формирования метаморфических структурно-вещественных парагенезисов в габброидах полигона Сьерра-Леоне

Структурно-вещественный парагенезис	Фации метаморфизма и соответствующие им температуры	Стрессовое напряжение (давление)	Скорость деформации	Влияние метаморфического флюида
Милониты	Гранулитовая, ~750–950°C	Низкое – среднее	Высокая	Нет или в небольшом количестве
Крупные необласты, субсолидусные деформации	Гранулитовая, ~700–900°C	Низкое	Низкая	Нет
Крупные необласты, метаморфические амфиболы	Верхние части амфиболитовой, ~500–700°C	Низкое	Низкая	В небольшом количестве
Мелкие необласты	Амфиболитовая, ~450–550°C	Среднее	Средняя	В большом количестве
Структуры слабо деформированных габброидов	Зеленосланцевая, ~250–400°C	Высокое	Средняя – высокая	В большом количестве
Метасоматиты	Зеленосланцевая, цеолит-сметкитовая, До 350°C	Низкое или отсутствует	Отсутствует	В очень большом количестве
Структуры хрупких деформаций	До 350°C	Высокое	Высокая	Различное, главным образом в большом количестве

только по первичным магматическим структурам в габброидах. Мелкие необласты развиваются как по магматическим структурам, так и накладываются на структуры габброидов с крупными необластами. Структуры хрупко-пластических деформаций в габброидах накладываются на магматические структуры, а также на ранее сформированные деформационные структуры с мелкими и крупными необластами. Они развиваются по недеформированным породам, а также по породам, в которых присутствуют ранее образованные крупные или мелкие необласты. Заключительный этап структурной эволюции габброидов характеризуют структуры хрупких деформаций, которые накладываются на магматические структуры и на структуры пластических и хрупко-пластических деформаций. Гидротермальные изменения в габброидах также характеризуют заключительные этапы их метаморфического преобразования.

Таким образом, взаимоотношения структурно-вещественных метаморфических парагенезисов в габброидах из участков рифтовой долины, приближенных к нетрансформному смещению Сьерра-Леоне, указывают на то, что породы 3-го слоя океанической коры подвергались здесь полистадийным деформационным и гидротермальным изменениям, начавшимся еще с субсолидусной стадии кристаллизации. Структурно-вещественные преобразования габброидов происходили в условиях понижения температуры, увеличения стресса и скорости деформации и под влиянием гидротермального водного флюида. Данные изменения подтверждают представление об этих процессах

как о метаморфических преобразованиях в остывающих телах и могли быть связаны с выведением пород в верхние горизонты океанической коры. Изменение стресса с глубиной, отразившееся в структурном облике габброидов, связано с изменением пластических свойств пород в зависимости от температуры и локализации деформаций в разломных зонах разной ширины (см. ниже). На больших глубинах при высоких температурах, относительно низком (за счет высокой пластичности пород) стрессе и под действием всестороннего давления, препятствующего раскрытию трещин, зерна породообразующих минералов деформировались путем частичной и полной рекристаллизации. Это вело к появлению в габброидах структур с крупными необластами. На более высоких уровнях при меньших температурах, более высоком (за счет более высокой упругости пород) стрессе и участии водного флюида формировались деформационные структуры с мелкими необластами. В ослабленных зонах верхних частей коры при низких температурах, высоком (за счет высокой упругости пород) стрессе и влиянии еще большего количества водного флюида происходили хрупко-пластические деформации габброидов. При наиболее низких температурах и наиболее высоких стрессовых напряжениях на небольших глубинах габброиды были подвержены хрупким деформациям.

Широкое распространение на полигоне Сьерра-Леоне разнообразных интенсивно рекристаллизованных габброидов, включая милонитизированные разности, и взаимоотношения разнотемпературных структурно-вещественных парагенезисов позволяют предполагать, что выведение глубинных пород к поверхности океанического дна происходило главным образом за счет их пластического и катакластического течения вдоль разрывных нарушений, развивающихся преимущественно в условиях простого сдвига. Многие габброиды испытали неоднократные метаморфические изменения, которые могли происходить на разных глубинных уровнях. При вертикальном перемещении габброидов высокотемпературные структурно-вещественные преобразования последовательно сменялись более низкотемпературными; увеличивалось количество сопутствующего деформациям водного флюида, пластические деформации сменялись хрупко-пластическими и хрупкими (катакластическими). Частое наложение одних деформационных структур на другие указывает на то, что низкотемпературные деформации в океанической коре осуществлялись главным образом вдоль разрывных зон, по которым ранее уже происходили более высокотемпературные деформации. Развитие структур статической рекристаллизации по структурам динамической рекристаллизации говорит об уменьшении стрессовых напряжений в тектонических зонах еще при достаточно высоких температурах и, соответственно, на больших глубинах.

Снятие динамических нагрузок (стресса), возникающих в результате тектонических процессов в океанической коре СОХ, происходит в основном за счет деформации слагающих ее пород. На разных глубинах, как показывают проведенные структурно-вещественные исследования габброидов, это происходит по-разному. На самых глубинных уровнях в условиях высоких температур породы обладают высокой пластичностью; их деформацию определяют разнообразные деформационные механизмы (в том числе основанные на процессах диффузионной ползучести), благодаря которым происходит пластическое течение большого объема пород. В более высоких горизонтах из-за низких температур действие данных механизмов проявлено значительно хуже (пре-

обладают процессы дислокационной ползучести и дислокационного скольжения), породы обладают высокой упругостью, течения большого объема пород не происходит. Возникающее напряжение здесь снимается деформациями, локализующимися в узких плоскостных разрывных зонах (трещинах, локальных срывах и т.д.). Это происходит главным образом за счет сдвиговых движений вдоль множества отдельных трещин, а не объемного течения пород, как на больших глубинах.

Таким образом, формирование в габброидах на разных глубинах тех или иных деформационных структур отражалось не только в их особенностях структурно-вещественного состава, но и в метаморфическом преобразовании 3-го слоя океанической коры в целом. Различия в релаксации стрессовых напряжений на разных глубинах влияли на ширину деформационных зон. Данная ширина определялась реологическими свойствами пород и характером пластических деформаций в определенных условиях. Она была связана главным образом с температурами и в меньшей степени зависела от общего стресса (за исключением условий, когда формируются милониты). С увеличением глубины деформационные зоны становились более широкими, менее локализованными, и могли переходить в зоны однородного пластического течения (рис. 37).

Глубинные породы, часто присутствующие в пределах осевых зон СОХ, были выведены к поверхности океанского дна главным образом за счет сдвиговых движений вдоль зон разрывных нарушений, разделявших более жесткие тектонические блоки, сложенные недеформированными или слабодеформированными породами. Данные нарушения представляли собой тектонически активные зоны, об относительной глубине деформаций в которых можно судить по характеру рассмотренных деформационных структур в габброидах.

Во многих габброидах наблюдается тенденция к увеличению количества оксидного рудного минерала в наиболее деформированных разностях. Рудные минералы пространственно связаны с интенсивно деформированными (гнейсовидными, милонитизированными) габброидами, приуроченными к зонам разрывных нарушений. Рудные габброиды в значительной степени подвержены высокотемпературным (часто субсолидусным) пластическим деформациям, происходившим при температурах, соответствующих амфиболитовой и гранулитовой фациям метаморфизма. Данные закономерности характерны как для рудных габброидов полигона Сьерра-Леоне, так и для рудных габброидов из разломных зон Атлантик II [Cannat, 1991 и др.], Атлантик [Oceanic core complex..., 2005], Зеленого Мыса [Сколотнев, Ляпунов и др., 1989], Вима [Сколот-

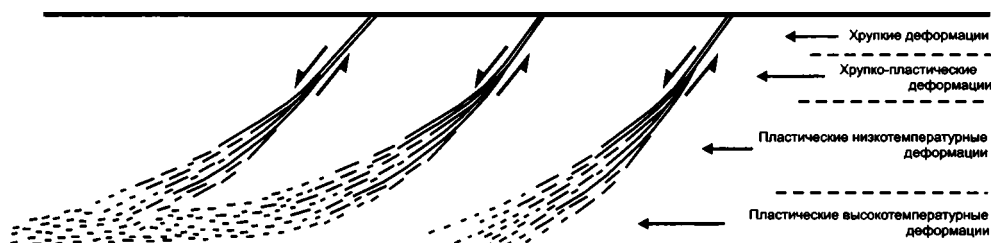


Рис. 37. Изменение ширины деформационных зон с глубиной в зависимости от характера деформаций

нев, 2003 и др.] и др. Рудные габброиды распространены преимущественно на тех участках СОХ, где тектонические процессы преобладают над магматическими, т.е. там, где проявлена наибольшая тектоническая активность.

Присутствие в рудных габброидах большого количества высокотемпературных синдеформационных амфиболов (роговой обманки) указывает на то, что их формирование часто сопровождалось рекристаллизацией при участии водного флюида. Во многих районах наблюдается количественная и пространственная связь рудных минералов с высокотемпературными амфиболами, при этом в наиболее деформированных разностях габброидов их количество увеличивается [Cannat, 1991; Силантьев, 1995; Перфильев и др., 1996; Сколотнев, 2003; Ескин, 2005; Oceanic core complex..., 2005 и др.].

На полигоне Сьерра-Леоне в глубоководной рифтовой впадине Маркова обнаружен особый вид рудных габброидов – интенсивно рекристаллизованные гибридные рудные пироксен-оливин-плаггиоклазовые породы (обр. П1063/2, 3, 7, 9, 10, 13–15, 17–19, 20, 21, 25, 27). Они интенсивно деформированы, сложены преимущественно необластами и порфирокластами, имеют метаморфическую линзовидно-полосчатую и шпирово-полосчатую текстуру. На границе полос наблюдается уменьшение размера рекристаллизованных зерен вплоть до появления тонких зон милонитов. Основной особенностью гибридных пород является то, что в них присутствуют два минеральных парагенезиса. Один парагенезис представлен магнезиальными пироксенами и оливинами и акцессорными зернами шпинели, которые соответствуют по составу ультраосновным породам. Второй парагенезис – более железистыми пироксенами и оливинами, кислыми плаггиоклазами (андезин), рудными минералами и магматическими амфиболами, имеющими состав, характерный для минералов рудных габбро, а также большое количество акцессорных кристалликов циркона и апатита, реже ксеноморфных зерен шпинели.

Структурно-вещественные особенности данных гибридных пород указывают на то, что они возникали при проникновении основных дифференцированных магматических расплавов (второй парагенезис) во вмещающие ультраосновные пироксен-оливиновые породы (мантийные лерцолиты) (первый парагенезис) по разрывным нарушениям при интенсивной субсолидусной рекристаллизации, происходящей в условиях простого сдвига. Обогащение кристаллизующихся рудных расплавов водными флюидами могло происходить не только в результате их дифференциации, но и за счет влияния в разной степени гидротермально измененных вмещающих пород [Шарков и др., 2005].

Рудные габброиды формировались из остаточных, не до конца кристаллизовавшихся дифференцированных магматических расплавов, которые при тектоническом воздействии могли быть мобилизованы из изолированных участков (магматических резервуаров), располагавшихся внутри уже твердых пород [Сколотнев, 2003]. Эти расплавы проникали в тектонически ослабленные зоны (зоны разрывных нарушений) и мигрировали вдоль них, что подтверждается присутствием в рудных габброидах структур субсолидусных деформаций (рис. 38). Участки океанической коры, обогащенные не до конца кристаллизовавшимся магматическим расплавом, также представляли собой реологически ослабленные зоны и могли быть благоприятными для заложения в них новых разрывных нарушений.

Обогащенные железом и титаном расплавы, из которых формировались рудные габброиды, в процессе миграции вдоль сдвиговых зон продолжали

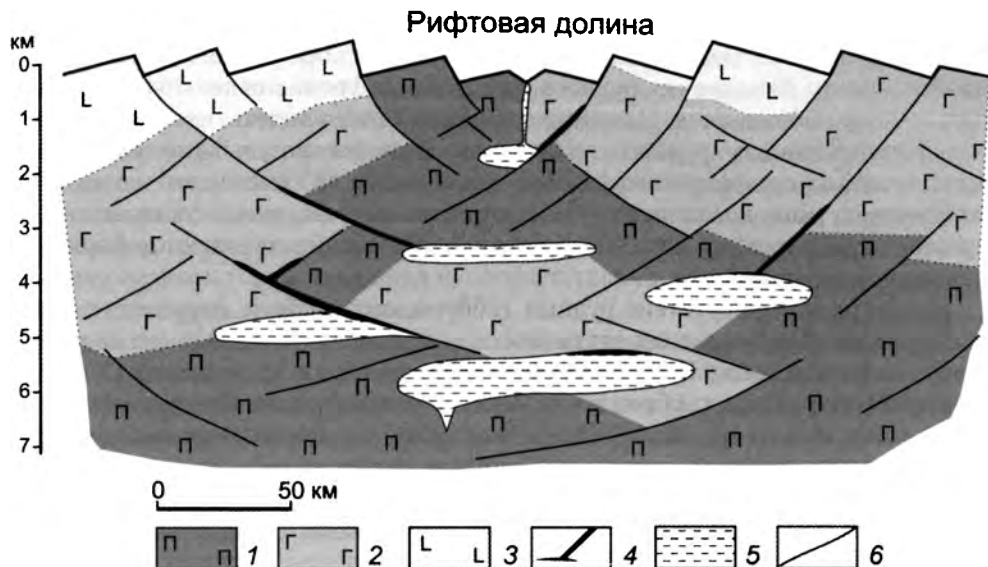


Рис. 38. Наиболее благоприятные зоны для формирования рудных габброидов в концептуальном разрезе 3-го слоя океанической коры на участках СОХ, приближенных к крупным разломным зонам

1 – мантийные ультрабазиты; 2 – габброиды 3-го слоя океанической коры; 3 – породы 2-го слоя океанической коры; 4 – зоны, благоприятные для формирования рудных габброидов; 5 – магматические камеры (формирование нерудных габброидов); 6 – разрывные нарушения

дифференцироваться. Кристаллизовавшиеся из них первичные плагиоклазы становились более кислыми, а пироксены – более железистыми, менее титанистыми и глиноземистыми. Из расплава в больших количествах оседал ильменит и магматическая роговая обманка. Наиболее дифференцированные и обогащенные флюидами разности габброидов, видимо, формировались в наиболее удаленных от основного магматического резервуара частях разрывных нарушений. В процессе миграции расплавов вдоль деформационных зон, происходила рекристаллизация частично кристаллизовавшихся габброидов, которая могла продолжаться и после их формирования.

В некоторых рудных габброидах, поднятых при драгировании в 22-м рейсе НИС «Профессор Логачев» из разломной зоны Марафон, а также в рудных габброидах (обр. L1066/36) из некоторых других районов (зоны разломов Атлантис II [Cannat, 1991], Вима [Сколотнев, 2003]) присутствуют структуры магматического течения. Это подтверждает то, что данные породы формировались при миграции магмы вдоль сдвиговых деформационных зон, представлявших собой стенки магматических тел, возникавших вдоль разломных зон. В разломной зоне Марафон на нескольких станциях драгирования среди рекристаллизованных рудных габброидов (обр. L1066/38, L1066/39 и др.) были подняты и недеформированные разности (обр. L1057/37, L1057/39, L1057/58, L1066/36, L1066/37, L1066/40, L1066/41 и др.), имеющие первичные магматические структуры. В некоторых из них (обр. L1066/38, L1066/39) прослеживается переход от недеформированных участков к деформированным. Данный переход

не очень резкий, образован постепенным увеличением количества необластов и уменьшением размера зерен порообразующих минералов. Изменения количественного содержания рудного минерала на уровне отдельных образцов при этом не наблюдается. На данном примере можно видеть, что присутствие недеформированных рудных габброидов является результатом спокойной кристаллизации дифференцированных расплавов в небольших магматических резервуарах, расположенных в области разрывных зон, на что указывает присутствие среди них рудных габброидов с высокотемпературными деформационными структурами.

Несмотря на присутствие рудных габброидов, в районе нарушения Сьерра-Леоне не обнаружено их вулканических аналогов. Подобная ситуация отмечается в пяти зонах Юго-Западного и Центрального Индийского СОХ, где драгированы рудные габброиды, но отсутствуют рудные базальты [Baragar et al., 1990; Dick et al., 2000]. Отсутствие на поверхности океанического дна вулканических аналогов рудных габброидов связано с тем, что сильно дифференцированные расплавы возникали в зонах СОХ в небольшом количестве и, мигрируя через уже остывшие вмещающие породы, кристаллизовались, не достигая поверхности.

Таким образом, формирование рудных габброидов в СОХ наиболее часто связано с локальными зонами тектонических разрывных нарушений, в которые могли проникать дифференцированные магматические расплавы. Такие зоны располагаются главным образом на участках пересечения СОХ трансформными разломами и нетрансформными смещениями. Тектонические процессы здесь преобладают над магматическими, что является наиболее благоприятным для заложения локальных деформационных зон и формирования рудных габброидов.

* * *

Ниже в кратком виде приводятся основные выводы.

В тектонически активных зонах СОХ, пространственно связанных с трансформными разломами и нетрансформными смещениями, породы 3-го слоя океанической коры подвержены полистадийным деформационным и гидротермальным преобразованиям, выраженным сменой одних структурно-вещественных парагенезисов другими. Данные преобразования происходили в широком диапазоне режимов – от температур, соответствующих гранулитовой фации метаморфизма, до температур зеленосланцевой фации метаморфизма. Они начинались в присутствии магматического расплава и продолжались при последующем понижении температуры, увеличении внешнего стресса и скорости деформации и под влиянием гидротермального водного флюида.

На участках СОХ, приближенных к разломным зонам, тектоническая активность коренным образом влияет на особенности строения и формирования пород 3-го слоя океанической коры. Основное значение при этом имеет глубина их преобразования. Многие породы в процессе выведения в верхние горизонты испытали неоднократные структурно-вещественные изменения на разных глубинных уровнях.

Выведение глубинных пород к поверхности океанского дна в зонах СОХ происходило главным образом за счет их пластического и катакластического течения вдоль разрывных нарушений, развивающихся преимущественно в ус-

ловиях простого сдвига. Данные нарушения разделяли тектонические блоки, сложенные слабдеформированными или недеформированными породами. Наиболее интенсивные деформации происходили в разрывных нарушениях, ограничивающих эти блоки. Различие в снятии стрессовых напряжений за счет деформаций на разных глубинах влияло на ширину данных нарушений (деформационных зон). С увеличением глубины они становились более широкими, менее локализованными и постепенно переходили в зоны однородного пластического течения большого объема пород. Главным фактором, влиявшим на реологические свойства пород и, соответственно, на ширину деформационных зон, являлась температура.

Рудные габброиды 3-го слоя возникали из поздних сильно дифференцированных расплавов, оставшихся после образования предыдущей серии пород. Они характеризуют завершающие стадии кристаллизации магматических расплавов. Образование рудных габброидов в СОХ связано главным образом с реологически ослабленными участками океанической литосферы – зонами тектонических нарушений, в которые могли проникать основные магматические расплавы. Наиболее благоприятными участками для обнаружения рудных габброидов являются участки СОХ, где тектонические процессы преобладают над магматическими.

Обогащение магматических расплавов рудными компонентами начиналось при дифференциации расплава в магматических камерах и продолжалось в условиях синтетектонической дифференциации и субсолидусной рекристаллизацией, когда данные не до конца кристаллизовавшиеся расплавы проникали и мигрировали вдоль зон тектонически активных разрывных нарушений.

ГЛАВА 2

ТЕКТОНИКА ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН

Термин «котловина» – географо-геоморфологический. Для нашего изложения более уместен принятый в тектонике термин «впадина».

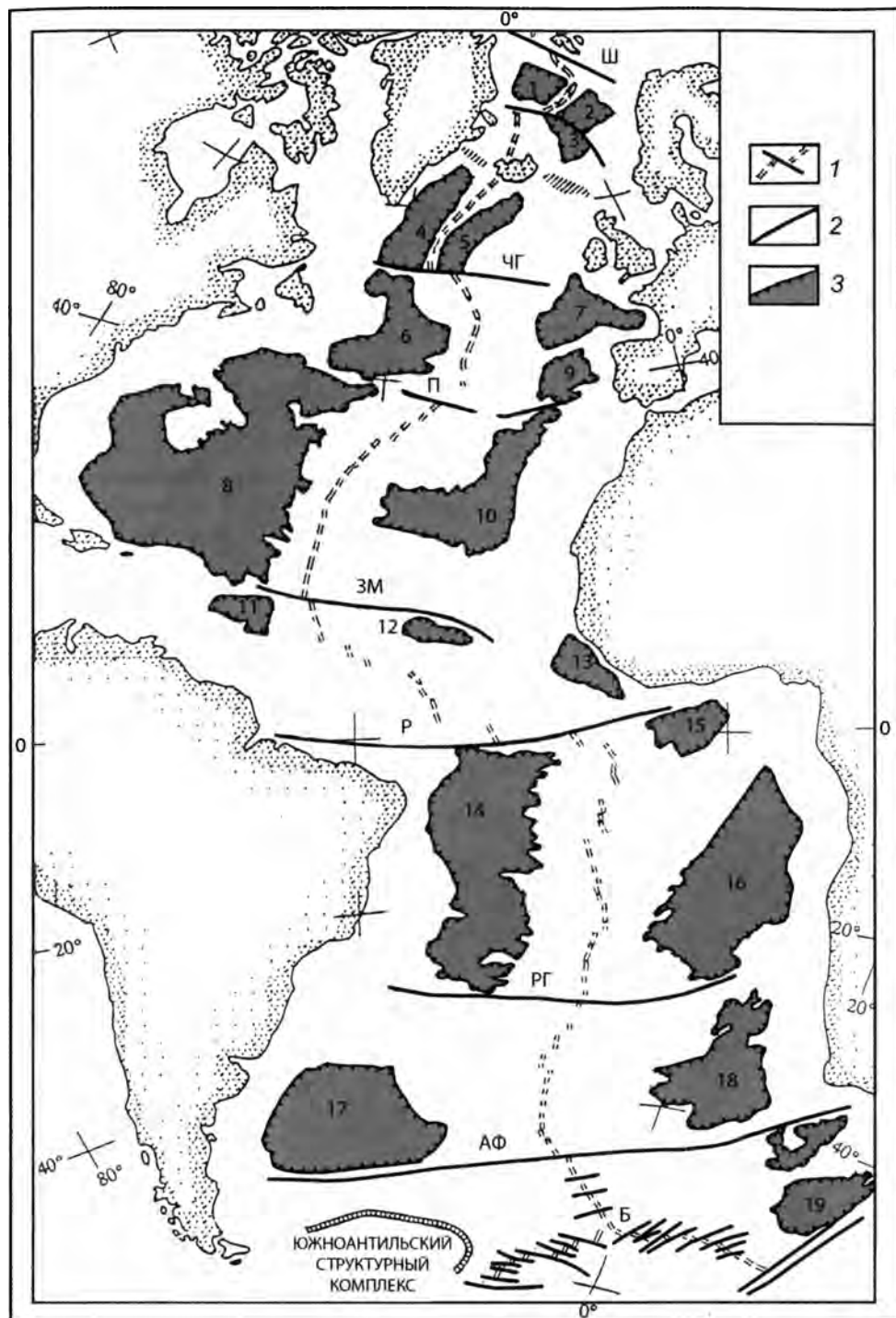
Тектоническая характеристика впадин

Глубоководные впадины занимают огромные площади океанского дна в Атлантическом океане их насчитывается в общей сложности порядка 20. Они распространены в периферических областях океанского ложа, находящихся за пределами Срединно-Атлантического хребта. Многие впадины простираются до структурных комплексов континентальных окраин (рис. 39). Занимаемые ими площади варьируют в широких пределах: от нескольких тысяч до сотен тысяч километров. В плане очертания впадин различны. Структурный рисунок дна Атлантики в значительной мере определяют впадины, сопредельные с Срединно-Атлантическим хребтом.

До недавнего времени специальных работ по тектонике океанских глубоководных впадин не существовало. Первая фундаментальная публикация на этот счет относится к 2004 г. и посвящена глубоководным впадинам именно Атлантического океана [Пушаровский, 2004а]. Название статьи точно отражает ее содержание: «Глубоководные впадины Атлантического океана как тектонические структуры: черты строения, время и механизмы образования». Вслед за этой работой появились публикации о тектонике глубоководных впадин Тихого [Пушаровский, 2006] и Индийского [Пушаровский, 2007] океанов, что позволило перейти к рассмотрению общих проблем по данной тематике [Пушаровский, 2008]. Ниже, помимо уточнения и дополнения предыдущих сведений, мы коснемся также и некоторых проблем общетектонического значения изучения впадин. В соответствии с принятым в книге делением дна Атлантического океана на четыре сектора: Северный, Центральный, Южный и Антарктический, характеристика структур будет представлена в том же порядке.

Рис. 39. Распространение глубоководных впадин в Атлантическом океане

1 – рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта; 2 – разломные зоны, разделяющие тектонические области океанского дна; 3 – глубоководные впадины. Разломные зоны: Ш – Шпицбергенская, М – Ян-Майен, ЧГ – Чарли Гиббс, П – Пико, ЗМ – Зеленого Мыса, Р – Романш, РГ – Риу-Гранди, АФ – Агульяс-Фолклендский. Впадины: 1 – Гренландская, 2 – Лофотенская, 3 – Норвежская, 4 – Ирмингер, 5 – Исландская, 6 – Нью-Фаундлендская, 7 – Западно-Европейская, 8 – Северо-Американская, 9 – Иберийская, 10 – Канарская, 11 – Демерара, 12 – Зеленомысская, 13 – Сьерра Леоне, 14 – Бразильская, 15 – Гвинейская, 16 – Ангольская, 17 – Аргентинская, 18 – Капская, 19 – Агульяс. Б – тройное сочленение Буве



Северная Атлантика

Между областью тектонического раздела Атлантического и Северного Ледовитого океанов и разломной зоной Чарли Гиббс (52° с.ш.) имеется пять океанских глубоководных впадин. Они группируются в два широтных ряда – южный и северный. Тектонический рубеж между ними показан на рис. 40. Южный ряд представлен впадинами Ирмингер и Исландской, окаймляющими спрединговый хребет Рейкьянес. Последний продолжает систему Срединно-Атлантического хребта.

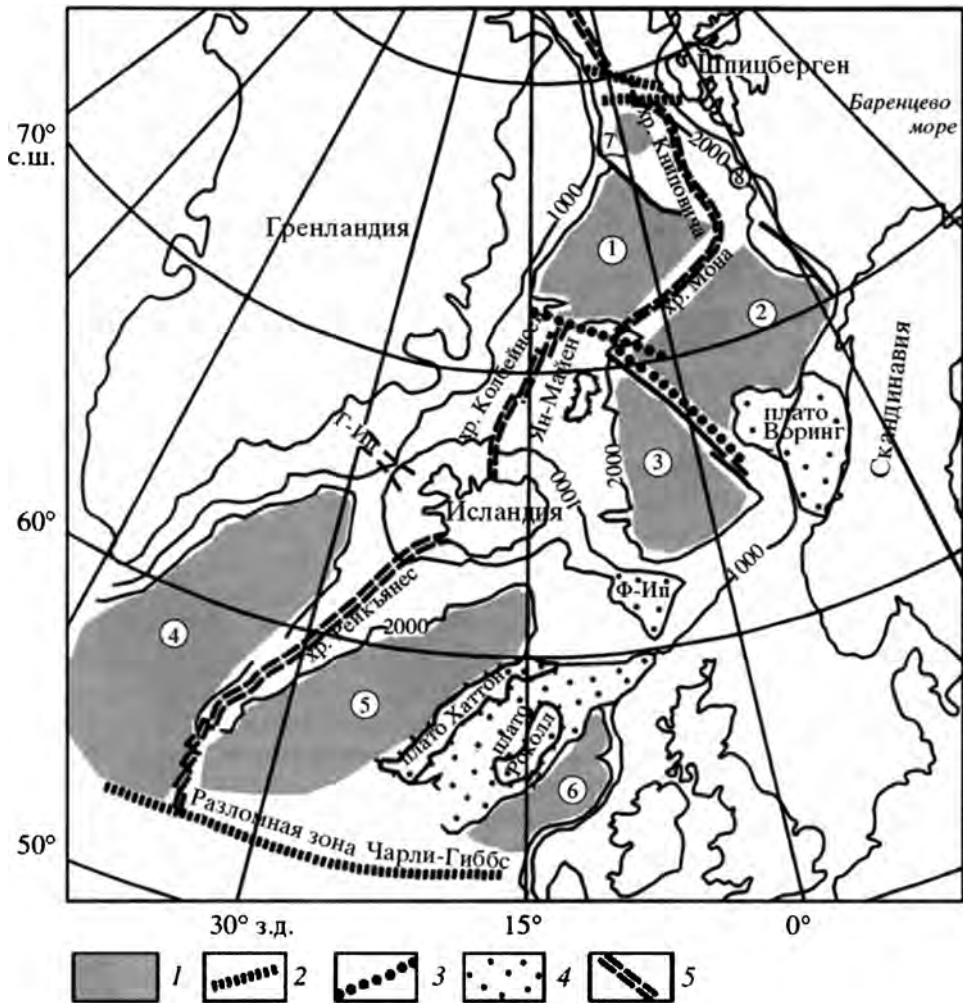


Рис. 40. Тектоническая схема Северной Атлантики

1 – глубоководные впадины; 2 – демаркационные разломы, отделяющие области 1-го порядка, 3 – рубежи между тектоническими провинциями 2-го порядка; 4 – Гренландско-Фарерский раздел; 5 – отрезки рифтовых зон спрединговых хребтов. Цифры в кружках – впадины: 1 – Гренландская, 2 – Лофотенская, 3 – Норвежская, 4 – Ирмингер, 5 – Исландская, 6 – трог Роколл. Буквенные обозначения – пороги: Г-ИП – Гренландско-Исландский, Ф-ИП – Фареро-Исландский

Здесь необходимо оговориться, что в южном ряду имеется еще одна глубоководная впадина (до 3000 м глубиной), именуемая трогом Роколл. Она отделяет подводное плато Роколл континентальной природы от Ирландии. Но данная морфоструктура совершенно иного типа, нежели океанские глубоководные впадины, и здесь мы ее не рассматриваем.

Перейдем к описанию впадин.

Впадина Ирмингер. Тектоно-геодинамическая линейная система впадина–спрединговый хребет–впадина – по симметрии строения уникальна в Атлантическом океане. Впадина Ирмингер представляет западный компонент данной системы. Она простирается между континентальной окраиной Гренландии и хребтом Рейкьянес. По изобате 2000 м ее протяженность составляет 1400 км, ширина вдвое меньше. Глубины не очень значительные, порядка 3000 м, но местами на несколько сот километров больше. Структурное развитие впадины происходило с юга на север. В районе, прилегающем к южному окончанию Гренландии, скважина глубоководного бурения 918D прошла разрез 1310 м. В основании разреза вскрыта толща базальтов мощностью 100 м, датированная ранним эоценом. Можно допустить, что не вскрытая часть базальтов относится к палеоцену, как это имеет место в сопредельных гренландских регионах. Таким образом, фиксируется начальная фаза образования впадины.

В то же время, в северных районах впадины, судя по данным бурения (скв. 407), базальты обнаружены под осадочными отложениями, относящимися, вероятнее всего, ко второй половине кайнозоя.

Исландская впадина. Эта гомологичная предыдущей морфоструктура простирается вдоль восточного склона хребта Рейкьянес. Ее размеры сходны. Наибольшие глубины океана, 3000 м и более, приурочены к полосе вдоль поднятия Роколл. Местами, в частности на юге, имеются незначительные неровности в строении дна. Для понимания геологической истории впадины приводим данные глубоководного бурения.

На юго-востоке впадины, в районе юго-западного окончания плато Роколл, пробурены три скважины. Их профиль проходит в север–северо-западном направлении. Самая южная из скважин (скв. 552), заложенная на глубине 2315 м, прошла 326,5 м. На глубине 282,7 м она вошла в базальты. Осадочный разрез начинается с эоцена, представленного железистыми глауконитовыми глинами (ранний эоцен). Выше залегают различного рода илы, содержащие вулканические туфы. Олигоцен из разреза выпадает. После перерыва лежат отложения позднего миоцена, плиоцена и плейстоцена. Однако в средней скважине профиля (553) олигоценные и нижемиоценовые отложения присутствуют. Здесь пройдено 682,5 м. Осадки начинаются средним миоценом. Ниже лежат пирокластические отложения, а под ними базальты. Мощность осадочного разреза ~240 м.

Третья скважина (554) бурилась на глубине 2584 м и прошла 209 м. Нижние 82,4 м представлены вулканогенными конгломератами и песчаниками с лавовыми (базальтовыми) потоками. Их возраст предположительно ранний эоцен. Выше в разрезе выделяются отложения, датированные ранним эоценом, затем поздним эоценом–олигоцен (маломощные), миоценом, плиоценом и квартером. На палеогеновую часть приходится половина мощности всего разреза скважины.

Приведенный профиль скважин проливает свет на начальные этапы геологической истории описываемой впадины. Вероятнее всего, это самое начало

кайнозой. Разрезы скважин свидетельствуют также о возможности более поздних базальтовых излияний.

Гренландская впадина. Впадина начинает северный ряд глубоководных впадин Северной Атлантики. Этот ряд включает также Лофотенскую и Норвежскую впадины. Гренландская и Лофотенская впадины по отношению к спрединговому хребту Мона представляют парные структуры. Норвежская впадина, отделенная от хребта разломной системой Ян-Майен, стоит особняком.

Упомянутая разломная система представляет южную границу Гренландской впадины, а северной границей служит Гренландский разлом, обособляющий структурный комплекс спредингового хребта Книповича. На западе структурным ограничением впадины является континентальный склон Гренландии. Размеры Гренландской впадины – порядка 600×500 км. Наибольшие глубины – 3,5 км – приурочены к северному району, примыкающему к Гренландскому разлому. В остальной части дно лежит на существенно меньших глубинах и отличается большей морфоструктурной расчлененностью. В южной части впадины выступают две вулканические горы: Вестерис и Южная. Над дном они возвышаются соответственно на 3100 и 2000 м. Согласно работе [Харин, Емельянов, 1987], вулканические процессы проявлялись здесь неоднократно в четвертичное время, так что горы нередко выступали на поверхность океана. Сейчас г. Вестерис находится на глубине 130 м, а г. Южная – 400 м. Тип излияний – щелочные базальтоиды. Установлены выбросы пирокластики. Имеются данные о гидротермальной деятельности [Харин и др., 2003].

На севере впадины на глубине 2150 м пробурена скв. 344; проходка – 414 м. В основании вскрыты диабазы и габброиды (силл-интрузия?), над которыми залегают верхнемиоценовые (?), плиоценовые и плейстоценовые отложения в основном гляциально-морского происхождения [Крашенинников, 1978]. Бурение проводилось также в центральной части впадины (скв. 913) – здесь вскрыты позднемиоценовые и четвертичные отложения мощностью 288 м, что можно связать с заметной тектонической активностью в пределах дна впадины.

Сопоставляя морфоструктурные и геологические особенности Гренландской впадины и впадин южного ряда, можно увидеть большие различия между ними. То же относится и к характеризуемой ниже Лофотенской впадине.

Лофотенская впадина. Данная структура, как и Гренландская впадина, примерно изометрична в плане. Она расположена между спрединговым хребтом Мона и подводным выступом континентальной коры – плато Воринг. Ее площадь примерно равна площади Гренландской впадины. С юга впадина ограничена разломной системой Ян-Майен. На севере ее граница проводится по изобате 2000 м, восточнее которой находятся морфоструктуры дна Баренцева моря. Центральная часть впадины представлена абиссальной равниной, лежащей на глубинах, превышающих 3000 м. В районе сочленения впадины с норвежской континентальной окраиной были проведены поперечные сейсмопрофили, показавшие, что континентальный тип коры прослеживается здесь до больших глубин (~3000 м) [Tsikalas et al., 2005]. Противоположный борт соответствует сильно расчлененному склону хребта Мона.

На севере Лофотенская впадина пережимом в морфоструктурном рисунке дна отделена от Поморского прогиба, простирающегося между Шпицбергенем

и спрединговым хребтом Книповича. Данный прогиб классифицируется как периокеанический. Его структура и геологическая история рассмотрены в работах [Шипилов, 2004; Шипилов и др., 2006].

О геологическом разрезе Лофотенской впадины можно судить по скв. 345, пробуренной в ее юго-западной части. Глубина проходки составила 802 м. Скважина вошла в туфо-брекнии, включающие оливиновые базальты акустического фундамента [Харин, Емельянов, 1987]. На них лежат морские отложения, представленные алевролито-аргиллитовой пачкой. В цитируемой работе не исключается, что их возраст олигоценовый. В остальной части разреза выделяются довольно мощные отложения олигоцена, перекрываемые неогеновыми и четвертичными. В нижней половине олигоценового разреза на разных уровнях содержатся вулканические туфы.

Третья глубоководная впадина в северном ряду – Норвежская. Это особая структурная форма, не имеющая геодинамической связи с современными системами спрединговых хребтов. В то же время это внутриокеаническая впадина и здесь она должна быть рассмотрена в этом разделе.

Норвежская впадина. Впадина лежит на юго-востоке северной группы впадин, в области между Ян-Майенской системой разломов и Исландским комплексом структур, являющимся разделом южного и северного рядов глубоководных впадин. С запада ее ограничивает континентальный, в основном подводный массив Ян-Майен. Вообще фрагменты континентальных структур характерны для окружения описываемой впадины (плато Воринг, Фареро-Исландский порог). С определенной условностью можно говорить, что впадина находится внутри их кругового пояса. Тем самым можно усмотреть геодинамические связи в их структурном образовании.

Норвежская впадина простирается в север–северо-западном направлении на ~750 км, сужаясь в направлении с юга на север. Ширина ее в средней части – ~350 км. Глубины здесь превышают 4000 м. Структурную особенность впадины составляет находящийся в центральной части и пересекающий ее подводный хребет Эгир. Общепринятой точкой зрения является, что данный хребет представляет отмерший спрединговый центр. Формирование окружающего пояса фрагментов континентальных структур, о чем говорилось выше, и активность в прошлом спредингового центра Эгир можно рассматривать как проявление допозднекайнозойской геодинамики. Сообразуясь с тектоническим развитием структур Северной Атлантики, время перелома геодинамических условий относится в основном к эоцену. Соответственно, историю развития Норвежской впадины в ее современном виде следует начинать с олигоцена.

Акустический фундамент впадины представлен базальтами. Скв. 337, заложенная в центральной части на глубине 2631 м, прошла 133 м. В основании она вскрыла базальты, выше которых лежат отложения, датированные олигоценом, неогеном и квартером. Дно центральной части впадины осложнено многочисленными депрессиями и поднятиями относительно небольших амплитуд. Склоны впадины: западный и южный – пологие; склон, прилегающий к Ян-Майенской системе разломов, в рельефе выражен резко.

* * *

Выполненное тектоническое описание глубоководных впадин Северной Атлантики позволяет отметить следующее.

По форме, размерам, тектоническим чертам, историко-геологическим особенностям среди впадин выделяется несколько разновидностей. В отношении времени структурообразования выяснилось, что формирование впадин началось с южного ряда. Временная граница – начало палеоцена или самый конец мелового периода. Впадины северного ряда – более поздней генерации, время их становления, насколько позволяют судить имеющиеся данные, – олигоцен. Тем самым намечается корреляция с альпийской эпохой планетарного тектогенеза или начальной фазой неотектонического этапа развития земной коры. Структурные преобразования в районе Норвежской впадины – одно из ярких тому свидетельств.

Тектоническое разнообразие глубоководных впадин Северной Атлантики будет рассмотрено подробнее в разделе, посвященном тектонической типизации данного класса структурных образований океанского дна.

Центральная Атлантика

В центральном секторе океана, охватывающем пространство от разлома Чарли Гиббс на севере до разломной зоны Романш на юге, выделяется 8 глубоководных впадин, играющих первостепенную роль в тектоническом облике океанского дна: Нью-Фаундлендская, Западно-Европейская, Северо-Американская, Иберийская, Канарская, Демерара, Зеленомысская и Сьерра-Леоне. Впадины имеют разные размеры и конфигурацию. Здесь располагаются и две самые крупные впадины Атлантики: Северо-Американская и Канарская, простирающиеся между Азорским линеamentом (~40° с.ш.) и разломом Зеленого Мыса (~15° с.ш.). Конфигурация обеих впадин неправильная.

При описании большинства впадин будет широко использоваться публикация [Пушаровский, 2004a].

Нью-Фаундлендская впадина. Данная впадина (рис. 41) очерчивается изобатой 4000 м. В плане она имеет неправильную форму. Расстояние с севера на юг составляет 1300 км, с запада на восток, в средней части, – ~500 км. Глубины дна – порядка 4500–4600 км. Это наименьшие цифры в отношении впадин Центральной Атлантики.

Структурное положение впадины таково. На севере она ограничена разломом Чарли Гиббс, на юге – Азорским линеamentом (~40° с.ш.). На востоке ограничением служит фланг Срединно-Атлантического хребта. С западной стороны имеется три континентальных блока: Нью-Фаундлендское плато, примыкающее непосредственно к о Нью-Фаундленд; поднятие Флемиш-Кап, отчлененное от упомянутого плато; блоковое поднятие Орфен Нолл. Изученность последнего позволяет остановиться на тектонических событиях, приведших к дроблению континента в полосе океан–континент. Поперечник поднятия ~100 км. Его поверхность находится на глубинах 1800–2000 м. Осадки на нем маломощные – 150 м, что установлено глубоководным бурением (скв. 111) [Initial Reports..., 1972]. Однако в разрезе в интервале средняя юра–поздний кайнозой выделяется ряд стратиграфических подразделений. В основании вскрыты байосские песчаники и сланцы континентального происхождения. Их мощность – несколько метров. Выше лежат мелководные известковистые песчаники и раковинные известняки альб–сеномана. С маастрихта начинаются пелагические отложения – важнейший индикатор времени значительного погружения поднятия. Разрез таких отложений продолжается до миоцена.

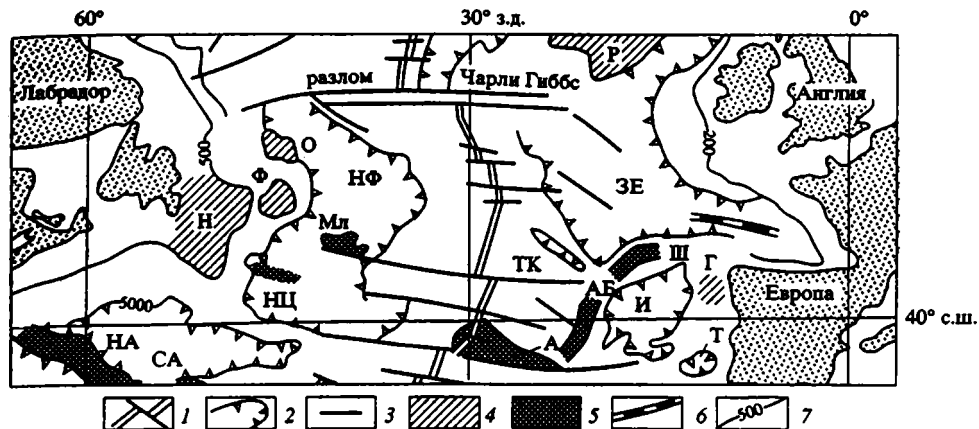


Рис. 41. Основные черты тектоники северного сегмента Центральной Атлантики

1 – рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта; 2 – глубоководные впадины; 3 – разломы; 4–5 – поднятия: 4 – континентальной природы, 5 – океанической природы; 6 – отмерший рифт; 7 – изобаты, м. *Впадины:* СА – Северо-Американская, НФ – Нью-Фаундлендская; ЗЕ – Западно-Европейская, И – Иберийская, Т – Тагус, ТК – трог Кинг. *Поднятия континентальной природы* (подводные выступы континента, внутриокеанические фрагменты): Н – Нью-Фаундлендское, Ф – Флемиш-Кап, О – Орфен Нолл, Р – Роколл, Г – Галисийское. *Поднятия океанической природы:* НА – Новоанглийское, А – Азорское, НЦ – Нью-Фаундлендская цепь, Мл – Милн, АБ – Азоро-Бискайское, Ш – Шарко

Представляет интерес также скв. 384, пробуренная в районе раздела Нью-Фаундлендской и Северо-Американской впадин на глубине 3910 м. Она углубилась на 330 м и вошла в базальты, изливавшиеся в субаэральных или мелководных условиях. Выше лежат мелководные органогенные известняки верхнего баррема–нижнего альба, за которыми следуют глубоководные отложения маастрихта–кайнозоя. Приведенный разрез показывает, что за последние 105 млн лет в связи с океаногенезом в этом районе в основном с маастрихта произошло погружение на дна 4000 м. Тем самым выявляется корреляция во времени формирования океанских глубин между рассмотренным районом и поднятием Орфен Нолл – маастрихт.

В средней части Нью-Фаундлендской впадины располагается подводное вулканическое поднятие Милн, а на ее юго-западной окраине – Нью-Фаундлендская горная цепь. Она лежит на простирании одного из трансформных разломов, пересекающих САХ, и ориентирована ортогонально по отношению к континентальной окраине. Подобные тектоно-вулканические поднятия не являются редкостью в Атлантике, в частности они ярко выражены на северо-западе Бразильской впадины. В смысле времени образования обе структуры корректно коррелировать с Азорским поднятием, находящимся в близких широтах. Его становление, как уже говорилось в главе 1, относится к плиоцену. Корреляция возможна и в отношении состава лав. Вулканисты азорского комплекса представлены базальтами, часто со щелочным уклоном, андезитами, трахитами и промежуточными разностями.

В ее южной части описываемой впадины проведено несколько профилей ГСЗ [Пушаровский, Непрочнов, 2003]. Они позволяют заключить, что мощ-

ность земной коры в ее пределах равна 5–7 км, увеличиваясь в отдельных районах до 9–10 км благодаря присутствию сейсмического слоя 3b, который обычно связывается с серпентинитами или серпентинизированными перидотитами; скорость в нем – 7,2 км/с. Мощность этого слоя – 2–3 км.

Западно-Европейская впадина. Как и предыдущая впадина, она располагается к югу от разлома Чарли Гиббс, простираясь в южном направлении до широт Бискайского залива. Она также имеет неправильную форму. Протяженность впадины в меридиональном направлении – ~1000 км, ширина – порядка 600 км. Соответственно ее площадь значительно уступает площади предыдущей впадины. Ниже будет обсуждаться представление о симметрии строения океанского дна относительно Срединно-Атлантического хребта, и подобные факты представляют для этого интерес.

Рельеф дна – неоднородный. В восточной части впадины простирается абиссальная равнина Поркюпайн, имеющая форму, близкую к овальной. Она вытянута в северо-западном направлении. Глубины дна здесь порядка 4700 м. В районе западной окраины равнины выделяются косые, северо-западного направления гравиметрические аномалии, интерпретируемые как тектонические нарушения. Им соответствует желоб Кинга, простирающийся существенно южнее, а также ряд разломных структур вблизи разлома Чарли Гиббс. Выше было показано, что косые структурные нарушения широко распространены в Центральной Атлантике.

Юго-восточным окончанием Западно-Европейской впадины является впадина Бискайского залива. Это значительная по размерам структура, простирающаяся в широтном направлении на 400 км. От структур Пиренейского полуострова впадина отделена надвигом. Дно здесь лежит на глубинах 4870–4650 м [Удинцев, 1987] и представлено абиссальной равниной.

Геологические разрезы скважин отражают очень раннюю стадию формирования Западно-Европейской впадины. На северной стороне Бискайского залива, на его выходе в океан пробурены скв. 402, 401 и 400. Вскрытые разрезы таковы. Скв. 402 была заложена в верхней части континентального склона на глубине 2339,5 м и прошла 469,5 м. В основании пробуренного разреза вскрыты мелководные шельфовые отложения апта и альба. Что касается более ранних отложений, то они, по данным сейсмоки, разбиты разломами и образовывались в полуграбнях предположительно в раннемеловое (доаптское) время. Отмечается их значительная мощность. Глубже этих отложений выделен еще один сейсмический комплекс, интерпретируемый как морские платформенные карбонатные отложения. Таким образом, в данном районе фиксируется три ранних этапа развития: дорифтовый, рифтовый и, начиная с апта, шельфовый. Дальнейшая эволюция привела к формированию континентального склона в его современном виде. В этом смысле интересна скв. 401, находящаяся немного южнее предыдущей. Она остановлена в верхнеюрских (кимеридж-порландских) платформенных мелководных карбонатных породах. Выделяется рифтовый этап, но региональное погружение началось в апте. На небольшом расстоянии в глубь залива бурилась скв. 400. Глубина дна здесь составляет 4399 м, пробурено 777,5 м. Бурение остановлено в аптских пострифтовых мелководных отложениях. В разрезах всех трех скважин зафиксировано значительное число перерывов. В определенной мере это свидетельство неспокойных тектонических обстановок.

Приведенные данные показывают, что Бискайская впадина имеет ключевое значение для понимания геологической истории обширного района Западно-Европейской впадины. Правомерно заключить, что глубоководная область определилась в ней в конце среднемелового времени.

Сказанное дополняется данными скв. 550, пробуренной на краю океанского ложа несколько севернее предыдущих скважин (близ 49° с.ш.) на глубине 4432 м. Глубина проходки – 720 м. В основании разреза залегают базальты, среди которых имеются прослои известняков с раннеаптскими органическими осадками. По ним скважина прошла 33 м. Выше залегают альб-сеноменские известковистые аргиллиты небольшой мощности (70 м), содержащие планктонные фораминиферы. Весь остальной разрез (K_2 –KZ) представлен глубоководными отложениями, преимущественно нанопланктонными илами и мелом. Существенно отметить, что Западно-Европейская впадина начала формироваться раньше, чем противоположная Нью-Фаундлендская. От континентальной окраины впадина отделена высоким эскарпом.

Проведенное глубинное сейсмическое зондирование позволяет заключить, что строение земной коры в пределах впадины весьма изменчиво. Мощности варьируют в пределах 4–8 км; преобладают мощности 7–8 км [Пущаровский, Непрочнов, 2003].

Северо-Американская впадина. Уже говорилось, что это самая крупная глубоководная впадина в Атлантике. Ее структурное положение – между Азорским линеamentом (~40° с.ш.) и Карибским структурным комплексом. Впадина оконтурена по изобате 5000 м. Форма неправильная. С севера на юг она простирается примерно на 2000 км; ширина в районе 30° с.ш. того же порядка.

Впадина расчленяется на три впадины второго порядка: Сом – на севере, Гаттераса – в середине площади и Нарес – на юге. Все они представлены значительными абиссальными равнинами, лежащими на глубинах 5136–5396 м, 5390–5570 м и 5700–5900 м, соответственно. Мощности отложений в центральных частях этих впадин составляют сотни метров, в краевых зонах могут достигать нескольких километров.

В пределах Северо-Американской впадины пробурено немало глубоководных скважин. Вскрытые разрезы позволяют отметить прогрессирующее развитие с юга на север. В южных районах начало образования впадины относится к поздней юре, в северных – к позднему мелу. Приведем отдельные примеры конкретных разрезов, вскрытых скважинами, дошедшими до базальтового основания.

На юго-западе скв. 100, пробуренной на глубине 5336 м, пройден разрез мощностью 531 м. В его основании вскрыты базальты, пробуренные на 14 м, сменяющиеся вверх пачкой переслаивания базальтов и зелено-серых известняков, датируемых оксфорд–келловеем(?). Над ней лежат глинистые красные известняки (48 м) с возрастом оксфорд–кимеридж, перекрытые маломощными (9 м) титон–валанжинскими наннопланктонными отложениями. Разрез определенно океанический.

В скв. 387 (глубина дна – 5118 м, пройдено 794,5 м), расположенной севернее, низы разреза имеют более молодой возраст. Они представлены известняками позднего берриаса–раннего валанжина, а глубоководные условия открытого океана начали формироваться лишь с позднего маастрихта. В этом смысле представляют интерес данные бурения на Бермудском поднятии, расположен-

ном далее на север и разделяющем абиссальные равнины Сом и Гаттераса. В его центральной части пробурена скв. 386 (глубина дна – 4783 м, пройдено 973,8 м), вошедшая в базальты основания на 10 м. Базальты перекрыты зелеными и черными аргиллитами нижнего альба–сеномана, которые сменяются пестроцветными аргиллитами сеномана–верхнего маастрихта. На рубеже мела и палеоцена произошел перелом в характере седиментации. В интервале 613–490 м пройдены радиоляриевые и кремнистые алевролиты палеоцена–среднего эоцена, отражающие типичные глубоководные океанские условия осадконакопления. Но в более высоких частях разреза существенную роль играют турбидиты и вулканокластические породы.

Приведенный разрез подтверждает отмеченное выше разновременное образование южной и северной областей впадины. Кроме того, его строение подчеркивает значимость рубежа мезозоя и кайнозоя в развитии Северо-Американской впадины. Наконец, он указывает время становления Бермудского поднятия как тектоно-магматической структуры – поздний кайнозой. Отметим, что вулканические горы присущи не только поднятию, но широко распространены также к востоку от него.

В работе [Непрочнов, Пушаровский, 2000] показано, что земная кора Северо-Американской впадины обладает четко выраженной вертикальной расслоенностью (рис. 42). Распространение и мощности сейсмических слоев неоднородны. В районах, где присутствует слой 3b, мощность коры может достигать 9 км, а где его нет – 6 км. Преобладающее значение скорости продольных волн в этом слое 7,2 км/с. Распределение слоев 2a, 2b и 2c сложное. Слой 2 характеризуется довольно широким диапазоном сейсмических скоростей – от 3,4–3,8 (слой 2a) до 5,8–6,2 км/с (слой 2c).

В структуре дна Северо-Американской впадины выявлены разломы. Так, к юго-западу от Бермудских островов, в котловине Гаттераса, существует несколько разломов северо-западного простирания (наиболее известный среди них – разлом Блейк Спур), в районе которых глубинной сейсмикой выявлены протяженные (15–20 км) субгоризонтальные или полого наклоненные на восток отражающие горизонты как в верхней, так и в нижней коре, которые можно интерпретировать как надвиги [Пушаровский, Непрочнов, 2003].

Иберийская впадина. Описываемая структура расположена к западу от Пиренейского полуострова, будучи отделена от него Галисийским поднятием континентальной природы. С запада ее окаймляет простирающаяся с юг–юго-запада на север–северо-восток система океанических поднятий. Впадина оконтуривается по изобате 5000 м. Она имеет неправильно-округлую форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Протяженность структуры – ~600 км, ширина – 400 км. Центральная часть впадины представлена абиссальной равниной, максимальная глубина которой 5390 м. В других районах широко развит холмистый рельеф.

Обратимся к данным глубоководного бурения. На юге впадины на глубине 5320 м пробурена скв. 897, прошедшая 838 м. Она вошла в серпентинизированные перидотиты, среди которых встречены известняки раннемелового возраста. Выше лежит пачка аптских черных сланцев, перекрытая песчано-глинистыми породами неустановленного возраста. На уровне 620 м начинается разрез кайнозойских отложений, представленный горизонтами всех отделов стратиграфической шкалы от эоцена до плейстоцена. Они отлагались в глубоководных океанических условиях.

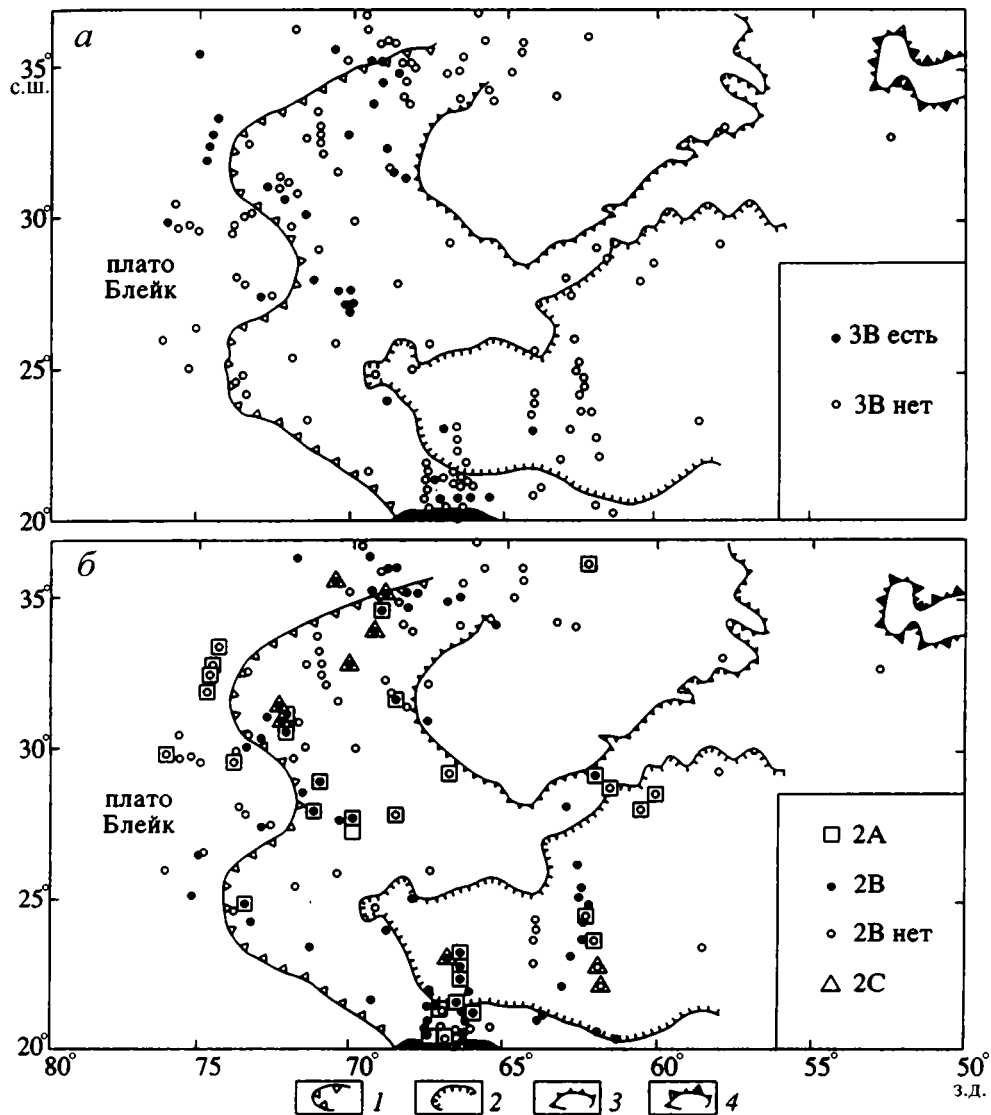


Рис. 42. Локальные неоднородности в строении земной коры в средней и южной частях Северо-Американской глубоководной впадины (по [Непрочнов, Пущаровский, 2000]). *а.* Распространение слоя 3В; *б.* Распространение слоев 2А, 2В и 2С

1 – контур района плато Блейк, 2 – южная глубоководная область Северо-Американской впадины, 3 – Бермудское поднятие, 4 – поднятие Угловое

Остановимся на разрезе, вскрытом скв. 899. Она расположена юго-восточнее предыдущей скважины и бурилась на глубине 5291 м. Пройдено 563 м. В нижней части породы представлены серпентинизированными перидотитами, а также аргиллитами и алевролитами. Глубина проходки в этой части разреза 75 м. Самая нижняя часть датируется поздним готеривом. Выше залегает сер-

пентинитовая брекчия с блоками перидотитов и аргиллитами (110 м), время образования которой приурочивается к интервалу ранний апт–начало позднего мела. Кампан, маастрихт и эоцен (палеоцен не выделяется) редуцированы до нескольких метров. Разрез позднего кайнозоя сходен с соответствующим разрезом скв. 897. Он представлен океаническими глубоководными отложениями. Наблюдаемые отличия в характере разрезов двух приведенных скважин свидетельствуют о значительной дифференциации тектоно-геодинамических условий на допозднекайнозойских этапах развития впадины.

Для реконструкции геологической истории Иберийской впадины важное значение имеет разрез скв. 901, пробуренной на ее восточном склоне. Скважина бурилась на глубине 4718 м и прошла 248 м. В низах разреза залегают турбидиты среднего титона–нижнего берриаса. Позднеюрские отложения обнаружены и в ряде других скважин (637–641). Данное время и отвечает началу формирования описываемой впадины.

Что касается упоминавшихся выше перидотитов, то они находятся во вторичном залегании. Рифтовую стадию развития данный участок земной коры проходил в более раннее мезозойское время, что обосновывается, в частности, геологической историей бассейнов Порто и Лузитанского, простирающихся в океане вблизи края континента.

Мощность земной коры в центральной части впадины составляет 4,5 км и строение ее достаточно простое. На восток строение усложняется, а мощность увеличивается.

Канарская впадина. Описываемая впадина расположена с восточной стороны САХ между Азорским линеamentом и трансформным разломом Кейн (район 20° с.ш.), хотя южная граница в некоторой мере условная. Но морфоструктурный анализ дна (карта ГЕБКО 2004 г. [General bathymetric..., 2004]) и гравиметрические данные (район положительных аномалий) свидетельствуют, что указанная граница совершенно естественна. Это вторая по размерам глубоководная впадина Центральной Атлантики. Ее протяженность с севера на юг составляет ~1600 км, ширина в северном сегменте – порядка 350 км, в южном – до 1000 км. Впадина оконтурена по изобате 5000 м. Форма морфоструктуры – неправильная. Глубины дна – 5,4–5,3 км. Дно представляет абиссальную равнину, на которой выступают редкие горы.

В центральной части впадины к югу от 30° с.ш. пробурены две глубоководные скважины: 137 и 138. Первая заложена на глубине 5361 м и прошла 401 м. На глубине 397 м она вскрыла сильно измененные базальтовые потоки, разбитые трещинами. Над ними лежат наннопланктонные мергели, кремни, известковистые глины и черные сланцы общей мощностью 120 м, относящиеся к позднему альбу и низам позднего мела. Далее выделяются пачки глин и кремней (турон), а выше сенон-палеогеновые слои, отложившиеся в глубоководных условиях. Сква. 138, заложенная в 30 км восточнее, на глубине 5288 м, прошла 442 м. Она остановлена также в измененных базальтах, которые перекрыты отложениями, образовавшимися в океанических условиях. В этом разрезе базальты трактуются как силлы, а время образования впадины определяется как конец альба–начало позднего мела.

Основание впадины достигнуто, по-видимому, скв. 141, расположенной значительно южнее. В ней вскрыты сильно измененные серпентинизированные базальты. Скважина бурилась на глубине 4148 м и прошла 298 м.

На гравиметрической карте [Sandwell, Smith, 1997] Канарская впадина выражена не вполне четко. Направления секущих Срединно-Атлантический хребет разломов просвечивают в ней очень слабо.

На участках с глубинами океана 4000–5200 м мощность коры изменяется от 5 до 8 км, увеличиваясь в сторону Африки. Кора состоит из трех основных слоев. Скорости в слое 2 изменяются от 4 до 4,5 км/с, а в слое 3 – от 6,6 до 7 км/с [Непрочнов, Пушаровский, 2000]. Было показано, что внутрикотловинные различия в строении коры связаны с изменчивостью тектоно-геодинамических обстановок.

Впадина Демерара. На батиметрических картах ГЕБКО описываемая форма рельефа выделяется как абиссальная равнина Демерара [General bathymetric..., 1984; General bathymetric..., 2004]. Однако с тектонической точки зрения ее следует отнести к категории глубоководных впадин. Структурно она является краевой частью океанского глубоководного ложа, находясь на периферии континентальной окраины Южной Америки. Впадина очерчивается изобатой 4000 м. Она простирается в запад–северо-западном направлении от Амазонского конуса выноса на юге до сложнорасчлененной области тектонического раздела Атлантического океана и Карибского структурного комплекса. На востоке впадина, выраженная в рельефе дна абиссальной равниной, ограничивается структурами фланга Срединно-Атлантического хребта. Главенствующими среди последних являются трансформные разломы, хорошо здесь выраженные, но в пределах впадины лишь слабо просвечивающие на гравиметрической карте (Вима, Долдрам и др.) [Sandwell, Smith, 1997]. На западе впадина Демерара в районе 8–10° с.ш. ограничена плато Демерара (рис. 43), представляющим блок континентальной коры (мощность коры 35–37 км) [Greenroyd et al., 2008].

Плато хорошо изучено [Basile et al., 2009; Erbacher, Mitchell, 2004; Greenroyd et al., 2008]. По данным бурения (скв. 1258 ODP) начало пострифтовой стадии датируется здесь ранним альбом [Basile et al., 2009]. Эту датировку следует рассматривать как начальный этап формирования глубоководной впадины. На приведенном профиле видно, что склон краевого хребта плато круто погружается на абиссальные глубины на расстоянии лишь ~15 км. Это одно из свидетельств тектонической природы впадины. В гравиметрическом поле впадина выделяется значительными отрицательными аномалиями, сходно с ситуацией во впадинах Гаттераса и Нарес (Северо-Американская котловина) [Sandwell, Smith, 1997].

Размеры описываемой впадины значительные. Ее протяженность по простиранию – ~850 км, по широте 10° – ~600 км. Глубина океана в пределах абиссальной равнины – 4000–4500 м. На одном из участков северной окраины впадины на глубинах 4200 м проведено глубинное сейсмическое зондирование [Пушаровский, Непрочнов, 2003]. Земная кора здесь имеет мощность около 5 км и состоит из слоев со скоростью 1,8, 3,6 и 6,2–6,4 км/с. Данные ГСЗ имеются и по южной окраине. Глубина дна составляет здесь 3300 м. Мощность коры в изученном регионе 7 км. В ее нижней части появляется слой 3В со скоростью 7,6 км/с. Отмечается небольшая мощность слоя 2.

Зеленомысская впадина. Характеризуемая глубоководная впадина отчетливо видна на карте ГЕБКО, 2004 г. [General bathymetric..., 2004]. Ее естественным ограничением на севере является Зеленомысское поднятие, далеко распространяющееся в сторону Срединно-Атлантического хребта. Южным ограничением наиболее глубокой части впадины служит крупный трансформный разлом Вима, а северным – район разломной зоны Зеленого Мыса. Протяжен-

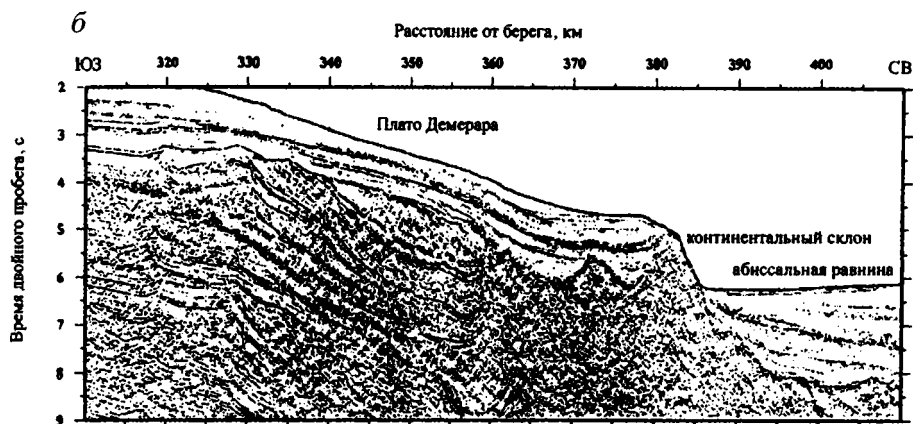
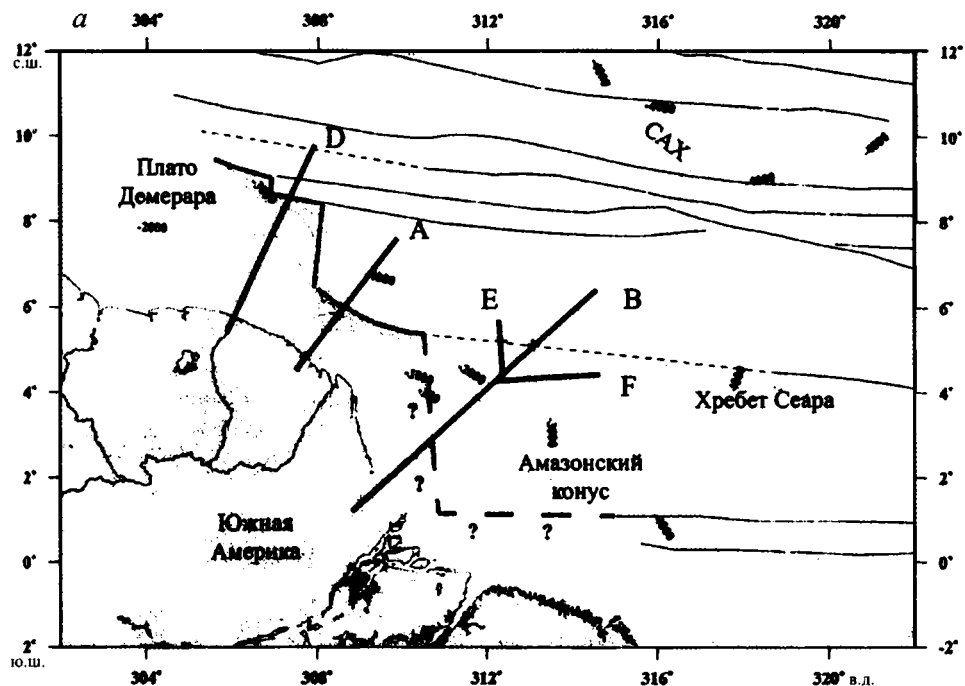


Рис. 43. Карта (а) и профиль (б), показывающие соотношение континентальной окраины и глубоководной впадины Демерара (по [Greenroyd et al., 2008])

А, В, Е, F, D – проведенные сейсмопрофили, на рис. 43, б приведен D

ность впадины по широте составляет не менее 1200 км; ее ширина ~600 км. Глубины океана на значительной площади превышают 5000 м. В пределах абиссальной равнины они составляют 5400–5700 м. Ниже будет показано, что корреляции между временем образования фундамента глубоководных впадин и глубиной его залегания в Атлантическом океане не наблюдается. Описываемая впадина – один из таких примеров.

Морфоструктурные сведения о впадине содержатся в ряде работ. Среди них отметим статьи [Кашинцев, 2001; Мазарович, 1998; Мазарович, Добролюбова, Ефимов и др., 2001; Сколотнев, Колодяжный, Цуканов и др., 2009], написанные по материалам экспедиций Геологического института РАН на НИС «Академик Николай Страхов».

Бурения дна во впадине не проводилось. Ближайшая глубоководная скв. 367 находится в южной части смежного Зеленомысского поднятия. Изучение вскрытого ею разреза, а также разреза скв. 368, пробуренной севернее, на Зеленомысском плато, позволило заключить [Сколотнев, Колодяжный, Цуканов и др., 2009], что Зеленомысское поднятие сформировалось, по-видимому, в олигоцене–раннем миоцене, причем подъем дна составил не менее 1000 м. Вполне возможно, что образование современной структуры Зеленомысской впадины, как компенсационного погружения, происходило в это же время.

Описываемая впадина находится в приэкваториальной области Атлантики, характеризующейся исключительным сгущением трансформных разломов. Они отчетливо отображены на Гравиметрической карте Сандвелла и Смита и батиметрических картах ГЕБКО [Sandwell, Smith, 1997; General bathymetric..., 1984, 2004]. Мощность коры в самой глубокой (более 5500 м) части впадины – ~5 км. В ней выделяется три сейсмических слоя со скоростями 1,8, 4,4 и 6,6 км/с.

В восточной части впадины скорость во втором слое увеличивается до 6 км/с, а в третьем – до 7,2 км/с. Общая мощность коры возрастает здесь примерно на 1 км [Пушаровский, Непрочнов, 2003]. Эта часть впадины изучена относительно детально [Сколотнев, Колодяжный, Цуканов и др., 2009]. Она простирается до крупного структурного уступа Кабо Верде, простирающегося в запад–северо-западном направлении на 300 км (см. рис. 68).

В структуре впадины выделяется две депрессии: северная (рис. 44) и южная, которые разделяет широтное грядовое поднятие. Глубины на западе северной депрессии – 4850 м, на востоке – 4400 м. Глубины в южной депрессии меняются незначительно. На западе глубина дна 4600 м, на востоке – 4600–4500 м.

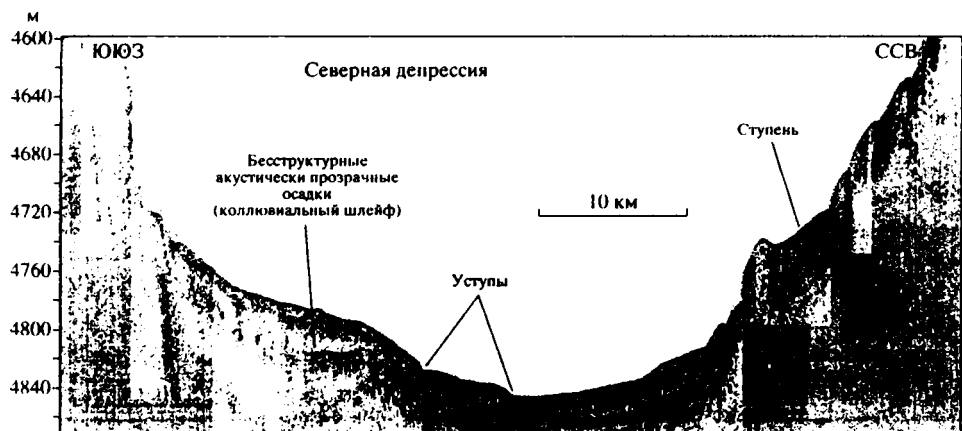


Рис. 44. Строение северной депрессии Зеленомысской впадины (по [Сколотнев, Колодяжный и др., 2009])

Установлено, что в регионе ярко проявлены молодые тектонические движения, под воздействием которых образовались антиклина́ли, горсты, горст-антиклина́ли, диапироподобные структуры, грабены, разломные нарушения разных порядков. Новейшая тектоническая активность проявлялась в три этапа: олигоцен–ранний миоцен, предчетвертичный и голоцен. Констатируется, что тектонические деформации происходили преимущественно в геодинамической обстановке субмеридионального сжатия.

Некоторые подробности приведены здесь в связи с тем, что они иллюстрируют исключительную необходимость среднемасштабного изучения геологического строения океанского дна для познания истинных закономерностей его тектонического строения и геодинамики.

Впадина Сьерра-Леоне. Данная впадина расположена между континентальной окраиной Африки и подводным поднятием Сьерра-Леоне. Она простирается в северо-западном направлении конформно краю континента. Ее глубина может превышать 5000 м (см. рис. 39). Протяженность этой части ~700 км; ширина – ~500 км. Впадину Сьерра-Леоне в общем структурном плане Приэкваториальной Атлантики следует рассматривать как восточное звено субширотной системы впадин, крайним западным звеном которой является впадина Демерара, а средним – Зеленомысская впадина. На юге впадины и в смежном районе континентального склона, вблизи восточного окончания разломной зоны Романш пробурено четыре скважины (959–962), заложенные на глубинах от 2000 до 4500 м. Наиболее древние отложения вскрыты скв. 960, пробурившей 450 м. Их возраст апт–раннеальбский. Альбские отложения вскрыты также скв. 959, прошедшей 1150 м. Породы в пробуренных скважинах представлены обломочными, кремнистыми и карбонатными отложениями, характерными для небольших глубин. В целом разрезы показывают прогрессивное увеличение глубины дна во времени [Clift, Lorenzo, 1999].

На основании данных о структурном развитии смежного подводного поднятия Сьерра-Леоне можно подойти к датировке времени и механизму образования описываемой впадины.

Поднятие Сьерра-Леоне расположено между 3 и 7° с.ш. Его строение охарактеризовано в работе [Перфильев и др., 1987]. В истории формирования структуры поднятия выделяется два этапа. На раннем этапе образовался фундамент, представленный в основном деформированными и переработанными породами второго и третьего слоев океанической коры. На втором этапе, охватывающем небольшой отрезок времени (конец позднего мела–палеоцен), северная часть поднятия была ареной вулканической деятельности, приведшей к образованию высоких подводных гор – вулканов, изливавших щелочно-базальтовые лавы. Можно предполагать, что именно в это время произошло значительное опускание дна в пределах впадины Сьерра-Леоне, откуда происходил отток глубинных масс в сторону поднятия.

На участке с глубинами 4500–5000 м вдоль профиля северо-восточного простира́ния на пространстве между 6°–9° с.ш. проведено 8 станций ГСЗ [Непрочнов, Пушаровский, 2000]. Установлено весьма изменчивое строение коры, мощность которой варьирует от 4 до 9 км. Скорости сейсмических волн в слое 2 изменяются от 4,6 до 5,2 км/с, а в слое 3 – от 6,4 до 7,1 км/с.

На гравиметрической карте Мирового океана [Sandwell, Smith, 1997] видно, что мощная система широтных разломных структур приэкваториальной зоны в пределах впадины Сьерра-Леоне почти не выражена.

Итак, наибольшими по протяженности в меридиональном направлении впадинами в Центральной Атлантике являются Северо-Американская и Канарская, расположенные в ее средней части. Их геологическое строение важно с точки зрения понимания геологической истории Атлантики. Имеющиеся данные глубоководного бурения свидетельствуют о том, что именно здесь начался процесс океаногенеза, откуда в дальнейшем он распространялся в северные области, включая Северную Атлантику. Бурением на юго-западе Северо-Американской впадины, в районе, прилегающем к Багамским островам, в низах разреза вскрыты юрские (оксфорд–келловей) отложения, наиболее древние из которых имеют датировку 169 млн лет. В позднеюрское–раннемеловое время здесь уже существовали океанические условия.

Столь же большой интерес представляет обнаружение на о. Фуэнтевертура (группа Канарских островов) базальтов типа N–MORB, перекрытых красными глинами келловей–оксфорда [Schmincke et al., 1998; Steiner et al., 1998]. Утверждается даже наличие здесь пострифтовых отложений тоара–раннего аалена на основании находки *Bositra buchi* (189–184 млн лет) [McCarthy et al., 1988].

В то же время становление Нью-Фаундлендской впадины как глубоководной структуры произошло в конце мела (маастрихт). То же можно сказать и о северных районах Северо-Американской впадины. Однако процесс океаногенеза не развивался линейно. Так, например, становление глубоководных океанических условий в Бискайской впадине, противолежащей Нью-Фаундлендской произошло в апте. Нелинейность в развитии океаногенеза в пределах ныне существующих регионов глубоководных впадин в Центральной Атлантике демонстрируют и другие примеры, в том числе изложенная выше история развития Бермудского поднятия. Данный вывод следует подчеркнуть как представляющий интерес для общих геодинамических представлений. Следует вкратце сформулировать также вывод о региональных и локальных неоднородностях глубинного строения земной коры в глубоководных впадинах Центральной Атлантики (см. рис. 42): они изменчивы в размерах и конфигурации и определяются конкретными тектоно-геодинамическими условиями [Непрочнов, Пушаровский, 2000].

Экзотичным представляется пояс субширотных глубоководных впадин, являющийся в приэкваториальной полосе Центральной Атлантики. Возможно, что его образование отражает геодинамику меридионального растяжения на некоторых этапах тектонического развития данной области, близко расположенной к зоне раздела крупнейших сегментов Атлантики: Центрального и Южного.

Представленные данные о строении геологических разрезов, морфологических особенностях, геологической истории глубоководных впадин Центральной Атлантики заостряют проблему механизма их образования, уже поставленную в литературе [Пушаровский, 2003а]. Далее она будет обсуждаться в особом разделе.

Южная Атлантика

Карта распространения глубоководных впадин в Атлантическом океане (см. рис. 39) наглядно выявляет специфику очертаний, размеров и компоновки

в структурном плане впадин Южной Атлантики, по сравнению с Центральной Атлантикой. В их группировке усматривается большая «упорядоченность».

Границами группировки южноатлантических впадин являются две крупнейших разломных зоны: Романш и Агульяс-Фолклендская, относящиеся к категории демаркационных. В данном сегменте океана выделяется пять глубоководных впадин: Гвинейская, Бразильская, Ангольская, Аргентинская и Капская.

Гвинейская впадина. Рассматриваемая структура расположена на восточной периферии экваториальной зоны Южной Атлантики в районе Гвинейского залива. Ее контур определяет изобата 5000 м. С северной стороны впадины на небольшом расстоянии простирается трансформный разлом Чейн. С южной стороны она сопряжена с Гвинейским поднятием, отделяющим ее от Ангольской впадины. Поднятие невысокое и располагается на больших глубинах. Его структура – сложная, разбитая разломами; рельеф – тектоно-вулканический, резко расчлененный, образован сочетанием гряд и глубоких трогов [Удинцев, 1987] северо-восточного простирания. Гряды несут вулканические пики. Осадков на поднятии очень мало, в ряде мест они отсутствуют. Парагенез глубоководной впадины и сопредельного тектоно-вулканического поднятия – достаточно распространенное явление в Атлантическом океане. Такой парагенез представляет, очевидно, и пара Гвинейская впадина–Гвинейское поднятие. Это представление подкрепляется сходством с ситуацией в районе глубоководной впадины Сьерра-Леоне и одноименного поднятия.

Описываемая впадина простирается в широтном направлении на расстояние ~800 км; ширина ее ~500 км. Западный контур впадины иссечен несколькими широтными тесно сближенными разломами, которые в рельефе дна выражены узкими трогами, что придает западной границе зубчатую форму (рис. 45). Морфометрические параметры Гвинейской впадины сходны с параметрами впадины Сьерра-Леоне, что является дополнительным аргументом в пользу общности механизма их образования. Отметим также, что обе впадины находятся в узкой экваториальной зоне (Гвинейская – непосредственно на экваторе) и по отношению к основным группировкам глубоководных впадин как в Центральной, так и в Южной Атлантике занимают изолированное положение.

Бразильская впадина. Контур рассматриваемой впадины определяет, как почти всех других, изобата 5000 м. Впадина простирается в меридиональном направлении из района разломной зоны Романш на севере до района разломной зоны Риу-Гранди на юге на расстояние 2500 км. Ширина ее с севера на юг уменьшается от ~1200 до ~900–1000 км. Это наиболее крупная структурная форма подобного типа в Южной Атлантике. Наибольшие глубины, превышающие 6000 м, находятся в северной части впадины. Геологическая история и тектоника впадины рассмотрены в ряде работ [Пушаровский, 2002а, б, 2004а, Пушаровский, Непрочнов, 2002].

В пределах впадины в ряде районов проводилось глубоководное бурение. Однако до базальтового основания скважины не дошли, хотя базальты и были вскрыты другими скважинами (силлы, потоки). На северо-западе впадины скв. 23 и 24 вошли в сильно измененные базальты, выше которых лежат отложения, охватывающие интервал альб–плейстоцен. Проходка скв. 23 – всего лишь 208 м. Вообще перерывы, размывы, внутриформационные включения базальтовых пород, характерные для разрезов, вскрытых скважинами, свидетельствуют о нестабильности гидродинамических условий и тектонических обстановок в

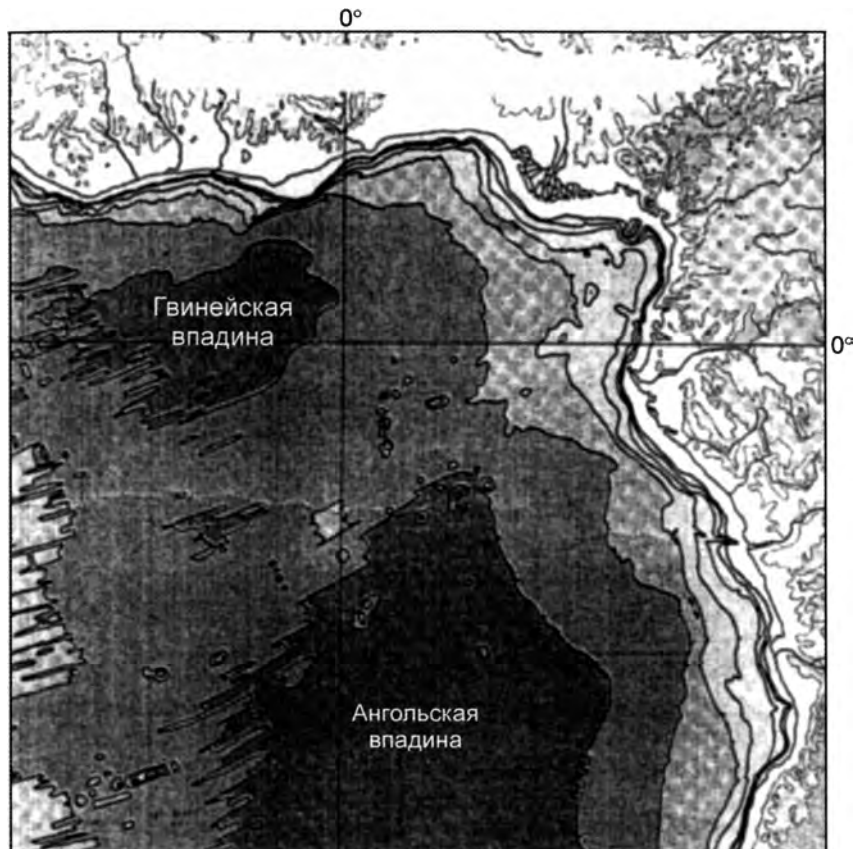


Рис. 45. Зубчатое соотношение субширотных разломных структур с западной окраиной Гвинейской и Ангольской глубоководных впадин (по [Digital..., 1997])

пределах впадины на протяжении истории ее развития. Тем не менее данные бурения, имеющиеся по впадине, а также по бразильской континентальной окраине [Забанбарк, 2001], позволяют считать, что начало образования Бразильской впадины относится ко времени не древнее апта–альба.

Дно Бразильской впадины рассечено множеством разломов широтного простирания, зафиксированных на Гравиметрической карте (рис. 46) [Sandwell, Smith, 1997]. Многие из них – значительные трансформные разломные зоны. Подобное явление в океанских глубоководных впадинах очень редкое. Его геологическое объяснение пока дать затруднительно, по-видимому, это связано с особенностями глубинного строения и структурного развития Бразильской впадины.

В Бразильской впадине проходит западная часть субширотного Анголо-Бразильского литосферного геотраверса вдоль 12° ю.ш. [Углов и др., 1999; Пушаровский, Непрочнов, 2002]. Информация о строении коры получена по данным МОВ ОГТ, выполненного на указанном геотраверсе. На сейсмическом разрезе в Бразильской впадине под слоем осадков мощностью от 100 м до 1 км выделен слой с пластовой скоростью 4,7–6,2 км/с мощностью 2–4 км, который

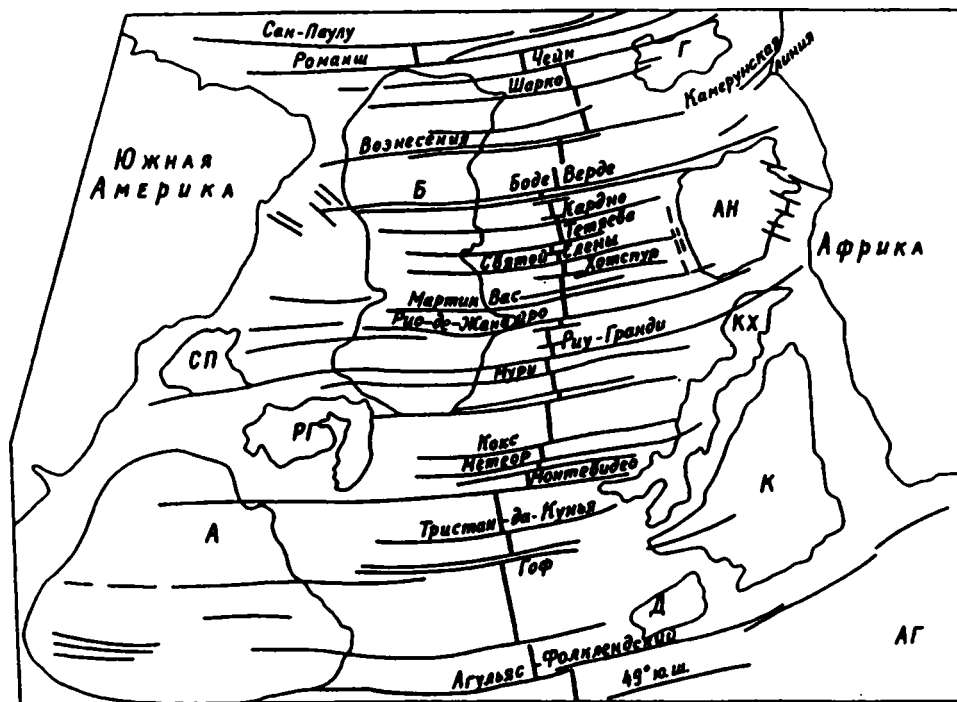


Рис. 46. Пространственное соотношение глубоководных впадин и поднятий разной природы с разломными структурами в Южной Атлантике

Абиссальные впадины (наиболее глубоководные части): А – Аргентинская, Б – Бразильская, Г – Гвинейская, АН – Ангольская, К – Капская, АГ – Агульяс; поднятия дна разной природы: РГ – Риу-Гранди, СП – Сан-Паулу, КХ – Китовый хребет, Д – Дискавери

подстилагся слоем со скоростью волн 6,7–7,0 км/с и мощностью 2–4 км. Граница Мохо со скоростью сейсмических волн 8,0 км/с погружается в восточном направлении от 4 до 7 км ниже поверхности дна. В пределах Бразильской впадины по данным МОВ ОГТ выделяется несколько блоков коры, отличающихся значениями пластовых скоростей во 2-м и 3-м слоях. Эти блоки разделяются разломами, которые, судя по данным ГСЗ, проникают и в верхнюю мантию.

Существенную черту тектоники впадины составляют надвиговые структуры, установленные в ряде ее районов (рис. 47). Проникновение надвигов в осадочный чехол связано с последующими эпизодами тектонической активизации.

Экспедицией 31-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» в 1984 г. в северной части Бразильской впадины к югу от разлома Вознесения на одном из участков были выявлены относительно невысокие (300–800 м) и не очень протяженные (от 10–20 до 50 км) гряды, которые по данным драгирования сложены нижними горизонтами океанической коры, в том числе милонитизированными габброидами и серпентинитами [Непрочнов и др., 1988]. В публикации [Мазарович, Соколов, 1999] эти данные были сопоставлены с результатами изучения глубинного строения Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. в 1982 г.

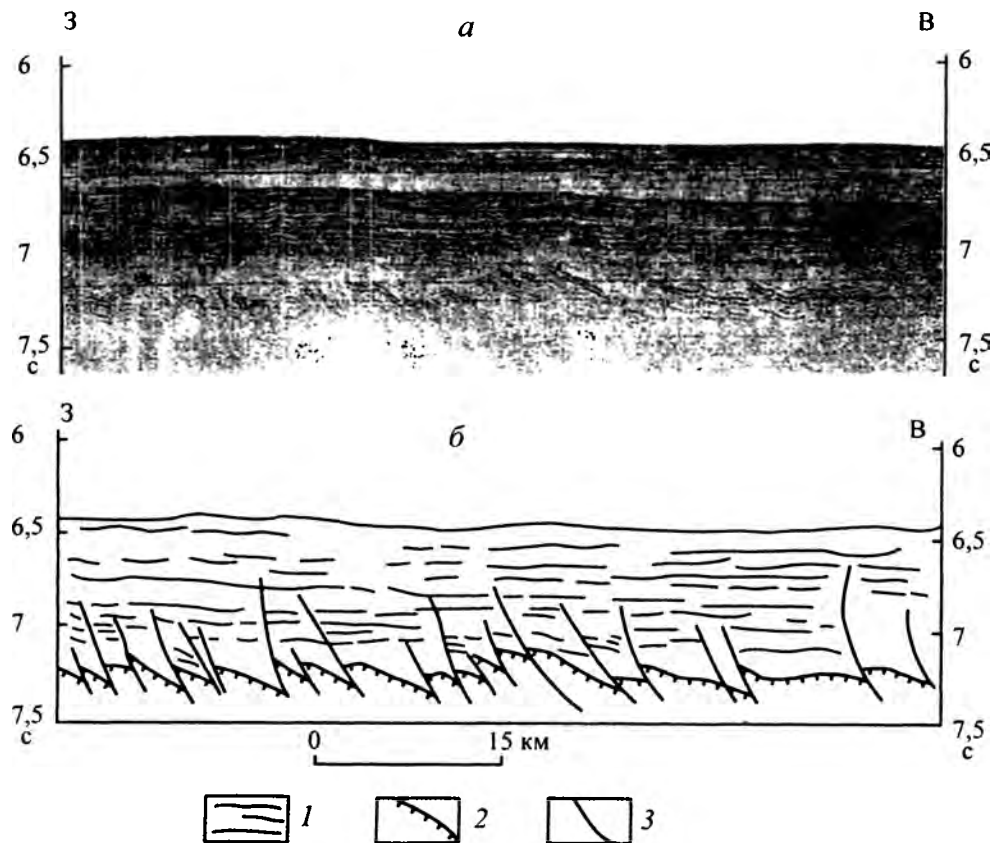


Рис. 47. Фрагмент профиля НСП (*а*) и его интерпретация (*б*), иллюстрирующая надвиговые и взбросо-надвиговые деформации в выровненном фундаменте в западной глубоководной части Бразильской впадины, 11° ю.ш. (по [А.И. Пилипенко, 1997 г., устное сообщение])

1 – отражающие горизонты в осадочной толще, 2 – поверхность акустического фундамента, 3 – надвиги и взбросо-надвиги

экспедицией 7-го рейса НИС «Профессор Штокман» и рядом других данных, накопившихся к тому времени, о тектонике океанической коры. Проведенное сопоставление позволяет сделать заключение о возможном распространении надвиговых структур в пределах основания Бразильской глубоководной впадины. Этот вывод был развит в работе [Непрочнов и др., 1988], в основу которой легли данные многоканального сейсмопрофилирования МОВ ОГТ, полученные в ходе проведения геолого-геофизических исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе. Были отмечены полого наклоненные на восток (в сторону Срединно-Атлантического хребта) сейсмические отражающие границы, секущие земную кору от поверхности 2-го слоя до границы Мохо, протяженностью до 80 км. По совокупности признаков они трактуются как надвиговые поверхности; соответственно структура в целом определяется как надвигово-чешуйчатая [Непрочнов и др., 1988; Разницин, Пилипенко, 1997].

В дальнейшем в пределах того же трансекта на двух полигонах, расположенных к западу и востоку от 30° ю.ш., глубинной сейсмикой выявлены пологие надвиговые структуры, образующие на западном полигоне серии тектонических литопластин, которые на глубине, как предполагается, ограничены поверхностями субгоризонтальных срывов [Пилипенко, 1993]. На восточном полигоне предполагается чешуйчато-блоковая структура. Механизм образования надвиговых деформаций изложен в работе [Разницин, 2004].

Отметим еще один феномен тектоники Бразильской впадины. На западе впадины и севернее, по краям подводного континентального выступа Аброльос, протягиваются широтные узкие цепи подводных гор, одна из которых, Витория-Триндади, простирается в океан на большое расстояние (много сот км). Ее строение и происхождение изучалось экспедицией 24-го рейса НИС «Академик Вавилов» [Сколотнев, Пейве, Турко, 2010]. Изучался центральный сегмент горной цепи, именуемый в цитированной работе хребтом Витория-Триндади. Хребет простирается вдоль 20° ю.ш.

Изучение пяти подводных гор позволило сделать общий вывод, что данный тектоно-вулканический хребет представляет собой единое сводовое поднятие, на котором сформировались вулканические постройки. Тем самым построения о механизме воздействия горячей точки следует считать ошибочными. Полигенность линейных тектоно-вулканических поднятий на океанском дне показана в работе [Пейве, 2007].

Ангольская впадина. Описываемая впадина выделяется на всех картах очень контрастно благодаря малорасчлененному рельефу дна и большой глубине абиссальной равнины, занимающей ее основную площадь. Глубины дна составляют здесь 5500–5700 м.

На севере впадина ограничена подводной Камерунской тектоно-вулканической линией. В пределах океана она простирается на 1000 км. Начало ее образования в современном виде относится ко времени 30 млн лет назад [Burke, 2001]. На юге впадина ограничена Китовым хребтом – крупным линейным поднятием, простирающимся от континентальной окраины на юго-запад на 2700 км. На западе впадина сопряжена с флангом Срединно-Атлантического хребта.

Структура простирается в субмеридиональном направлении. Абиссальная равнина, занимающая ее центральную часть, имеет размеры: вдоль простираения ~800 км, в широтном направлении ~450 км. Трансформные разломы Срединно-Атлантического хребта большей частью оканчиваются у западной окраины впадины, но прослеживаются на севере и юге. Соответственно, во впадине можно выделить блок литосферы, находящейся в ее основании. Его контур в общем совпадает с контуром наиболее глубокой части впадины [2, 5].

Картируются две группы разломов северо-западного направления, дискордантных по отношению к трансформным разломам САХ. Одна из них соответствует западной окраине впадины, другая приурочена к восточной области (см. рис. 46) [Мазарович, Соколов, 1999]. Последние разломы нужно связывать с разрывной тектоникой континентальной окраины Африки, куда они и проходят. Как общее заключение структурного анализа отметим, что нельзя исключать существование в пределах впадины в прошлом континентальной коры, в дальнейшем преобразованной [Пушаровский, 20026]. Проведенное глубоководное бурение до основания впадины не дошло. Но им вскрыты отложения ранних этапов ее развития. Скв. 364, заложенная на восточной окраине

впадины, вскрыла разрез мощностью 1086 м от аптских до плейстоценовых отложений. Апт представлен глинисто-карбонатными разностями с прослоями черных сапропелевых глин. Ниже находятся доломитизированные известняки, доломиты и битуминозные глины. В них бурение и было остановлено, не дойдя до соленосной толщи (геофизические данные) несколько десятков метров. Имеются и иные данные, указывающие аптское время как начало развития Ангольской впадины [Пушаровский, 2002a].

Структура основания впадины выявлялась в процессе осуществления Анголо-Бразильского геотраверза [Глубинное..., 1996] (рис. 48). Профиль пересекает впадину в ее северной половине. Ангольская часть составляет 1000 км (12° ю.ш.). Установлена слабая расчлененность акустического фундамента, рельеф поверхности – выровненный. Выявлено взбросовое и чешуйчатонадвиговое строение фундамента с размерами блоков и надвиговых элементов 2–5 км (рис. 49). Поверхности разрывов наклонены в сторону срединного хребта. Осадочный чехол деформациями не затронут, что свидетельствует об их образовании на ранних стадиях океаногенеза. По данным МОВ ОГТ в этой части геотраверза выделены второй слой коры со скоростями 5,6–6,0 км/с мощностью 2–4 км, третий слой со скоростями 6,8–7,4 км/с и мощностью 3–4 км.

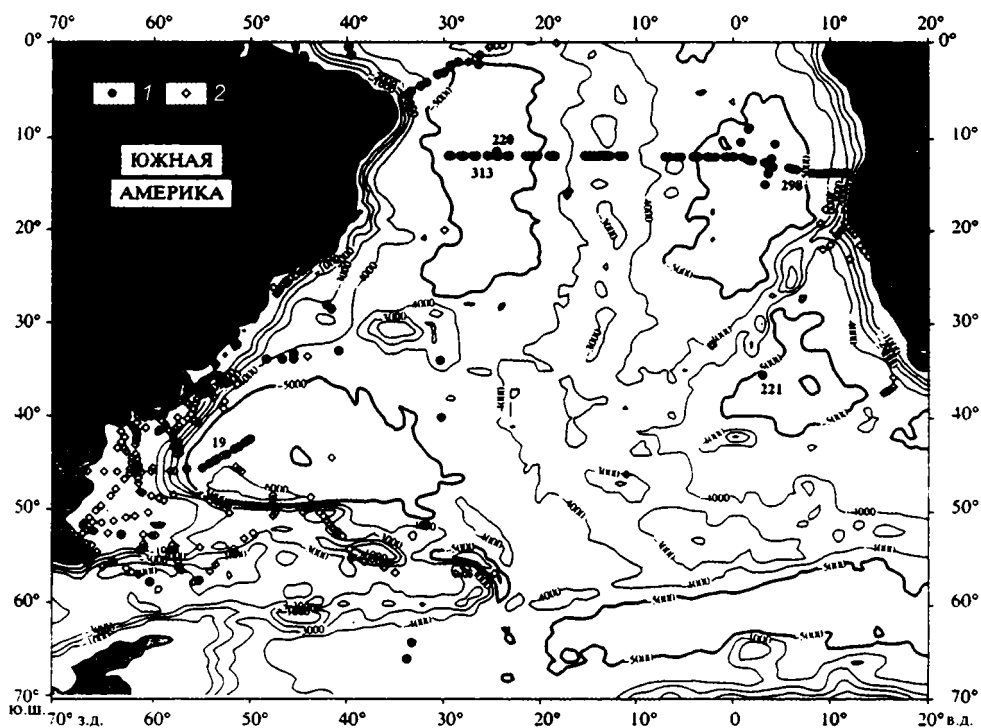


Рис. 48. Расположение станций и профилей ГСЗ в Южной Атлантике (по [Пушаровский, Непрочнов, 2002])

1 – пункты с данными до раздела Мохо, 2 – то же без информации о разделе Мохо. Изобаты проведены через 1000 м

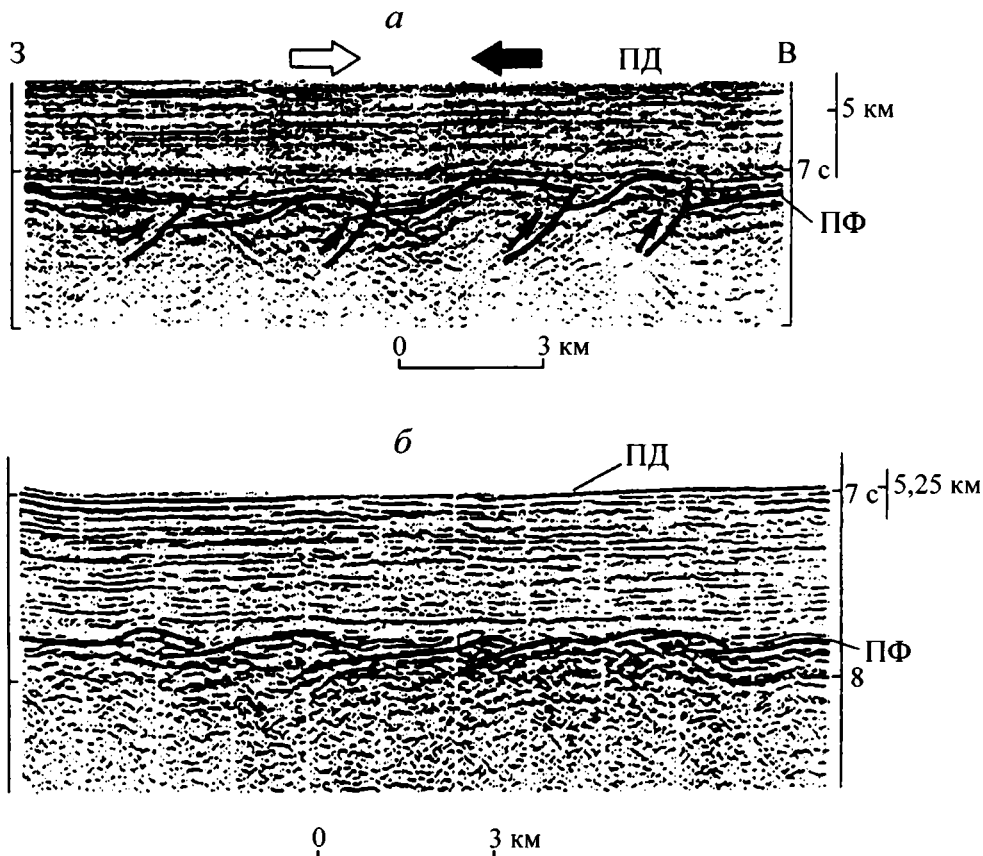


Рис. 49. Фрагменты сейсмических профилей МОГТ, иллюстрирующие типичное строение второго слоя океанической коры в Ангольской котловине в районе $9-12^{\circ}$ ю.ш. (по [Разницин, Пилипенко, 1997]). *а* – блоковые структуры, *б* – чешуйчатая структура
 ПД – поверхность дна, ПФ – поверхность 2-го слоя. Наклонные стрелки – направления доседиментационного смещения блоков. Вертикальная шкала – двойное время прохождения сигнала в секундах. Горизонтальные стрелки: белая – направление доседиментационного сжатия, черная – более позднего сжатия

Поверхность Мохо (границная скорость 7,9–8,2 км/с) погружается в восточном направлении от 5 до 10 км ниже поверхности дна. Блоки могут иметь разные значения пластовых скоростей. Наблюдается существенная латеральная изменчивость строения литосферы до глубины 80 км (данные ГСЗ) [Пушаровский, Непрочнов, 2002 и др.].

Аргентинская впадина. Это одна из самых крупных глубоководных впадин Атлантического океана. По форме она более других соответствует понятию «котловина». На западе впадина примыкает к континентальной окраине Южной Америки. С северной стороны ограничением является подводный континентальный выступ Сан-Паулу и поднятие Риу-Гранди, возможно, также фрагмент континентальной коры. С восточной стороны простирается обширная склоновая область Срединно-Атлантического хребта. На юге границей слу-

жит Агульяс-Фолклендский демаркационный разлом. Контур впадины проводится по изобате 4500 м. По широте впадина простирается на 2500 км, в меридиональном направлении – на 1500 км. Наибольшие глубины характерны для прибортовых районов впадины; ее центральная часть несколько возвышена.

На рис. 46, иллюстрирующем соотношение трансокеанских разломов и глубоководных впадин Южной Атлантики, можно видеть, что некоторые разломы в той или иной мере прослеживаются в пределах Аргентинской впадины, в основном в ее восточной части. Разломы прочерчены на основании карт гравиметрических аномалий [Sandwell, Smith, 1997] и ГЕБКО [General bathymetric..., 1984]. Но имеются и внутривпадинные разломы и их группы. В районах поднятий дна разломы прерываются. Особенности проявления разломной тектоники дна, сосредоточение разломов в основном за пределами возвышений, учитывая общую тектоническую ситуацию данной акватории, позволяют предположить распространение в основании впадины отдельных погребенных континентальных блоков.

Глубоководное бурение проводилось на севере и юге впадины. На севере скважина (358) прошла 830 м ниже дна и вскрыла отложения кампана. Все пройденные отложения глубоководные. На юге скважина (513) остановлена в олигоценовых отложениях; глубина проходки – 340 м. пройденные отложения также глубоководные. Если ориентироваться на разрезы соседних районов (континентальная окраина, банка Мориса Юинга (скв. 330 м), Фолклендское плато), то начало образования впадины можно отнести к поздней юре. Особенно впечатляет Фолклендское плато, где согласно имеющимся сейсмопрофилям, мощность верхнеюрских отложений может достигать нескольких километров.

Наиболее глубокая часть впадины находится на юге. Это коррелирует с крупнейшим опусканием дна по Фолклендскому сбросу – до 6200 м.

Изучение глубинного строения проводилось в западной части впадины вдоль профиля юго-запад–северо-восток [Пушаровский, Непрочнов, 2002]. Северо-восточный участок профиля характеризуется сравнительно простым строением земной коры, в составе которой выделяются осадочный слой (скорость продольных сейсмических волн 1,7–2,0 км/с), 2-й слой (4,5–5,0 км/с) и 3-й слой (6,4–6,6 км/с). Мощность осадочного слоя варьирует от 0,4 до 1,4 км, увеличиваясь в юго-западном направлении. Мощность 2-го слоя коры равна 0,5–1,5 км, а 3-го слоя – 3–4 км. Поверхность Мохо со скоростью сейсмических волн около 8 км/с расположена на глубинах от 5 до 7 км ниже поверхности дна океана.

Юго-западный участок профиля имеет строение земной коры, сходное с северо-восточным участком, и только на станции, наиболее близкой к подножью континентального склона, обнаружена существенно повышенная мощность 2-го слоя (около 3,5 км) и соответственно более глубокое залегание поверхности Мохо (около 9 км ниже дна океана). Обращает внимание также повышенное по сравнению с другими участками профиля значение сейсмической скорости в 3-м слое коры (7,0 км/с).

Как уже говорилось, по особенностям тектонического строения можно сделать предположение о присутствии в центральных и южных районах впадины фрагментов континентальной коры, с чем и связаны вариации глубинного строения земной коры.

Капская впадина. Занимающая юго-восточную часть Южной Атлантики Капская впадина простирается на юг от Китового хребта до района Агульяс-Фолклендской разломной зоны. Наиболее выразительно впадина очерчивается

изобатой 5000 м. Форма ее неправильная. Протяженность впадины – ~1800 км; ширина в средней части – ~1400 км. Рельеф дна – сложный, имеются значительные поднятия, особенно в центральной части, где контур поднятия очерчивается изобатой 3000 м. Существуют отдельные горы, возвышающиеся в большинстве до глубин в сотни метров.

Изрезанность западного контура впадины определяется проникающими в нее субширотными разломами, присущими данной области Срединно-Атлантического хребта. В большинстве разломы прослеживаются до центральных поднятий, но в отдельных случаях достигают континентальной окраины Африки.

На периферии центральной возвышенной области выделяются отдельные абиссальные равнины (Намибия, Капская).

Глубоководное бурение проводилось на восточной окраине впадины. Разрез скв. 361 в нижней части представлен аптскими «черными сланцами», переслаивающимися с алевролитами и песчаниками. В этих отложениях встречаются остатки наземных растений. Фундамент здесь не вскрыт, однако, судя по литологическим особенностям, «черные сланцы» отвечают раннему этапу развития впадины. Достоверно пелагические отложения (глины) установлены для кампанского времени. Глубина дна в точке бурения 4549 м, мощность вскрытого разреза 1335 м, из которых около 1000 м приходится на отложения средне- и позднемелового возраста. Послезоеценовые отложения размыты, но они вскрыты в расположенной неподалеку скв. 360 (P_3-N_1). На востоке, в зоне перехода океан–континент, имеются базальтовые покровы, образовавшиеся в позднеюрское–раннемеловое время [Удинцев, 1987]. Сейсмикой они прослежены до глубин моря 4000 м.

Исходя из приведенных данных, начало образования Капской впадины как индивидуализированной морфоструктуры следует относить к концу раннего – началу среднего мела [Пушаровский, 2002a].

В Капской впадине методом ГСЗ достаточно детально изучен только один участок, расположенный в западном районе ее средней части [Пушаровский, Непрочнов, 2002] (ст. 221 на рис. 50). Здесь под слоем осадков мощностью 0,5 км обнаружен 2-й слой со скоростью сейсмических волн 5,5 км/с и мощностью 1,2 км. 3-й слой характеризуется сейсмической скоростью 6,8 км/с и имеет мощность около 3,5 км. Поверхность Мохо со скоростью 8,2 км/с залегает на глубине 5 км ниже дна океана.

Антарктическая Атлантика

В Атлантическом океане находится западная половина описываемой здесь Африкано-Антарктической глубоководной впадины, восточная – лежит в Индийском океане.

Африкано-Антарктическая впадина. Впадина располагается непосредственно севернее континентальной окраины Антарктиды между морем Уэдделла на западе и Кергеленским поднятием на востоке (см. рис. 50). С севера впадина ограничивается структурным комплексом тройного сочленения Буве. Ее протяженность – ~2200 км, ширина – ~900 км. Наиболее глубокая часть впадины, занимающая значительную площадь, оконтуривается изобатой 5000 м. Эта часть впадины представляет абиссальную равнину, именуемую Эндерби [General bathymetric..., 1984]. Мощность отложений здесь составляет первые сотни метров.

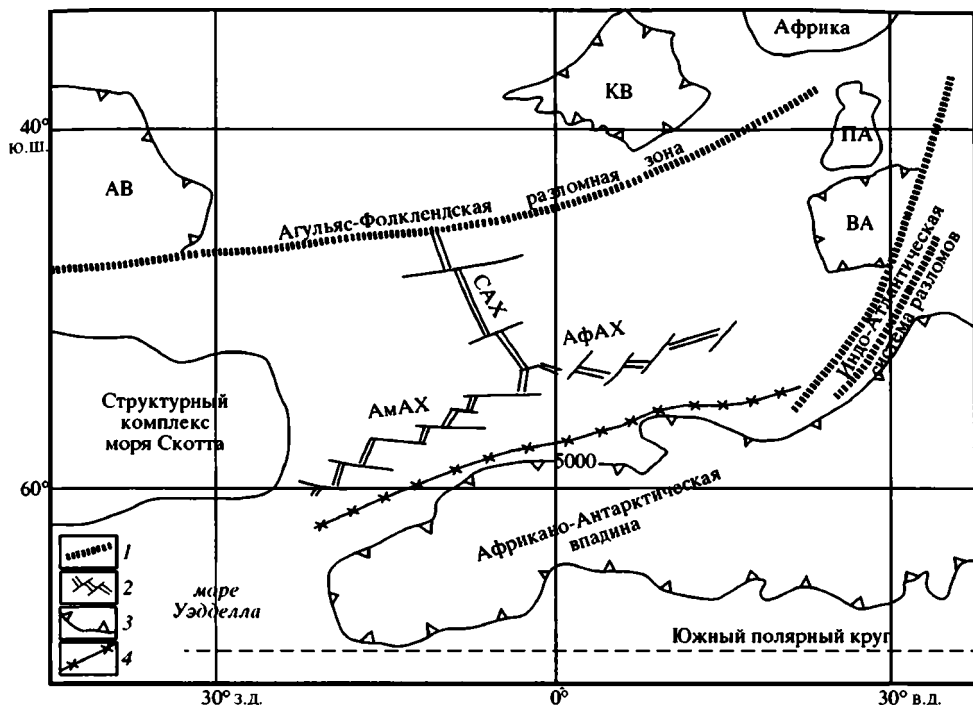


Рис. 50. Тектонические провинции в Антарктическом сегменте Атлантического океана

1 – демаркационные разломные зоны; 2 – спрединговые хребты; 3 – впадины по изобате 5000 м; 4 – граница Северной и Южной тектонических провинций. Буквенные обозначения: АВ – Аргентинская впадина, KB – Капская впадина, АМАХ – Америко-Антарктический хребет, Аф – Африкано-Антарктический хребет, САХ – Срединно-Атлантический хребет, ПА – поднятие Агульяс, ВА – впадина Агульяс

На гравиметрической карте [Sandwell, Smith, 1997] видно различие аномальных полей восточной и западной областей впадины. На востоке их мозаика имеет позитивный фон, тогда как на западе – отрицательный и менее контрастный. В последнем случае видна несколько затухающая линейность аномалий, имеющих северо-восточное простирание. Их можно связывать с тектоническими нарушениями.

О времени образования впадины можно судить, ориентируясь на достаточно хорошо известную геологическую историю моря Уэдделла [Пушаровский, 2007]. Ее природа, очевидно, также рифтовая. Что касается времени образования, то это средняя юра, что соответствует раннему этапу распада Гондваны. В дальнейшем впадина Уэдделла развивалась по типу краевого моря активной континентальной окраины. Но в случае Африкано-Антарктической впадины тип структурного развития, вероятнее всего, был иным: первичные рифты преобразовались в крупный прогиб окраины Антарктической платформы с океаническим типом строения коры.

Наши соображения о первичной рифтовой природе Африкано-Антарктической впадины основательно подкрепляются работой японских исследовате-

лей [Yoshifumi et al., 2004]. В ней обобщены данные спутниковой альтиметрии, другие гравиметрические данные, а также материалы по линейным магнитным аномалиям в западной части впадины (бассейн Эндерби). Последние охватывают интервал M24–M4, что позволяет сделать заключение о спрединговой геодинамике в позднеюрское–раннемеловое время.

Тектонические типы глубоководных впадин

Проблема типизации глубоководных впадин океанов тесно связана с проблемой их генезиса. Установившееся представление об однотипности глубоководных впадин («глубоководные котловины» – и на этом все заканчивается) должно быть оставлено. В ряде публикаций показано, что среди структур данного класса, по тектоническому положению, строению и особенностям происхождения, в трех крупнейших океанах Земли выделяется шесть основных типов [Пушаровский, 2004а, 2006, 2007, 2008] (рис. 51).

Тихому океану присущи три типа впадин: межгорные абиссальные, получившие особенное распространение в западной и северо-западной Пацифике; межразломные – локализованные между разломами-гигантами в восточной области океана, и крупнейшая форма в Полинезийской области – Южно-Тихоокеанская талассосинеклиза.

В Индийском океане также выделяется три типа впадин, но совершенно иных, нежели в Тихом. В центральной области океана – это ряд впадин, представляющих глубокие депрессии, наследующие более ранние океанские структуры. Они описаны под названием «центральные талассогенные впадины». Значительные площади занимают впадины, сочетающиеся с континентальными фрагментами, примыкающие к западным и восточным континентальным окраинам. Для них предложено название «периконтинентальные впадины». Особый тектонический тип впадин в Индийском океане представляют Южно-Австралийская и Австрало-Антарктическая впадины, сопряженные с Восточно-Индоокеанским спрединговым хребтом. Данный тип выделяется как периспрединговый.

Атлантический океан своеобразен тем, что в нем широчайшее распространение имеют впадины периспредингового типа. Они группируются в два ряда, расположенные по обе стороны Срединно-Атлантического хребта: западный и восточный. Впадины западного ряда по размерам больше восточных, что соответствует сравнительно более высокой тектонической дробности дна океана на востоке. Ниже будет рассмотрен механизм их образования.

В Атлантическом океане имеются глубоководные впадины и иных типов. В частности, в Северной Атлантике Норвежскую впадину следует рассматривать как центрально талассогенную. Отметим также широтный пояс впадин в приэкваториальной зоне Центральной Атлантики, к которому тяготеет и Гвинейская впадина, находящаяся на экваторе. Занимающая в данном поясе центральное положение Зеленомысская впадина должна быть отнесена к межразломному типу. Что касается других впадин, то их связи с разломной тектоникой, учитывая регионально-геологические особенности приэкваториальной полосы океана, допустить вполне возможно. Характерную черту глубоководных впадин Атлантики составляет их сложный (неправильный) контур. Но имеется одно исключение. В Северной Атлантике по обе стороны спредингового хребта

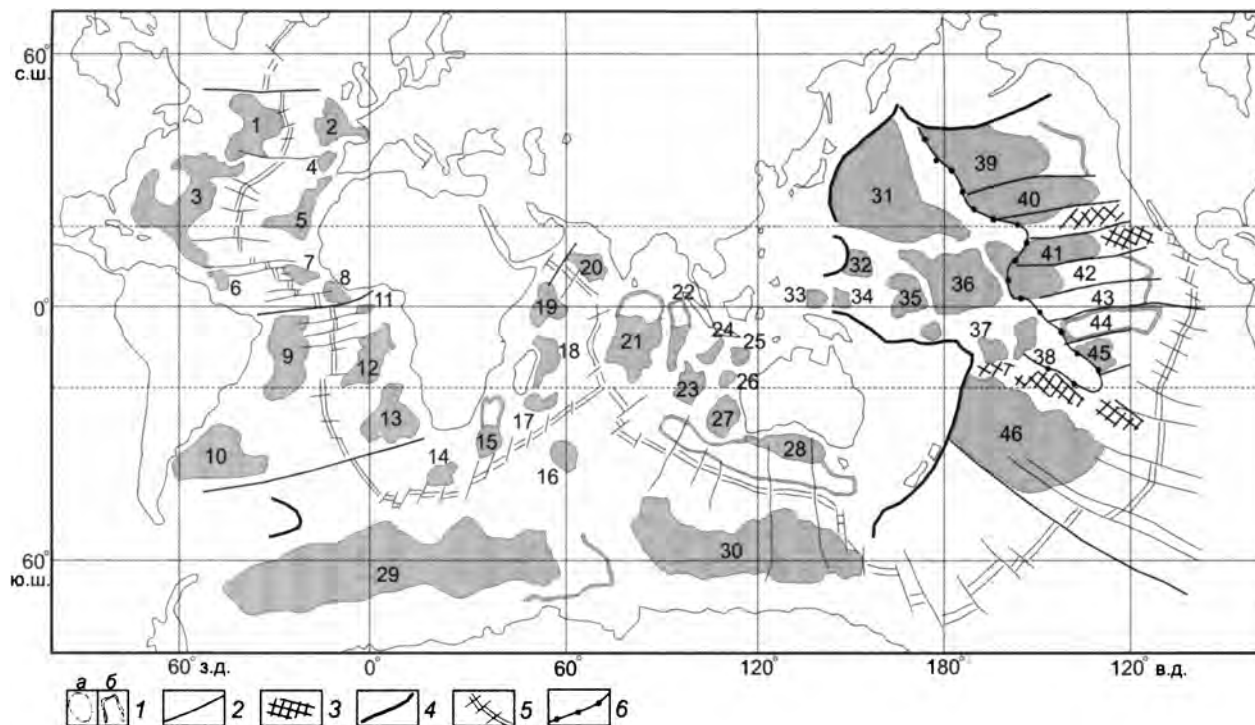


Рис. 51. Распространение глубоководных впадин в океанах

1 – глубоководные впадины: а – по изобате 5000 м, б – по изобате 4000 м; 2 – крупнейшие разломные зоны; 3 – глубоководные поднятия, 4 – впадины края активных континентальных окраин; 5 – осевые зоны спрединговых хребтов; 6 – Главный Тихоокеанский геораздел. Впадины: *Атлантический океан*: 1 – Нью-Фаундлендская, 2 – Западно-Европейская, 3 – Северо-Американская, 4 – Иберийская, 5 – Демерара, 6 – Канарская, 7 – Зеленомысская, 8 – Сьерра-Леоне, 9 – Бразильская, 10 – Аргентинская, 11 – Гвинейская, 12 – Ангольская, 13 – Капская, 14 – Агульяс; *Индийский океан*: 15 – Мозамбикская, 16 – Крозе, 17 – Мадагаскарская, 18 – Маскаренская, 19 – Сомалийская, 20 – Аравийская, 21 – Центральная, 22 – Кокосовая, 23 – Уортон, 24 – Гаскойн, 25 – Арго, 26 – Кювье, 27 – Пертская, 28 – Южно-Австралийская; *приантарктические впадины*: 29 – Эндерби, 30 – Австрало-Антарктическая; *Тихий океан*: 31 – Северо-Западная, 32 – Восточно-Марианская, 33 – Западно-Каролинская, 34 – Восточно-Каролинская, 35 – Меланезийская, 36 – Центральная, 37 – Самоа, 38 – Пенрин, 39 – Северо-Восточная, 40 – Мендосино, 41 – Кларин, 42 – Клиппертон, 43 – Галапагосская, 44 – Маркизская, 45 – Тики, 46 – Южно-Тихоокеанская

Рейкьянес простираются четко выраженные линейные впадины (Исландская, Ирмингер), образуя здесь гармоничную волнообразную линейную структуру. Такая структура рассматривается как подтип периспрединового типа. Ее аналогами в других океанах являются тектонические системы хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане и система Австрало-Антарктического поднятия на юго-востоке Индийского океана.

Дальнейшие работы по типизации океанских глубоководных впадин могут привести к обособлению и других подтипов.

Механизмы образования глубоководных впадин Атлантики

Согласно первичным представлениям образование океанских глубоководных впадин, именуемых также котловинами, происходило в результате локальных вертикальных погружений океанского дна. После появления теории тектоники литосферных плит такое представление было заменено другим – погружение дна (плит) по мере удаления от центра спрединга. Теоретики новой глобальной геодинамической модели предложили математическую модель такого погружения. «Опускание океанского дна определяется законом, согласно которому амплитуда его погружения Δh зависит от возраста t океанской плиты» [Океанология, 1979, с. 216]. В цитируемой работе приводится соответствующая формула. Но и данное решение оказывается односторонним, хотя спрединговый механизм движения безусловно имеет место.

В работе [Пушаровский, 2004а] проанализированы глубины залегания фундамента глубоководных впадин в Центральной и Южной Атлантике. В приводимой таблице показаны глубины океанского дна и поверхности фундамента в пределах абиссальных равнин (табл. 2). Несмотря на то что впадины разновозрастны и находятся на разном расстоянии от осевой зоны Срединно-Атлантического хребта, глубины залегания поверхности фундамента в них в большинстве случаев очень близки, составляя 5,6–6,0 км. Одно это обстоятельство указывает на то, что цитированные выше теоретические построения недостаточны.

В то же время в ряде впадин фиксируется значительно более глубокое залегание поверхности фундамента. Так, в абиссальных равнинах Северо-Американской впадины – Гаттераса, Сом, а также в Нью-Фаундлендской – фундамент находится на глубинах соответственно до 10 км; 9,1–6,4 км и 9 км. На востоке океана большие глубины отмечаются в Бискайской (8 км) и Гвинейской (7 км) впадинах. Из этих цифр и других данных, упомянутых выше, следует, что помимо механизма по модели спрединга действует и другой механизм – тектоническое оседание дна. В данном случае объяснением является эффект автономного дрейфа континентов [Пушаровский, 2004б]. Дрейф сопровождался образованием в сопредельной тыловой области зоны растяжения литосферных масс по причине разности скоростей движения, а отсюда и их погружение. Следует отметить и еще один механизм образования глубоководных впадин. Речь идет о компенсационном прогибании океанского дна, вызванном оттоком литосферных масс в связи с возникновением вулканических поднятий. Ранее приводилось несколько примеров такого рода.

Основной вывод таков: в Атлантическом океане глубоководные впадины возникли вследствие воздействия разных геодинамических факторов.

Таблица 2. Глубины дна и фундамента абиссальных равнин океанических впадин Атлантики

Впадины		Глубина залегания, км	
		дна океана	фундамента
<i>Южная Атлантика</i>			
Аргентинская		4,8–6,2	
Бразильская		5,5–5,8	5,7–6,0
Капская		5,0–5,2	5,6–5,7
Ангольская		5,5–5,7	до 6,0
Гвинейская		5,1	до 7,0
<i>Южный сегмент Центральной Атлантики (до 37° с.ш.)</i>			
Северо-Американская			
Абиссальные равнины	Нарес	5,7–5,9	до 6,0
	Гаттераса	5,4–5,6	до 10,0
	Сом	5,1–5,4	9,1–6,4
Абиссальные равнины	Сьерра-Леоне	5,0	6,0
	Зеленого Мыса	5,3	5,4–5,7
	Мадейра	5,4	5,6–5,7
<i>Северный сегмент Центральной Атлантики (37°–52° с.ш.)</i>			
Нью-Фаундлендская		4,5–4,6	9,0
Тагус		5,0	6,0
Иберийская		5,1–5,4	6,1–6,4
Бискайская		4,6–4,8	8,0
Западно-Европейская абиссальная равнина (Поркюпайн)		4,7	5,0

* * *

Заключая, отметим следующее. Глубоководные впадины Атлантического океана различны по геологическому строению, истории развития и глубинному строению земной коры. Изменчивость геологических разрезов, как и глубинных характеристик, отмечается не только между впадинами, но и внутри впадин. Такие неоднородности представляют богатый материал для выявления действительных механизмов океанического структурообразования.

Распространенное представление о симметрии в тектоническом строении Атлантики – кажущееся. Впадины не являются дополнительными (т.е. «близнецами») к лежащим по другую сторону спрединговой оси. Унификация в этом отношении является следствием чрезмерной приверженности к схематизму в геодинамических построениях. Известные геометрические профильные построения также весьма схематичны.

Глубоководные впадины Атлантического океана представляют собой крупные тектонические формы океанского дна с длительным развитием. Неравномерно текущий процесс их формирования продолжается и в настоящее время.

Опускание соответствующих участков земной коры осуществляется не только по модели спрединга, но и в результате растяжения земной коры между спрединговым хребтом и окраинной континентов, вызванного раздвигом континентальных блоков. Процесс раздвига протекал весьма сложно, о чем свидетельствует асимметрия во времени образования противолежащих впадин. В разные периоды времени скорости и масштабы движения континентов по разные стороны оси спрединга значительно варьировали. Большие масштабы в течение сравнительно короткого времени, вызванные стрессом в кинематике глубинных масс, приводили к локальному прогибанию дна и возникновению глубоководных впадин как специфической группы тектонических структур земной коры.

Геодинамические обстановки в разных частях Атлантики существенно разные, что отражается на общем структурном облике глубоководных впадин и их внутреннем строении. Структурная сложность и неоднородность глубинного строения коры позволяют сделать заключение об избирательности протекающих в геосферах динамических и кинематических процессов, их разномасштабности и неравномерности проявления. Во всем этом усматривается влияние на тектогенез и геофизические свойства земной коры нелинейных геодинамических факторов.

Заключительные замечания

Обобщая геолого-геофизические данные по глубоководным впадинам Южной Атлантики, отметим, что начало их образования, как и впадин Центральной Атлантики, разновременное. *Рифтогенная стадия* развития в Аргентинской впадине датируется временем J_{2-3} , в Капской впадине – это рубеж юры и мела, в Ангольской и Бразильской впадинах – ранний мел. *Океаническая стадия* в Аргентинской впадине началась ~150 млн лет назад: в Капской и Ангольской впадинах – в раннем мелу, а в Бразильской – в апт-альбское время.

Приведенные сопоставления показывают, что океаногенез в Южной Атлантике начался на юге и продвигался на север, к экватору. Начало этого процесса оказалось на 20 млн лет моложе, чем в Центральной Атлантике. Раздел проходит в районе демаркационной разломной зоны Романш. Объединение океанических бассейнов Центральной и Южной Атлантики произошло только 100 млн лет назад. Тем самым раскрывается существенная черта в геологической истории Атлантического океана. Отметим, что в случае Центральной Атлантики раскол материковых масс, приведший к океаногенезу, происходил между Северной Америкой и Евразией (имеется в виду Лавразия), а в случае Южной Атлантики – между Южной Америкой и Африкой (Гондвана). Это обстоятельство наложило отпечаток на общий структурный облик соответствующих областей океана.

ГЛАВА 3

ЛИНЕЙНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОДНЯТИЯ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ: ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ

Введение

Одними из наиболее распространенных структур океанского дна являются тектоно-вулканические поднятия различного возраста, формы, размера и простираения. Как правило, они сложены вулканитами, имеющими геохимический и изотопный составы, отличные от базальтов, формирующих океаническую кору в пределах срединно-океанических хребтов. Большинство таких вулканических построек трассируется в виде цепочек подводных гор, островов или хребтов линейной формы на значительное расстояние. Их происхождение долгое время объяснялось, исходя исключительно из предложенной в 1971 г. В. Морганом, концепции горячих точек или плюмов [Morgan, 1971]. Модель целиком базировалась на плейттектонических построениях, которые начали активно развиваться в 1960-е годы. Это касалось представлений о жесткости и однородности плит, устойчивости их границ, однородной и латерально изотермичной мантии и постоянных кинематических условиях спрединга и субдукции. Согласно В. Моргану плюмы являются главной движущей силой конвекции, выполняя функцию перемещения плит и обеспечивая спрединг океанической коры. Считалось, что они поставляют большую часть тепла к поверхности Земли и вносят значительный вклад в тепловой поток.

Вертикальная составляющая более разогретых (на 200–600°C), менее плотных и более подвижных, по сравнению с окружающей мантией, плюмов маркируется на поверхности Земли вулканизмом горячих точек, число которых по разным оценкам доходит до 49 [Courtillot et al., 2003]. Считается, что плюмы могут возникать в области термального раздела на границе ядро–мантия (слой D). В работах [Пушаровский, 2001а; Ю.М.Пушаровский, Д.Ю. Пушаровский, 1999] обращается внимание на то, что разномасштабные массопереносы вещества, к которым относятся и плюмовые процессы, могут возникать на самых разных уровнях мантии, а не только в районе слоя D. Как показывают результаты моделирования [Добрецов, 1994; Добрецов, Кирдяшкин, 2000], крупные плюмы рождаются в среднем каждые 30 млн лет в результате периодического накопления тепла и летучих компонентов (водород, углеводороды) на границе ядро–мантия. Время подъема таких плюмов к поверхности Земли – около 5 млн лет.

Для большинства из продуктов такого вулканизма характерна изотопная специфика, соответствующая мантийному источнику NIMU. Данный магматизм часто приурочен к куполовидным поднятиям фундамента шириной 200–500 км

и встречается как в пределах континентальной, так и океанической коры. Согласно модели образования плюмов разуплотненный материал поднимается в виде столба грибовидной формы диаметром около 200 км с фронтальной частью существенно большего размера (до 1000 км) и инициирует образование крупных изометричных вулканических провинций. В результате последовательного, дискретного поступления расплавов из тыловой части поднимающегося плюма под движущейся литосферной плитой образуется цепь вулканов с закономерным омоложением в сторону горячей точки. При этом практически все внутриплитные тектоно-вулканические цепи рассматривались как продукты данного процесса. Основными доказательствами гипотезы горячих точек были данные о фиксированном их положении, параллельности вулканических цепей, линейном и закономерном изменении возраста вулканизма в их пределах, высокие температуры при образовании расплавов и повышенный тепловой поток, изотопный состав лав и данные томографии.

Продолжающиеся исследования океанов привели к появлению новых данных и усложнению представлений о геодинамике процессов в коре и мантии Земли. Среди них можно перечислить установление разномасштабной латеральной неоднородности мантии по составу, плотности и другим характеристикам, различные деформации и расслоение океанической литосферы, рассеянные границы плит и многое другое. Детальное изучение возрастов вулканитов в пределах многих цепей подводных гор или островов не дает однозначного подтверждения постулата о движении плит над фиксированными источниками тепловой энергии и вулканизма. Часто вся вулканическая цепь возникает в единый период внутриплитной активности ограниченной продолжительности – 10–15 млн лет [Courtillot et al, 2003]. С позиций гипотезы фиксированных горячих точек стало невозможно объяснить малоглубинность расплавов, пространственное перемещение горячих точек и многое другое. Также было показано, что горячие точки дают незначительный вклад в тепловой поток [Malin, Turcotte, 1999]. Температуры горячих точек обычно находятся в интервале 1100–1400°C, что обычно для верхней мантии. Кроме того, отсутствие крупных вулканических провинций в начальный этап формирования большинства вулканических цепей ставит под сомнение их плюмовое происхождение.

В настоящее время наряду с термином «горячая точка» стали использоваться термины «холодная точка» (так как эти области не всегда характеризуются повышенным тепловым потоком и высокотемпературным вулканизмом) и «трещинная точка». Эти термины, на наш взгляд не являются подходящими, так как в основном мы имеем дело с линейными структурами, характеризующимися разнородным по составу и возрасту вулканизмом, которые логичнее называть вулканическими линиями.

Согласно [Courtillot et al., 2003] только 7 из 49 выделяемых горячих точек подходят под понятие «горячая точка», т.е. имеют глубокие корни, высокую плавучесть поднимающегося материала, закономерное изменение возраста, высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и начальный этап с образованием плато базальтов. Это Гавайи, Пасха, Луисвиль, Исландия, Афар, Реюньон и Тристан. Выделяются так называемые вторичные горячие точки, представляющие собой материал, поднимающийся уже из крупных суперплюмов приблизительно с уровня раздела верхней и нижней мантии. Это Каролинская, Макдональд, Питкерн, Самоа и Таити [Courtillot et al., 2003]. Все остальные представляют собой про-

дукты плавления в районе астеносферы. Такое подразделение отчасти обусловлено существованием трех основных поверхностей раздела внутри Земли.

Имеются представления, что материал плюмов, расположенных под одной плитой, может латерально смещаться относительно плюмов, расположенных под другой плитой, из-за нисходящего конвекционного потока. Так, относительное среднее смещение между Гавайско-Императорской цепью и Индо-Атлантическими горячими точками начиная с 65 млн лет назад составляет 25 мм/год [Doglioni et al., 1999].

Появились статьи, в которых ставится под сомнение существование плюма под Исландией [Montelli et al., 2003]. Для этой структуры в рамках плюмовой модели не находит объяснение отсутствие следа от движения плиты (аномалия всегда располагалась в пределах Срединно-Атлантического хребта). Пространственные изменения в структуре коры не согласуются с юго-восточным смещением, которое должно было иметь место, если исходить из фиксированного положения данного плюма по отношению к другим Индо-Атлантическим горячим точкам. Здесь отсутствует достаточная температурная аномалия, а низкоскоростная зона не прослеживается в нижнюю мантию. Кроме того, большинство базальтов Исландии по составу мало отличаются от MORB. Избыточная генерация расплавов в Исландии может быть объяснена с учетом влияния древней зоны субдукции – Каледонской сутуры в зоне, где она пересекается спрединговым хребтом [Montelli et al., 2003]. Данное влияние привело к локально высокому объему выплавки за счет плавления субдуцированной океанической коры, оставшейся в виде эклогитов или мантийных перидотитов, обогащенных за счет эклогитов в пределах сутуры каледонского возраста, с формированием мощного корового комплекса и неустойчивого тектонического режима. Возможно, имело место и участие в плавлении расслоенного континентального литосферного материала. При этом деплетированный плюмовый компонент может быть получен при плавлении оливиновых габбро, а обогащенный плюмовый компонент – при плавлении рециклированного обогащенного материала, который составляет часть коры субдуцированных пластин. Данные процессы являются относительно неглубинными и могут рассматриваться как альтернатива плюмовой модели [Foulger et al., 2005].

В настоящее время стандартная модель фиксированных горячих точек В. Моргана подстраивается под новые геологические данные. В частности, исходя из того, что внешняя оболочка Земли перемещается в западном направлении по отношению к нижележащей мантии, предполагается, что плюмы питают удаленные вулканы, а горячие точки – это крупные области, внутри которых вулканы могут перемещаться; в то же время сами точки рассматриваются как фиксированные. Однако такая двойственность в подходах существенно усложняет модельные представления, делая их неопределенными и непроверяемыми.

Линейные тектоно-вулканические поднятия Атлантики

В пределах Атлантики наряду с многочисленными изометричными скоплениями вулканических построек и островов, таких как острова Зеленого Мыса, Канарские, Сьерра-Леоне, Исландия и др., имеется несколько протяженных линейных подводных вулканических гряд: например, Новая Англия, Камерунская линия и Китовый хребет, Риу-Гранди и многие другие. Ориентировка данных

вулканически хребтов, как правило, не противоречит траектории движения океанических плит Атлантики. В то же время возрастные датировки не всегда укладываются в схему движения плиты над фиксированными горячими точками.

Новая Англия. Все изученные подводные горы Новой Англии по К/Аг и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировкам с учетом погрешности определения имеют возраст 81–89 млн лет [Duncan, 1984]. Более древней является только самая западная подводная гора (Медведь) (100–103 млн лет). Предполагается, что северо-западным окончанием вулканической цепи является Южный Квебек (горы Монтереджан) [Sleep, 1990]. Ряд юрских плутонов в Новой Англии петрологически схож с гораздо более молодыми меловыми интрузиями того же района, которые, вероятно, наследуют палеозойские или более древние литосферные структуры. Отсутствуют признаки инициального вулканизма, которые согласно работе [Morgan, 1971] должны маркировать начальный этап формирования вулканической цепи при подъеме фронтальной части мантийного плюма. Возраст континентальных интрузий варьирует от 105 до 199 млн лет. Линейное распространение магматизма гор Монтереджан контролируется крупными разломными зонами [Faure et al., 1996; Foland et al., 1986].

Нет данных, подтверждающих последовательное изменение возраста вулканизма вдоль 400 км магматической провинции Квебек–Новая Англия, а вулканизм в пределах самой Новой Англии проходил эпизодически в нескольких различных линеаментах, которые в целом расположены согласно общему простиранию структур. Вулканизм Новой Англии не ограничивается возрастной прогрессией, следующей из модели горячих точек; ее структуры, включая вулканические горы, были сформированы в ходе нескольких дискретных эпизодов вдоль различных структурных линий, наряду с общим омоложением возраста вулканизма в юго-восточном направлении [Duncan, 1984; McNone, 1996] (рис. 52).

Таким образом, магматизм Новой Англии контролируется скорее не плюмами, а литосферной тектоникой. Линейное распределение магматизма является важным указанием на тектонические напряжения, как на суше, так и в океане.

Поднятие Риу-Гранди протягивается от плато Сантос (Сан-Паулу), прилегающего к континентальной части Бразилии, до западного склона Срединно-Атлантического хребта (САХ). Судя по гравиметрическим данным оно, вероятно, подстилается утоненной континентальной корой, пронизанной магматическими телами основного состава [Chang, et al., 1992]. Западный сегмент Риу-Гранди, расположенный между 40° и 32° з.д., вытянут в широтном направлении (090 – 100°). Восточный сегмент характеризуется подковообразной формой. Северная и южная части этого сегмента имеют субширотное простирание, а центральная – меридиональное (около 350°). Оба сегмента пересекает крупный трог Крузейро-ду-Сул, протягивающийся с юго-востока от $34^\circ 33'$ ю.ш. $29^\circ 26'$ з.д. на северо-запад на расстояние около 700 км (простирание 130°). Эта структура представляет собой разломную зону [Пейве и др., 2004], которая к северо-западу от поднятия Риу-Гранди до континентального подножия Южной Америки трассируется в виде цепочки мелких конусовидных подводных гор, таких, например, как горы Жан Шарко (27° ю.ш. 39° з.д.), состоящие из сочетания линейных структур широтного и юго-восточного (140°) простираня. По данным сейсмического профилирования это интрузивные и тектоно-вулканические структуры кайнозойского возраста, возникшие в результате внедрения базальтовых магм в океаническую и континентальную кору, а также в верхне-

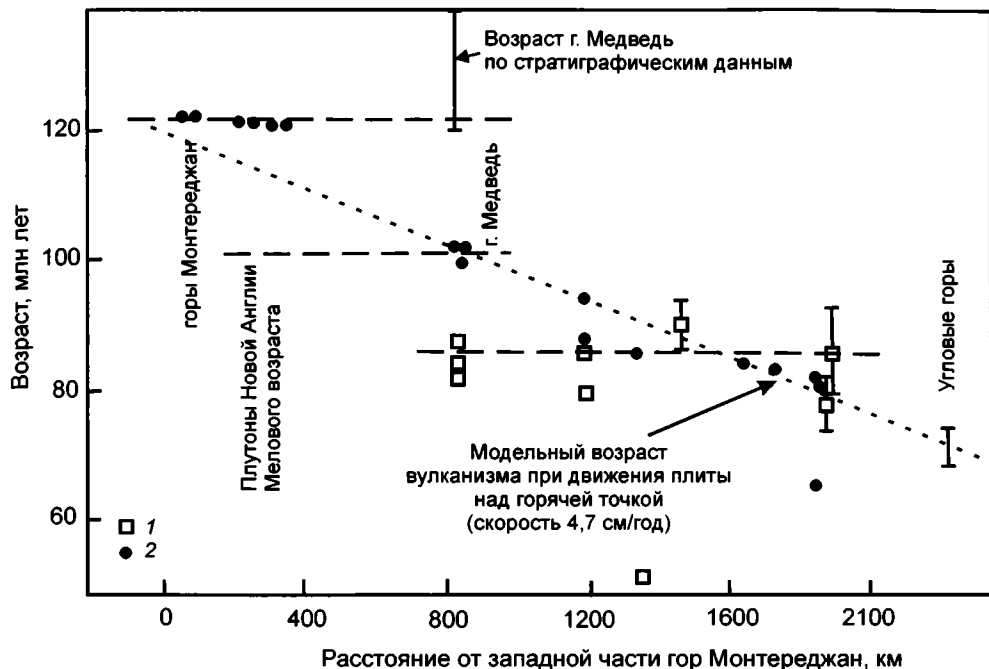


Рис. 52. Схема распределения вулканизма вдоль гор Новой Англи, которые были сформированы в ходе нескольких дискретных эпизодов вдоль различных структурных линий, наряду с общим омоложением возраста вулканизма в юго-восточном направлении (по [Duncan, 1984])

1 – K-Ar датировки, 2 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки

меловые осадочные породы [Cainelli, Mohriak, 1999]. Возраст поднятия – 85–47 млн лет [Bryan, Duncan, 1983]. Не исключено, что в его строении могут принимать участие фрагменты утоненной континентальной коры [Пушаровский, 2002а, 2009а]. Составы вулканитов Риу-Гранди говорят о том, что они были образованы в результате вовлечения в процесс плавления отдельных фрагментов континентальной литосферы, которые остались в деплетированной мантии Южной Атлантики после раскола Гондваны [Пейве, 2005].

Хребет Витория-Триндади – узкая линейная структура, прослеживаемая в широтном направлении (085–090°) от континентального склона Юго-Восточной Бразилии на расстояние около 1200 км при ширине 50–80 км. В западной части – это цепочка подводных гор (судя по морфологии – гайотов), находящихся на едином основании (плато), превышение от дна которых составляет 3,5–4 км. В 50 км к востоку расположены острова Триндади и Мартин Вас. Их максимальная высота над уровнем моря 600 м, превышение от основания – 5 км. Самый древний комплекс на о. Триндади (3,6–1,1 млн лет) – анкармиты, нефелениты и реже базаниты, а также фонолитовые дайки. Самые молодые извержения имеют возраст 11 тыс. лет. [Santos, Marques, 2007]. Небольшой разброс изотопных отношений Sr, Nd и Pb в лавах Триндади и Мартин Вас говорит о близости составов их мантийных источников [Siebel et al., 2000; Когарко и др., 2003]. Изотопные отношения Sr и Nd Триндади–Мартин Вас близки

таковым субширотного хребта Фернанду-ди-Норонья, что свидетельствует о единстве их мантийных источников, несмотря на то что последний расположен в 1500 км севернее.

По геофизическим данным видно, что подводная часть поднятия пронизана силлами и дайками, имеются многочисленные молодые деформации, указывающие на тектоническую активность, в результате которой была приподнята ранее сформированная океаническая кора [Alves et al., 2006; Сколотнев, Пейве, Турко, 2010]. Вулканическая активность проявлена в пределах более широкой области (вплоть до 100 км от поднятия). Это силлы на разных уровнях осадков и структуры «протыкания», некоторые из которых прорывают все осадочные породы [Alves et al., 2006]. Геологические и геофизические данные в совокупности с распределением эпицентров землетрясений говорят о том, что область неотектонической активизации продолжается в пределы континентального склона [Alves et al., 2006]. Вероятно, линейное расположение поднятия Витория-Триндади связано с реактивацией ранее образованной ослабленной зоны (одноименный трансформный разлом), которая находится восточнее, на простирании поднятия.

В пределах Бразильской котловины многочисленные цепи подводных гор имеют два направления: юго-восточное (Риу-Гранди) и субширотное (Витория-Триндади, Фернанду-ди-Норонья). Образование широтных линейных положительных структур на океанической коре, вероятно, обусловлено полем напряжений, связанным с формированием трансформных разломов. Пассивные части трансформных разломов – это шовные зоны, по которым согласно кинематике движения плит за пределами срединного хребта движений происходить не может. Мы полагаем, что любые перестройки, связанные с изменением поля напряжений в пределах океанической плиты (например, при небольшом изменении направлении или скорости спрединга), могут реактивировать пассивные части трансформных разломов с поступлением магматических расплавов из-под подошвы литосферы и формированием линейных цепочек подводных гор.

Образование линейных магматических структур юго-восточного простирания также связано с ослабленными зонами, которые способствовали декомпрессионному плавлению и транспортировке расплавов на поверхность. Такие линеаменты прослеживаются от континентальной окраины Южной Америки до структур САХ. Вероятно, преобладающая система напряжений в пределах Гондваны была ориентированна таким образом, что формировались проникаемые для расплавов зоны именно юго-восточного простирания, пронизывающие всю континентальную литосферу. Эта система напряжений существовала длительное время, в том числе была реактивирована в период раскола Гондваны и способствовала подъему и перемещению магматического материала от Южно-Американского континента в юго-восточном направлении, оказывая существенное влияние на формирование протяженных линейных тектоно-магматических структур Атлантики.

Камерунская вулканическая линия. Еще более сложная картина распределения очагов вулканизма во времени наблюдается в пределах Камерунской вулканической линии (КВЛ), протягивающейся от протерозойского панафриканского основания в Центральном Камеруне и Южной Нигерии в юго-западном направлении (азимут 30°) в Ангольскую котловину до о. Св. Елена. Все вулканические острова Западной Африки, входящие в КВЛ, являются прояв-

лением внутриплитного вулканизма, начальный этап которого имел место в олигоцене с пиком в миоцене. Они выстраиваются в цепочки, пересекающие разломные зоны субширотного простираения под косыми углами. Западным окончанием КВЛ можно считать о. Св. Елены – миоценовый вулкан, находящийся на эоценовой вулканической коре.

Вулканизм в пределах одного вулканического острова иногда продолжался в течение 30 млн лет. При детальном рассмотрении возраста вулканизма не отмечается закономерной последовательности его омоложения в юго-западном направлении, поэтому КВЛ нельзя рассматривать как простую магматическую систему. Особенно четко это видно по кислому вулканизму континентальной части КВЛ. Омоложение вулканизма континентальной части КВЛ идет параллельно с вулканизмом океанической части от о. Принсипи (31 млн лет) к о. Пагалу (5 млн лет) (рис. 53). Интрузивные эоцен–олигоценовые комплексы Юго-Западного Камеруна и миоцен–четвертичный вулканизм плато Нгаондере (Северо-Западный Камерун) совершенно не укладываются в концепцию омоложения вулканизма в юго-западном направлении. В пределах континентальных вулканов, таких как Оку и Бамбото, а также на островах (например, Принсипи) вулканическая активность продолжается в течение 30 млн лет, что требует длительного существования термальной аномалии и четко выраженной тектонической локализации этого процесса в течение всего этого времени [Marzoli et al., 2000]. Вулканизм КВЛ более соответствует линейной зоне подъема мантийного материала. Как континентальные, так и океанические вулканы имеют единый мантийный источник [Marzoli, 2000].

Данные изучения Камерунской линии многоканальной сейсмикой свидетельствуют о том, что неогеновые вулканические центры расположены вдоль этой линии на дугообразно приподнятой океанической коре аптского или позднемелового возраста мощностью более 4 км [Meysers et al., 1998]; причем граница Мохо тоже приподнята.

Тектоно-вулканические поднятия восточной части Атлантики и возможный механизм их образования

Сходную историю развития имеют и другие тектоно-вулканические поднятия Атлантики (Канарские, Зеленого Мыса, Сьерра-Леоне и Китового хребта). Синхронный этап вулканизма, сопровождаемый подъемом ранее горизонтально залегающих осадков, отмечается в миоцене для Канарских островов и островов Зеленого Мыса [Grunau et al., 1975]. Возможно, что подъем был обусловлен внутриплитным сжатием, соответствовавшим альпийской орогении.

Для островов Зеленого Мыса характерны структуры, сходные со структурами Канарских о-вов и КВЛ. Отсутствуют данные, подтверждающие последовательную временную латеральную смену вулканизма, необходимую для подтверждения фиксированного положения горячих точек.

Поднятие Сьерра-Леоне – широкий асейсмичный хребет, протягивающийся от западной окраины Африки в юго-западном направлении. Для миоценового этапа отмечается значительный вертикальный подъем этой структуры, сопровождаемый миоценовым вулканизмом в районе побережья Сенегала, что, возможно, отвечает продолжению глубинных структур, обусловивших формирование этого поднятия, в континентальную часть Африки.

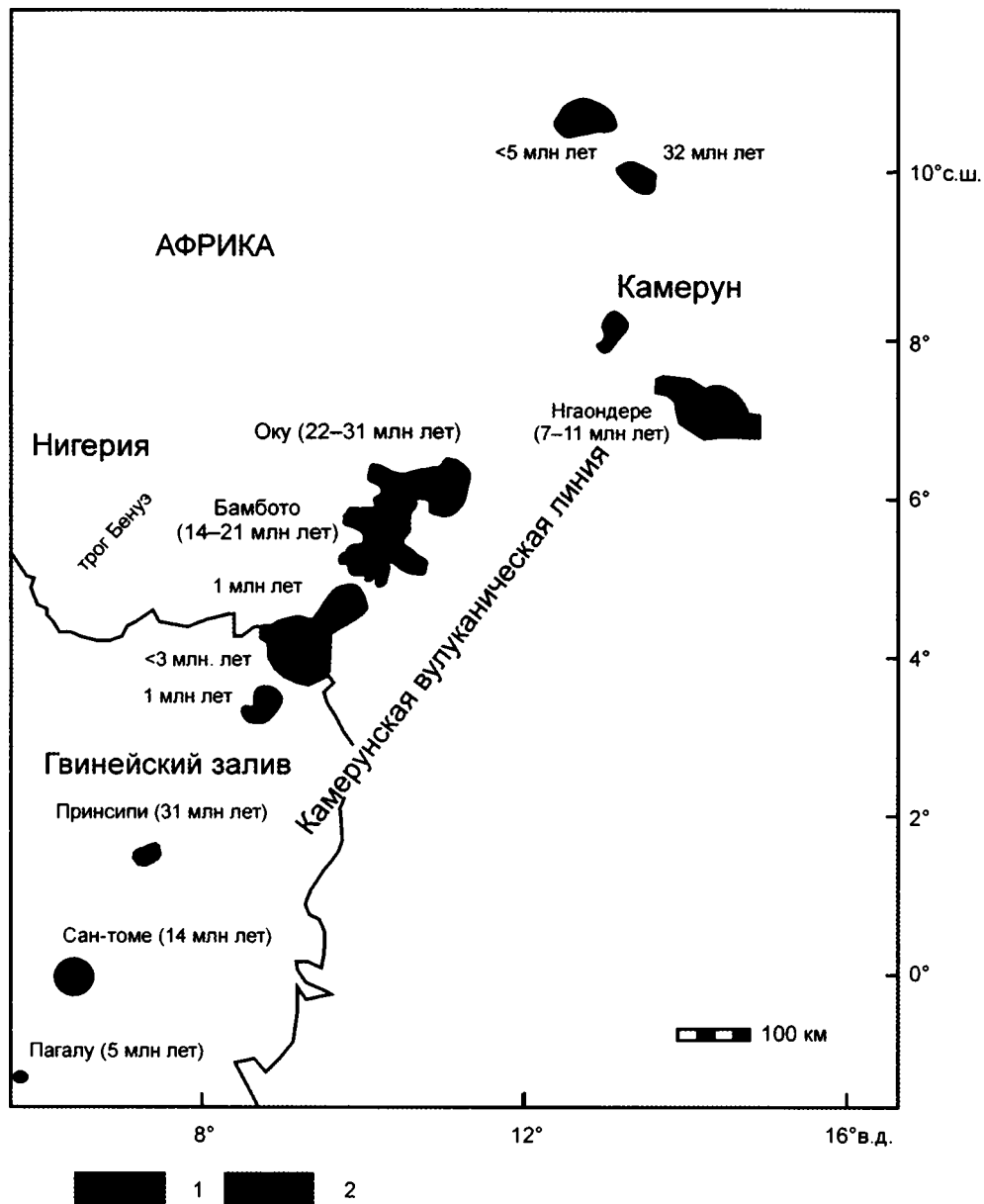


Рис. 53. Схема северо-восточной части Камерунской вулканической линии (по [Marzoli et al., 2000])

1 – базальты; 2 – трахиты и фонолиты

Китовый хребет по простираению практически соответствует КВЛ. Поднятие данной структуры и вулканизм начались в кайнозое. Хребет в северо-восточной части, вероятно, сложен фрагментами континентальной коры. В юго-западном направлении появляются грабенообразные структуры, сходные с

такowymi поднятия Риу-Гранди. Вулканизм в юго-западной части хребта приурочен к узким линейным зонам.

Общим для вулканических сооружений Атлантики является то, что они представляют собой сочетание поднятых древних литосферных блоков и вулканических построек и значительно реже являются чисто вулканическими. Кроме того, эти образования имеют сходную структуру коры, повышенный тепловой поток на всем протяжении структур, свидетельства подъема коры и вулканизма в миоцене и параллельные простираия. По мнению, высказанному в работе [Montelli et al., 2003], эти особенности можно объяснить конвекционными течениями в верхней мантии. Последние были сформированы над поднимающимися потоками между цилиндрическими конвекционными ячейками Рэлея–Бенарда в верхней мантии. Расстояние по латерали между горячими линиями около 1700 км. Таким образом, диаметр конвективной ячейки около 650–700 км [Montelli et al., 2003].

Согласно этой модели, верхнемантийная конвекция началась в эоцене, возможно, из-за каких-то изменений в глобальной конвекции Земли. Она приобрела форму цилиндров северо-восточного простираия. Мантия, обогащенная в том числе и материалом HIMU, начала подниматься от раздела на глубине 670 км с образованием расплавов. Напряжение от расходящихся цилиндрических конвекционных потоков привело к раскрытию ранее существовавших ослабленных зон в литосфере, по которым преимущественно поступали расплавы (основные тектоно-вулканические поднятия расположены на пересечении зоны восходящих потоков и древних разломных зон в океанической коре). К среднему миоцену в литосфере вдоль Камерунской линии сформировалась система наиболее активных вулканических центров [Meysers et al., 1998]. Литосфера между этими центрами в меньшей степени была вовлечена в процессы подъема и вулканизма.

Как нам представляется, к слабым сторонам этой модели относится то, что трудно объяснить образование на глубине 670 км конвективных ячеек именно такого, северо-восточного, простираия. Кроме того, должна была бы наблюдаться миграция вулканизма по мере раздвижения литосферы (так как конвекционные цилиндры в модели привязаны к мантии).

Возможно, что образование линейных зон внутриплитного вулканизма связано не столько с мантийной конвекцией, сколько с подъемом мантийного материала по линейным тектонически ослабленным зонам. При этом, вне всякого сомнения – это единый глобальный этап изменения кинематики движения вещества в мантии в олигоцене, который практически одновременно проявился во всей Восточной Атлантике в виде внутриплитного вулканизма. По всей видимости, диапиры, питающие рассматриваемый вулканизм, не настолько мощные, чтобы пробить африканскую литосферу. Имеет место не движение плиты над горячей точкой, а подъем и растекание разогретого материала из мантии в юго-западном направлении в сторону от Африки. Так как ширина этих зон мала, они не фиксируются сейсмической томографией.

Подъем материала из мантии имел импульсный характер. После олигоцен–миоцена связь с глубинным источником материала прервалась, и в последующее время дренируется тот материал, который ранее поступил на уровень астеносферы. Запас тепловой энергии в настоящее время еще не иссяк, что приводит к затухающей, но все еще эпизодически продолжающейся вулканической активности. Материал частично мигрирует по мере движения литосферы.

Следовательно, имеет место не только вертикальный подъем разогретого глубинного материала, но и его латеральное перемещение в виде линейно ориентированных потоков, протяженность которых существенно превышает их ширину, а линейная ориентировка определяется полем напряжений в пределах мантии и в целом совпадает с направлением движения литосферных масс.

Возможная причина асимметрии Атлантики

Батиметрические данные свидетельствуют о том, что океанические плиты, расположенные к востоку от срединно-океанических хребтов (СОХ), более приподняты (на 100–300 м), чем симметричные западные. Это явление может быть обусловлено тем, что деплетированная астеносфера, образуемая под СОХ в результате генерации и отделения базальтовых расплавов, смещается в восточном направлении относительно литосферы под действием ротационных сил, создавая некоторый плотностной дефицит под восточным флангом плит [Doglioni et al., 2003]. Так, аномальное проявление внутриплитного вулканизма в пределах восточной части Атлантики, по сравнению с западной, вероятно, связано с данной асимметрией [Doglioni et al., 2003] (рис. 54). По крайней мере ряд этих проявлений вулканизма имеет неглубокий мантийный источник, как видно по низким $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношениям. Наличие неглубоко расположенной астеносферы, находящейся вблизи точки плавления и смещенной от хребта к востоку способствует более интенсивному магматизму к востоку от САХ.

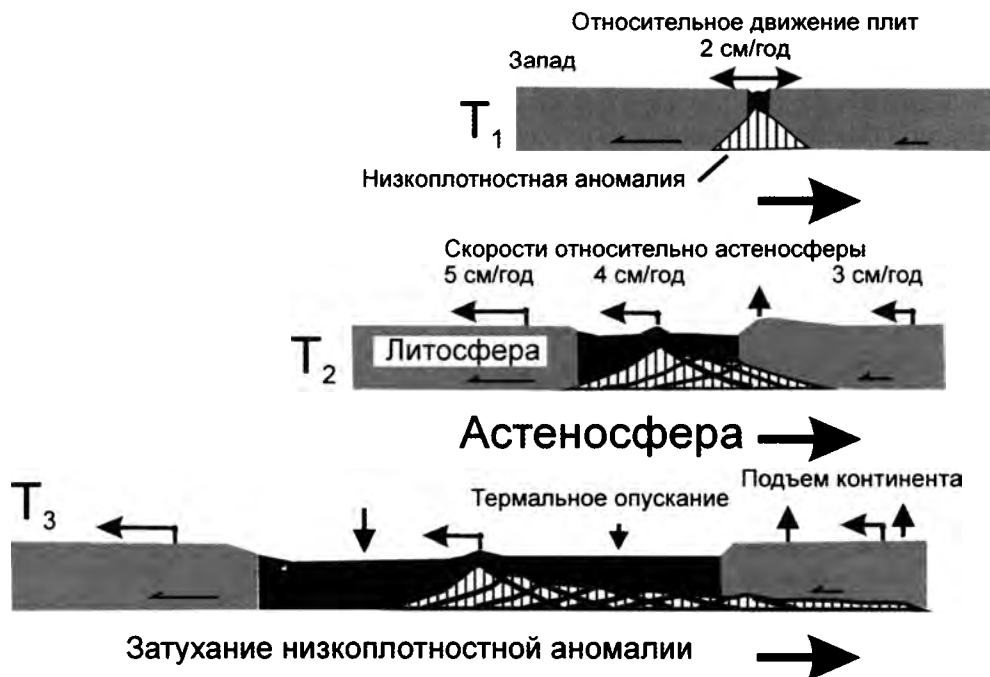


Рис. 54. Схема формирования асимметрии Атлантики при смещении в восточном направлении деплетированной астеносферы относительно литосферы под действием ротационных сил (по [Doglioni et al., 2003])

Таким образом, широко распространенный западно-африканский магматизм, возможно, не связан с глубинной мантией и не является подходящей фиксированной точкой для определения параметров движения плиты [Smith, Lewis, 1999]. Кроме того, Атлантический и Индийский океанские хребты смещаются в противоположных направлениях (оба от Африки), увеличивая размер Африканской плиты. Эти смещения – свидетельство того, что литосфера движется независимо от подстилающей мантии. Поэтому горячие точки (Азоры, Вознесения, Тристан) нельзя считать фиксированными [Burke et al., 1973].

Так как атлантические источники не двигаются с мантией, а мигрируют вместе с СОХ, для них характерна другая кинематика. Например, вещественные аномалии северо-восточного простираения в астеносфере генерируют поверхностные тектоно-вулканические цепи такой же ориентировки, но проградировавшие в юго-западном направлении (Китовый хребет, Камерунская линия) (рис. 55) [Doglioni et al., 2005].

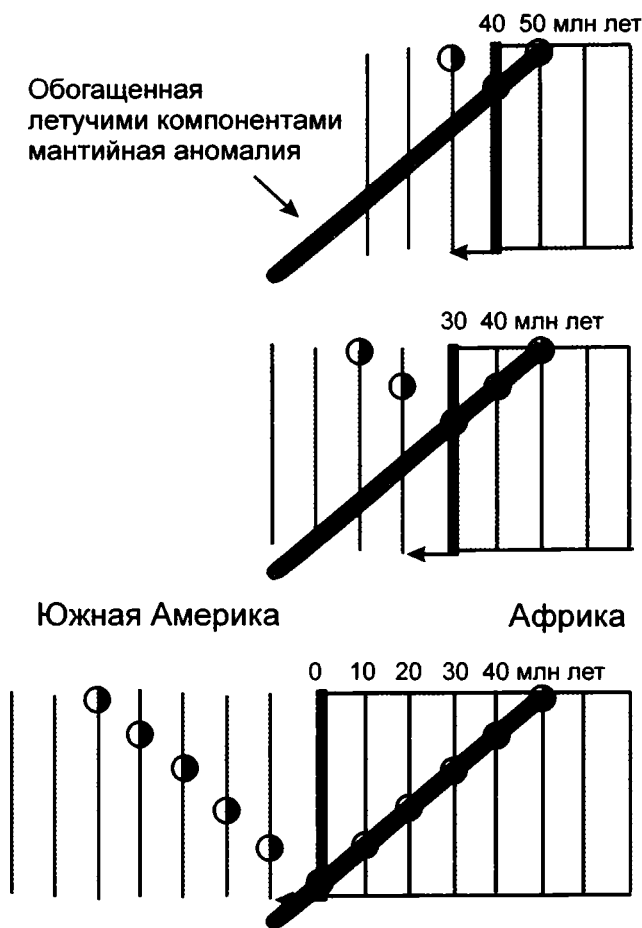


Рис. 55. Схема формирования вулканической линии при движении САХ над линейной мантийной неоднородностью в верхней мантии (по [Doglioni et al., 2005])

Факты, свидетельствующие о пересечении СОХ вулканическим хребтом являлись одним из основных аргументов в поддержку происхождения поднятия при прохождении над фиксированной горячей точкой. Вероятно, тектоно-вулканические хребты могут пересекать СОХ при миграции последнего над неистощенными фрагментами в мантии и (или) реорганизации СОХ с генерацией вулканических гор в районе сочленения СОХ–трансформный разлом [Beutel, Anderson, 2005]. Одно из объяснений данного явления – прохождение СОХ над вещественной мантийной неоднородностью в астеносфере при различной скорости движения литосферы и астеносферы. При этом неоднородность должна проходить вблизи сочленения рифт–разлом, чтобы инициировать плавление вблизи окончания рифтового сегмента, где имеются напряжения растяжения.

Возможно и другое объяснение. В его основе лежит представление о том, что астеносфера находится вблизи точки плавления. Тогда появление напряжений растяжения в районе СОХ–разлом приведет к вулканизму.

Тектонические напряжения в литосфере – ведущий фактор, определяющий формирование вулканических поднятий

Как показали детальные исследования, принципиальную роль в формировании линейных вулканических хребтов играют поля напряжений, существующие в пределах океанических плит. Внутриплитные тектоно-вулканические цепи могут образовываться при расколе литосферы [Turcotte, 1973]. Согласно работе [Anderson, 2000] образование линейных вулканических цепей может быть объяснено малоглубинным полем напряжений, связанным с реологией самих плит, которое приводит к образованию линейных зон деформаций с последующим вулканизмом вдоль таких зон.

В работе [Уткин, 2006] показано, что в формировании линейных вулканических поясов определяющую роль играют разноранговые сдвиговые дислокации океанической литосферы. Эти процессы происходят в условиях меридионального сжатия последней. Возможная причина сжатия – тангенциальные напряжения, связанные с ротационным режимом Земли [Уткин, 2006].

Так как все внутриплитные тектоно-вулканические поднятия характеризуются магматизмом, принципиально отличным от того, который типичен для срединно-океанических хребтов, а сами источники находятся в астеносфере, то причины пространственной локализации последних и появление интенсивного вулканизма требуют объяснения. Если исходить из того, что обогащенные мантийные источники различного состава распределены вблизи основания литосферы, то расплавы могут поступать на поверхность при формировании разломных зон. Напряжение в плите не может быть полностью однородным. Наряду с основным полем напряжений могут быть и другие. Подстилающая астеносфера в отдельных участках выгибается, реагируя на напряжения с формированием скоплений расплавов в основании литосферы с последующим образованием вулканических цепей. В литосфере могут находиться как внутренние ослабленные зоны, унаследованные от прежних полей напряжений, или области с материалом иного состава, так и участки большей мощности, которые в состоянии блокировать продвижение разломной зоны. Локальное гидравлическое давление из-за неравномерного распределения магматических расплавов и плавучести магмы приводит к формированию трещин от основания

литосферы. Перемещение материала от основания к верхней части литосферы в этом случае будет способствовать перераспределению полей напряжений с формированием новых стрессовых узлов, которые станут зонами последующего вулканизма.

Тепломассопотоки в пределах всей мантии могут существенно влиять на глубинные геодинамические обстановки и, соответственно, контролировать тектонические подвижки на всех мантийных и литосферных горизонтах, приводя к изменениям в полях напряжений в пределах плит [Bonatti et al., 1977], что прямым образом будет отражаться в распределении и ориентировке линейных вулканических хребтов в океанах.

Остается вопрос о том, каким образом обогащенный материал оказался в основании литосферы. Мы исходим из представлений, что изначально верхняя мантия неоднородна. В ней присутствуют фрагменты обогащенного материала самого разного состава, которые являются наиболее легкоплавкими и при любых подходящих условиях приводят к формированию соответствующих расплавов, в отличие от деплетированного мантийного материала, требующего более высоких температур и низких давлений для генерации деплетированных расплавов, характерных для срединно-океанических хребтов. По всей видимости, их размер и пространственное распределение не являются закономерными. Указания на существование таких локальных неоднородностей имеются и в пределах СОХ, например они хорошо видны по высоким отношениям некогрентных элементов в базальтах САХ между разломом Зеленого Мыса и Романш.

Формирование атлантических линейных хребтов с позиций изменения полей напряжений океанических плит

Согласно [Fairhead, Marjorie, 2005] изменения во внутреннем поле напряжений плит являются причиной генерации избыточного количества расплавов и вулканизма различного масштаба. При этом формируются как мелкие V-образные (в плане) тектоно-вулканические поднятия с центром в районе оси САХ, так и крупные хребты и поднятия, такие как Китовый и Риу-Гранди.

В области, где Камерунская линия пересекает САХ, тектоно-вулканические структуры V-образно расходятся в северном направлении симметрично оси САХ. По мнению [Fairhead, Marjorie, 2005], это свидетельствует о том, что в этом районе продуцируется больший (чем в окружающих участках САХ) объем вулканизма, а источник магматизма смещается последовательно к югу относительно литосферы. Похожие структуры видны также в пределах САХ на простирании Китового хребта и поднятия Риу-Гранди. Измерения направлений современных движений Африки и Америки с помощью высокоточных методов совпадают с V-образной ориентировкой структур данных участков САХ [Fairhead, Marjorie, 2005]. Севернее разлома Страхова наблюдаются V-образные ориентировки структур в пределах САХ, расходящиеся к югу. Это указывает на то, что источник обогащенного материала в данном случае движется в северном направлении по отношению к литосфере. Данное направление не совпадает с направлением движения плит, полученным с помощью высокоточных спутниковых измерений. Этот процесс формирования вулканических поднятий не может быть глубинным (плюмовым); более вероятно, что он связан с малоглубинными процессами в пределах САХ.

Релаксация напряжений в плите начинается от оси САХ и продвигается в пределы Африканской плиты [Fairhead, Marjorie, 2005]. Сдвиго-раздвиговые дислокации могут происходить в различные по продолжительности временные интервалы в зависимости от периода релаксации напряжений. Данный процесс приводит к формированию долгоживущих ослабленных зон в литосфере, к которым приурочено декомпрессионное плавление мантии. Возраст линейной вулканической цепи либо такой же, как и соответствующего сегмента САХ для короткопериодных изменений, либо соответствует возрасту коры, на которой она находится, если релаксация напряжений продолжалась длительное время.

Таким образом, формирование вулканических линеаментов – это периодичный, возобновляемый процесс, когда напряжение в плите превышает определенный порог. Так как этапы ранней релаксации напряжений создали ослабленные зоны в литосфере, то последующие деформации проходят в основном по этим зонам. Так образуются отдельные вулканические сегменты. Эта модель подразумевает некоторое последовательное изменение возраста вулканизма, но не на столько строго последовательное и линейное, как это следует из модели горячих точек, не требуется также глубинный мантийный источник.

То, что Камерунская линия не достигает современного положения САХ, может быть связано с отсутствием сильных напряжений в плите в последние несколько миллионов лет, что не является достаточным для повышенной генерации магмы. Этим также можно объяснить внерифтовое расположение вулканических островов Св. Елены, Тристан и Гофф.

В рамках этой модели находят объяснение внутренние деформации Китового хребта. Наблюдается изгиб (подворот) исходно широтных структур к северу от хребта из-за правостороннего сдвигового смещения вдоль него. При этом простираение структур в котловине к северу и к югу от хребта несколько различается, что связано с правым сдвигом (рис. 56). Особенности составов базальтов Китового хребта, возможно, унаследованы от фрагментов континентальной литосферной мантии, оставшихся после распада континентов.

На простирании структуры Риу-Гранди и Китового хребта, соответственно, в Бразилии и Намибии, имеются области щелочного вулканизма и кимберлитовых трубок, предварявшие раскол континентов. Данная зона сейсмически активна в настоящее время, что может свидетельствовать о продолжении вулканизма, связанного с релаксацией напряжений и после начала образования Атлантики.

Сходство щелочных пород, развитых в пределах континентальной коры Южной Америки и вулканических поднятий на океанической коре, таких как Фернанду-ди-Норонья, Триндади – Мартин-Вас и Риу-Гранди, свидетельствует о том, что в генезисе последних преобладал материал расслоенной субконтинентальной литосферной мантии, оставшийся в пределах океанической мантии после раскола и расхождения Южной Америки и Африки. Морфологическое проявление такого магматизма в виде подводных хребтов субширотного простираения, вероятно, также обусловлено линейным распределением полей напряжений при движении литосферных плит и возникновением зон проницаемости, инициирующих подъем расплавов вдоль линейных структур, которые, скорее, являются горячими линиями, чем следами от прохождения плиты над фиксированными горячими точками [Пейве, 2005]. Вероятная причина появления напряжений в литосфере связана с различием азимутов движения плит и океанской литосферы.

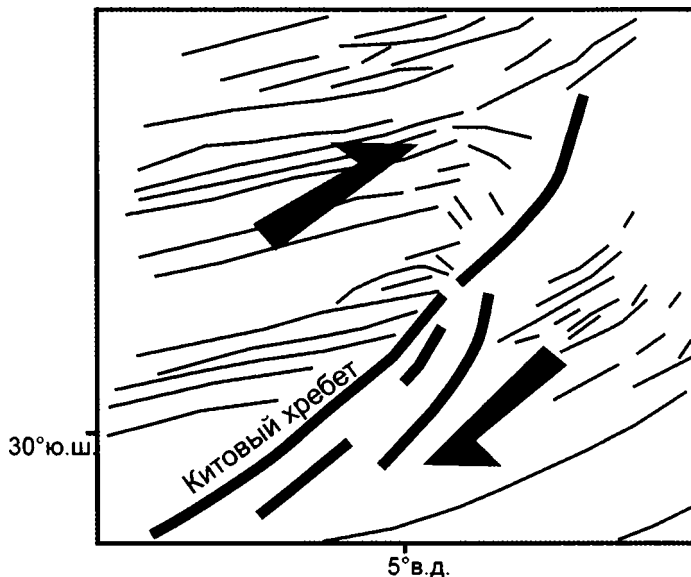


Рис. 56. Схема деформаций плиты вблизи Китового хребта (по [Fairhead, Marjorie 2005])
Стрелками показано направление сдвиговых деформаций

* * *

Детальное изучение линейных вулканических поднятий показывает, что в основе формирования большинства из них лежат тектонические процессы в литосфере. Так, непараллельность вулканических цепей, а также незакономерное изменение возраста вулканизма могут быть обусловлены формированием сигмоидальных трещин, возникающих в определенном поле напряжений в океанической плите. Размер вулканической цепи, ее протяженность и интенсивность вулканизма также могут определяться тектоническим напряжением. В то же время приходится принимать и некоторые допущения. Например, для объяснения малоглубинности магматизма необходимо исходить из того, что мантийный материал астеносферы находится вблизи точки плавления, хотя и может сильно варьировать по степени обогащенности и температурам солидуса. И, следовательно, незначительные изменения температуры или содержания летучих и просто состава могут вызвать большие объемы выплавки.

Из-за влияния ротационной компоненты при вращении Земли плиты движутся быстрее относительно подстилающей мантии. Если в последней окажется фрагмент неистощенного материала, то по отношению к плите он будет относительно стационарным. При его прохождении под спрединговым хребтом и плавлении на поверхности может образоваться вулканическое поднятие.

Имеющиеся в настоящее время данные о временной последовательности и характере проявления линейной вулканической активности в пределах океанических плит не позволяют предложить какую-либо одну модель, объясняющую их образование. В настоящее время наиболее универсальной можно считать гипотезу образования линейных вулканических линий, основанную на малоглубинных тектонических процессах.

Локализация и механизм образования таких поднятий определяется не температурой, а полем напряжений в литосфере, термальным сжатием и расширением, особенностями структуры плиты, динамикой расплавов или присутствием неистощенного материала в мантии. Объем вулканизма зависит от степени неистощенности исходного мантийного материала, присутствия летучих компонентов, мощности плиты и в меньшей степени от температуры. В то же время происхождение ряда крупных вулканических поднятий, например, таких как Гавайи, Исландия и ряд других, менее противоречиво может быть объяснено, исходя из классической плюмовой модели. Таким образом, как нам представляется, процессы формирования линейных вулканических поднятий являются полигенными, последние могут образовываться в результате сочетания самых разных геодинамических условий. Их дальнейшее более углубленное изучение приведет к появлению все новых геодинамических моделей.

ГЛАВА 4

ЭТЮДЫ О РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКЕ АТЛАНТИКИ

Типизация разломных структур

Океанская разломная тектоника – один из ярчайших тектонических феноменов земного шара. Ее отличают не только массовость и мощь проявления, но и значимость в структурообразующих процессах, происходящих в литосфере и коре океанов. На глобальных картах и схемах ясно видно различие в проявлении разломных структур в разных районах океанского дна. Выяснить соответствующие особенности и объяснить их – большая и сложная задача.

Авторы исследовали немало разломных структур дна Атлантического океана, что частично отражено в книге [Пущаровский, Пейве, Разницын, Базилевская, 1995], где наряду с обобщением и дополнением прежних разработок высказывались также новые взгляды, в частности, в отношении модельных геодинамических построений. Наиболее основательные данные были получены по разломам Зеленого Мыса, Долдрамс, Архангельского, Вима, Романш и Андрию Бейн, находящемуся в зоне тектонического раздела Атлантического и Индийского океанов. В настоящей монографии мы воспользовались также данными наших коллег – сотрудников лаборатории геоморфологии и тектоники океанов Геологического института РАН, изучавших разломы Страхова, Богданова, Сан-Паулу и некоторые другие, и результатами собственных новейших работ в районе разлома Моллой, ограничивающего систему Срединно-Атлантического хребта на севере. Главные результаты сводятся к следующему.

1. Установлена категория демаркационных разломов (разломных зон) как особая группа океанских разрывных нарушений, которые разграничивают разные по строению, геологической истории и геодинамике области океана самого крупного порядка. Их простираение составляет тысячи километров. Для них характерен контрастный рельеф, сложная тектоническая инфраструктура и повышенный уровень сейсмичности. По этим разломам происходят наиболее значительные смещения осевых рифтов срединных хребтов, достигающие многих сотен километров. Тектонотип – разломная зона Романш, по которой смещение рифтовой зоны хребта произошло на 900 км, – максимальное в Атлантике. К этой группе в Атлантическом океане принадлежат разломные зоны Чарли Гиббс, Агульяс–Фолклендская, а также с большой вероятностью Риу-Гранди, Шпицбергенская и Ян-Майен.

Приведем отдельные примеры демаркационных разломов в других океанах. В Тихом океане таковым является, например, разлом Элтанин; в Индийском – разлом Амстердам. Отмечается несовпадение демаркационных разломных зон с границами литосферных плит, что представляет трудноразрешимую пробле-

му для плейттектоники. Демаркационные разломы выявляются и в ископаемом состоянии [Самыгин, 1997 и др.].

Разломы дифференцируются на моноразломы и разломные зоны сложного строения. Значимость такого деления определяется значительным расширением возможностей конкретизации геодинамических обстановок развития разломных зон. Тектонотипом моноразломов группы может служить разлом Страхова. Он исследовался экспедициями Геологического института РАН в 11-м и 12-м рейсах (1989–1991 гг.) на НИС «Академик Николай Страхов».

Разлом простирается в районе 4° с.ш. и ранее именовался как разлом Четвертого градуса. Его протяженность ~1850 км. «На востоке он утыкается в подводную возвышенность Сьерра-Леоне, на западе – в подводную возвышенность Сеара, не обнаруживая внедрения в современные подводные окраины Африки и Южной Америки. В рельефе дна разлом имеет форму узкого желоба с V-образной формой поперечных профилей, при крутизне бортов от 5–6° до 20–22°. Узкое дно желоба, большей частью выполненное осадками, оконтуривается изобатой 4500 м в межрифтовой осевой части хребта и изобатой 4000 м на основном протяжении внерифтовых восточной и западной ветвей разлома. Углубляясь в концевых частях разлома, дно желоба оконтуривается там уже изобатой 4500 м» [Удинцев и др., 1995, с. 597].

В цитируемой работе содержится также батиметрическая карта средней части разлома, заключенной между районами 29° и 34° з.д., где изобаты проведены через 200 м. Фрагмент этой карты показан на рис. 57. Можно видеть четкую линейную структуру, близкую к симметричной в поперечном (меридиональном) сечении. Смещение рифта САХ по разлому составляет 90 км. Авторами дается детальное описание структуры и предлагается решение проблемы ее генезиса: разломный желоб «интерпретируется как зияющая трещина растяжения, грабен, образовавшийся за счет действия сил, направленных вдоль оси Срединно-Атлантического хребта» (там же, с. 592).

В межрифтовой части разлома ширина желоба – 9–13 км, глубины дна – порядка 4500±300 м. Дно почти лишено осадков. Рельеф бортов сложен. Местами они прорезаны глубокими ложбинами. В нодальных котловинах глубины достигают 5348 м (на западе) и 5311 м (на востоке). Развиты угловые поднятия.

Внерифтовые западная и восточная части разлома отделены от межрифтовой порогами. Строение частей несколько отлично. В частности, борта разломного желоба асимметричны: северный борт выше и круче.

При драгировании были подняты породы широкого спектра – типичные океанические молодые толеитовые базальты, щелочные разности, кремнистые, метаморфогенные и органогенные осадочные породы и др. [Удинцев и др., 1995].

Разломные зоны сложного строения в Атлантическом океане количественно уступают моноразломным. Наиболее ярким их представителем является разломная зона Зеленого Мыса, именовавшаяся ранее разломом 15°20' (рис. 58). Приведем ее характеристику.

Разломная зона простирается из района 15° с.ш. на расстояние не менее 2300 км, далеко выходя за пределы Срединно-Атлантического хребта. В ней между 29 и 51° з.д. можно выделить по крайней мере четыре морфологически разных отрезка. Наиболее простое строение имеет восточный из них (29–34° з.д.), лежащий в пределах абиссальной плиты. Вначале он представлен

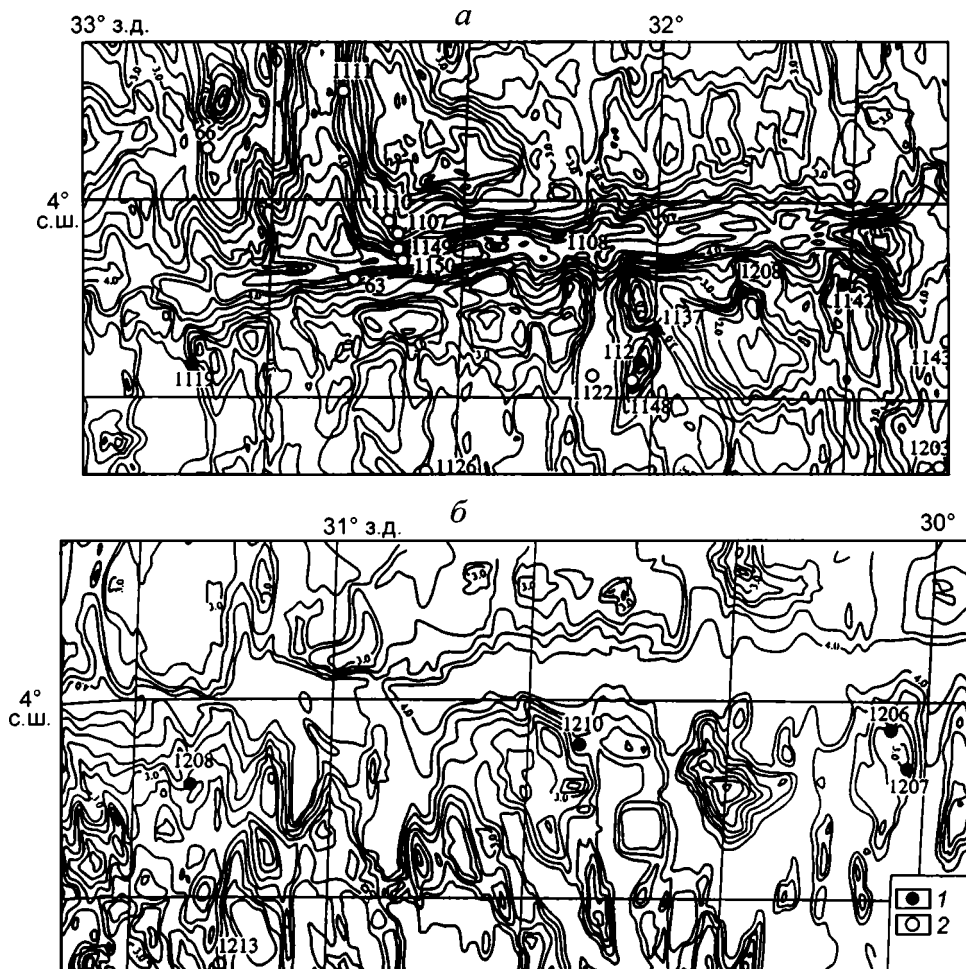


Рис. 57. Фрагмент батиметрической карты разлома Страхова (по [Удинцев и др., 1995])

1 – станции, где были драгированы породы не типичные для океана; 2 – типичные рифтогенные толеитовые базальты. Изобаты проведены через 200 м. *а* – межрифтовый сегмент, *б* – район, лежащий непосредственно восточнее межрифтового сегмента.

узким желобом и сопровождающим его с севера хребтом. Немного севернее простирается более пологое и широкое изолированное поднятие. Далее на запад лежит основная часть отрезка, где южнее желоба появляется другой обрамляющий хребет. Западнее простирается наиболее сложно построенный отрезок (34–42° з.д.). Здесь имеется несколько нерегулярно расположенных желобообразных структур и разделяющих их поднятий, приуроченных к флангу Срединно-Атлантического хребта. Все это – линейные элементы рельефа, ветвящиеся и заходящие кулисно один за другой. Разломная зона здесь сильно расширена (до 130 км), в ее поперечном сечении в районе 37° з.д. выделяется шесть субпараллельных желобов-трогов.

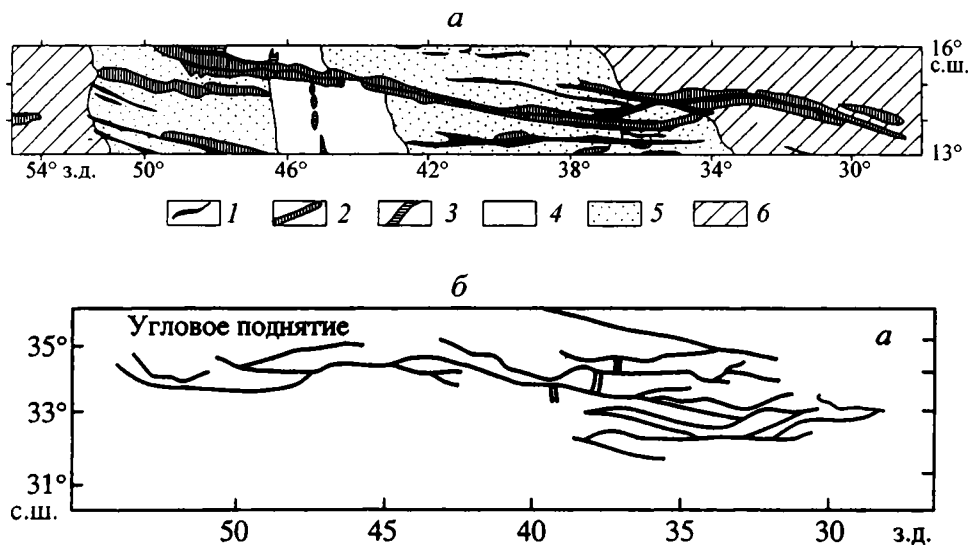


Рис. 58. Ветвистое строение трансформных разломов. *а* – разлом Зеленого Мыса, *б* – разлом Хейса (по [Smoot, 1989])
 1 – желоба и трог, 2 – гребни и хребты, 3 – глубоководные впадины, 4 – рифтовая долина, 5 – сводовая зона САХ, 6 – фланги САХ

Далее на запад лежит сводовый отрезок разломной зоны (42–46° з.д.), в западной части которого находятся сегменты центрального рифта. Он имеет морфологическую специфику (нодальные впадины, небольшие поперечные трог), но в целом структура его простая и определяется центральным желобом и сопровождающими его по обе стороны поднятиями-хребтами.

Наконец, крайний западный отрезок (46–51° з.д., фланг САХ) структурно вновь более сложен и более широк в поперечном сечении. Сложность строения определяется сочетанием нескольких продольных и поперечных желобов и трогов.

Таким образом, в структурном рисунке разломной зоны Зеленого Мыса не имеется ни симметрии, ни упорядоченности в расположении морфологически специфичных отрезков. Это обстоятельство сильно осложняет поиск механизма формирования разломной зоны и выявление закономерностей ее тектонического развития. К тому же типу принадлежит и разлом Хейса [Smoot, 1989]. Имеются и другие примеры. О геодинамических условиях образования разломных зон сложного строения можно сказать следующее. Все они, как и другие трансформные разломы, формировались в процессе развития спрединга, но с влиянием дополнительных факторов.

Помимо указанной группы среди разломов сложного строения выделяются еще по крайней мере две группы. Одна из них представлена двумя сближенными параллельными разломами. В Центральной Атлантике это парная система Марафон–Меркурий, простирающаяся на 1800 км, в которой разломы находятся на расстоянии лишь нескольких десятков километров друг от друга. Глубина дна в обоих трогах превышает 4000–5000 м. Характерна почти строгая параллель-

ность разломов, определяющая единство структурного комплекса. В Южной Атлантике подобной парной структурой являются разломы Боде Верде и Гоф.

Особую группу разломных зон представляют системы, состоящие из нескольких сближенных разноразмерных параллельных разломов. Примерами служат системы Сан-Паулу, Мартин Вас и некоторые другие. По времени образования отдельных отрезков системы можно восстановить историю ее формирования. В отношении системы Мартин Вас это выполнено в работе [Alves et al., 2000б]. На временном отрезке 80–120 млн лет назад эта зона была двойной. Позднее, в интервале 20–80 млн лет, структура осложнилась и стала тройной. В интервале 5–20 млн лет она вновь оказалась двойной, а ныне – это одинарная зона. Подобного рода структуры – результат неоднократной смены глубинных геодинамических факторов.

Парные разломы, широтные или субширотные, отражают влияние глобальной трещинной регматической сети, что представляется наиболее простым и логичным объяснением их происхождения.

Разломные зоны с ветвистой структурой (с косой ориентировкой составляющих разломов) можно представить как результат воздействия на процесс разломообразования продольного растяжения срединного хребта, проявлявшегося избирательно.

Инфраструктура разломных зон Срединно-Атлантического хребта в ряде районов осложнена надвиговыми деформациями. До недавнего времени этот феномен не был известен. Сейчас ему посвящено немало работ, в частности издан монографический труд [Разницын, 2004]. В этой книге разработка темы углубляется: рассматривается механизм структур сжатия в пределах Срединно-Атлантического хребта.

Гипотеза движения земного ядра, меридионального сжатия литосферы и разломообразования

Накопление и осмысление геолого-геофизической информации о строении недр Атлантического океана привело к выводу о тектонической расслоенности литосферы и широком распространении надвиговых деформаций в океанической коре и верхней мантии [Разницын, 2004]. При этом было установлено, что тектонические стрессы, ответственные за образование тектонически расслоенных комплексов, в основной массе ориентированы либо в субширотном (по направлению спрединга), либо в субмеридиональном (вдоль оси Срединно-Атлантического хребта) направлениях.

В настоящем разделе рассмотрены дополнительные силы, обеспечивающие субмеридиональную компоненту сжатия океанской литосферы и не входящие в круг традиционно рассматриваемых в качестве источника тектогенеза.

Фактические сведения

Анализ полученных в последние годы результатов геолого-геофизических исследований, как оригинальных, так и почерпнутых из обильного литературного материала, о различных структурах Атлантики, привел к выводу о существенной роли субмеридионального сжатия в процессе ее эволюции [Разницын, 2004, 2007].

Необходимо отметить, что выводы о тектонической расслоенности верхней части океанской литосферы, в том числе и под воздействием субмеридионального сжатия, в большой степени основаны на анализе и интерпретации материалов многоканального сейсмического профилирования отраженными волнами в пределах глубоководных котловин. Фиксация многочисленных наклонных рефлекторов внутри океанической коры совершенно изменила ее привычный сейсмический горизонтально-слоистый имидж [White et al., 1990]. В настоящее время абсолютное большинство исследователей рассматривают эти рефлекторы в качестве надвигов.

Установленные сейсмическими методами надвиги, плоскости которых на субмеридиональных профилях наклонены преимущественно в южном направлении, присутствуют практически во всех глубоководных котловинах Атлантики: в Северо-Американской, Канарской, Бразильской, Ангольской, в котловине Сьерра-Леоне. Надвиги, как правило, пересекают весь коровый разрез, не прослеживаясь в перекрывающем его осадочном чехле. Таким образом, верхний предел времени становления надвигов ограничивается возрастом базальных горизонтов последнего. Анализ разрезов глубоководных впадин Атлантики [Пушаровский, 2004а] показал, что этот возраст в Северо-Американской впадине соответствует временному отрезку поздняя юра–поздний мел; в Канарской котловине – концу альба–началу позднего мела; в Бразильской впадине – апт–альбу; в Ангольской – апту; во впадине Сьерра-Леоне – апту–раннему альбу, а наиболее ранний этап субмеридионального сжатия в Атлантике в целом отвечает интервалу времени поздняя юра–поздний мел. Движение масс при этом происходило с юга на север, а исходя из соотношений структур коры и перекрывающего их осадочного чехла и из данных глубоководного бурения, становление надвигов на коровом уровне происходило в позднеюрское–позднемеловое время. На рис. 59, 60 показаны примеры таких надвигов в некото-

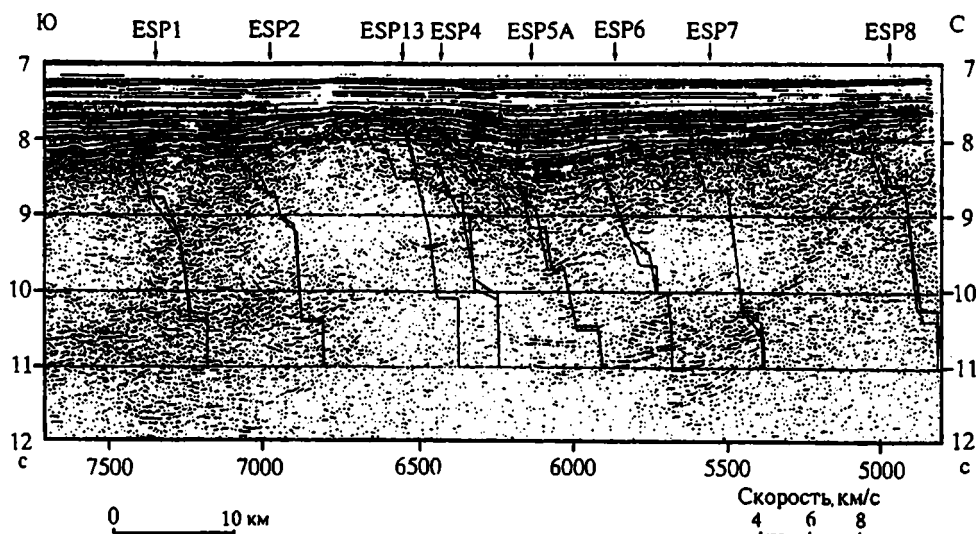


Рис. 59. Фрагмент профиля ШГСП в Северо-Американской котловине в районе разлома Блэк Спур (по [Minshul et al., 1991])

ESP – точки зондирования на профиле

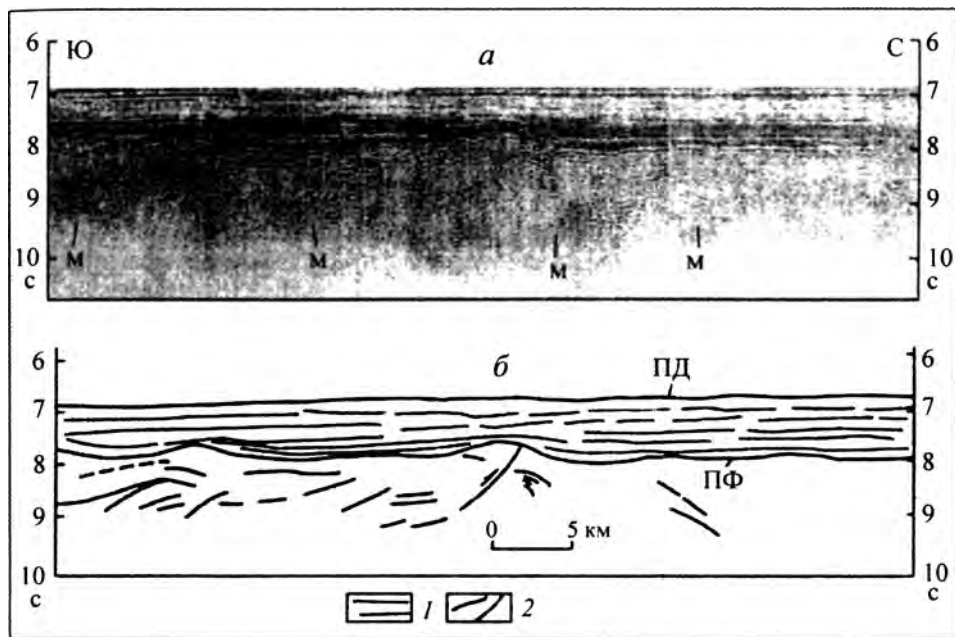


Рис. 60. Профиль МОВ ОГТ в юго-западной части Ангольской котловины (а) и его интерпретация (б) (по [Разницин, Пилипенко, 1997])

1 – осадочный чехол; 2 – наклонные отражающие горизонты в коре (надвиги); М – поверхность Мохо. ПД и ПФ – поверхности дна и фундамента соответственно

рых из перечисленных выше котловин. Хорошо видно, что скоростная структура коры никак не согласуется с горизонтальнослоистой моделью. Временной разрез насыщен многочисленными наклонными рефлекторами, соответствующими крупному пакету тектонических чешуй северной вергентности.

На рис. 60 крупный надвиг, наклоненный на юг (центральная часть профиля), разделяет два различно построенных участка. Надвинутая литопластина испытала интенсивное коробление еще до накопления осадочной толщи.

Деформации океанской литосферы в пределах Срединно-Атлантического хребта наиболее широко проявлены в северной приэкваториальной области, где он рассечен большим количеством трансформных разломов. Именно разломы определяют облик этой сложнейшей тектонической зоны (рис. 61).

Субмеридиональное сжатие на рубеже ~10 млн лет (поздний миоцен) отчетливо проявлено в зонах крупнейших разломных зон Центральной Атлантики – Вима, Сан-Паулу и Романш, отличительной чертой которых является наличие в межрифтовых участках аномально поднятых трансверсивных хребтов [Книппер, Разницин, 2008]. Так, в зоне разлома Вима, пересекающей Срединно-Атлантический хребет по 11° с.ш., при погружениях французского пилотируемого аппарата «Наутилус» на северном склоне южного трансверсивного хребта было обнаружено ненарушенное сечение океанической литосферы (снизу вверх): ультрамафиты, габбро, дайковый комплекс и базальты [Auzende et al., 1989; Cannat et al., 1991]. Впоследствии было показано, что верхнемантийные и коровые об-

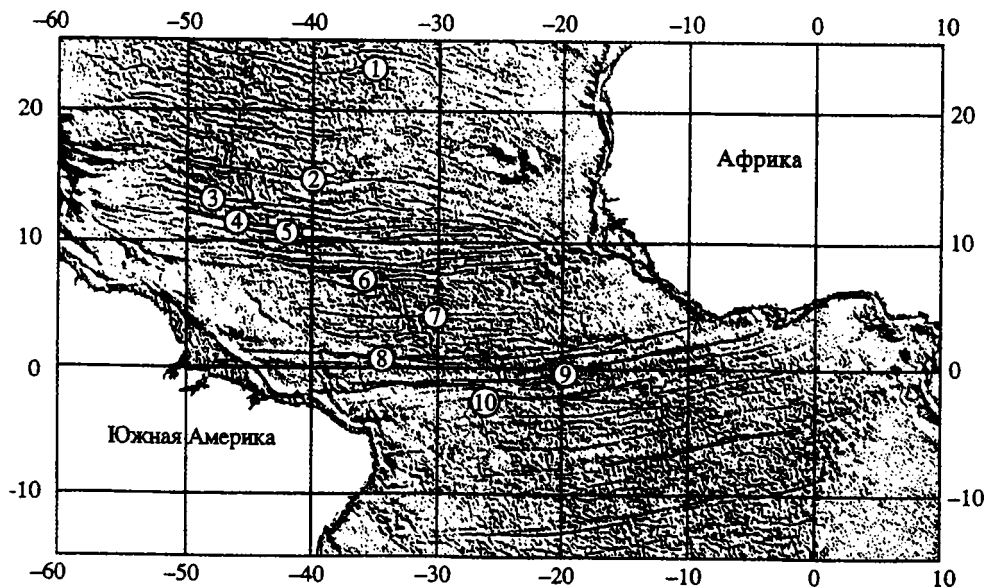


Рис. 61. Альтиметрия центральной части Атлантического океана (по [Sandwell, Smith, 1997])

Цифры в кружках – разломы: 4 – Вима, 5 – Сан-Паулу, 6 – Романш

разования слагают пакет тектонических пластин, полого погружающийся на юг [Разницин, 2001] (рис. 62). Возраст формирования чешуйчато-надвиговой структуры (8–10 млн лет назад) устанавливается по абсолютным возрастам амфиболитов в подошвах тектонических пластин габброидов и ультрамафитов.

Формирование anomalно поднятых трансверсивных хребтов в разломах Вима, Сан-Паулу и Романш в Атлантике и окончательное становление современной структуры дна происходило в два этапа. Первый включал в себя выведение глубинных пород в верхнюю часть литосферы по надвигам с движением масс в меридиональном направлении (с юга на север) вдоль оси Срединно-Атлантического хребта, и занял короткий промежуток времени, соответствующий рубежу 10 млн лет. Второй этап характеризуется контрастными крупноплитудными вертикальными движениями в интервале 10–3 млн лет назад.

Целый ряд признаков указывает на то, что субмеридиональное сжатие литосферы Атлантики происходит на современном этапе. Об этом свидетельствуют пликативные дислокации осадочного чехла некоторых глубоководных котловин, проявленные только на субмеридиональных профилях (рис. 63), конвергенция пассивных частей трансформных разломов к востоку от САХ, между 15° и 7° с.ш. (см. рис. 61), кластерный анализ всей совокупности геофизических данных, выявивших устойчивое сочетание параметров (кластеров), выраженное в максимальных значениях аномалий Буге и минимальных – изостатических аномалий в полосах широтного простиранья в пределах всех глубоководных котловин Атлантики [Sokolov et al., 2008; Соколов, 2009].

Аналогичная картина сочетаний аномалий Буге и изостатических аномалий свойственна приокеаническому склону глубоководных желобов на западной

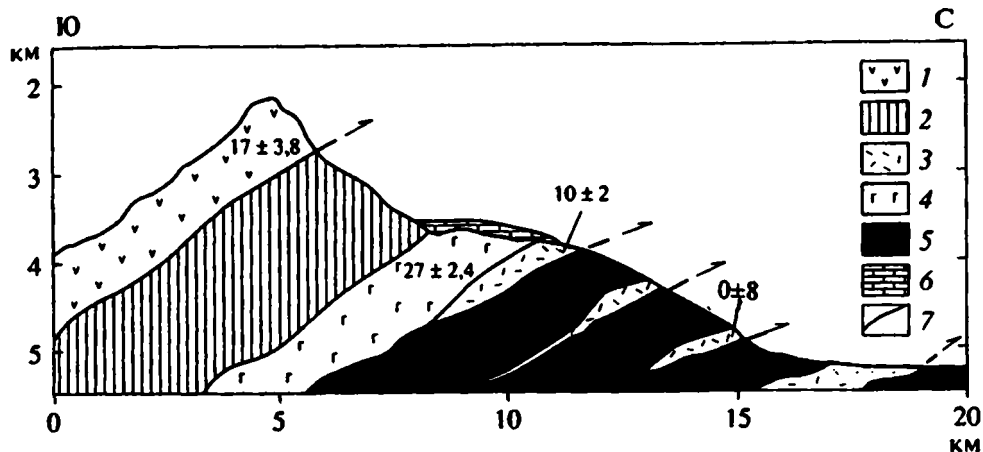


Рис. 62. Схематический геологический профиль южного трансверсивного хребта разлома Вима (по [Разницын, 2001] с доп.)

1 – базальты; 2 – дайковый комплекс; 3 – амфиболиты; 4 – габбро; 5 – ультрамафиты; 6 – известняки (поздний миоцен); 7 – надвиги. Цифры – абсолютный возраст пород, млн лет

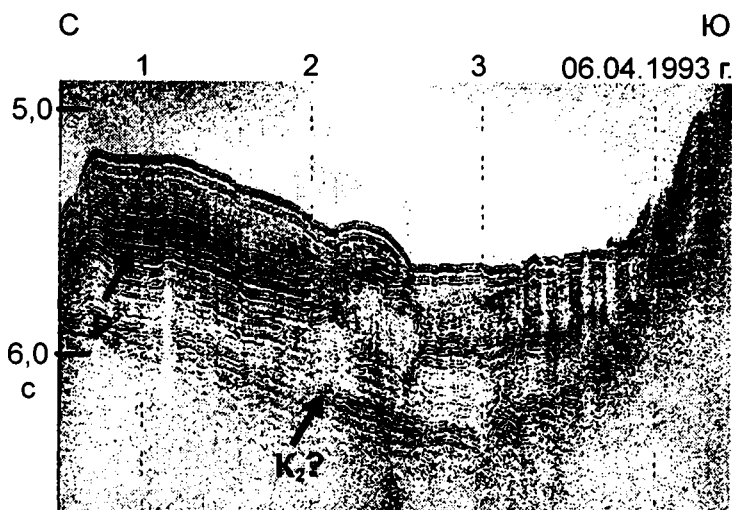


Рис. 63. Фрагмент профиля НСП в районе поднятия Сьерра-Леоне (по [Мазарович, 2000])

периферии Тихого океана, которые характеризуются, как хорошо известно, условиями интенсивного сжатия на фронте субдуцируемой плиты. Это обстоятельство позволило цитируемым выше авторам аргументировано говорить о «преддуговой обстановке» с субмеридиональной ориентацией сжатия в указанных районах Атлантики.

Совокупность данных, полученных при акустическом профилировании дна в зоне сочленения Зеленомысского поднятия и котловины Зеленого Мыса, по-

казывает, что тектонические дислокации, в том числе надвиги и пликативные деформации в осадочном чехле, происходили в обстановке интенсивного субмеридионального сжатия, начиная с олигоцена и заканчивая голоценом [Сколотнев и др., 2009].

Важную роль в идентификации субмеридионального сжатия литосферы Атлантики на современном этапе играет сейсмичность. По классической схеме подавляющая масса землетрясений приурочена к двум основным мегаструктурам: рифтовым зонам и зонам трансформных разломов. В первом случае фокальные механизмы землетрясений имеют сбросовую природу и указывают на растяжение в широтном направлении в полном соответствии с моделью спрединга, во втором – на сдвиговую. При этом вектор сдвига направлен вдоль разломов.

В последнее время выделяется также класс так называемых аномальных по своему местоположению и механизмам очагов землетрясений [Wolfe et al., 1993; Соколов, 2009]. Так, в активной части разлома Марафон, в пределах южного трансверсивного хребта, отмечено землетрясение с надвиговым механизмом и нодальной плоскостью ориентированной вдоль простирания разлома. В районе скал Свв. Петра и Павла, венчающих трансверсивный хребет зоны разломов Сан-Паулу, зафиксированы землетрясения с надвиговым и взбросовым механизмами. В обоих случаях оси горизонтального сжимающего напряжения ориентированы перпендикулярно широтному простиранию разломов, т.е. в меридиональном направлении [Там же].

Интересные и очень необычные данные по механизмам очагов 15 землетрясений в зоне разломов Сан-Паулу приведены в работе А.О. Мазаровича с соавторами [2001]. Анализ механизмов показал, что в рифтовой зоне существуют дислокации типа сброс, а вдоль разломных трогов – типа сдвиг. Но в отличие от трансформных разломов, где вектор сдвига направлен вдоль разлома, здесь наблюдается наличие сдвигов, у которых вектор ориентирован в субмеридиональном направлении, что указывает на наличие сильной субмеридиональной компоненты коровых напряжений.

Два землетрясения с надвиговым механизмом, эпицентры которых располагались в пределах межразломных участков, были отмечены в восточной части Гвинейского залива и в 350 км к юго-западу от Бермудских островов в районе абиссальной равнины Гаттерас. Нодальные плоскости обоих землетрясений ориентированы параллельно субширотному простиранию разломов, а оси сжимающих напряжений – перпендикулярно, т.е. опять в субмеридиональном направлении [Bergman, Solomon, 1985].

Сильное землетрясение с магнитудой 5,2 и надвиговым механизмом зарегистрировано в районе абиссальной равнины Зеленого Мыса в пределах Канарской глубоководной котловины [McBride et al., 1994]. При этом ось горизонтального сжимающего напряжения ориентирована в север–северо-восточном направлении, т.е. субмеридионально.

На сегодняшний день из приблизительно 1200 зарегистрированных землетрясений в Атлантике не менее 10% относят к аномальным, среди которых немалая часть имеет надвиговую и взбросовую природу, указывая в том числе и на субмеридиональную компоненту движения литосферных масс [Соколов, 2009].

На существование субмеридиональной компоненты движения в северном направлении на современном этапе указывают данные наблюдений GPS и VLBI на прилегающих к Атлантике континентах [Sokolov et al., 2008] и вы-

явленное на их основе сближение Южной Америки с Северной [Трифонов, Певнев, 2001].

Имеются и сейсмические данные, подтверждающие тектоническое расслоение коры на современном этапе под воздействием меридионального сжатия. Так, на продольном профиле МОВ ОГТ южнее разлома Кейн непосредственно под рифтовой долиной, в районе активного гидротермального поля Снейк Пит, в верхней части коры выявлен четкий рефлектор, наклоненный на север под углом 30–40° [Detrick et al., 1990]. По аналогии с другими районами Атлантики (см. выше), последний можно рассматривать в качестве надвига, хотя авторы профиля склонны считать его артефактом, связанным с неровностями рельефа. Таким образом, субмеридиональное горизонтальное сжатие литосферы Атлантики проявляло себя на протяжении всей истории раскрытия этого океана, начиная с мезозоя и заканчивая современным этапом. Этот процесс не был стационарным и проявлял себя во времени дискретно, накладываясь на процессы аккреции океанической коры в зонах спрединга.

Обобщающая часть

Из вышесказанного следует вывод о существенной роли субмеридионального сжатия литосферы Атлантического океана, что позволяет достаточно уверенно говорить о наличии явления, трудно объяснимого в рамках только классической плейттектонической модели. В основу последней заложена идея о конвекции в мантии, при которой главными силами, ответственными за приповерхностную динамику масс литосферы являются давление со стороны срединно-океанического хребта при растяжении вдоль его оси, затягивание субдуцируемой плиты и драгирование (волочение) литосферы астеносферным течением, являющимся следствием конвекции. Отмеченные силы и механизм их энергообеспечения не объясняют упомянутых выше фактов из-за дефицита горизонтальной компоненты движения, ориентированной приблизительно параллельно срединно-океаническому хребту.

В этом же ключе следует рассматривать выявленные А.О. Мазаровичем и С.Ю. Соколовым [2002] сдвиги, в основном северо-западного и в меньшей степени северо-восточного простирания, секущие все основные структуры Центральной Атлантики, в том числе рифтовые долины и активные части трансформных разломов. По мнению упомянутых исследователей, причиной их возникновения является комбинация действия двух факторов: изменение формы геоида и миграция поверхностных масс вследствие изменения ориентации осей моментов инерции Земли. Эти изменения, в свою очередь, могут быть связаны с эволюцией приливных процессов в системе Земля–Луна приводящей к периодическому (примерно 1 раз в 200 млн лет) изменению ориентации оси вращения Земли относительно тела сфероида [Авсюк, 1996].

К этому можно добавить, что ротационные силы, длительное время воздействовавшие на земную кору, также могут являться одной из возможных причин возникновения сдвигов, образующих регматическую сеть нарушений [Анохин, Одесский, 2001].

Какова же причина субмеридионального сжатия литосферы Атлантики? Почему при этом явно преобладает движение литосферных масс по направлению с юга на север?

Как отмечали П.Н. Кропоткин и В.Н. Ефремов [1992], реальная картина движения масс в недрах оказывается более сложной, чем это представляется в моделях тектоники плит. По мнению этих авторов, конвекция, охватывающая не только верхнюю мантию, но и более глубокие слои, сочетается с механическим эффектом, связанным с изменениями радиуса Земли. С сокращением радиуса Земли на неотектоническом этапе ее эволюции они связывали те высокие значения напряжения тангенциального сжатия, которые известны по измерениям напряженного состояния в массивах горных пород не только в молодых складчатых областях, но и во внутренних частях литосферных плит, в том числе расположенных в океане.

Так, в процессе скважинных измерений в базальтах в скв. 395А, расположенной в 150 км южнее разлома Кейн в молодой коре (7,3 млн лет), были зафиксированы необычайно высокие, более 100 МПа, сжимающие напряжения на глубинах менее 500 м под дном [Moos, Zobak, 1990]. Для того чтобы представить насколько велики эти значения, можно привести оценки стресса в ультраосновных милонитах в подошвах крупных офиолитовых аллохтонов на суше, которые соответствуют интервалу 100–300 МПа [Boudier, Nicolas, 1980; Girardeau, Nicolas, 1981]. При этом астрономические данные указывают на небольшое сокращение радиуса Земли в современную эпоху (порядка 1 мм/год). При таком темпе сокращения радиуса его размеры за последние 10 млн лет должны были бы сократиться всего на 10 км, или на 0,16% [Кропоткин, Ефремов, 1992]. Маловероятно, что такие напряжения могли реализоваться при столь незначительных сокращениях радиуса Земли.

Необходимо отметить, что элементы субмеридиональной компоненты движения литосферных масс с формированием чешуйчато-надвиговых структур в пределах трансверсивных хребтов имеют место практически во всех разломах Центральной Атлантики, а не только в рассмотренных выше крупнейших разломах Вима, Сан-Паулу и Романш. Есть они в разломах Атлантис, Кейн, Зеленого Мыса, Марафон, Меркурий, Архангельского, Долдрамс, Вернадского, Богданова, которые характеризуются относительно небольшими смещениями рифтовой долины.

Основная причина тектонического расслоения литосферы в субмеридиональном направлении в указанных выше разломах заключается в сложном взаимодействии зон растяжения (долины трансформных разломов) и сжатия (трансверсивные хребты разломных зон и межразломные участки). Растяжение под разломной долиной сопровождается подъемом относительно холодного мантийного диапира и компенсируется сжатием по обе стороны от нее с образованием структур типа обдуктивных в трансверсивных хребтах и с выведением глубинных пород в коровую часть разреза [Разницин, 2004]. Все эти разломы, а также сопоставимые с ними по амплитуде смещения рифтовой долины многочисленные разломы Южной Атлантики, по всей вероятности, представляют собой коровые структуры, не проникающие глубоко в мантию.

Иная ситуация имеет место в крупных разломах Вима, Сан-Паулу и Романш, обособляемых в качестве демаркационных и разломов-терминаторов [Пушаровский, 1994а; Мазарович, 2000]. Смещение рифтовой долины в них составляет сотни километров (от 320 в разломе Вима до 900 км и более в Романше). Только в этих разломных зонах, проникающих глубоко в мантию [Пушаровский, 1995], локализованы аномально поднятые линейные трансверсивные

хребты, протягивающиеся на сотни километров. При этом глубины над ними в 3–4 раза меньше уровня, соответствующего модели термальной контракции.

При выводе глубинных пород на поверхность дна в этих хребтах основной срыв был приурочен к пограничной области кора–мантия в условиях высоких горизонтальных сжимающих напряжений, приведших к образованию пород амфиболитовой фации метаморфизма в основании надвинутых литопластин. Это сжатие обеспечило последующее поднятие надвинутых блоков коры и верхов мантии на высокий гипсометрический уровень и в конечном счете к формированию аномально поднятых трансверсивных хребтов.

Надвиговые дислокации в рассматриваемых разломах не связаны со спредингом. В разломах Вима, Сан-Паулу и Романш устанавливается синхронность этих дислокаций с деформациями сжатия в западной части Средиземноморья, где на рубеже 10 млн лет назад они обусловлены дрейфом африканского континента на север и раздавливанием обширной области Западного Средиземноморья, располагавшейся вдоль северной окраины африканского шельфа (область Альборанского моря, Кабилия, Лигурия, Внешние Динариды) [Книппер, Разницын, 2008].

В это время происходит полное закрытие Средиземноморского бассейна, заметное изменение палеогеографической обстановки в Тирренском море и вызванное сжатием формирование структур грабенов в Эгейском море [Descourt et al., 1986]. С этим же временем связано возникновение Гибралтарской перемычки и начало мессинского осушения Западного и Центрального Средиземноморья.

Таким образом, предмессинское сжатие охватило обширную территорию Западного Средиземноморья. Этот процесс сопровождался формированием сложной покровно-складчатой структуры, в строении которой участвовали не только породы верхней коры, но и гранулитовые серии нижней коры и ультраосновные породы верхней мантии (массивы Бенни Бушер, Бетские Кордильеры, массив Ронда [Bouybaouene et al., 1998]. Коллизия Иберии и Африки привела к раздавливанию пород Альборанской области Тетиса и к оттоку масс пород в западном направлении. В результате этого сформировалась сложная петлеобразная структура этого региона (рис. 64). Скольжение Альборанского блока на запад привело к образованию серии покровных чешуй [Frison, Leikine, 1982], а позднее, во время коллизии с Иберией, к формированию глубинного надвига.

Помимо сказанного, о глубинности этого процесса свидетельствует и вспышка магматизма, охватившая соседствующие области в тортоне (о-ва Зеленого Мыса, Канарские острова и о. Мадейра) [Bellon, 1981]. Статистическая обработка данных по радиометрическим возрастам эффузивного и дайкового комплексов восточной части Центральной Атлантики от о. Мадейра до Камерунской линии показала, что магматические явления в неогене имеют два максимума: на рубеже раннего и среднего миоцена (~14 млн лет назад) и, что более существенно, в позднем миоцене (~9 млн лет назад) [Мазарович, Соколов, Агапова и др., 2001].

Итак, достаточно ясно, что предмессинские деформации сжатия в литосфере Тетиса и в зонах крупных трансформных разломов Центральной Атлантики Вима, Сан-Паулу и Романш тесно связаны между собой по времени. Это обстоятельство вряд ли случайно и, по всей видимости, должно свидетельствовать о причинной связи тектонических движений в этих разнородных частях литосферы.

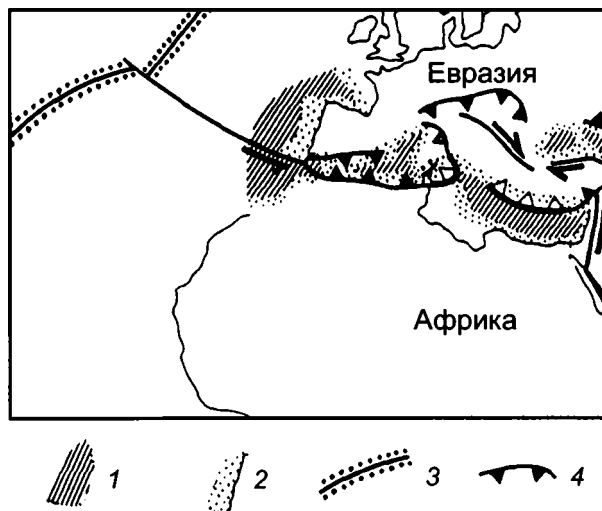


Рис. 64. Упрощенная плейтктоническая схема для этапа коллизии (тортон, 10 млн лет назад) (по [Dercourt et al., 1986])

1 – океаническая кора; 2 – утоненная континентальная кора; 3 – надвиги и покровы; 4 – зоны аккреции

Весьма существенно, что поверхность Мохо в Атлантике вообще довольно часто не представляет собой какую-либо четко выраженную границу. Напротив, на сейсмических профилях в глубоководных котловинах горизонтальные рефлекторы в нижней части коры, относящиеся к верхней мантии, нередко группируются в мощные расслоенные пакеты. При этом наклонные отражающие горизонты (надвиги), рассекающие всю твердую кору, а иногда и перекрывающий ее осадочный чехол, как правило, срезаются этой расслоенной зоной. В целом такая картина более характерна для профилей, ориентированных в субмеридиональном направлении, на которых лучше всего проявлены надвиги северной вергентности. Все это достаточно однозначно указывает на тектоническую природу пограничной области кора–мантия, маркирующую крупный субгоризонтальный срыв, по которому происходит проскальзывание коры в северном направлении относительно более глубоко расположенной мантии.

В новой модели стратификации мантии [Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю., 1999], основанной на анализе многочисленных сейсмотомографических карт и данных о глубинных минеральных преобразованиях, обособляется шесть геосфер: верхняя часть верхней мантии – до глубины 410 км, ее нижняя часть – до рубежа 670 км, средняя мантия с ограничениями 840–1700 км, нижняя мантия – 2200–2900 км, зона раздела I, расположенная между верхней и средней мантией (глубины 670–840 км) и зона раздела II, разделяющая среднюю и нижнюю мантию (глубины 1700–2200 км). Слой D» рассматривается как нижняя часть нижней мантии. Глобальные рубежи 2900 и 5146 км отвечают соответственно разделам ядро–мантия и внешнее и внутреннее ядро.

При этом утверждается, что мантийные геосферы «отнюдь не являются инертными монолитами, им свойственно движение материала как в радиаль-

ном, так и в латеральном направлении, его тектоническое течение; вероятно также существование пологих срывов» [Пушаровский, 1997, с. 67]. Развивая этот новый в геотектонике тезис, Ю.М. Пушаровский отмечал, что все в большей степени научным сообществом принимается тот факт, что Земля – это космическое тело, а эндогенная энергия ядра плюс внешние воздействия на Землю приводят в движение геосферные массы, заставляя геосферы продуцировать геодинамические импульсы. Главное в новой модели – созидание тектонических структур на всех уровнях коры и мантии [Пушаровский, 1996а; 1998].

На сходных рассуждениях основан предложенный недавно механизм вынужденной эндогенной активности Земли [Баркин, 2002, 2008], в рамках которого можно объяснить наличие субмеридиональной компоненты движения литосферных масс Атлантического океана, вектор которой направлен на север [Разницин, Баркин, 2009]¹.

Суть его заключается в том, что на ядро и мантию Земли Луна и Солнце оказывают разное гравитационное воздействие, так как они обладают различными динамическими сжатиями, а их центры масс занимают определенные эксцентричные положения. Подобное дифференцированное воздействие на оболочки Земли приводит к их вынужденным взаимодействиям, трансляционным смещениям, малым взаимным поворотам, деформационным, термодинамическим и иным изменениям. Эти взаимодействия характеризуются гигантскими силами и моментами сил и являются исключительно энергетичными, определяющими и направляющими эндогенную активность небесных тел. Внешние гравитационные воздействия являются циклическими, поэтому и взаимодействие оболочек Земли также имеет циклическую природу. При этом было установлено, что относительные смещения ядра и мантии носят направленный характер, причем преимущественными являются смещения в северном направлении.

Смещения внешнего ядра сопровождается упругими деформациями мантии и вариациями ее напряженного состояния. Именно с ними связано субмеридиональное сжатие литосферы Атлантики и смещение ее верхней части в северном направлении. Указанное явление вызвано долгопериодическими полярными (северными) смещениями внешнего ядра Земли.

В этом же ключе следует рассматривать проградацию Срединно-Атлантического хребта в северном направлении: Южная Атлантика начала раскрываться 160 млн лет назад, Центральная – с рубежа 170 млн лет, а северная – 80 млн лет назад, когда зона спрединга проникла в пространство между Англией и Гренландией [Пушаровский, 1994б], что привело к раскрытию самой северной ветви Срединно-Атлантического хребта – хребта Книповича – в миоцене.

Геодинамическая модель Земли как системы взаимодействующих оболочек, совершающих малые колебания и повороты под действием гравитационного притяжения внешних небесных тел и взаимных возмущений, в последние годы получила многие подтверждения в исследованиях различных наук о Земле. Высокая точность спутниковых наблюдений позволяет уверенно говорить о том, что в современную эпоху подтверждается дрейф центра масс Земли вдоль полярной оси к северу со скоростью $\sim 5,20 \pm 0,38$ мм/год. Объяснение указанным явлениям можно дать только предположив, что центр масс ядра Земли по отно-

¹Описание механизма приведено в изложении Ю.В. Баркина

шению к мантийной системе координат совершает вековой полярный дрейф к северу со скоростью $26,2 \pm 2,5$ мм/год. На рис. 65 показана форма геоида Земли, а также тенденции изменений поверхности Земли в современную эпоху при дрейфе ядра к северу со скоростью 2,6 см/год. Эти планетарные изменения связаны в первую очередь с радиальными деформациями коры и мантии.

Динамические исследования возбуждения системы ядро–мантия внешними небесными телами подтверждают преимущественно полярные смещения ядра в разнообразных шкалах времени. Эти взаимные колебания ядра и мантии организуют и контролируют вариации многих планетарных процессов на Земле (в мантийных оболочках, литосфере, океанической и атмосферной оболочках и т.д.), так как подвижное ядро оказывает непосредственное гравитационное воздействие на все слои и оболочки Земли, деформируя и возбуждая их. В современную эпоху смещение ядра к северу вызывает не только медленное нарастание силы тяжести в Северном полушарии и убывание – в Южном, но и нарастание меридиональной составляющей силы притяжения Земли в северном направлении.

Полученные в настоящее время результаты свидетельствуют, что вековой северный дрейф ядра – это главный фактор, ответственный за все вековые изменения активности глобальных процессов на Земле, в том числе и за существование субмеридиональной компоненты движения литосферных масс не только в Атлантическом, но и в Индийском и Тихом океанах.

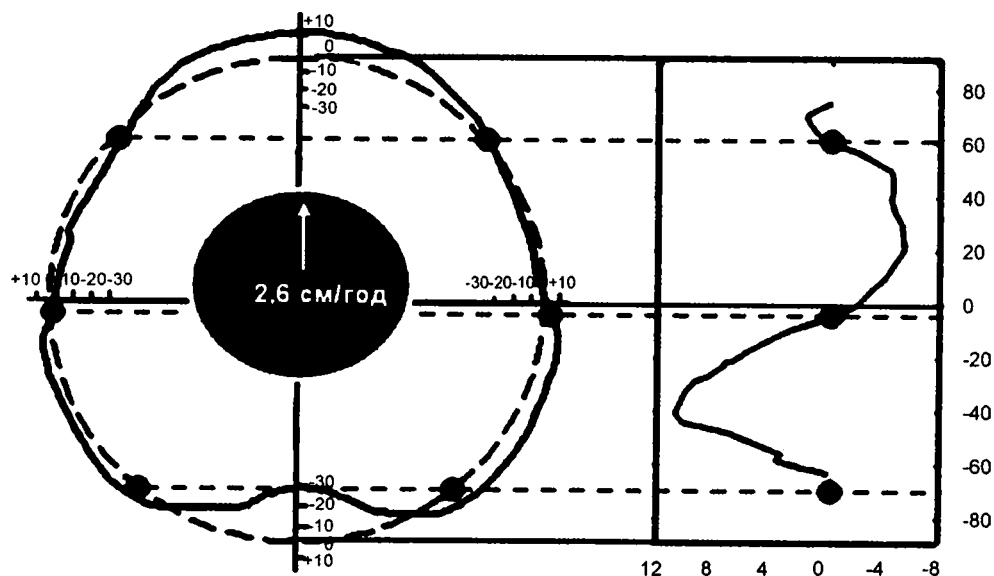


Рис. 65. Явления удлинения и укорачивания широтных кругов Земли в широтных поясах геоида в Южном и Северном полушариях.

Вариации высот геоида даны в метрах. На графике показано изменение скорости удлинения широтных кругов поверхности Земли (мм/год) (ось абсцисс) в зависимости от широты (ось ординат).

По разрабатываемой геодинамической модели все рассмотренные в работе тектонические феномены вызваны одним и тем же механизмом вынужденных относительных смещений внешнего ядра и вязкоупругой мантии Земли, характеризующихся резким спорадическим смещением центра масс ядра относительно центра масс мантии.

Таким образом, в результате проведенных исследований устанавливается явление субмеридионального сжатия литосферы Атлантического океана, вектор которого направлен на север. Этот процесс протекает прерывисто, накладываясь на субширотные движения масс, подверженных спредингу. Выявлено три основных этапа субмеридионального сжатия литосферы Атлантики: позднеюрский–позднемеловой, позднемиоценовый и современный. Главным фактором, ответственным за существование субмеридиональной компоненты движения литосферных масс Атлантического океана, является северный дрейф ядра Земли.

ГЛАВА 5

НЕОТЕКТЕНИКА ОКЕАНСКОГО ДНА

Вводные замечания

Основные материалы, послужившие толчком для разработки представлений о неотектонике дна Атлантического океана, были получены в результате экспедиционных исследований, проводившихся Геологическим институтом РАН на НИС «Академик Николай Страхов» в течение нескольких последних десятилетий [Мазарович, 2000; Пушаровский и др., 2005 и др.]. Высказывания на эту тему были и ранее, но они носили либо слишком общий, либо абстрактный характер [Николаев, 1988]. Экспедиционные геолого-геофизические работы осуществлялись во всех секторах Атлантики: Северном, Центральном, Южном и Антарктическом. Наибольшее внимание привлекала Центральная Атлантика, особенно область, расположенная между разломами Зеленого Мыса и Романш. Кроме разломных зон, исследованиями были охвачены отдельные площади в гребневой части Срединно-Атлантического хребта (САХ) (вблизи нетрансформного нарушения Сьерра-Леоне) и на восточной периферии океанского ложа Атлантики (район хребта Кабо Верде).

Полигонные работы в Северной Атлантике проведены на являющемся северным окончанием САХ хребте Книповича, который полностью сформировался в течение неотектонической эпохи. Неотектонические деформации и структуры в его пределах анализируются в разделе, посвященном описанию САХ в Северной Атлантике.

Собранные материалы существенно дополнили сведения о формах неотектонических деформаций в океанической коре и неравномерности их проявления в Атлантическом океане, что будет подробно рассмотрено далее. Небольшой раздел главы посвящен корреляции неотектонических движений Центральной Атлантики и Западного Тетиса.

История и подходы к изучению океанских неотектонических структур

Неотектоника в качестве специального раздела тектоники обязана своим появлением изучению молодых тектонических движений на континентах, приведших к формированию современного рельефа. Впервые обособление эпохи новейших движений в тектонической истории Земли началось с работы С.С. Шульца, посвященной молодой тектонике Тянь-Шаня [Шульц, 1937]. Он представлял эти движения как последний этап тектонической активизации региона. Напротив, позднее Е.Е. Милановским [Милановский, 1996а, б] были

сформулированы представления о неотектонике как о последнем глобально выраженном крупном этапе тектонического развития Земли. Дискуссии об объеме того, что охватывает понятие «неотектоника» продолжаются до сих пор.

Одним из остро дебатлируемых вопросов неотектоники также является вопрос о нижней границе неотектонической эпохи. С.С. Шульц [Шульц, 1979], изучая происхождение высокогорных хребтов Тянь-Шаня и разделяющих их межгорных впадин, пришел к заключению об образовании контрастного рельефа этой горной области, а следовательно, и молодых разрывных и складчатых тектонических деформаций в интервале от олигоцена до четвертичного периода, при этом процесс достигал наибольшей интенсивности в конце неогена – начале квартера.

Н.И. Николаев [Николаев, 1984] начало неотектонического этапа развития Земли относил к рубежу эоцена и олигоцена и считал, что этот этап продолжается в настоящее время. Близких взглядов придерживается и В.Г. Трифонов [Трифонов, 1999] – 36 млн лет назад (поздний эоцен). Е.Е. Милановский [Милановский, 1996а, б], основываясь на анализе процессов молодого рифтогенеза и базальтового вулканизма на планете, пришел к выводу, что неотектонический этап охватывает последние 10 млн лет. А.Ф. Грачев [Грачев, 1998] считает, что единый (глобальный) временной уровень начала неотектонической эпохи отсутствует и нижняя ее граница является скользящей. В атлантическом сегменте Земли эта граница соответствует времени поздний олигоцен – ранний миоцен; в Тихоокеанском сегменте она относится к плиоцену. Различный стратиграфический уровень нижней границы неотектонического этапа следует и из данных работы Р.Г. Гарецкого с соавторами, посвященной Центральной Европе [Гарецкий и др., 1999]. Наиболее древняя граница неотектонического этапа датируется этими авторами временем 35–37 млн лет назад, при этом выделяется две стадии: олигоцен–неогеновая и антропогеновая.

Подводя итоги анализа литературы по этому вопросу, можно констатировать следующее. В большинстве работ нижний рубеж неотектоники на континентах приурочивается ко времени, близкому к рубежу эоцена и олигоцена. Интенсивность неотектонического процесса на материках проявляется избирательно, при этом выделяются локальные тектонические фазы и эпизоды. К этому следует добавить, что тектогенез в прилегающем к Атлантике Альпийском поясе особенно интенсивно проявился в пиренейскую фазу складчатости, протекавшую во время, близкое к нижнему рубежу неотектонической эпохи [Хаин, 2001].

Исходя из вышесказанного, при анализе неотектонических явлений в Атлантическом океане мы будем акцентировать внимание на событиях, происходивших в интервале времени 37–33 млн лет назад и позже, по возможности выделяя определенные тектонические фазы.

К настоящему времени опубликовано много трудов по неотектонике континентов, однако по неотектонике океанского дна специальных работ мало. Тем не менее тот факт, что неотектонические движения отмечены на всех континентах, наводит на мысль об охвате ими и океанских пространств.

Общие взгляды по поводу неотектоники океанского дна развиваются в трудах Н.И. Николаева [Николаев, 1988]. По его мнению, неотектонические движения глобальны, они охватывают как континенты, так и океаны и имеют общий планетарный механизм образования. Время проявления таких движений

– поздний кайнозой, а начало этого нового тектонического цикла относится к концу эоцена–началу олигоцена. К океанским неотектоническим структурам Н.И. Николаевым относятся срединно-океанические хребты, а также разломы – сдвиги, пересекающие эти хребты. Однако такой глобальный охват закономерно приводит его к выводу о том, что образование основных черт рельефа в океанах произошло под действием более древних – раннекайнозойских и позднемезозойских тектонических движений; позднекайнозойские движения лишь в ряде районов сыграли решающую роль в их морфологическом становлении. Последние соображения автора свидетельствуют о неопределенности подхода к анализу неотектонических явлений на океанском дне.

Оригинальные публикации, в которых в конкретной форме рассматриваются молодые (неотектонические) движения и структуры океанского дна, единичны [Мазарович, 1993, 1998, 2000; Мазарович, Соколов, 1997; Сколотнев, Цуканов и др., 2003; Сколотнев и др., 2004; 2009]. В 2005 г. вышла первая большая работа Ю.М. Пушаровского с соавторами [Пушаровский и др., 2005], специально посвященная неотектонике океанского дна на примере Центральной Атлантики. В этой работе под неотектоникой понимаются молодые движения и созданные ими структуры, наложившиеся на более ранний структурный план или существенно его преобразовавшие. Анализ, проведенный в этой работе, показал, что в Центральной Атлантике за пределами осевой зоны спрединга Срединно-Атлантического хребта, где происходят интенсивные тектонические движения с момента раскрытия океана и формируется первоначальный структурный план океанского дна, имеют место неотектонические движения. Поскольку эта работа имеет принципиальное значение для понимания неотектоники океанского дна, то в данной главе монографии будут частично использованы положения, выработанные в этой статье.

Между тем столь широкий подход к характеристике тектонических движений, происходящих в течение неотектонической эпохи, в определенной мере затрудняет понимание сути неотектонических движений в океане. С начала раскрытия океана в средне-позднемезозойское время постоянно действуют тектонические процессы в осевой зоне спрединга, имеющие относительно равномерный характер в пространстве и во времени (в дальнейшем – спрединговая геодинамическая система). Более локально и неравномерно во времени и в пространстве в этом временном интервале происходили тектонические движения и в областях плюмовой активности. В дальнейшем для совокупности явлений, происходивших и происходящих в этих областях, мы будем применять понятие «плюмовая геодинамическая система», полагая, что, несмотря на пространственно-временную неравномерность проявления плюмов, они имеют один (или два) глубинный причинный механизм. Эти две геодинамические системы могут развиваться независимо друг от друга и взаимодействовать друг с другом. Они имеют собственные внутренние закономерности развития. При этом в ходе развития этих систем могут происходить такие процессы, которые будут приводить к деформациям и преобразованиям более раннего структурного плана. Очевидно, что такие деформация и структурные новообразования, строго говоря, не могут быть отнесены к неотектоническим. Необходимо более узко подойти к анализу неотектонических процессов на океанском дне. Этот анализ должен быть нацелен, с одной стороны, на выявление значимых изменений в режиме этих двух относительно постоянно действующих геодинамических

систем и характеристику событий и процессов, связанных с этими изменениями, а с другой – на обнаружение и описание молодых тектонических движений, происходивших в пределах так называемых пассивных участков литосферных плит. В частности, изменения геодинамического режима спрединговой системы проявляются, прежде всего, в существенных изменениях направления и скорости спрединга, продольной проградации спрединговых хребтов, а также в значительных вариациях интенсивности мантийного апвеллинга.

Начало и фазы неотектонической эпохи в Атлантическом океане

Наиболее полную информацию об изменениях скорости и направления спрединга и масштабных проградациях спредингового хребта в ходе эволюции Атлантического океана дает комплексный анализ системы линейных магнитных аномалий над океанским дном, миграций полюсов раскрытия литосферных плит, образующих дно Атлантического океана, и изменений в простирации пассивных следов трансформных разломов. В работе [Cande et al., 1988] приводятся результаты анализа изменений скорости спрединга в различные эпохи для Южной Атлантики. В позднем кайнозое выделяются следующие фазы резких изменений скорости спрединга – резкого подъема, а затем резкого спада: 43–36 (аномалии 20–16), 34–30 (аномалии 13–11), 25–17 (аномалии 6с–5с) и 10–7 (аномалии 5–3) млн лет назад. При более детальных исследованиях в приосевой части в Южной Атлантике устанавливается изменение направления спрединга в интервале 4–5 млн лет назад [Carbotte et al., 1991]. В Центральной Атлантике в соответствии с работой [Cande, Kent, 1992] имели место следующие фазы резкого спада скорости спрединга, а затем ее быстрого или медленно подъема: 56–50 (аномалии 24–22), 34–30 (аномалии 13–11), 26–24 (аномалии 8–6с) млн лет назад; и резкого спада: около 9 (аномалия 4а) и 3–4 (аномалия 2а) млн лет назад. Детальная магнитная съемка в ряде приосевых участков САХ в Центральной Атлантике выявила заметные изменения скорости спрединга 10, 7 и 3 млн лет назад [Sempere et al., 1995, Cannat et al., 1999]. Анализ магнитных аномалий в Северной Атлантике показал, что только в конце среднего эоцена, 37–38 млн лет назад (аномалия 17), имело место резкое изменение характера спрединга [Vogt, Avery, 1974; Меркурьев и др., 2009].

В кайнозойское время Срединно-Атлантический хребет существенно проградировал в северном направлении. Начало этого процесса приходится на время непосредственно перед хроной 24 [Heller, Marquart, 2002], что соответствует времени 53–55 млн лет назад [Cande, Kent, 1992], когда сформировался хребет Рейкьянес. В период времени, близкий к неотектонической эпохе, на площади современной Северной Атлантики произошла резкая реорганизация кинематики плит [Crane et al., 1991, 2001]. В результате в олигоцене 33–34 млн лет назад (аномалия 13) формируется самое северное звено САХ – спрединговый хребет Книповича. В более южном районе в период с 33 млн лет назад (хроны 13) спрединговый центр в хребте Эгир прекратил существование [Mosar et al., 2002], ось спрединга мигрировала в район современного хребта Колбенсей (хроны 7, 26–28 млн лет) [Leftwich et al., 2005].

Плюмовая активность была широко проявлена на протяжении всей истории геологического развития Атлантического океана, включая и наши дни. Два наиболее мощных современных плюма находятся в осевой части САХ: Исланд-

ский и Азорский. Подъем Исландского плюма произошел на стадии рифтинга в Северной Атлантике 60–55 млн лет назад [Heller, Marquart, 2002]. Азорский плум стартовал около 36 млн лет назад [Campan et al., 1993]. В ходе развития обоих плумов выделяется всплеск их активности около 10 млн лет назад [Cannat et al., 1999, Трифонов, 1999]. На территории Исландии на собственно плумовые процессы накладываются перестройки рифтовой системы, которые имели место 3,5 и 1,8 млн лет и которым предшествовало ослабление вулканической деятельности [Трифонов, 1999].

Большое количество плумов локализуется под окраинно-океаническими областями, преимущественно на востоке в Приэкваториальной и Центральной Атлантике и на западе в Южной Атлантике. Грубую оценку временных вариаций активности этих плумовых проявлений может дать график распределения абсолютных возрастов магматических пород, характеризующих эти структуры, составленный А.О. Мазаровичем [Мазарович, 2000]. В соответствии с его данными небольшие пики повышения магматической активности были в течение следующих интервалов: 170–160, 138–123, 82–80, 63–60 и 48–29 млн лет назад. Резкий пик усиления активности начался с ~23 млн лет назад (граница олигоцена и миоцена) и продолжается до наших дней. В этом интервале, в свою очередь, выделяется несколько фаз усиления и понижения магматической активности. Первые приходятся на 14, 9, 5,5–3 и 0,6–0,5 млн лет назад. В связи с этим следует отметить интересное наблюдение, сделанное Э. Бонатти с коллегами [Bonatti et al., 2003]. Под осевой зоной спрединга в районе разлома Вима с 20 млн лет назад начинается повышение температуры мантии в зоне частичного плавления.

Целый ряд тектонических и магматических событий и явлений в Атлантическом океане, имевших место в кайнозое, не связаны напрямую со спрединговой либо плумовой геодинамическими системами, а приурочены к пассивным участкам литосферных плит.

В осадочном разрезе поднятия Сьерра-Леоне на востоке Центральной Атлантики верхний осадочный комплекс залегает с угловым несогласием на более нижних отложениях, смятых в складки (рис. 66) [Мазарович и др., 1997]. Корреляция этого разреза с разрезом глубоководной скв. 13 DSDP [Maxwell et al., 1970] показывает, что деформации произошли на границе эоцена и олигоцена. Однако на отдельных участках этого поднятия деформации охватили весь осадочный разрез, что свидетельствует о тектонических движениях, имевших место в голоцене (см. рис. 66).

Угловые несогласия наблюдаются между различными сейсмокомплексами осадочного разреза, перекрывающего Срединно-Атлантический хребет в Центральной Атлантике [Антипов и др., 1990]. Они сформировались в результате двух фаз тектонических движений, произошедших приблизительно на рубежах среднего–позднего эоцена и миоцена–плиоцена. После первой фазы тектонических движений резко сменился характер процессов в осевой зоне спрединга, что обусловило в дальнейшем формирование сильно расчлененного рельефа. На ряде положительных структур деформирован весь осадочный разрез, что свидетельствует о тектонических движениях в позднечетвертичное время.

В Южной Атлантике в Ангольской котловине верхний осадочный комплекс залегает на более нижних деформированных отложениях с угловым несогласием [Панаев, Митулов, 1993]. Корреляция этого разреза с разрезом скв. 364 DSDP

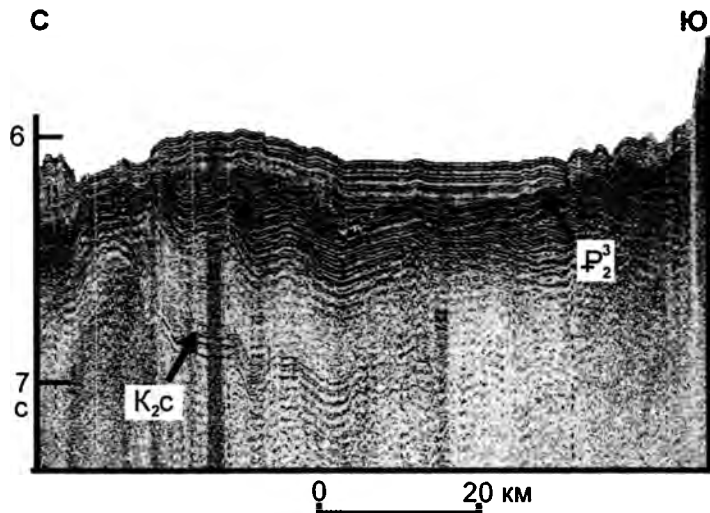


Рис. 66. Строение осадочного чехла в северной части поднятия Сьерра-Леоне по данным непрерывного сейсмопрофилирования, проведенного в 16-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (по [Мазарович, 2000])

Стрелками показаны места угловых несогласий рядом – их возраст

[Perch-Nielsen et al., 1977] показывает, что эти деформации произошли около границы эоцена и олигоцена. В работе [Панаев, Митулов, 1993] даны примеры осадочных разрезов, полученных с помощью непрерывного сейсмического профилирования (НСП), где авторы устанавливают угловые несогласия между самым верхним комплексом и нижележащими отложениями и на других стратиграфических уровнях. Например, в Бразильской котловине – это предчетвертичный уровень, в Канарской котловине – среднемиоценовый уровень.

Близко к границе эоцена и олигоцена (36 млн лет назад) возникли две сопряженные структуры на границе Северной и Центральной Атлантики: трог Кинг и хребет Палмер. Последний имеет чешуйчато-надвиговое строение [Лавров, Бараш, 1976]. Эти события связаны с пиренейской фазой складчатости, имевшей место в близлежащих областях Альпийского пояса [Campan et al., 1993].

В разрезе многих глубоководных скважин в Центральной (в частности см. [Lancellot et al., 1978]) и Южной [Perch-Nielsen et al., 1977] Атлантике устанавливается перерыв в осадконакоплении, охватывающий период от позднего эоцена до раннего миоцена (олигоцена). Авторы работы [Панаев, Митулов, 1993], используя большой объем материала по строению осадочного чехла на основе сейсмических данных, приходят к выводу о региональном, хотя и не повсеместном, распространении этого перерыва в Атлантике. Его региональный характер свидетельствует о значительных тектонических перестройках океанского дна и, как следствие, океанологических изменениях ситуации в акватории, приводящих в итоге к коренной смене характера осадконакопления на большой площади. По мнению этих авторов, усилившиеся придонные течения препятствовали осаждению вещества и даже размывали ранее образовавшиеся отложения. Это находит подтверждение и в других работах. Так, в соответс-

твии с [Лукашина, 2004] с позднеэоценового–раннеолигоценового времени в Атлантике происходит резкое изменение видового состава бентосных фораминифер, вызванное крупномасштабным похолоданием климата. Этот же вывод о резком охлаждении вод на рубеже эоцена и олигоцена обосновывается в работе [Дмитренко, 2004] на основании изучения наннопланктона из кернов глубоководных скважин Южного океана, что В.А. Крашенинниковым и И.А. Басовым [1986] связывается со значительными тектоническими движениями океанского дна и прилегающих частей суши.

Много примеров тектонических и магматических явлений, имевших место в неотектоническую эпоху, поставляет изучение геологии трансформных разломных зон в Центральной Атлантике. Особенно значимы те из них, которые происходили вблизи тектонических узлов. В районе Зеленомысского узла, сопряженного с западным окончанием активной части разлома Зеленого Мыса, развит ряд субширотных структур растяжения: вулканический хребет Ресечер, трог Ресечер и Ройял, имеющие грабеновую природу [Roest, Collete, 1986]. По данным работы [Сколотнев и др., 1999], хребет Ресечер начал формироваться около 25 млн лет назад, а судя по расстоянию от оси спрединга, трог сформировался около 10 млн лет назад. На западном фланге этой трансформной зоны в ее пассивной части находятся хребты Тибурон и Барракуда [Roest, Collete, 1986], являющиеся структурами сжатия. В работе [Зинкевич, Магалян, 1990] высказывается мнение, что их чешуйчато-надвиговое строение сформировалось в постолигоценовое время, что может быть коррелятно либо с образованием хребта Ресечер, либо – трогов Ресечер и Ройял.

Покровно-надвиговое строение, сформировавшееся около 20 млн лет назад, установлено для хребта Горриндж, который находится в Азоро-Гибралтарской разломной зоне [Auzende et al., 1982; Вержбицкий и др., 1989; Galindo-Zaldivar et al., 2003].

Яркими примерами проявления вертикальных тектонических движений океанского дна являются поперечные (трансверсивные) хребты, наблюдающиеся в разломных зонах крупных трансформных разломов. Большое внимание описанию подобных хребтов в разломах Вима и Романш уделено в работах Э. Бонатти и его коллег [Bonatti, 1978; Bonatti, Sarnthein, Boersma et al., 1977; Bonatti, Chermak, 1981; Bonatti et al., 1983, 1993; Gasperini, Bonatti et al., 1997]. Ясно видна однотипность тектонических движений в ходе геологического развития двух крупнейших поперечных хребтов Атлантики. Это выражается в быстром высокоамплитудном вертикальном подъеме блока океанической литосферы (10 млн лет назад на хребте Вима и 23–25 млн лет назад на хребте Романш), сменившимся периодом стабилизации с последующим медленным, а затем быстрым опусканием (3–4 млн лет назад на хребте Вима и 4–5 млн лет назад на хребте Романш). Анализируя возможные причины таких значительных вертикальных тектонических движений, Э. Бонатти с соавторами [Bonatti, Sarnthein et al., 1977] приходят к выводу, что они могут быть объяснены структурными перестройками океанского дна в региональном и глобальном масштабе и, в частности, изменениями в направлении спрединга.

Высокоамплитудные вертикальные движения также реконструируются в разломной зоне Долдрамс. Время вертикального подъема ряда структур в этой зоне установить не удастся, время начала быстрого опускания – около 2,5–3,2 млн лет назад [Пушаровский и др., 1991].

Многочисленны примеры, указывающие на тектонические движения, происходившие в различных районах Атлантического океана в голоценовое время. Часть из них уже упоминалась выше, особенно много их выявлено на окраинах океана в Зеленомысской [Сколотнев и др., 2009], Канарской и Бразильской [Панаев, Митулов, 1993] котловинах. Очень молодые зоны тектонизации коры описаны в работах [Одинокоев и др., 1990; Пилипенко, 1995; Антипов и др., 1990] в областях перехода между САХ абиссальными котловинами.

Проведенный литературный обзор показывает, что тектонические и магматические явления и события, имевшие место в пределах Атлантического океана в течение кайнозоя, группируются около определенных временных рубежей. Одни из наиболее масштабных процессов происходили в течение позднего эоцена и в начале олигоцена (37–33 млн лет назад). Они включают резкие короткопериодические вариации скорости и направления спрединга, наблюдающиеся в Южной, Центральной и Северной Атлантике, формирование спрединговых хребтов Колбенсей и Книповича в Северной Атлантике, образование хребта Палмер с чешуйчато-надвиговым строением, что в совокупности может быть связано с изменениями в глобальной тектонической системе. Тектоническими деформациями различной интенсивности были охвачены фланги САХ, некоторые участки абиссальных котловин и поднятия в их пределах. В этот период происходит становление мощного Азорского плюма и отмечается всплеск плюмовой активности в окраинно-океанических областях. Все это привело к значительным тектоническим перестройкам океанского дна, существенно изменившим климат и условия седиментации в Атлантике. Таким образом, во временном интервале, охватывающем поздний эоцен и начало олигоцена, что близко ко времени нижней границы неотектонической эпохи на континентах, а также ко времени проявления пиринейской фазы складчатости, в Атлантическом океане имели место масштабные тектонические процессы и магматические явления. Привели ли они к таким изменениям в геодинамическом режиме формирования дна Атлантического океана, что можно говорить о наступлении с этого времени новой тектонической эпохи?

Характерными геодинамическими чертами развития Атлантики в этот период по сравнению с более ранними периодами являются более низкая скорость спрединга, что обуславливает формирование контрастного высокоамплитудного рельефа Срединно-Атлантического хребта, в отличие от более сглаженного рельефа, образовавшегося в предыдущие эпохи; крупномасштабная проградация хребта к северу, и резко усилившаяся плюмовая активность. Однако все эти явления стартовали в Атлантике в более раннее время – в начале палеоэоцена во время ларамийской фазы складчатости. Начало проградации САХ на север приходится на время около 53–55 млн лет назад, начало активности мощного Исландского плюма – около 55–60 млн лет назад. Резкое падение скорости спрединга произошло на уровне изохроны 30, что также близко к нижней границе кайнозоя [Cande et al., 1988, 1992]. Впоследствии имели место лишь сравнительно кратковременные эпизоды, во время которых скорость спрединга резко возрастала, а затем резко падала.

Таким образом, на поставленный выше вопрос можно ответить следующим образом. Дно Атлантического океана переживает новейшую эпоху тектогенеза, характеризующуюся рядом признаков (перечисленных выше) отличающих ее от предшествующей эпохи. На рубеже нижней границы неотектонической

эпохи, выявленной при анализе тектонических событий, происходивших на континенте, в океане имели место масштабные тектонические и магматические события. Однако стиль этой неотектонической эпохи стал формироваться в Атлантике раньше – на рубеже мезозоя и кайнозоя.

Как показывает проделанный выше обзор тектонических и магматических событий, на протяжении неотектонической эпохи выделяются отдельные фазы усиления тектонической и магматической активности. Одна из таких фаз имела место в интервале 20–25 млн лет назад (близко к границе олигоцена–миоцена). Произошли мезомасштабные структурообразующие процессы в пределах трансформных разломных зон вблизи тектонических узлов, формирование поперечного хребта в разломной зоне Романш, резкие вариации скорости спрединга. С этого времени резко увеличилась плюмовая активность в окраинно-океанических областях.

Более поздняя фаза продолжалась с 10 до 7 млн лет назад (поздний миоцен) и включала резкие вариации в скорости спрединга, всплеск активности Азорского, Исландского и окраинно-океанических плюмов, формирование поперечного хребта в разломной зоне Вима, образование трогов-грабен (Ресечер и Ройял) вблизи разлома Зеленого Мыса. Следует напомнить, что с этим рубежом Е.Е. Милановским [1996а, б] связывается резкое усиление процессов рифтогенеза и базальтового вулканизма на поверхности Земли. В работе [Книппер, Разницин, 2008] устанавливается синхронность событий в Атлантике на рубеже 10 млн лет назад с предмессинским сжатием, охватившем обширную территорию Западного Средиземноморья и вызванным коллизией Иберии и Африки (подробнее об этом см. в главе 4 настоящей монографии).

По-видимому, следует также выделить период с 5 до 3 млн лет назад (близко к границе миоцен–плиоцен), когда наряду с ундуляциями скорости спрединга, отмечаются резкие опускания дна в районе поперечных хребтов Романш, Вима и в разломной зоне Долдрамс. В более отдаленной области, в Исландии, произошли существенные перестройки рифтовой системы. Незначительные деформации коры имели место в срединной части САХ. Наконец, избирательно, но широко проявилась голоценовая фаза усиления тектонических движений и магматической деятельности.

Разновидности неотектонических структур и деформаций

В ходе неотектонических процессов происходят структурообразование и деформации коры как в пределах новообразованных структур, так и в их окрестностях. Деформации также проявляются в перестройке ранее образованных структур и прежнего структурного плана. Новообразованные структуры имеют разные размеры и в этом отношении образуют ранжированную систему.

Крупнейшими неотектоническими структурами, образовавшимися в координатах спрединговой геодинамической системы являются спрединговые хребты, такие как Колбенсей и Книповича. Подробное описание этих хребтов дано в главе 1 настоящей книги. Они наделены всеми чертами структур, формирующихся в результате спрединга океанского дна и мантийного апвеллинга, и их эволюция во многом определяется именно внутренними закономерностями этих процессов. В то же время следует отметить, что некоторая специфика строения хребта Колбенсей определяется близостью мощного Исландского

плюма, а хребта Книповича тем, что он наследовал систему трансформных разломов, соединявших Атлантический и Арктический океаны.

Крупнейшими неотектоническими структурами, сформировавшимися в результате плюмовой активности, являются поднятия островных архипелагов и линейных подводных хребтов, таких как Азорский, Мадейра, Канарский, Зеленого Мыса, Камерунская линия, цепь подводных гор Триндади-Витория, Фернанду-ди-Норонья и др. Строение, деформации и развитие этих структур описано в большом объеме специальной литературы, посвященной геологическому описанию архипелагов. В частности, описание островов Зеленого Мыса выполнено в монографии А.О. Мазаровича с коллегами [1990]. Развитие таких структур определяется внутренними закономерностями плюмовой геодинамической системы, регулируемыми объемом, состав и характер магматизма, чередующегося с тектоническими движениями и сопровождающего их. Среди тектонических движений были не только подъемы и опускания дна, но и складчатость, и надвигообразование. Самые общие закономерности развития таких поднятий установлены в работе [Мазарович, 2000]. Выделяется два главных этапа, каждый из которых может состоять из нескольких фаз. На раннем этапе формируется цоколь поднятий; в это время на фоне общего подъема дна происходило полифазное нагнетание расплава с больших глубин. На втором этапе формировались вулканические постройки, иногда это происходило в нескольких циклов, чередующихся с циклами их разрушения и опускания.

Следующий ранг структур, в целом меньшего масштаба, представлен структурами, сформировавшимися в пределах трансформных разломных зон. Среди них доминируют положительные структуры, имеющие чешуйчато-надвиговое строение [Разницын, 2004]: поперечные хребты разломных зон, хребты Тибурон, Барракуда, Палмер, Горриндж. Подобное строение указывает на то, что данные хребты возникли в обстановке сжатия. Надвиговые движения сопровождали высокоамплитудные контрастные вертикальные движения. Вероятно, к подобному типу структур относится и хребет Кабо Верде, формирующийся с олигоценового времени на продолжении одного из трансформных разломов между поднятиями Зеленомысским и Сьерра-Леоне [Ефимов, Сколотнев, 2006; Сколотнев, Колодяжный и др., 2009]. В зонах трансформных разломов вблизи тектонических узлов возникают структуры растяжения: трог Кинг севернее Азорского поднятия, рифт Терсейра на Азорском поднятии, трог Ройял и Ресечер и вулканический хребет Ресечер вблизи разлома Зеленого Мыса. В последнем случае тектонические движения растяжения были сопряжены с деятельностью «микроплюма», активизировавшегося около 25 млн лет назад.

Остановимся более детально на строении и развитии поперечных (трансверсивных) хребтов. Поперечные хребты установлены в разломных зонах Ошеанограферер, Чарли Гиббс, Зеленого Мыса, Вима, Романш, Сан-Паулу и ряде других. Это узкие, высокие, протяженные поднятия, надстраивающие борта разломных долин и простирающиеся в направлении, поперечном к рифтовой долине. Особенно грандиозны эти структуры в разломных зонах Вима и Романш. Большое внимание описанию и природе этих хребтов уделено в работах Э. Бонатти и его коллег [Bonatti, 1978; Bonatti, Sarnthein, 1977; Bonatti, Chermak, 1981; Bonatti et al., 1983, 1993; Gasperini et al., 1997]. Разломная зона Романш – крупнейшая в Атлантическом океане. Поперечный хребет имеет здесь протяженность 980 км и ширину 30–40 км. На северной стороне высота хреб-

та достигает 4000 м, причем отдельные горы поднимаются до глубин 1000 м. Вершины этих гор покрыты известняками, сформировавшимися в условиях мелководной карбонатной банки. Согласно Э. Бонатти, хребет является тектоническим поднятием океанической литосферы, поскольку он сложен главным образом мантийными породами, представленными серпентинизированными ультрабазитами. По палеонтологическим данным карбонатная банка начала расти около 20 млн лет назад, после относительно быстрого подъема хребта. Около 5 млн лет назад произошло быстрое опускание хребта, прекратившее рост карбонатной банки. Подсчитанная скорость опускания оказалась на 0,03–0,04 мм выше, чем предсказываемая теорией термальной контракции океанической литосферы [Sclater et al., 1971].

Разломная зона Вима пересекает САХ в районе 11° с.ш. Аномально поднятый узкий (25–30 км шириной) поперечный хребет имеет протяженность около 300 км. Он более чем на 3 км превышает уровень, соответствующий модели термальной контракции [Bonatti, Ligi, Gasperini et al., 1993]. Опробование с помощью драгировок и непосредственные наблюдения с подводного аппарата «Наутилус» [Auzende et al., 1989] свидетельствуют о том, что хребет сложен главным образом ультраосновными породами и габбро. Среди драгированного материала много амфиболитов с гнейсовидной структурой. В одном из образцов К–Аг методом определен возраст амфибола и плагиоклаза – 10 млн лет [Honnorez et al., 1984]. Как и в случае с поперечным хребтом разлома Романш, с некоторых наиболее мелководных участков трансверсивного хребта были подняты известняки, сформировавшиеся в условиях карбонатной банки. Судя по возрасту этих известняков, вершина хребта в среднем плиоцене находилась на уровне поверхности моря. С этого времени хребет испытал быстрое погружение со скоростью 0,3 мм/год, что существенно быстрее, чем скорость опускания, рассчитанная по модели тепловой контракции. Учитывая все эти данные, в работе [Gasperini et al., 1997] приведена модель геологического развития поперечного хребта Вима. Примерно 10 млн лет назад произошло его воздымание с формированием островной суши. В дальнейшем острова разрушались и постепенно опускались. В результате образовалась их плоская поверхность, на которой зародилась карбонатная банка, постепенно нараставшая по вертикали по мере опускания хребта. Примерно 3 млн лет назад медленное опускание сменилось быстрым, вследствие чего скорость образования карбонатной банки уже не успевала компенсировать увеличение глубины.

Как показано в работе Ю.Н. Разницына [2004], хребты Вима и Романш имеют чешуйчато-надвиговое строение. Таким образом, на фоне общего подъема при формировании этих структур происходило и тектоническое скучивание коры.

К третьему рангу структур, еще более мелких по размеру, относятся диапироподобные «тела протыкания», выявленные в целом ряде мест методом НСП в пассивных частях трансформных разломов [Мазарович, 1993, 2000, Мазарович и др., 1992, Мазарович, Соколов, 1997] (рис. 67). К примеру, в разломных зонах между 7° и 10° с.ш. их насчитывается около 80. В разломах Долдрамс, Марафон, Меркурий диапироподобные структуры в основном приурочены к нижнему сейсмокомплексу, но в отдельных местах проходят и в верхний, деформируя при этом новейшие отложения. Высота подобных структур разная: от нескольких десятков метров до 1500 м. Природа этих образований не выяснена. Имеются предположения, что среди них могут быть серпентинитовые протрузии, соляные

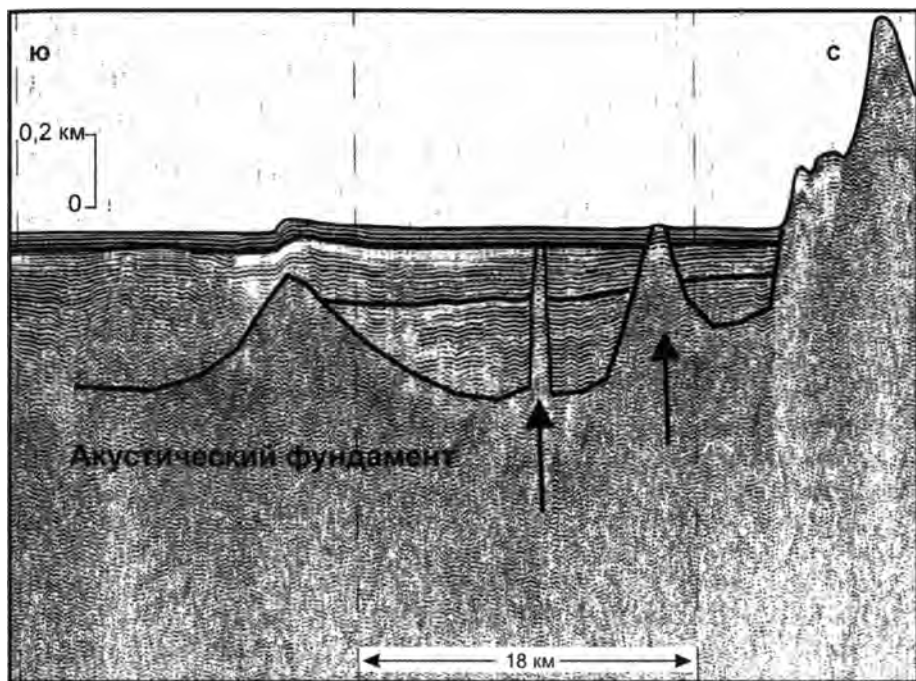


Рис. 67. Строение осадочного чехла в районе западных флангов разломов Марафон и Меркурий (Центральная Атлантика) по данным непрерывного сейсмопрофилирования, проведенного в 9-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (по [Мазарович, 2000])

Стрелками показано внедрение пород акустического фундамента в осадочную толщу (диапироподобные структуры протыкания); жирные линии – несогласия

структуры и вулcano-плутонические тела. В пределах разломных зон они располагаются неравномерно. В работах [Мазарович, Соколов, 1997, 2002] показано, что диапироподобные структуры тяготеют к трем областям, с которыми также сопряжены активные разломы северо-западного простирания.

Диапировидные структуры протыкания широко развиты и за пределами разломных зон. Они обнаружены в осадочном разрезе Ангольской котловины [Мазарович, Соколов, 1999], Канарской и Бразильской котловин [Панаев, Митулов, 1993], Зеленомысского поднятия [Ефимов, Сколотнев, 2006; Сколотнев, Колодяжный и др., 2009]. Повсеместно они производят пликативные деформации осадочных слоев вблизи своих внешних границ и над собой вплоть до самых верхних слоев. В работе [Панаев, Митулов, 1993] сказано, что диапироподобные тела представляют собой застывшие инъекции магмы. Авторы работы [Сколотнев, Колодяжный и др., 2009], установив протяженную в плане форму структур протыкания, связывают их происхождение с реактивацией палеотрансформных структур. Нередко диапировидные структуры находятся в парагенетической ассоциации с горстами, антиклиналями, горст-антиклиналями, о чем подробнее будет рассказано в разделе, посвященном региональным исследованиям.

Существенное значение для понимания молодой тектоники на океанических акваториях имеет анализ различных проявлений деформаций океанского

дна или других явлений, указывающих на его структурные перестройки. К их числу относятся перерывы и деформации в разрезах осадочного чехла в глубоководных впадинах. Они выявляются по результатам сейсмопрофилирования и глубоководного бурения. На востоке Центральной Атлантики осадочный чехол, перекрывающий поднятие Сьерра-Леоне, включает четыре сейсмокомплекса, при этом три нижних комплекса смяты в складки (см. рис. 66) [Мазарович, 2000]. Этот разрез хорошо коррелирует с данными глубоководного бурения (скв. 13 DSDP) [Maxwell et al., 1970], из которых следует, что деформации произошли на границе эоцена и олигоцена. В разрезе скв. 367 DSDP (Зеленомысское поднятие) устанавливается перерыв, охватывающий период от позднего эоцена до раннего миоцена [Lancelot et al., 1978]. В скв. 118 на южном борту Бискайской впадины перерыв приходится на время поздний эоцен–олигоцен [Laughton et al., 1972]. В недалеко расположенной скв. 119 он охватывает поздний эоцен и часть олигоцена [Laughton et al., 1972]. Перерыв в разрезе фиксируется в Канарской впадине, где скв. 140 и 141 выявили ниже миоценовых слоев верхнемеловые–среднеэоценовые отложения [Hayes et al., 1972]. На противоположной стороне Центральной Атлантики перерыв в разрезе между эоценом и миоценом зафиксирован в скв. 111, бурившейся на поднятии Орфен Нолл, расположенном на окраине Нью-Фаундлендской глубоководной впадины [Laughton et al., 1972].

В Южной Атлантике в разрезе скв. 364 DSDP [Ryan et al., 1978] в Ангольской котловине наблюдается большой перерыв от кровли нижнего эоцена до олигоцена. На противоположной стороне в Бразильской котловине в разрезе скв. 355 DSDP [Perch-Nielsen et al., 1977] имеются три перерыва: предпалеоэоценовый, позднеэоцен–олигоценовый и среднемиоценовый. Особенно протяженным, как и в других местах Атлантики, является позднеэоцен–олигоценовый перерыв.

Наряду с перерывами в осадочном чехле глубоководных впадин и поднятий, расположенных в их пределах, важную информацию о неотектонических явлениях в Центральной Атлантике поставляют осадочные разрезы долин, связанных с трансформными разломами (разломные зоны). Изучение сейсмокомплексов этих разрезов показало, что в них имеются обширные районы, где фиксируется угловое несогласие между нижним комплексом чехла и меньшим по мощности верхним комплексом, возраст которого ориентировочно относится к позднему кайнозою [Мазарович, 2000]. Такие взаимоотношения наблюдаются в долинах разломов Меркурий (см. рис. 67), Марафон и Долдрамс.

Наконец, отметим еще один тип тектонических деформаций, выявляемый в осадочных отложениях. Это малоугловые несогласия (первые градусы) между различными сейсмокомплексами осадочного чехла, перекрывающего Срединно-Атлантический хребет вне долин трансформных разломов. Они описываются в работе [Антипов и др., 1990] по результатам НСП между разломами Марафон и Зеленого Мыса. По мнению этих авторов, деформации произошли на рубежах среднего и позднего эоцена и миоцена и плиоцена.

Неотектоническая активность на океанском дне проявляется также в виде разломов (линеаментов) северо-западного простирания, косо секущих генеральные тектонические элементы океанского дна. С этой точки зрения, наиболее детально изучен район к северу от разлома Богданова на отрезке между 6° и 7° с.ш. [Мазарович, Соколов, 2002]. Анализ батиметрической карты выявил на указанной площади две группы косых структур. Одна из них, северная, рас-

положена между 6,2° и 7,2 с.ш. В ней насчитывается пять линейных элементов северо-западного простирания, которые секут региональный структурный план под углом ~45°. Другая группа, включающая три разлома, примыкает к предыдущей с юга. Ее угол ~25°. Протяженность структур – от десятков до сотен километров.

Важным моментом для описания закономерностей молодого тектогенеза океанского дна является анализ поведения пассивных участков трансформных разломов. Изменение их простираний, отмирание трансформных разломов и появление новых, переход нетрансформных смещений в трансформные и наоборот? – все это свидетельствует о существенных структурных перестройках океанского дна, возникших как реакция на изменение режима спрединга.

Особо следует остановиться на деформациях коры и перестройках структурного плана, имеющих место в приосевой части спрединга. Не всегда возможно четко разграничить собственно неотектонические движения, связанные с последней голоценовой фазой активизации неотектонической эпохи, от тектонических движений, обусловленных особенностями протекания собственно спрединговых процессов. Очевидно, что часто наблюдающиеся перескоки оси спрединга, описанные в главе 1 настоящей книги, являются отражением нестационарности спредингового процесса, что характерно для САХ. В то же время в работах [Сколотнев и др., 2003, 2004] вблизи осевой зоны спрединга в гребневой полосе Срединно-Атлантического хребта описаны структуры, которые идентифицированы как неотектонические. Они были обнаружены между 5° и 7°36' с.ш. На западном фланге гребневой зоны САХ южнее нетрансформного нарушения Сьерра-Леоне (6° с.ш.) и непосредственно к северу от разлома Богданова молодые деформации дна внесли заметные изменения в региональный структурный план. Основные типы структурных форм представлены горстовыми и грабеновыми структурами, разрывными нарушениями. Размеры деформаций – от мелких до значительных, с амплитудами вертикальных движений до 100 м. Растущие поднятия деформируют прилегающие к ним молодые осадки.

Региональные проявления неотектонических движений

В этом разделе подробно описываются два окраинно-океанических региона Атлантики, где широко проявлены неотектонические движения: Зеленомыс-ская и Бразильская котловины. Их анализ необходим для выявления характерных структурных парагенезов, формирующихся в ходе тектонических движений в новейшую эпоху.

Восточная окраина океанского ложа Центральной Атлантики

В этом районе работы проводились в 22-м и 23-м рейсах НИС «Академик Николай Страхов» [Мазарович и др., 2001; Сколотнев и др., 2007] и в 16-м рейсе НИС «Академик Иоффе» [Сколотнев, Пейве и др., 2006; Ефимов, Сколотнев, 2006] (рис. 68). Севернее исследуемого района находится поднятие островов Зеленого Мыса, которое формируется начиная с альбского времени, его островная стадия длится с эоцена и до наших дней, отличаясь интенсивной магматической деятельностью [Мазарович, 1998]. Южнее располагаются подводные горы Гримальди, которые осложняют строение северной окраины

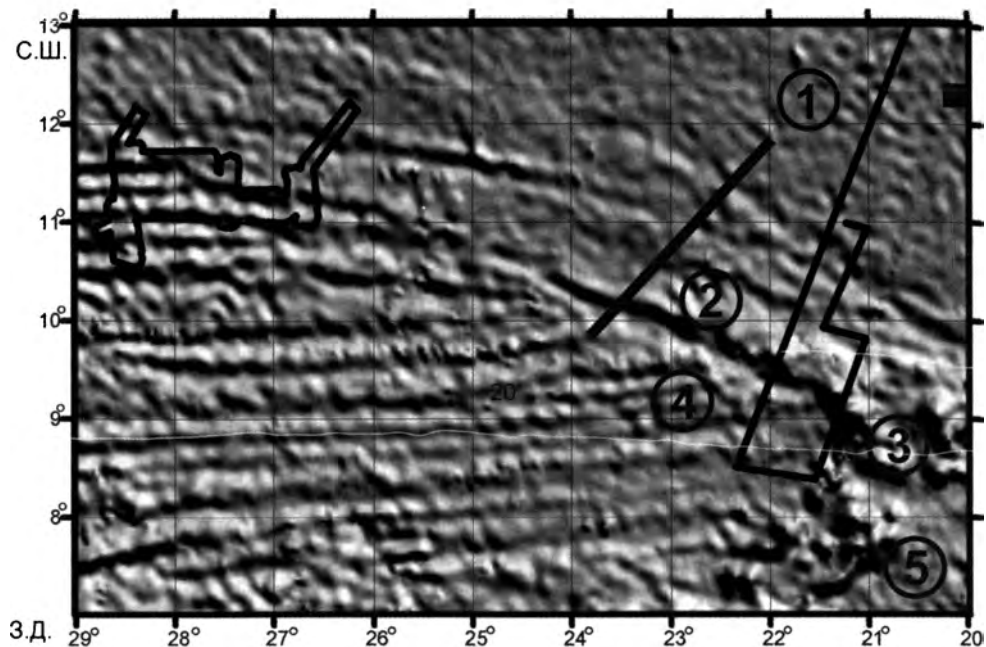


Рис. 68. Схема строения океанского дна в районе хребта Кабо Верде (построена на основе карты оттененного рельефа по данным спутниковой альтиметрии (по [Sandwell, Smith, 1997]). В нижней части рисунка видна система субширотных линейных морфоструктур, представляющих собой пассивные участки трансформных разломов, срезаемых линейной морфоструктурой запад-северо-западного простирания (на западе – это уступ Кабо Верде, на востоке – хребет Кабо Верде)

Контурами обведены участки батиметрической съемки: на западе – во время 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» [Мазарович, Добролюбова и др., 2001], на востоке – во время 23-го рейса этого же судна [Сколотнев и др., 2007]. Линия между ними – профиль НСП, выполненный во время 16-го рейса НИС «Академик Иоффе» [Сколотнев, Пейве и др., 2006]. Черный квадрат – положение скважины глубоководного бурения 367 [Lancelot et al., 1978]. Цифры в кружках – 1 – Зеленомысское поднятие, 2 – хребет Кабо Верде, 3 – горы Гримальди, 4 – котловина Зеленого Мыса, 5 – поднятие Сьерра-Леоне

подводного поднятия Сьерра-Леоне. Эти горы сформировались около 58 млн лет назад (палеоцен) [Jones et al., 1991; Сколотнев и др., 2009].

На площади исследованного полигона на основании анализа батиметрической карты (рис. 69) и акустических профилей (рис. 70) были выделены четыре морфоструктурные провинции: южное окончание Зеленомысского поднятия, на котором севернее располагается поднятие островов Зеленого Мыса, хребет Кабо Верде, абиссальная котловина Зеленого Мыса, поднятие г. Картера. Хребет Кабо Верде находится на продолжении находящегося западнее уступа Кабо Верде [Мазарович и др., 2001; Сколотнев, Пейве и др., 2006]. Этот уступ северо-западного простирания срезает южнее островов Зеленого Мыса фланговые части трансформных разломов САХ [Мазарович, 1994] (см. рис. 68). Гора Картера относится к системе подводных гор Гримальди.

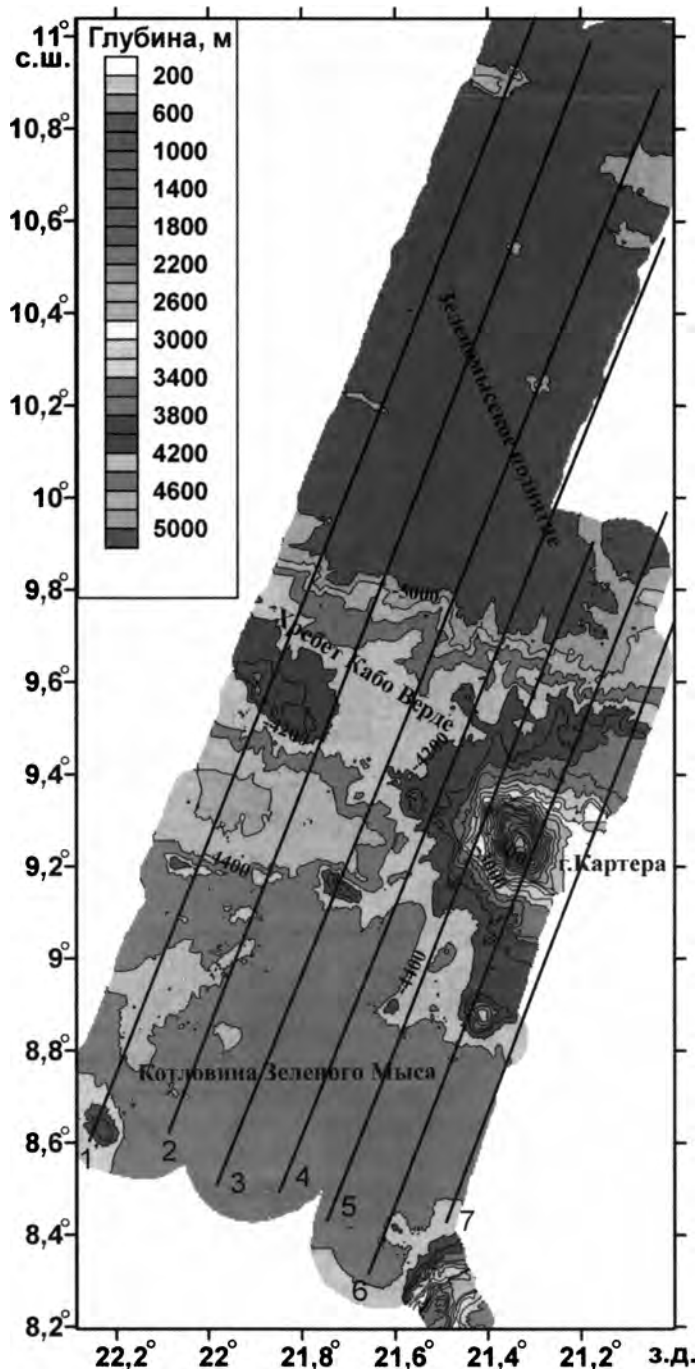


Рис. 69. Батиметрическая карта дна в районе восточного окончания хребта Кабо Верде. Составлена Н.Н. Турко, Ю.Е. Барамыковым и А.С. Пономаревым

Линии – профили батиметрической съемки и геофизического профилирования, цифры возле них – номера галсов

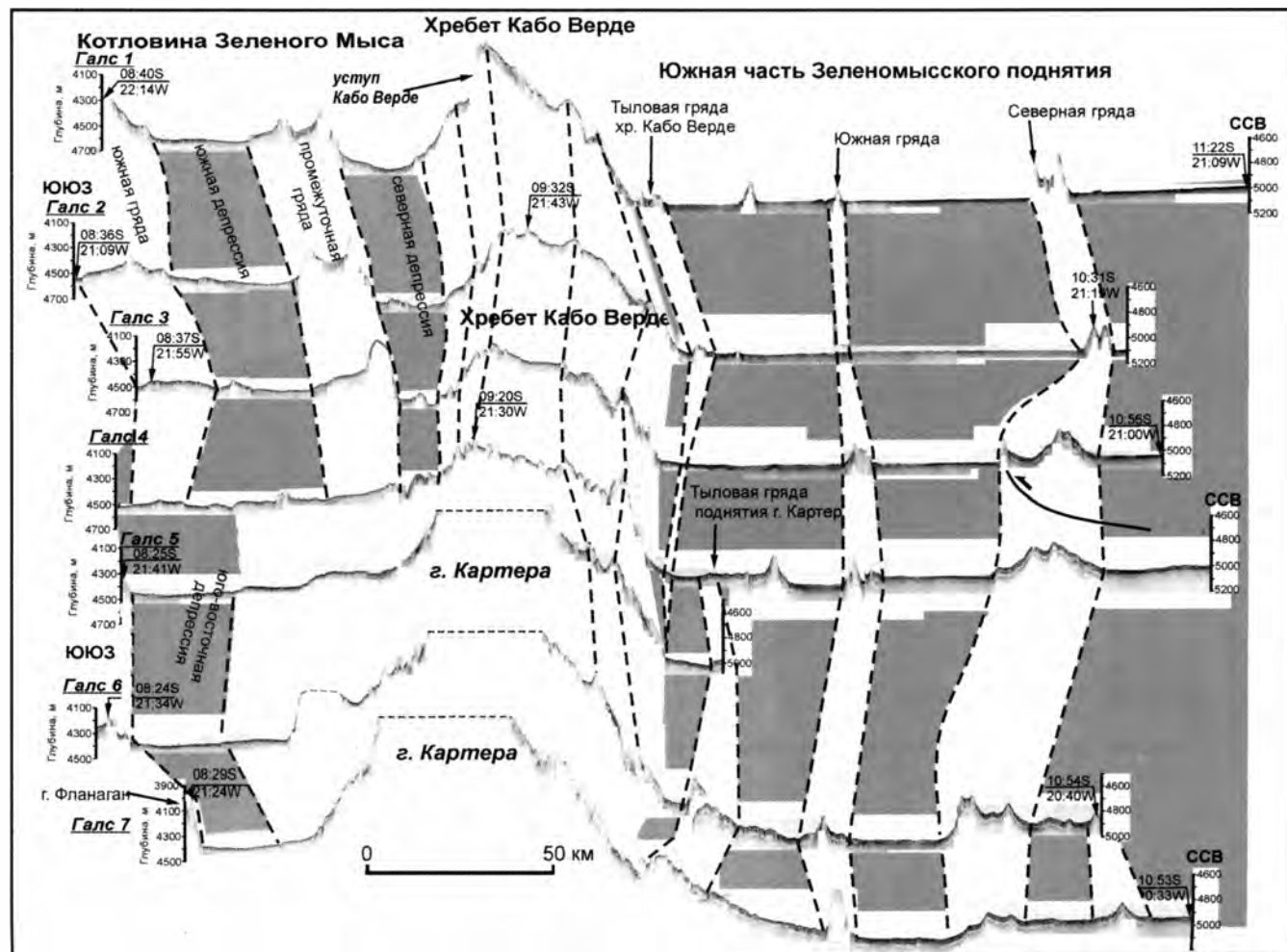


Рис. 70. Схема сопоставления акустических профилей (по [Сколотнев, Колодяжный и др., 2009])

Пунктир – линии корреляции морфоструктур; белые полосы – возвышенные участки дна, серые полосы – низменные участки дна. На 3-м галсе под северной грядой линией со стрелкой показано положение надвига, выявленного по данным НСП. Номера галсов соответствуют таковым на рис. 69

Южное окончание Зеленомысского поднятия занимает северную часть исследованного полигона, на этом участке дно полого погружается с севера на юг от 4700 до 5130 м (см. рис. 69, 70). Над ровным дном возвышаются отдельные гряды и поднятия высотой 15–300 м и шириной 1–15 км, иногда объединяющиеся в цепочки северо-западного простирания. Мощность осадочных образований, установленная по данным НСП, составляет около 450 м и незначительно увеличивается с образованием слабо выраженных депоцентов в прогибах между грядами и цепочками поднятий. В глубинном разрезе самой северной гряды на профиле НСП дешифрируется надвиг. Его поверхность погружается в северных румбах. По данным акустического профилирования поднятия и гряды в сечении представляют собой либо антиклинали (рис. 71) и горсты, сложенные самыми верхними осадочными слоями (видимой мощностью до 60 м), либо диапироподобными структурами, сформированными акустически прозрачными образованиями (см. рис. 70, 71). Вблизи погруженных крыльев этих структур происходит деформация осадочных слоев. Северная наднадвиговая гряда и гряда, окаймляющая хребет Кабо Верде и поднятие г. Картера, в разрезе представляют собой асимметричные структуры с южной вергентностью.

Хребет Кабо Верде шириной около 50 км протягивается между структурами Зеленомысского поднятия и абиссальной котловины. Вершинная поверхность хребта лежит на глубинах 4200–4300 м и имеет уклон к северу, относительная

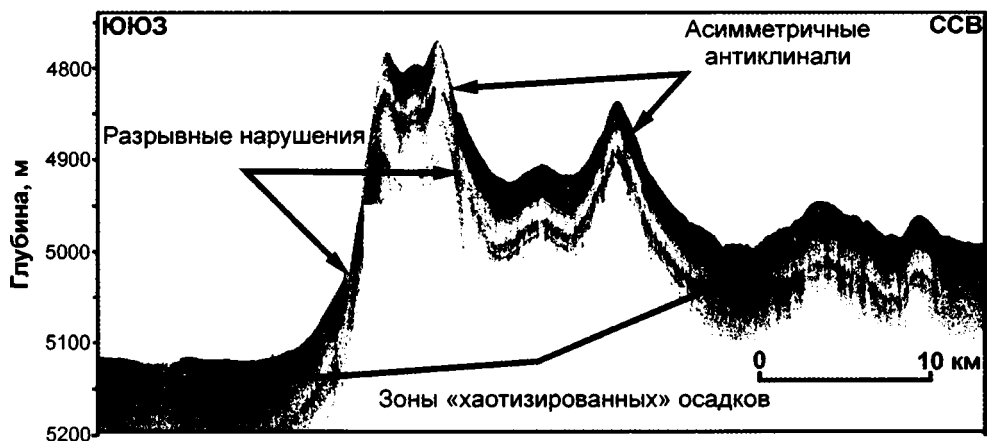


Рис. 71. Поперечное сечение северной гряды южного окончания Зеленомысского поднятия. С обеих сторон поднятия, образованного двумя асимметричными антиклиналями, видны зоны «хаотизированных» осадков. В антиклиналях смяты слои верхней толщи осадков. Крылья южной антиклинали осложнены разрывными нарушениями

высота хребта около 800 м с северной стороны и 300–400 м с южной стороны (см. рис. 69, 70). По данным НСП хребет перекрыт осадочным чехлом, сходным по строению с чехлом южного окончания Зеленомысского поднятия, при этом к средней части хребта приурочен депоцентр. Таким образом, хребет Кабо Верде образовался при подъеме окраинной части Зеленомысского поднятия. В вершинной части хребта и на его склонах широко развиты горсты, горст-антиклинали и диапироподобные структуры и сопряженные с ними сбросы, деформирующие бронирующие осадки (см. рис. 70).

Хребт Кабо Верде на востоке переходит в более обширное *поднятие г. Картера*, которое венчается конусовидной г. Картера. Поднятие г. Картера имеет относительную высоту около 5000 м с северной стороны; высота самой горы около 3500 м. Форма горы конусовидная, диаметр ее выровненной вершины около 500 м. На склонах горы отмечаются крутые уступы, образованные сбросами (см. рис. 70). По результатам драгирования в строении г. Картера участвуют: биогермные известняки, граувакковые песчаники, вулканиты, представленные оливиновыми мелилититами [Пейве, Сколотнев, 2009], карбонатно-вулканические брекчии. В биогермных известняках присутствует ассоциация наннофлоры среднеэоценового возраста (определения Л.А. Головиной, ГИН РАН). Возраст вулканитов – 58 млн лет [Сколотнев и др., 2009]. Таким образом, г. Картера представляет собой палеовулкан, сформировавшийся в палеоцене, на вершине которого в среднеэоценовое время образовалась карбонатная банка.

Южная часть полигона захватывает фрагмент северо-восточного фланга *абиссальной котловины Зеленого Мыса*. В рельефе дна здесь выделяются северная и южная депрессии, разделенные промежуточной грядой (см. рис. 70). Южная депрессия с юга ограничена прерывистой южной грядой. Все выделенные структуры, за исключением северной депрессии, имеют субширотное простирание. Северная депрессия шириной 15 км на западе выклинивается к поднятию г. Картера, глубина ее дна уменьшается от 4850 до 4400 м. Промежуточная гряда на западе выражена в рельефе двумя пиками, которые сливаются в единое поднятие высотой около 800 м на восточном фланге. Гряда имеет асимметричный профиль: ее северный склон круче, чем южный. Крутой склон подрезан разрывными нарушениями, а пологий склон сложен осадочными слоями, моноклинально падающими к югу. Южная депрессия имеет ширину около 25 км. С запада на восток ее глубина уменьшается от 4630 м до 4350 м. В пределах депрессии осадочные слои нижележащих пачек (ниже 50–100 м) смяты в пологие мелкие складки. Поднятия южной гряды представляют собой пологие симметричные антиклинали, крылья которых осложнены сбросами (см. рис. 70).

Таким образом, изученная область характеризуется дискретной дислоцированностью верхней части осадочного чехла, при этом в выделенных морфоструктурных провинциях тектонические структуры образуют самостоятельные парагенезы.

Основными элементами структурных парагенезов являются структуры запад–северо-западного простирания: протяженные диапироподобные структуры, горсты, антиклинали, горст-антиклинали и разделяющие их участки дна, где осадочные отложения не деформированы. Диапироподобные структуры являются структурами протыкания, проходящими через осадочный чехол [Ефимов, Сколотнев, 2006]. В случае, если эти структуры не доходят до поверхности дна, осадочные слои, изгибаясь непосредственно над ней,

приподнимаются. Таким образом, диапироподобные структуры, так же как и большинство антиклиналей, горстов и горст-антиклиналей, которые переходят друг в друга по простираению в пределах одной гряды, являются штамповыми структурами, сформировавшимися в самых молодых осадочных отложениях. Асимметричные антиклинали и горст-антиклинали связаны с взбросами и надвигами. При этом их вергентность разнонаправленная в разных провинциях: южная – на площади Зеленомысского поднятия и северная – в абиссальной котловине Зеленого Мыса.

Так как деформированы отложения, бронирующие поверхность дна, то очевидно, что время проявления описанных выше тектонических движений в пределах изученного района близко к современному. Формирование новообразованных тектонических структур происходило в обстановке сжатия. Учитывая элементы вергентности, присущие некоторым новообразованным структурам, весьма вероятно, что силы, вызывающие обстановку сжатия, были направлены к северу от хребта Кабо Верде с север–северо-востока на юг–юго-запад, а к югу от него в противоположном направлении. Эти напряжения не вызвали складчатости общего смятия. Разрядка напряжений происходила путем локального образования взбросов и надвигов и перемещения отдельных блоков коры (диапироподобные структуры), выжимавшихся в верхние структурные уровни динамической разгрузки. Линейные локальные зоны, где происходила разгрузка напряжений сжатия, располагаются над выступами акустического фундамента, над которыми наблюдаются положительные гравитационные аномалии амплитудой 5–10 мгал [Сколотнев и др. 2007]. По данным спутниковой альтиметрии [Sandwell, Smith, 1997] эти гряды имеют протяженность 250–300 км и находятся на продолжении трансформных разломов.

Хребет Кабо Верде имеет более сложную тектоническую историю, чем прилегающие к нему с обеих сторон структурные провинции. Судя по наличию коллювиального шлейфа в присклоновых частях, погребенного под бронирующими осадками, хребет Кабо Верде уже существовал как крупная положительная структура до образования описанного выше голоценового структурного парагенеза. В работе [Сколотнев, Пейве и др., 2006] время формирования западного сегмента хребта Кабо Верде оценивается как олигоцен – ранний миоцен. В соответствии с данными НСП, полученными в 23-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов», вершинная часть хребта в районе исследований тектонически поднята на несколько сот метров, и хребет Кабо Верде в целом представляет собой горст крупных размеров, являясь штамповой структурой. Его верхняя горизонтально слоистая толща мощностью 60–80 м залегает с угловым несогласием на нижних деформированных отложениях. Возраст этой верхней толщи при ее корреляции с разрезом скв. 367 DSDP [Lancelot et al., 1978] может быть определен как четвертичный. Следовательно, подъем хребта в районе полигона завершился непосредственно в предчетвертичное время.

Таким образом, в изученном районе выделяется три этапа тектонических движений, разделенных следующими рубежами: олигоцен – ранний миоцен, предчетвертичное время и голоцен. Эти рубежи в общем совпадают с тектоническими фазами неотектонической эпохи в Атлантике, выделенными выше.

Исходя из полученных результатов, можно предложить следующую схему развития тектонических процессов, приведших к формированию современной структуры восточной окраины Центральной Атлантики вблизи и в районе

изученного полигона. Плюмовая активность, широко проявленная в палеоцене к югу и к северу от хребта Кабо Верде, породила на уровне подлитосферной мантии центробежные потоки более горячего мантийного вещества. Растекание глубинного материала от поднятия островов Зеленого Мыса привело к созданию в олигоцене–раннем миоцене обширного Зеленомысского поднятия. Пластическое течение горячего верхнемантийного материала, воздействуя на подошву литосферы, вызывало в ней различные напряжения. В тыловой части потока возникали условия растяжения, приводившие к насыщению литосферы вулканическим материалом, а в его фронтальной части – условия сжатия. Релаксация напряжений сжатия происходила путем подъема в верхние структурные уровни динамической разгрузки отдельных блоков литосферы. Таким образом, возникали штамповые структуры и структуры протыкания, которые при своем подъеме вызывали пликативные деформации прилегающих к ним слоев.

Наиболее крупной структурой штампового типа является хребет Кабо Верде, появившийся вначале в виде резко асимметричного хребта с южной вергентностью. Он возник в олигоцене–раннем миоцене в зоне наибольших напряжений сжатия, образовавшейся в результате сложения сил, направленных приблизительно навстречу друг другу: со стороны поднятия островов Зеленого Мыса и со стороны гор Гримальди. В предчетвертичное время в районе восточного сегмента хребта Кабо Верде эти два потока встретились, создав здесь обстановку, близкую к субмеридиональному сжатию не только в литосфере, но и в астеносфере. Произошедшее вследствие этого выжимание больших масс глубинного вещества литосферы в верхние уровни коры привело к образованию горста (восточный сегмент хребта Кабо Верде и поднятие г. Картера), под которым сформировалась линза более горячего мантийного вещества.

Вертикальные срывы масс в литосфере по пути следования потока горячего мантийного вещества происходили также в ослабленных зонах, к которым в первую очередь относятся пассивные следы трансформных зон, имеющие сложное строение с разломными ограничениями. При этом через некоторые из них проходили наклонные тектонические срывы, приводившие к образованию взбросов и надвигов, а на поверхности дна – приразломных структур с вергентностью, совпадающей с направлением потока верхнемантийного вещества. Блоки сорванного вещества под Зеленомысским поднятием и котловиной Зеленого Мыса достигли поверхности океанского дна только в голоцене в силу меньшей скорости подъема в обстановке остаточных напряжений сжатия, когда подлитосферные мантийные потоки вещества уже прекратили свое существование. В это время в пределах хребта Кабо Верде и поднятии г. Картера происходили процессы оседания отдельных блоков этих структур, что, по-видимому, было связано с остыванием сформировавшейся под ними линзы горячего мантийного вещества.

Западный фланг Бразильской котловины

Интересные данные о тектонических деформациях верхних горизонтов осадочной толщи, развитых на западном фланге Бразильской котловины, получены при акустическом профилировании океанского дна профилографом «Parasound» во время 24-го рейса НИС «Академик Сергей Вавилов» в 2008 г. [Сколотнев, Пейве, 2010].

Строение дна на западе Бразильской котловины осложнено несколькими крупными сводовыми поднятиями 1-го порядка, вдающимися со стороны континента в пределы котловины на 700–1000 км. Их внешние границы хорошо оконтуриваются на карте ГЕБКО [Digital..., 1997] изобатой 4800 м, при этом их ширина составляет от 350 до 800 км. В проксимальных и центральных сегментах этих поднятий располагаются отдельные хребты и вулканические горы, часто образующие линейные цепи субширотного, субмеридионального и северо-западного простираний. Эти цепи, в свою очередь, сопряжены со сводовыми поднятиями 2-го порядка размером 350–1000 км в длину и 40–120 км в ширину, которые продолжают в сторону океана далеко за пределы самой цепи. Наиболее крупные цепи приурочены к осевым зонам поднятий 1-го порядка, которые ниже будут фигурировать под названием этих цепей. По профилю с севера на юг были пересечены поднятия 1-го порядка (рис. 72): Фернанду-ди-Норонья (01°36' ю.ш. – 07°25' ю.ш.); Пернамбуку (07°36'–09°59' ю.ш.), Байя (10°23'–13°47' ю.ш.), к которому помимо собственно гор Байя приурочены г. Кленовой и хребет Феррас; Триндади-Витория (15°13'–21°50' ю.ш.), где наряду с одноименной цепью гор с севера на юг располагается ряд коротких широтных хребтов: 16-го градуса (16°06' ю.ш.); хребет, образованный горами Минервы, Роджерса и Моргана (17°01' ю.ш.); и Аброльюс (18°00' ю.ш.).

Дно абиссальной котловины практически ровное, в пределах сводовых поднятий имеется слабый наклон, более крутой у поднятий 2-го порядка. Как правило, в краевых частях сводовых поднятий обоих порядков наблюдаются деформации верхней осадочной толщи. На северной границе поднятия Фернанду-ди-Норонья на линии профиля развита антиклинальная складка, ограниченная субвертикальными разломами и представленная в рельефе дна холмом шириной 5 км и высотой 60 м (рис. 73). На южном ограничении этого поднятия развит пологий уступ высотой 30 м, перекрытый осадками видимой мощностью 20 м. Несмотря на то что вертикальные размеры описываемых здесь и ниже структур очень малы по сравнению с их горизонтальными размерами, возможности профилографа «Parasound» позволяют выделять и проследживать эти структуры достаточно уверенно.

На северной границе поднятия Пернамбуку наблюдается резкий уступ дна высотой около 25 м, разделяющий акустически различные осадочные толщи. При этом слоистая толща видимой мощностью 70 м, перекрывающая поднятие, незначительно надвинута по взбросо-надвику амплитудой 30–40 м на нестратифицированные отложения котловины. Южное ограничение этого поднятия представлено пологим ступенчатым уступом высотой 185 м.

Наибольшее развитие деформаций осадочных отложений наблюдается в приосевых частях сводовых поднятий 2-го порядка. Наименее интенсивные из них проявляются в виде небольших сводовых поднятий еще более высокого 3-го порядка шириной 15–20 км и высотой 15–20 м, в пределах которых осадочные слои смяты в пологие мелкие складки шириной около 1 км и высотой 20–40 м (рис. 74). Такого рода деформации встречены в пределах поднятий Фернанду-ди-Норонья между широтами 02°36' ю.ш. и 02°46' ю.ш., Пернамбуку (08°10'–08°19' ю.ш.) и Байя (10°48'–11°02' ю.ш.). В последнем случае в осевой части свода развит грабен глубиной 20–40 м и шириной 6 км.

Приосевые деформации представлены также полугорстами шириной 15–20 км и амплитудой перемещения одного из крыльев от 20–40 до 100 м. Они

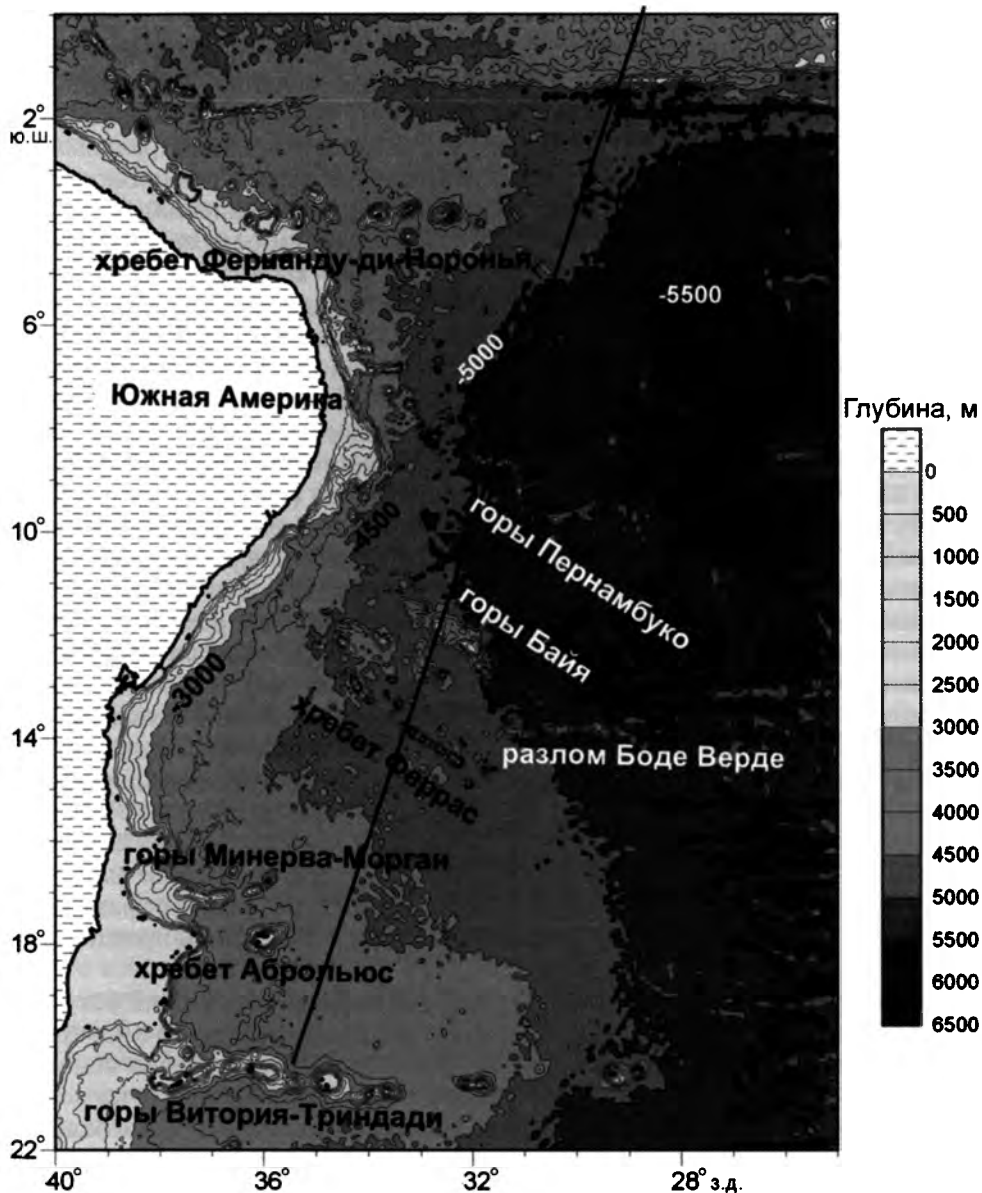


Рис. 72. Строение океанского дна на западном фланге Бразильской котловины по данным спутниковой альтиметрии (по [Sandwell, Smith, 1997])
 Линия – профиль акустического профилирования

встречены в пределах поднятий Фернанду-ди-Норонья (06°08'–06°16' ю.ш.), Пернамбуку (9°03'–9°12' ю.ш.), Триндади-Витория (16°00'–16°07' ю.ш. и 16°12'–16°27' ю.ш.). Полуострова имеют асимметричное строение и наклоненную вершинную поверхность, перекрытую, как правило, моноклинально залегающими осадками. Моноклираль заканчивается пологим уступом, с которым

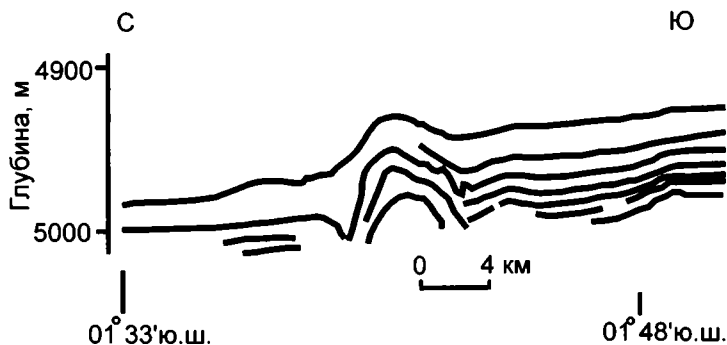


Рис. 73. Схема поперечного сечения нтиклинальной складки, развитой в северной краевой части крупного поднятия Фернанду-ди-Норонья. Прилегающий участок абиссальной котловины перекрыт нестратифицированными акустически непрозрачными осадками видимой мощностью 10–15 м, поднятие бронировано стратифицированными отложениями видимой мощностью около 60 м

Линии – отражающие горизонты, видимые на акустической записи осадочных отложений, полученной с помощью профилографа PARASOUND

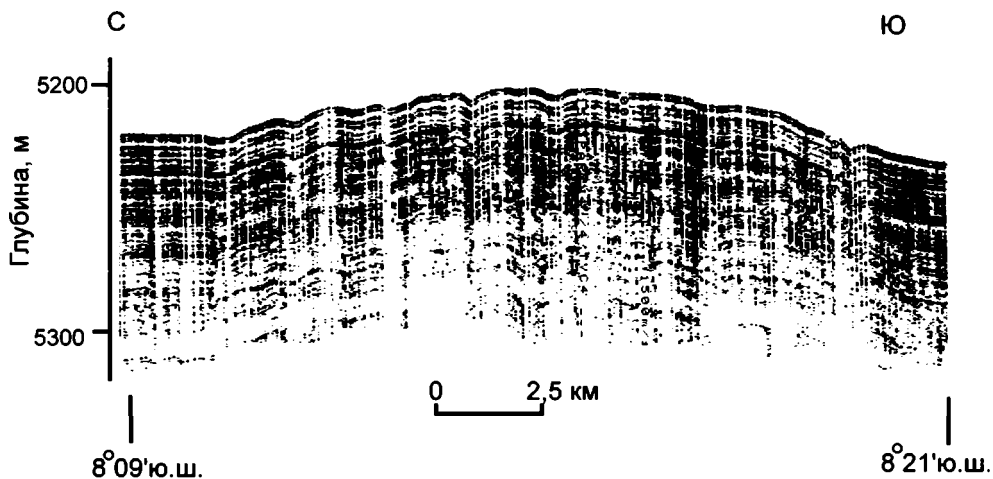


Рис. 74. Характер пликативных деформаций в сводовой части поднятия, находящегося севернее субширотной ветви цепи подводных гор Пернамбуко

связано флексурообразное изгибание слоев. Другое крыло полугорстов выражено резким уступом, являющимся поверхностью субвертикального разлома, и нередко осложняется диапироподобными структурами протыкания с острой вершиной шириной 6–10 км и высотой 70–110 м, сложенными акустически прозрачным веществом. В пределах моноклинали осадки часто смяты в мелкие складки шириной около 1 км, разделенные вертикальными разрывными нарушениями.

Наиболее интенсивные и широкие приосевые дислокации осадочных слоев представлены зонами деформаций, образованными системами горстов, горст-антиклиналей и диапироподобных структур, осложненных грабенами.

Наиболее ярко они представлены на продолжении цепи подводных гор Фернанду-ди-Норонья ($03^{\circ}46' - 04^{\circ}15'$ ю.ш.) (рис. 75) и хребта Аброльюс ($17^{\circ}59' - 18^{\circ}05'$ ю.ш.). В первой из них самой северной структурой зоны деформаций является горст с амплитудой перемещения 20 м и шириной 9 км, ограниченный субвертикальными разломами, вблизи которых осадочные слои флексуобразно изгибаются. В осевой части горста развита V-образная депрессия, являющаяся грабеном, шириной 2,5 км и глубиной 70 м, ограниченным сбросами с амплитудой около 30 м. Южнее наблюдается горст, имеющий ширину около 36 км и амплитуду перемещения около 35 м. В его осевой части располагается грабен, выраженный корытообразной депрессией шириной 11 км и глубиной 160 м со ступенчатыми бортами, осложненными сбросами с амплитудой около 80 м. Дно засыпано нестратифицированными осадками мощностью 10 м, являющимися отложениями Экваториального канала, приуроченного к этой депрессии. В пределах горста осадки смяты в складки шириной около 1 км и разбиты вертикальными нарушениями с амплитудой перемещения вдоль них 5–10 м. Тектонические структуры имеют субширотное простирание.

Поднятие, находящееся на продолжении хребта Аброльюс, на линии профиля полностью охвачено деформациями. Его многоступенчатые склоны осложнены зонами диапироподобных структур шириной 6–9 км, состоящими из конусообразных холмов шириной 0,5–1,5 км и высотой 15–45 м, сложенных акустически прозрачным материалом. В осевой части наряду с диапироподобными структурами развиты горст шириной около 3 км и высотой 15 м с пликативно деформированными слоями и грабенообразная депрессия шириной 3 км и глубиной 15 м.

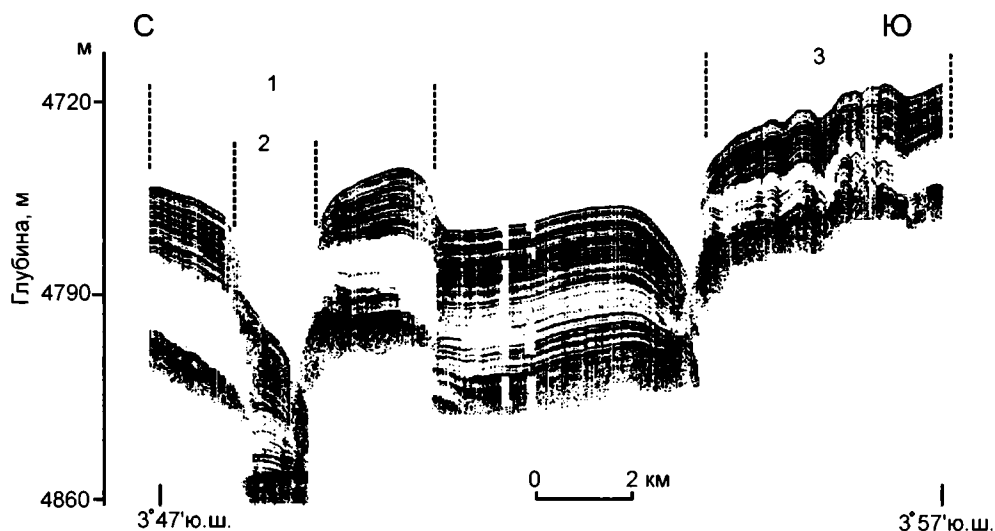


Рис. 75. Северный фланг зоны неотектонических деформаций, развитой в осевой части поднятия, продолжающего к востоку цепь подводных гор Фернанду-ди-Норонья

1 – северный горст, 2 – осевая грабенообразная депрессия, осложняющая этот горст, 3 – северный фланг южного горста

Линейный хребт Триндади-Витория изучен в пределах его центрального сегмента, включающего горы Жазер, Дэйвис и ряд гор, образующих банку Доггеррасса. Проведенные исследования позволили выделить три основных этапа в истории становления центрального сегмента этого хребта: 1) образование сводового поднятия, послужившего фундаментом для формирования на нем вулканических построек; 2) вулканическая деятельность, проходившая не менее чем в три стадии; 3) рост карбонатных платформ на эродированных вершинных частях палеовулканов [Сколотнев и др., 2010]. Молодые тектонические деформации дна обнаружены в основании сводового поднятия. Они выражены каскадами крутых уступов общей амплитудой 100–300 м.

Северная цепь подводных гор Байя, имеющая северо-западное простирание 320° , детально изучалась в 28-м рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов». Горы этой цепи, в том числе Стокс и Грёлль, располагаются на общем цоколе, представляющем собой сводовое поднятие [Cherkis et al, 1992]. В юго-восточном направлении это поднятие через ряд одиночных гор соединяется с пассивной частью трансформного разлома Боде Верде (см. рис. 72). Строение верхней части осадочного чехла показывает, что в пределах северной цепи группы гор Байя развиты неотектонические структуры. Они встречаются в разломной зоне Боде Верде и на склонах сводового поднятия и отдельных гор. В разломной зоне Боде Верде неотектонические образования представлены двумя сложнопостроенными горстами, вытянутыми вдоль разломной зоны. Они срезают прилегающие к ним осадки. Горсты имеют блоковое строение (рис. 76). Отдельные блоки представляют собой горст-антиклинали шириной 3–5 км, которые смещены друг относительно друга по наклонным разломам с амплитудой 50–100 м. Некоторые блоки – это диапироподобные структуры, не покрытые осадками либо сложенные акустически прозрачным материалом. В осевой час-

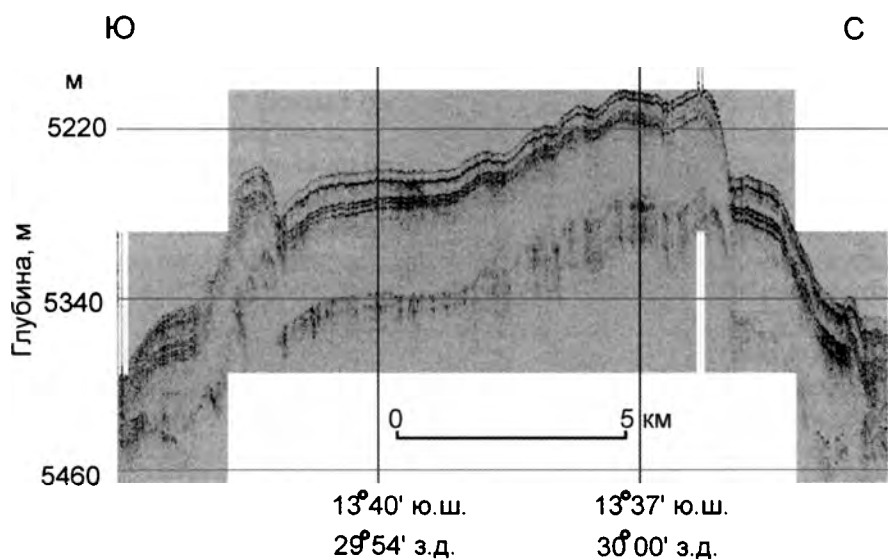


Рис. 76. Горстовое поднятие на западном фланге разломной зоны Боде Верде

ти других блоков слои изгибаются либо в одну более крупную, либо в несколько более мелких складок. Горсты и отдельные блоки ограничены сбросами, амплитуда которых может достигать 70 м.

В основании свода и некоторых гор наблюдаются присклоновые линзы с проградационной слоистостью мощностью около 60 м, сформировавшиеся при сходе со склонов мутьевых потоков. Отложения этих линз, как правило, смяты в пологие складки (рис. 77).

Таким образом, на обширном пространстве протяженностью с севера на юг около 2200 км в пределах западного фланга Бразильской котловины в серии поднятий, протягивающихся со стороны Южноамериканского континента, обнаружены деформации верхних слоев осадочного разреза, имевших место в новейшее время. Деформации приурочены главным образом к краевым частям поднятий, в пределах которых локализуется несколько цепей подводных гор или хребтов, и к осевым частям сводовых поднятий, к которым приурочены отдельные цепи и хребты. Среди краевых деформаций преобладают пологие уступы дна – одиночные или расчлененные ступенями, к которым приурочены флексуобразные изгибы слоев. Они характеризуют режим вертикального роста поднятия. Второй тип, отражающий обстановку сжатия, – взбросо-надвиги и антиклинальные складки, встречены на северном фланге поднятий Фернанду-ди-Норонья и Пернамбуку, и пликативные деформации на южной стороне северной цепи гор Байя. Данные наблюдения указывают на то, что вертикальный рост этих поднятий был асимметричен – более быстрый на одном из флангов, что приводило к его «наваливанию» на противоположный фланг с созданием здесь обстановки локального сжатия. Приосевые деформации по степени сложности и интенсив-

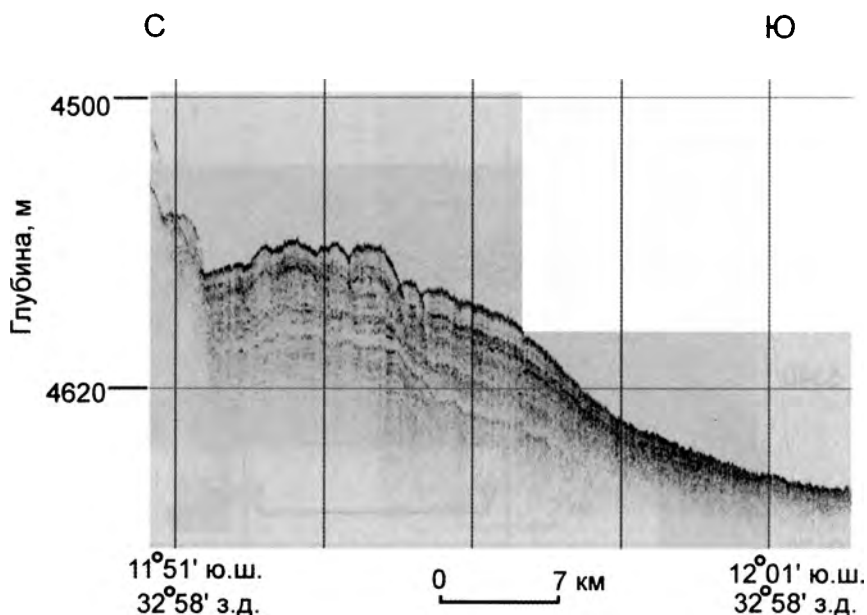


Рис. 77. Деформация осадочных слоев в линзе присклоновых осадков у южного склона поднятия северной цепи гор Байя

ности образуют следующий ряд, который, вероятно, является и эволюционным рядом: небольшие сводовые поднятия, в пределах которых осадки слабо пликативно деформированы; полуторсты, где наряду с пликативными деформациями широко проявлены разрывные нарушения; и зоны деформаций из системы горстов и горст-антиклиналей, осложненные грабенами. Приосевые деформации часто дополняются диапироподобными структурами протыкания. Описанный структурный парагенез свидетельствует о том, что деформации происходили при дифференцированном подъеме отдельных блоков коры вверх с образованием локальных обстановок сжатия и растяжения.

Учитывая тесную структурную связь зон деформаций с цепями подводных вулканических гор, на продолжении которых они находятся, можно предложить следующий механизм их возникновения. Более горячий материал, поднимающийся с глубинных частей мантии и питающий в результате процессов частичного плавления магматические резервуары, дренирование которых приводит к образованию цепи вулканических гор, испытывает наряду с радиальным подлитосферным растеканием, перемещение вдоль линейных ослабленных зон в подлитосферной мантии. Над этими языками горячей мантии в литосфере возникают сводовые поднятия 2-го порядка. По пути следования мантийный поток дробится и его отдельные «капли» поднимаются вверх, приводя к вертикальным движениям в литосфере, приуроченным, как правило, к осевым частям сводовых поднятий 2-го порядка. Подъем вещества на верхние уровни литосферы создавал локальные обстановки сжатия. Последующее остывание этих «капель» глубинной мантии приводило к возникновению обстановки растяжения.

Заключительные замечания

Проведенный в настоящей главе обзор показал, что на протяжении неотектонической эпохи, охватившей континентальные области Земли примерно с рубежа эоцена и олигоцена, дно Атлантического океана также было охвачено молодыми тектоническими движениями. Наиболее масштабные из них происходили в течение позднего эоцена и в начале олигоцена (37–33 млн лет назад), что совпадает с нижней временной границей неотектонической эпохи. В соответствии с геологической спецификой океанских областей наступление новой эпохи тектогенеза проявилось наиболее ярко в изменении режимов двух геодинамических систем, определяющих геологическое развитие океанов Атлантического типа: спрединговой и плюмовой. Произошли резкие короткопериодические вариации скорости и направления спрединга, формирование спрединговых хребтов Колбенсей и Книповича в Северной Атлантике; становление мощного Азорского плюма и всплеск плюмовой активности в окраинно-океанических областях. Тектоническими деформациями меньшей интенсивности были охвачены фланги САХ, абиссальные котловины и поднятия в их пределах. В целом все это привело к значительным тектоническим перестройкам океанского дна, существенно изменившим условия седиментации в Атлантике. Однако сам стиль этой неотектонической эпохи, определяемый такими чертами, как низкая скорость спрединга, проградация САХ к северу и резко усилившаяся плюмовая активность, стал формироваться в Атлантике раньше – в начале палеогена (55–53 млн лет назад). На протяжении неотектонической эпохи выделяются отдельные фазы усиления тектонической и магматической

активности, имевшие место 20–25 млн лет назад (близко к границе олигоцена–миоцена), 7–10 млн лет назад (поздний миоцен), 3–5 млн лет назад (близко к границе миоцен–плиоцен) и в голоцене.

В неотектоническую эпоху сформировались отчетливо выраженные комплексы новообразованных тектонических структур. Эти структуры имеют разные размеры и в этом отношении образуют ранжированную систему.

Крупнейшими неотектоническими структурами, образовавшимися в рамках спрединговой геодинамической системы, являются спрединговые хребты (Колбенсей и Книповича), а формировавшимися в результате плюмовой активности – поднятия островных архипелагов и линейных подводных хребтов (Азорский, Канарский, Зеленого Мыса и др.).

Следующий ранг структур в целом меньших масштабов образован в неотектоническую эпоху в пределах разломных зон как в активных областях трансформов, так и при реактивации палеотрансформных зон. Среди них доминируют положительные структуры, имеющие чешуйчато-надвиговое строение: поперечные хребты разломных зон, хребты Тибурон, Барракуда, Палмер, Горриндж, Кабо Верде, возникшие в обстановке сжатия. На трансформных границах вблизи точек тройного сочленения сформировались структуры растяжения: трог Кинг, рифт Терсейра на Азорском поднятии, трог Ройял и Ресечер и вулканический хребет Ресечер вблизи разлома Зеленого Мыса.

К третьему рангу структур, еще более мелких по размеру, относятся диапироподобные «тела протыкания» изометричной и протяженной валовообразной формы, высотой от нескольких десятков метров до 1500 м. Такие структуры широко развиты в разломных долинах и обнаружены в осадочном разрезе абиссальных котловин. Повсеместно они производят пликативные деформации осадочных слоев вблизи своих внешних границ и над собой вплоть до самых верхних слоев. В ряде мест диапировидные структуры находятся в парагенетической ассоциации с горстами, антиклиналями, горст-антиклиналями.

Существенное значение для понимания молодой тектоники на океанических акваториях имеет анализ различных проявлений деформаций океанского дна, указывающих на его структурные перестройки. К их числу относятся перерывы, угловые несогласия и деформации в разрезах осадочного чехла в глубоководных впадинах и разломных долинах; разломы северо-западного простирания, косо секущие генеральные тектонические элементы океанского дна; изменения в простирании трансформных разломов, их отмирание и появление новых трансформов.

Анализ парагенезов новообразованных структур, возможный при региональных исследованиях, показывает, что есть парагенезы сжатия, растяжения и вертикального роста. Наблюдаются различные ситуации: либо доминирует один парагенез при локальных проявлениях других, либо закономерно сочетаются в пространстве и во времени различные структурные парагенезы.

Таким образом, изменения в глобальной геодинамической системе, знаменовавшие собой переход к неотектонической эпохе развития на рубеже около границы эоцена–олигоцена, проявились в Атлантическом океане в существенных изменениях спрединговой геодинамической системы: изменения скорости и направления спрединга, проградация к северу; плюмовой геодинамической системы: всплеск активности; и в существенных структурных перестройках океанского дна, сопровождавшихся тектоническими деформациями коры на флангах САХ, в абиссальных котловинах и на поднятиях в их пределах.

ГЛАВА 6

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Историко-геологические и тектонические особенности дна Атлантического океана с большой определенностью выявляют в его строении четыре основные тектонические провинции: Северную, Центральную, Южную и Антарктическую (рис. 78). Они разграничены крупнейшими разломными зонами (с севера на юг): Чарли Гиббс, Романш и Агульяс-Фолклендской, послуживших прототипом для выделения особой категории разломных структур – демаркационных разломов [Пушаровский, 1994а]. Названные провинции относятся к тектоническим провинциям 1-го порядка.

Геологические особенности провинций 1-го порядка

Северная провинция, охватывающая область океана между разломной зоной Чарли Гиббс и разломом Моллой, входящим в Шпицбергенскую систему разломов, значительно меньше по площади по сравнению с Центральной и Южной Атлантикой. Срединно-Атлантический хребет здесь разбит на разбросанные по площади обособленные сегменты с особой историей структурного развития. Глубоководные впадины выражены относительно малыми формами и обладают существенно разными структурными признаками. В средней части провинции находится Исландское поднятие, имеющее плюмовую природу, отличающееся активной новейшей вулканической деятельностью. Начало раскрытия океана в этой провинции относится к началу кайнозоя. Это самая молодая тектоническая провинция в Атлантике. По разлому Чарли Гиббс Северная провинция смещена относительно Центральной на 350 км.

Центральная провинция, занимающая обширное пространство океана, имеет сложное тектоническое строение. Срединно-Атлантический хребет с ярко выраженной рифтовой зоной, разбитый множеством трансформных разломов, имеет здесь тот тектонический облик, который соответствует представлению о тектонотипе подобного рода океанских структурных образований. В данной провинции выделяется широкий спектр тектонических образований, включающий, помимо уже упомянутых, океанические тектоно-вулканические блоковые и линейные поднятия, континентальные фрагменты, тектонические трог, отмершие рифтовые структуры. Центральная Атлантика – наиболее древняя часть океана. Ее ранняя стадия относится к средней–верхней юре.

Южная Атлантика – очень выразительная провинция. Ее площадь сопоставима с площадью Центральной провинции. Сходны они и по набору типов тектонических структур, однако их общая компоновка (структурный план) раз-

активности, имевшие место 20–25 млн лет назад (близко к границе олигоцена–миоцена), 7–10 млн лет назад (поздний миоцен), 3–5 млн лет назад (близко к границе миоцен–плиоцен) и в голоцене.

В неотектоническую эпоху сформировались отчетливо выраженные комплексы новообразованных тектонических структур. Эти структуры имеют разные размеры и в этом отношении образуют ранжированную систему.

Крупнейшими неотектоническими структурами, образовавшимися в рамках спрединговой геодинамической системы, являются спрединговые хребты (Колбенсей и Книповича), а формировавшимися в результате плюмовой активности – поднятия островных архипелагов и линейных подводных хребтов (Азорский, Канарский, Зеленого Мыса и др.).

Следующий ранг структур в целом меньших масштабов образован в неотектоническую эпоху в пределах разломных зон как в активных областях трансформов, так и при реактивации палеотрансформных зон. Среди них доминируют положительные структуры, имеющие чешуйчато-надвиговое строение: поперечные хребты разломных зон, хребты Тибурон, Барракуда, Палмер, Горриндж, Кабо Верде, возникшие в обстановке сжатия. На трансформных границах вблизи точек тройного сочленения сформировались структуры растяжения: трог Кинг, рифт Терсейра на Азорском поднятии, трог Ройял и Ресечер и вулканический хребет Ресечер вблизи разлома Зеленого Мыса.

К третьему рангу структур, еще более мелких по размеру, относятся диапироподобные «тела протыкания» изометричной и протяженной валообразной формы, высотой от нескольких десятков метров до 1500 м. Такие структуры широко развиты в разломных долинах и обнаружены в осадочном разрезе абиссальных котловин. Повсеместно они производят пликативные деформации осадочных слоев вблизи своих внешних границ и над собой вплоть до самых верхних слоев. В ряде мест диапировидные структуры находятся в парагенетической ассоциации с горстами, антиклиналями, горст-антиклиналями.

Существенное значение для понимания молодой тектоники на океанических акваториях имеет анализ различных проявлений деформаций океанского дна, указывающих на его структурные перестройки. К их числу относятся перерывы, угловые несогласия и деформации в разрезах осадочного чехла в глубоководных впадинах и разломных долинах; разломы северо-западного простирания, косо секущие генеральные тектонические элементы океанского дна; изменения в простирании трансформных разломов, их отмирание и появление новых трансформов.

Анализ парагенезов новообразованных структур, возможный при региональных исследованиях, показывает, что есть парагенезы сжатия, растяжения и вертикального роста. Наблюдаются различные ситуации: либо доминирует один парагенез при локальных проявлениях других, либо закономерно сочетаются в пространстве и во времени различные структурные парагенезы.

Таким образом, изменения в глобальной геодинамической системе, знаменовавшие собой переход к неотектонической эпохе развития на рубеже около границы эоцена–олигоцена, проявились в Атлантическом океане в существенных изменениях спрединговой геодинамической системы: изменения скорости и направления спрединга, проградация к северу; плюмовой геодинамической системы: всплеск активности; и в существенных структурных перестройках океанского дна, сопровождавшихся тектоническими деформациями коры на флангах САХ, в абиссальных котловинах и на поднятиях в их пределах.

ГЛАВА 6

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Историко-геологические и тектонические особенности дна Атлантического океана с большой определенностью выявляют в его строении четыре основные тектонические провинции: Северную, Центральную, Южную и Антарктическую (рис. 78). Они разграничены крупнейшими разломными зонами (с севера на юг): Чарли Гиббс, Романш и Агульяс-Фолклендской, послуживших прототипом для выделения особой категории разломных структур – демаркационных разломов [Пушаровский, 1994а]. Названные провинции относятся к тектоническим провинциям 1-го порядка.

Геологические особенности провинций 1-го порядка

Северная провинция, охватывающая область океана между разломной зоной Чарли Гиббс и разломом Моллой, входящим в Шпицбергенскую систему разломов, значительно меньше по площади по сравнению с Центральной и Южной Атлантикой. Срединно-Атлантический хребет здесь разбит на разбросанные по площади обособленные сегменты с особой историей структурного развития. Глубоководные впадины выражены относительно малыми формами и обладают существенно разными структурными признаками. В средней части провинции находится Исландское поднятие, имеющее плюмовую природу, отличающееся активной новейшей вулканической деятельностью. Начало раскрытия океана в этой провинции относится к началу кайнозоя. Это самая молодая тектоническая провинция в Атлантике. По разлому Чарли Гиббс Северная провинция смещена относительно Центральной на 350 км.

Центральная провинция, занимающая обширное пространство океана, имеет сложное тектоническое строение. Срединно-Атлантический хребет с ярко выраженной рифтовой зоной, разбитый множеством трансформных разломов, имеет здесь тот тектонический облик, который соответствует представлению о тектонотипе подобного рода океанских структурных образований. В данной провинции выделяется широкий спектр тектонических образований, включающий, помимо уже упомянутых, океанические тектоно-вулканические блоковые и линейные поднятия, континентальные фрагменты, тектонические трог, отмершие рифтовые структуры. Центральная Атлантика – наиболее древняя часть океана. Ее ранняя стадия относится к средней–верхней юре.

Южная Атлантика – очень выразительная провинция. Ее площадь сопоставима с площадью Центральной провинции. Сходны они и по набору типов тектонических структур, однако их общая компоновка (структурный план) раз-

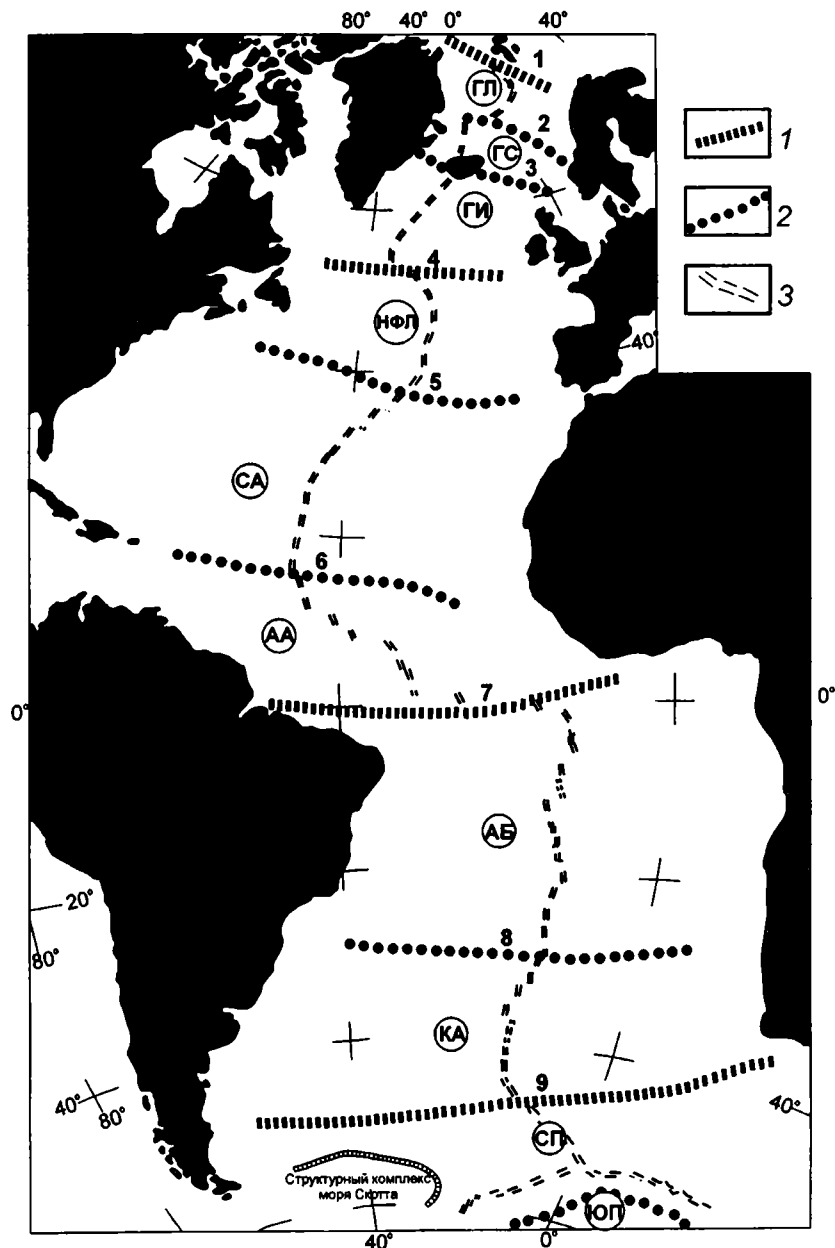


Рис. 78. Делимость дна Атлантического океана на тектонические провинции
 1 – демаркационные разломы – разделы тектонических провинций 1-го порядка; 2 – структурные разделы провинций 2-го порядка; 3 – сегменты рифтовой системы. Буквы в кружках – наименования провинций 2-го порядка: ГЛ – Гренландско-Лофотенская, ГС – Гренландско-Скандинавская, ГИ – Гренландско-Ирландская, НФЕ – Нью-Фаундленд-Европейская, СА – Северо-Американская-Африканская, АА – Антильско-Африканская, АБ – Анголо-Бразильская, КА – Капско-Аргентинская, СП – Северная, ЮП – Южная. 1–9 – тектонические разделы: 1 – Шпицбергенский, 2 – Ян-Майен, 3 – Гренландско-Фарерский, 4 – Чарли Гиббс, 5 – Пико-Восточно-Азорский, 6 – Зеленого Мыса, 7 – Романш, 8 – Риу Гранди, 9 – Агульяс-Фолклендский

личны. Морфоструктурный облик также иной. Время раскрытия океана в этой провинции несколько более позднее, чем в Центральной – конец юры–ранний мел. По трансформному разлому Романш Южная провинция смещена относительно Центральной на большое расстояние – 900 км.

Наконец, совершенно особая тектоническая провинция Атлантики – **Антарктическая провинция**. В ней оканчивается Срединно-Атлантический хребет, что происходит в районе тройного сочленения спрединговых хребтов: Срединно-Атлантического, Африкано-Антарктического и Американо-Антарктического. Данный структурный узел описывается как «точка тройного сочленения Буве» (по названию о. Буве). Кроме того, в этой провинции имеется крупная Африкано-Антарктическая впадина периконтинентального типа. Конкретные данные о размерах провинций приведены в табл. 3.

Таблица 3. Размеры атлантических тектонических провинций 1-го порядка

Наименование провинций	Протяженность с севера на юг, км	Ширина, км
Северная	~ 3000	~ 1500
Центральная	~ 6500	~ 6000 (в средней части)
Южная	~ 7000	~ до 6000 (на юге)
Антарктическая	~ 2000	> 6000 – на севере, ~ 3000 – на юге

Каждая из охарактеризованных тектонических провинций 1-го порядка может быть подразделена на провинции 2-го порядка. Определяющими тектонический имидж провинций 2-го порядка являются две категории океанских тектонических структур: глубоководные впадины и разломные нарушения. Общее число выделяемых провинций в Атлантическом океане – 10 (см. рис. 78). При описании провинций встретятся повторы некоторых сведений, содержащихся в других главах настоящей книги, без чего нельзя раскрыть тему данного раздела.

Характеристика провинций 2-го порядка

Расположение тектонических провинций 2-го порядка показано на рис. 78.

В **Северной Атлантике** с севера на юг выделяются три провинции 2-го порядка: Гренландско-Лофотенская, Гренландско-Скандинавская и Гренландско-Ирландская.

Гренландско-Лофотенская провинция расположена между Гренландией и Лофотенскими островами. На севере она ограничена разломом Моллой, входящим в Шпицбергенскую систему разломов, на юге она простирается до разломной зоны Ян-Майен. Протяженность провинции с запада на восток составляет ~1400 км; расстояние между граничными разломами ~1000 км. Профилирующими структурами провинции являются система двух спрединговых хребтов – Мона и Книповича и две глубоководные впадины – Гренландская и Лофотенская. По истории структурного развития это наиболее молодая, позднекайнозойская тектоническая провинция Атлантического океана [Пушаровский, 2009a].

Гренландско-Скандинавская провинция простирается между разломной зоной Ян-Майен и поперечным структурным разделом в океане, образованным широтными Гренландским и Фарерским порогами и разделяющей их Исландией. Этому тектоническому разделу присуща большая современная и более ранняя вулканическая активность. Размеры провинции: с запада на восток – ~1000 км, с севера на юг – ~800 км. Провинция состоит из спредингового хребта Кольбенсей и Норвежской глубоководной впадины.

Гренландско-Ирландская провинция структурно столь же выразительна, как и две предыдущих. Ее облик определяется четко выраженной спрединговой триадой: хребет Рейкъянес и сопровождающие его с двух сторон линейные глубоководные впадины: с запада – Ирмингер, с востока – Исландская. Северной границей провинции служит Гренландско-Фарерский поперечный тектонический раздел, а южной – разлом Чарли Гиббс, расстояние между которыми составляет ~1200 км. Восточнее спрединговой системы выделяется погруженный континентальный блок Хаттен-Роколл, за которым следует трог Роколл, примыкающий к континентальной окраине Великобритании. Все упомянутые структурные элементы имеют выдержанное северо-восточное простирание.

Рассматриваемая провинция представляет наиболее ранний структурный комплекс Северной Атлантики. Начало его становления относится к концу мела–палеоцену.

Подробное рассмотрение строения, геологической истории и структурной эволюции глубоководных впадин Северной Атлантики содержится в работе [Пушаровский, 2009а].

В **Центральной Атлантике** также выделяются три тектонических провинции 2-го порядка: Нью-Фаундлендско-Европейская, Северо-Американская–Африканская и Антильско-Африканская. Они очень четко различаются как на батиметрических, так и на гравиметрических картах [General bathymetric..., 1984; Smith, Sandwell, 1997 и др.].

Нью-Фаундлендско-Европейская провинция охватывает область от разлома Чарли Гиббс до широты Азорского поднятия (район 37°30' с.ш.). На этой широте находятся разлом Пико, южный край упомянутого поднятия, а далее на восток Восточно-Азорская разломная зона. По широте провинция простирается на ~3400 км; размер с севера на юг – ~1650 км.

На этом пространстве секущие Срединно-Атлантический хребет разломы развиты сравнительно ограниченно, что составляет одну из отличительных особенностей провинции. Ее структурный облик создают три глубоководных впадины: Нью-Фаундлендская, Западно-Европейская и Иберийская. Первые две сопровождают Срединно-Атлантический хребет. Иберийская впадина к хребту отношения не имеет.

Глубины дна во впадинах следующие: в Нью-Фаундлендской – 4500–4600 м, в Западно-Европейской – 4650–4870 м, в Иберийской – 5390 м. Размеры впадин таковы: Нью-Фаундлендской – 1300 × 500 км, Западно-Европейской – 1000 × 600 км, Иберийской – 600 × 400 км.

Время образования впадин неодинаковое. Иберийская впадина наиболее древняя, начало ее формирования относится к поздней юре [Непрочнов, Пушаровский, 2000]. Западно-Европейская впадина, судя по вскрытым бурением разрезам, начала формироваться в среднем мелу. Нью-Фаундлендская впадина образовалась в позднем мелу. Впадины отличаются не только по морфологическим и историко-

геологическим особенностям, но, как показали специальные исследования, также по глубинному строению земной коры [Там же].

Северо-Американская–Африканская провинция занимает среднюю часть Центральной Атлантики. Ее северная граница, как уже говорилось, находится в зоне 37° с.ш. Южным ограничением служит крупная разломная зона, известная под двумя названиями – 15°20' и Зеленомысская. Провинция контрастно выделяется размерами глубоководных впадин периспрединового типа. Их две: Северо-Американская, размеры которой 2000 × 2200 км (в южной части) и Канарская – ~1700 × 1000 км (на юге). Размеры провинции по меридиану – ~2500 км, по широте – ~5000 км. Контуры впадины неправильные.

В Северо-Американской впадине имеется три абиссальных равнины: Сом, Гаттераса и Нарес. Их дно лежит на больших глубинах – от 5100 до 5900 м. Глубины существующих в Канарской впадине абиссальных равнин (Мадейра и др.) превышают 5000 м.

В данном сегменте океана Срединно-Атлантический хребет пересечен большим количеством трансформных разломов и менее значительных разломных структур. В отличие от Нью-Фаундлендско-Европейской провинции, где гравиметрические поля выражены в основном позитивными значениями аномалий, здесь преобладают отрицательные значения.

В Северо-Американской впадине бурением обнаружены наиболее древние океанические отложения Атлантики. В районе, прилегающем к Багамским островам, вскрыты карбонатные отложения, образовавшиеся 170 млн лет назад. От района этих широт и происходила в дальнейшей истории проградация океаногенеза в Центральной Атлантике в северном направлении.

Антильско-Африканская провинция занимает южное пространство Центральной Атлантики. На севере она ограничена разломной зоной Зеленого Мыса (15°20'), на юге – демаркационным разломом Романш. Очевидную структурную особенность провинции составляет сгущение трансокеанских трансформных разломов, одинарных и более сложного строения. Соответствующий сегмент, подобно двум другим, четко выделяется как на батиметрических, так и на гравиметрических картах. Особенное сгущение разломов наблюдается между 7° и 15° с.ш. Эту зону нужно рассматривать как провинцию 3-го порядка.

Характеризуемая провинция по широте простирается на ~5500 км; по длине – ~1650 км. К ее перифериям приурочены три глубоководных впадины: на западной – Демерара, на восточной – Зеленомысская и Сьерра-Леоне.

Как периферийные впадины, так и зона сгущения разломов создают своеобразный структурный облик характеризуемой провинции.

В Южной Атлантике обособляются две тектонические провинции 2-го порядка: Анголо-Бразильская и Капско-Аргентинская, разграниченные демаркационным разломом Риу-Гранди. Разлом простирается в восток–северо-восточном направлении в зоне 25° ю.ш. на расстояние ~5000 км. Его важная структурная роль определяется тем, что по нему резко меняется морфоструктура срединного хребта. К северу от него ширина хребта составляет 1400–1000 км, а южнее она увеличивается до 2000 км.

Анголо-Бразильская провинция находится между разломами Романш и Риу-Гранди. Расстояние между ними составляет ~2750 км. Ширина провинции на севере ~4800 км, на юге – ~6000 км. Общая ее структура несколько проще, чем смежной провинции Центральной Атлантики. Провинцию составляют

три основных тектонических элемента: Срединно-Атлантический хребет и две глубоководных впадины – Ангольская и Бразильская. Дно впадин, занимающих значительные площади, нарушено разрывными деформациями, в том числе надвигового типа.

Очень относительно, но все же для этой провинции можно говорить о симметрии в строении океанского дна в большей мере, чем в отношении смежных провинций.

Капско-Аргентинская провинция расположена между разломами Риу-Гранди и Агульяс-Фолклендским. Последний простирается в зоне сороковых градусов южной широты. С севера на юг Капско-Аргентинская провинция простирается на расстояние ~2600 км; по широте – на ~5500 км на севере и на 6000 км – на юге. В структуре провинции, так же как и в предыдущей, по обе стороны срединного хребта выделяются глубоководные впадины: Аргентинская и Капская. Обе они имеют неправильную форму. Глубины дна в большей из них, Аргентинской, на значительном пространстве превышает 5000 м, причем на крайнем юге они достигают до 6200 м. Характер разломной тектоники дна таков, что можно предполагать присутствие во впадине видоизмененных блоков континентальной коры. На эту мысль наводят и особенности общерегиональной тектоники.

Капская впадина по тектоническому строению мало похожа на Аргентинскую. Рельеф дна в ней значительно осложнен поднятиями. Наибольшие глубины составляют 5000 м, а глубины поднятий – 3000 м. Контурные поднятий – нерезкие. Структурный рисунок разломных нарушений, выявленных на дне, – специфический, похожий на спрединговые участки.

Очень важное различие рассматриваемых провинций фиксируется в их геологической истории. Становление Капско-Аргентинской провинции относится к поздней юре, когда образовалась Аргентинская глубоководная впадина. В Анголо-Бразильской провинции океаногенез начался в меловое время, что фиксирует Бразильская глубоководная впадина.

В **Антарктической Атлантике** выделяются две очень разные провинции 2-го порядка: Северная и Южная (см. рис. 50, глава 2).

Северная провинция охватывает акваторию между Агульяс-Фолклендским разломом и зоной 60° ю.ш. Ее строение сложное. Основное пространство провинции занято тремя спрединговыми хребтами: Срединно-Атлантическим, Американо-Антарктическим и Африкано-Антарктическим, сходящимися в районе о. Буве, образуя структуру тройного сочленения. Рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта по Агульяс-Фолклендскому разлому смещена на 300 км. Длина отрезка САХ в пределах провинции составляет 1200 км. В южном направлении хребет постепенно сужается, а его рельеф становится более сглаженным.

Два других спрединговых хребта имеют большую протяженность: Американо-Антарктический – ~1600 км, Африкано-Антарктический – ~2000 км. Двусторонняя скорость спрединга в первом из них составляет 2,0–1,8 см/год, во втором – 1,8 см/год. Хребты находятся в состоянии геодинамической активности (структурообразование, сейсмичность, вулканизм).

Граница между Северной и Южной провинциями примерно соответствует северному краю широтной Африкано-Антарктической глубоководной впадины, представляющей основную структурную единицу **Южной провинции** 2-го порядка Антарктической Атлантики.

Африкано-Антарктическая впадина протягивается на расстояние не менее 2500 км при ширине 300–500 км. Наиболее глубокая ее часть, представленная абиссальной равниной, занимающей большие площади, оконтуривается изоботой 5000 м. Отрицательные гравиметрические аномалии здесь достигают достаточно больших значений (–30 мгл и более). Начало зарождения впадины предположительно относится к средней юре. Имеются основания для предположения о ее первичной рифтовой природе. Согласно тектонической типизации океанских глубоководных впадин [Пушаровский, 2008] характеризуемую структуру следует отнести к типу периконтинентальных впадин.

* * *

Итак, имеющиеся обширные геолого-геофизические материалы по Атлантическому океану создали новую основу для его тектонического районирования. Выделены трансатлантические (поперечные) провинции двух порядков. Провинции 1-го порядка – это обширные области дна, отличающиеся крупными чертами тектонического строения. Таковых четыре: Северная Атлантика, Центральная Атлантика, Южная Атлантика и Антарктическая Атлантика. Главная особенность выделяющихся в них провинций 2-го порядка – это их поперечная общему простиранию океана ориентировка. Такую ориентировку следует рассматривать как отражение тектонических черт предшествующих этапов геологической истории земной коры, не исключая, конечно, и структурных новообразований. В особенности тектоническая преемственность относится к структурам палеоокеана Тетис [Atlas..., 1993].

Тектонические провинции почти во всех случаях ограничены крупными разломными зонами (демаркационными разломами). В целом это большой и интересный материал, с точки зрения развития доктрины делимости применительно к планете Земля.

Размеры, строение и геологическая история провинций существенно разнятся. Это свидетельствует об избирательности процесса океаногенеза, места, времени и масштабов его проявления. Такой ход процесса отражает неравномерное воздействие на верхние геосферы Земли глубинной энергетики.

Обособление широтных тектонических провинций открывает путь к более полному и конкретному рассмотрению процесса океаногенеза в Атлантике, который оказывается многоэтапным и специфичным для разных областей океанского дна.

Субширотная ориентировка тектонических провинций 2-го порядка, как и разделяющих их разломных зон, определяется воздействием на геодинамику коровых и мантийных масс вращения Земли.

ГЛАВА 7

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Вводные замечания

Атлантика занимает 25,5% (91,7 млн км²) площади Мирового океана, что почти вдвое меньше площади Тихого океана и немного больше – Индийского. Казалось бы, что и Fe-Mn рудогенез должен быть распространен на площадях океанов в соответствующих пропорциях. Однако количественно и качественно рудные накопления Fe-Mn отложений (ЖМО) в разных океанах существенно различаются.

В табл. 4, составленной на основании данных, приведенных в Объяснительной записке к Металлогенической карте Мирового океана [Металлогеническая карта..., 1998], а также с учетом других источников [Андреев и др., 1995; Аникеева и др., 2005] показана разница в накоплении Mn – главного рудообразующего металла ЖМО, в рудных полях конкреций разных океанов.

Из данных табл. 4 следует, что накопленные ресурсы Mn в Тихом океане превосходят таковые в Атлантическом океане в 22 раза. В Индийском океане четко просматривается асимметрия в этих показателях между восточной и западной частями. При этом конкреции восточной части по вещественному составу близки к тихоокеанским, а западной – к атлантическим. На рис. 79 отчетливо просматривается асимметрия в расположении рудных полей между восточным и западным океаническими сегментами Земли.

Асимметрия двух глобальных секторов Мирового океана в отношении накопления масс ЖМО это новый и очень важный аспект данной проблемы. Ранее эта проблема была рассмотрена в геоисторическом аспекте [Базилевская, 2007].

Таблица 4. Площади распространения, отношения Mn/Fe и оценка прогнозных ресурсов Mn в рудных полях океанов

Океаны		Площадь рудных полей, тыс. км ²	Mn/Fe	Ресурсы Mn, млн. т
Тихий		8094	>2	11032,88
Индийский	Восточная часть	615	1,9	2070
	Западная часть	202	0,8	206
Атлантический		320	0,98	500,36

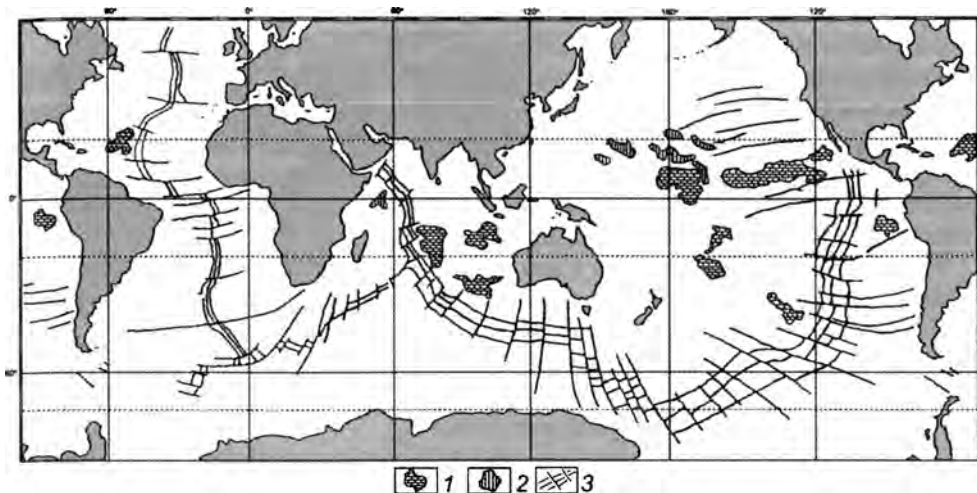


Рис. 79. Карта расположения основных рудных полей железо-марганцевых конкреций (1) и корок (2) в Мировом океане на фоне мировой рифтовой системы (3) (по [Аникеевой и др., 2005] с упрощением)

В данном разделе Fe-Mn рудогенез рассматривается с позиции геохимии осадкообразования. Чем древнее океанический бассейн, тем сильнее в нем проявлен оксидный рудогенез – результат океанского седиментогенеза.

В соответствии с современными представлениями океанское ложе мобильно, т.е. океаническая кора постоянно омолаживается вследствие спрединга, и максимальный возраст ее во всех океанах не превышает 170 млн лет, хотя существование океана на Земле исчисляется миллиардами лет. Таким образом, современное, относительно молодое океанское ложе вмещает древнейшую океанскую воду и древнейшие накопления ЖМО, возраст которых определяется временем образования (раскрытия) того или иного океана.

Океанский рудогенез – результат не только геологических процессов, но и целого комплекса физико-химических, гидрохимических, электрохимических, биологических и других процессов, происходящих в морской воде, являющейся электролитом средней силы [Гаррелс, Маккензи, 1974].

Действие геологического фактора при формировании ЖМО сводится к двум главным процессам: 1) выветривание земной коры и снос продуктов выветривания реками; 2) диагенетическая переработка снесенного в океан материала, приводящая к высвобождению из погребенного осадка реакционно-способных форм металлов, в частности Mn, и поставку их в океанскую воду. Таким путем в океан с речным сносом ежегодно поступает 20,8 млн т Mn [Лисицын и др., 1985]. Однако расчеты показывают, что ежегодный объем речного стока составляет 0,00003 части объема воды океана, т.е. соответственно содержание Mn в ней может увеличиться на $1,5 \cdot 10^{-6}$ мкг/л в год. Такой же порядок величин характерен и для скоростей роста океанских рудных конкреций и корок, определяемых первыми миллиметрами за 1 млн лет. Это свидетельствует о том, что терригенная поставка Mn достаточна для накопления в течение геологической

истории существования каждого океана на Земле тех количеств ЖМО, которые фиксируются на дне современных океанов.

Комфортными условиями для отложения ЖМО являются окислительная обстановка океанской среды и низкие скорости осадконакопления. Поэтому все рудные поля конкреций формируются на поверхности дна глубоководных впадин, удаленных от окраин континентов и характеризующихся минимальными скоростями осадконакопления. Благоприятны для образования рудоносных, обычно – кобальтоносных, корок и вершины подводных поднятий, свободные от осадка.

Уникальность ЖМО состоит в том, что главный рудообразующий их металл – Mn – находится в форме гидроксида ($\text{MO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), являющегося активным сорбентом и окислительным катализатором для всех связанных с ним микроэлементов, которые в рудных стяжениях находятся также в максимальной степени окисленности. Существовать, тем более расти, ЖМО могут только в окислительных условиях современного океана.

ЖМО являются самыми динамичными геологическими образованиями не только потому, что находятся в состоянии постоянного роста, но и потому, что они способны легко растворяться при снижении окисленности морской воды при активизации эндогенных проявлений на океанском дне. В этих случаях океанская вода становится хранилищем рудных металлов ЖМО, в частности Mn, растворяющихся при восстановлении среды.

Это относится к умеренным эндогенным событиям, регулярно происходящим в океанских глубинах и не прорывающим толщу воды. Их последствия локализуются в относительно узких рамках возникающих гидротермальных излияний и в последующем регенерация окисных руд происходит вблизи этих очагов.

Поскольку объектом дальнейшего рассмотрения будет оксидный рудогенез, приуроченный к Срединно-Атлантическому спрединговому хребту (САХ), то следует учитывать некоторую парадоксальность стоящей перед нами задачи. Дело в том, что в процессе спрединга происходит зарождение молодой океанической коры, сопровождающееся активизацией восстановительных эндогенных процессов – антагонистов оксидного рудогенеза. Эти районы считаются перспективными на обнаружение металлоносных гидротерм с сульфидными рудами (Fe, Cu, Zn и др.), в то время как накопления окисленных руд (Mn, Co, Ni и др.) обычно территориально удалены от спрединговых центров. Тем не менее далеко не всегда здесь отмечается современная эндогенная активность, и в такие периоды молодые, не покрытые осадком обнажения рифтовых и разломных структур оказываются весьма благоприятными для отложения ЖМО. Как правило, эти молодые отложения, отражающие собой начальную фазу окисного рудоотложения, представляют особый интерес для генетических построений. Поэтому в работе были исследованы все отложения – от налетов до корок, сформировавшихся на драгированных фрагментах коренных пород из этих районов. На карте (рис. 80) точками показаны детально исследованные (более чем в 30 рейсах исследовательских судов РАН) районы работ.

Естественно, изучение рудообразования в подобных условиях не позволяет ограничиться только окисными рудами. Поэтому в сферу нашего внимания отчасти вошли взаимосвязи между двумя антагонистическими рудными процессами, иногда соседствующими в океанских условиях.

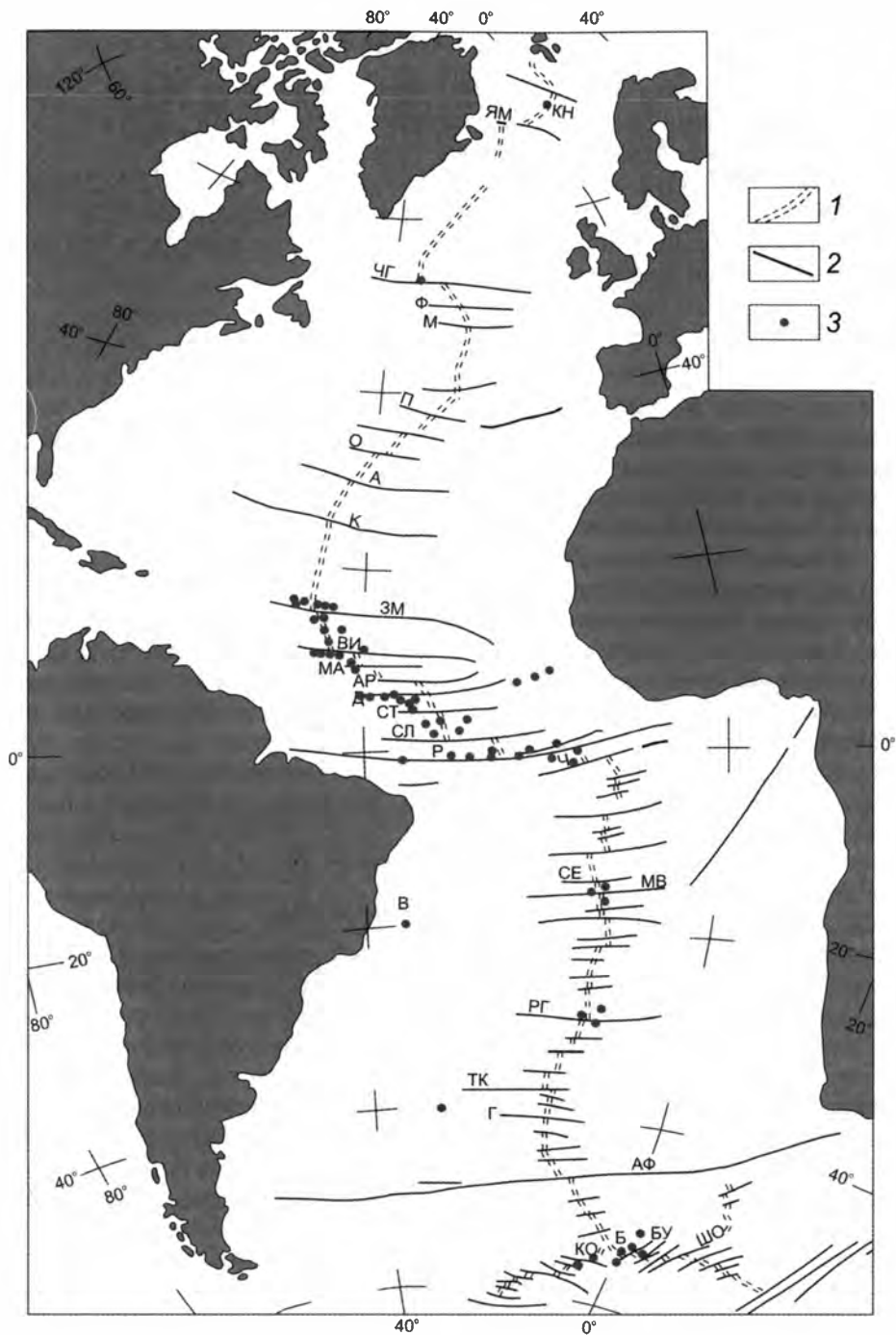


Рис. 80. Карта разломных зон Атлантического океана, в которых были драгированы Fe-Mn корки и конкреции
 1 – рифт, 2 – разломы, 3 – зоны драгировочных работ

Железо-марганцевые образования из разломных и рифтовых зон Центральной Атлантики

Данные химических анализов ЖМО, приводимые нами далее в таблицах, выполнены методами «мокрой» химии (определения Fe, Mn_{вал} и Mn(II)), а также методом атомно-абсорбционной спектроскопии (Cu, Ni, Co, Zn, Pb, Li). Для определения Mn(II) использован метод десорбции в 2%-ной H₂SO₄ [Базилевская, 2007]. Все данные химических определений малых элементов на приводимых ниже графиках были пересчитаны на содержания их в г/т рудного вещества (Fe + Mn) по формуле:

$$\frac{n \% \cdot 100}{(\text{Fe} + \text{Mn}) \%} \cdot 10^4$$

где n – содержания малых элементов или их суммы. Этот прием использован нами потому, что в некоторых ЖМО, особенно из рифтовых структур, общее содержание рудной фазы понижено за счет повышенного содержания литогенного компонента. Поэтому выявление истинного состава рудных фаз позволяет получать сопоставимые результаты для всех образцов, что имеет важное значение для генетических построений.

Нумерация исследованных образцов (в соответствии со станциями их отбора) начинается с номера рейса, далее идет буквенный индекс (S, G, L, I, V), обозначающий название научно-исследовательского корабля, соответственно – «Академик Николай Страхов», «Геленджик», «Профессор Логачев», «Академик Иоффе» и «Академик Сергей Вавилов».

Ниже будут рассмотрены особенности Fe-Mn рудоотложения и состава корок в каждой исследованной разломной зоне Центральной, Южной и Северной Атлантики.

Разломная зона Зеленого Мыса

Разлом относится к числу крупнейших трансформных разломов Атлантики, его протяженность превышает 2300 км, а амплитуда сдвига рифтовых сегментов САХ составляет 195 км. В ряде экспедиций были получены свидетельства о наличии здесь эндогенной активности: аномальный состав морской воды, признаки сульфидной минерализации пород, особенно проявленные в зоне сочленения разлома с южным сегментом рифтовой долины. Многие факты свидетельствуют о вероятности обнаружения здесь массивных полиметаллических сульфидных руд. Однако удача сопутствовала экспедиции на НИС «Профессор Логачев», открывшей сульфидное поле в 30 км южнее разломной зоны в пределах батиметрической ступени восточной стены рифтовой долины.

В наших экспедициях (3-й, 6-й и 15-й рейсы НИС «Академик Николай Страхов») собрана представительная коллекция образцов ЖМО по всему профилю разломной зоны из различных морфотектонических структур и особенно детально – из зоны сочленения с южным сегментом рифта. Менее чем в 8 км от сульфидного поля были драгированы известняки, покрытые слоем ЖМО до 3 мм, причем отмечено, что окисное Fe-Mn оруденение проявлено здесь повсеместно, и толщина рудных корок увеличивается по мере удаления к западу и востоку от этой зоны.

Набор определяемых элементов включал, как правило, Mn, Fe, Cu, Ni, Co и Zn, а также степени окисления Mn фазы (табл. 5). Несмотря на общие черты сходства химического состава корок, проявляющиеся в низких величинах отношений Mn/Fe и низких содержаниях малых элементов, состав их варьирует. Особенно заметно это проявлено в группе образцов, обрамляющих описанное выше гидротермальное поле, названное Логачев. В условиях гидротермальной активности рудоносные флюиды содержат закисные формы Fe и других металлов, и это препятствует окислению близрасположенных гидроксидов Mn. Очевидно, с этим связано резкое снижение окисленности Mn в обр. 15S-12, 15S-14 и 15S-19, формирующихся вблизи гидротермальных полей.

Тот факт, что снижение окисленности Mn фазы в ЖМО является важным индикатором эндогенной (гидротермальной) активности, в практике наших исследований установлен давно [Базилевская и др., 1991]. Что касается корок из других отрезков разломной зоны, то вариации в их составе менее заметны, и в целом можно отметить закономерность связи между величиной отношения Mn/Fe и степенью окисленности MnO_n . Как правило, последняя возрастает со снижением содержания Fe. Максимальными значениями Mn/Fe и MnO_n характеризуются корки, сформировавшиеся на литифицированных глинах склонов Зеленомысского поднятия в области перехода к абиссальной котловине, т.е. на максимальном удалении от САХ (обр. 3S-1, 3S-2 и 3S-3). Эти показатели постепенно и синхронно снижаются при приближении к рифтовой зоне.

Наиболее мощные корки подняты на восточном фланге разломной зоны, примерно в 130 милях от зоны сочленения с южным сегментом рифта. Толщина обр. 3S-18 составляла 72 мм, а обр. 3S-11 – 50 мм. По-видимому, это не предел, поскольку корки представляли собой сколы с такого же рудного основания. Послойный анализ первой корки показал отсутствие заметных различий в составе по поперечному срезу (3 слоя). Она поднята с южного борта разлома, где возраст коры оценивается как поздний олигоцен–ранний миоцен. Вторая корка поднята в нескольких милях к северо-западу от первой, состав ее сходен с составом первой корки. Учитывая медленные темпы роста гидrogenных корок Атлантики, оцениваемых в 1,3–2,5 мм/млн лет [Lalou et al., 1986], можно допустить, что процесс рудообразования здесь насчитывает десятки миллионов лет, и его течение существенно не нарушалось на этом отрезке времени.

В целом по мере приближения к гребню САХ состав корок закономерно изменяется – они становятся более железистыми, снижается содержание Ni.

В 60 милях от оси хребта на восточном продолжении пассивной части разлома было сделано меридиональное пересечение разломной зоны. Корки подняты с межразломного хребта (обр. 6S-11) и северного борта разлома (обр. 6S-14 и 6S-15). При общем сохранении тенденции изменения состава, здесь неожиданно резко (в 3 раза) увеличивается содержание Cu. Неожиданно потому, что это происходит на фоне стабильных содержаний других малых элементов. Мощность корок – 10–15 мм, они характеризуются легкостью и пористостью, напоминая шлаковидные образования. По-видимому, это следствие гидротермальной поставки Cu (возможно выпадение при окислении плюма). Заметим, что в близлежащих от гидротермального источника окисных отложениях такого обогащения не отмечено.

В активной, межрифтовой, части разлома ЖМО в целом небольшой мощности и характеризуются спокойным составом без выраженных аномалий.

Таблица 5. Химический состав и местоположение исследованных ЖМО из разломной зоны Зеленого Мыса, %

Станция, образец	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	Mn _{окисл}	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
	с.ш.	з.д.										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
3S-1	16°12'	29°02'	4630–4800	2	1,9986	13,95	18,78	0,064	0,24	0,271	0,042	He опр.
3S-2	16°08'	29°06'	4940–4800	24	1,9984	12,21	16,36	0,061	0,222	0,26	0,037	«
3S-3	16°05'	29°05'	4830–4000	3	1,9985	13,59	18,47	0,07	0,221	0,222	0,042	«
3S-11	14°44'	42°29'	4950–4300	50	1,9769	12,97	22,54	0,069	0,184	0,301	0,051	«
S-18	14°38'	42°36'	4300–4050	72	1,9834	12,66	22,47	0,074	0,172	0,351	0,049	«
6S-11	14°31'	43°54'	2950–2900	15	1,9809	12,66	23,69	0,214	0,163	0,264	0,041	«
6S-14	15°07'	44°01'	3550–3480	18	1,9691	9,38	23,11	0,177	0,141	0,271	0,041	«
6S-15	15°04'	44°01'	5500	10	1,9698	10,25	22,54	0,213	0,152	0,184	0,044	«
15S-04	14°48'	44°06'	3700–3300	10	1,9784	13,42	22,01	0,057	0,161	0,411	0,036	0,085
15S-06	14°46'	44°19'	3500–2900	15	1,9777	12,58	22,91	0,056	0,142	0,384	0,044	0,075
15S-07	14°49'	44°22'	3400–3200	20	1,9829	12,84	22,31	0,105	0,172	0,291	0,053	0,083
15S-42	15°02'	44°40'	3300–2900	8	1,9501	10,01	21,25	0,086	0,154	0,224	0,047	0,062
15S-43	15°07'	44°41'	4450–4300	2	1,9596	8,67	21,71	0,054	0,101	0,232	0,039	0,081
15S-12	14°43'	44°53'	2000–1790	3	1,9011	2,83	27,28	0,011	0,041	0,168	0,013	0,032
15S-14	14°42'	44°53'	2000–1790	2	1,8799	4,58	14,18	0,007	0,096	0,198	0,091	0,029
15S-01	14°04'	44°54'	2400–2380	10	1,9738	11,28	22,16	0,059	0,159	0,224	0,051	0,058
3S-34	15°00'	44°58'	3950–3460	0,5	1,9597	10,43	19,74	0,048	0,123	0,261	0,04	He опр.
3S-28	15°22'	44°59'	4020–3300	50	1,9821	11,73	25,48	0,076	0,172	0,473	0,05	He опр.
15S-34	15°04'	45°00'	2800–2700	3	1,9461	10,92	22,91	0,058	0,122	0,201	0,047	0,046
15S-29	15°02'	45°07'	2750–2600	2	He опр.	10,08	21,71	0,045	0,124	0,202	0,044	0,054
15S-36	14°50'	45°07'	3000–2900	8	1,9627	11,01	23,19	0,052	0,108	0,206	0,042	0,048

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
15S-19	14°45'	45°08'	3400–3300	10	1,9063	8,81	24,26	0,081	0,149	0,203	0,047	0,037
15S-18	14°44'	45°12'	3300–3100	10	1,9647	11,33	32,38	0,077	0,151	0,276	0,051	0,055
15S-21	14°48'	45°16'	3260–3100	16	1,9691	13,25	23,51	0,047	0,136	0,352	0,047	0,065
15S-55	14°54'	45°16'	2900–2800	10	1,9712	12,5	22,61	0,059	0,154	0,328	0,047	0,077
15S-22	14°48'	45°20'	3300–3250	5	1,9681	12,51	24,79	0,115	0,194	0,281	0,054	0,075
6S-2	15°04'	45°45'	2730–2700	10	1,9505	12,52	23,62	0,074	0,132	0,321	0,038	Не опр.
3S-64	15°23'	46°25'	3800–3500	22	1,9594	15,53	18,9	0,054	0,24	0,521	0,042	Не опр.
3S-60	15°17'	46°50'	3400–3370	30	1,9732	11,94	20,44	0,088	0,161	0,262	0,048	Не опр.

Особого рассмотрения заслуживает район южного сочленения рифтового сегмента с разломной зоной, где было открыто поле сульфидных руд с активными излияниями гидротермальных флюидов. Местоположение станций драгирования, приведенное на схеме (рис. 81), позволяет проследить изменения в составе корок по двум пересечениям рифтовой долины САХ. Первое проходит непосредственно через зону сочленения (ст. 15S-04, 15S-06, 15S-07, 15S-42, 15S-43, 15S-34, 15S-29 и условно 15S-55), второе – примерно в 20 милях к югу от зоны сочленения пересекает гидротермальное поле и рифтовую долину (ст. 15S-12, 15S-14, 15S-19, 15S-21 и 15S-22). На графиках четко проявлено резкое снижение степени окисленности Mn и его содержания на втором пересечении. Особенно существенны аномалии в составе обр. 15S-12 и 15S-14, непосредственно оконтуривающих сульфидное поле. В меньшей мере это проявлено в обр. 15S-19, поднятом с противоположной стороны рифтовой долины, где толщина корки достигает 10 мм и накопление малых элементов приближается к составу нормальных гидrogenных корок.

Интересно проследить тенденцию изменения содержания Si – оно минимально в корках вблизи гидротермальных источников и увеличивается, но не всегда равномерно в более удаленных. По-видимому, это связано с особенностями придонных течений, транспортирующих гидротермальные плюмы.

Таким образом, аномалии в составе ЖМО, контактирующих с районом активного гидротермального поля, проявляются в резком снижении степени окисленности Mn фазы и некотором снижении отношения Mn/Fe. По-видимому, эти показатели могут быть использованы в качестве индикаторов при поисках участков с современной гидротермальной активностью.

Следует также отметить, что мы не получили никаких свидетельств в пользу гидротермальной поставки Mn. Более

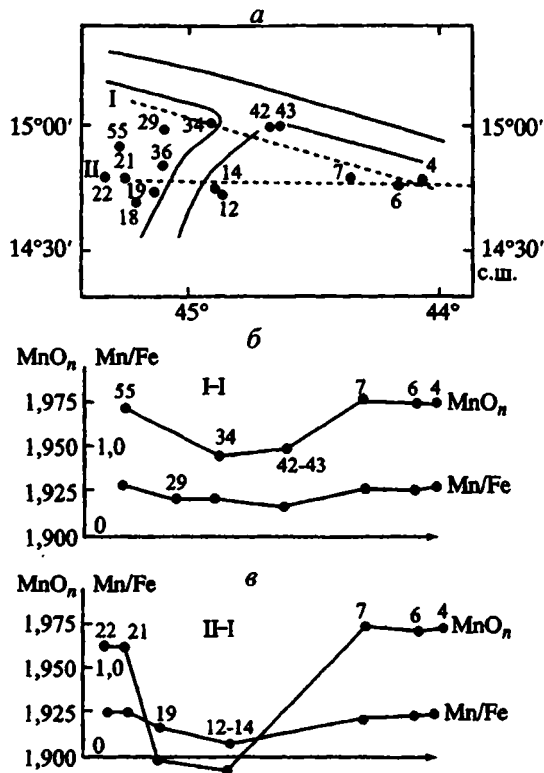


Рис. 81. Схема расположения (а) станций 15-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» и графики изменений состава ЖМО по двум пересечениям (б – I-I; в – II-I) рифтовой долины разломной зоны Зеленого Мыса по этим станциям

того, отмечается обеднение этим элементом окисленных отложений вблизи активного поля, которое постепенно, по мере удаления от него, ослабевает и нормализуется на уровне средних значений для корок из разломной зоны.

Железо-марганцевые конкреции в 16-м рейсе НИС «Академик Иоффе» были драгированы на трех станциях (табл. 6). Первые две станции заложены у южного подножья Зеленомысского поднятия. Мощность осадочного чехла здесь достигает 550 м. На его фоне выделяются отдельные горные структуры протыкания. На одной из них – г. Елена – был драгирован северный склон в интервале глубин 4800–4200 м в координатах ст. 16-03: 11°03,5' с.ш.; 26°37,1' з.д. Поднято более 15 кг конкреций, обладающих сходными структурно-текстурными характеристиками, высокой плотностью рудного вещества и ржаво-коричневой окраской. Для анализа были отобраны 5 образцов конкреций. Причем в одной крупной конкреции (обр. 16-03/36) исследованы: поверхностная пленка (обр. «а»), центральная часть внешнего рудного слоя толщиной 40 мм (обр. «б») и резко отделенный прослоями глинистого материала внутренний рудный слой мощностью 15–20 мм (обр. «с»). Светлое литифицированное глинистое вещество слагает ядро конкреции. На поперечном срезе хорошо видна граница внешнего и внутреннего слоев.

Таблица 6. Химический состав (%) железо-марганцевых конкреций из 16-го рейса НИС «Академик Иоффе», полигон Зеленого Мыса

Станция, образец	Mn _{общ}	Mn(II)	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Mn/Fe	MnO _n
16I-03/34	19,0	0,44	23,3	0,73	0,31	0,072	0,056	0,10	0,82	1,9768
16I-03/36a	16,5	0,20	24,1	0,31	0,30	0,16	0,061	0,074	0,68	1,9879
16I-03/36b	21,8	0,38	15,7	0,23	1,25	0,50	0,11	0,044	1,39	1,9826
16I-03/36c	15,4	0,31	24,0	0,40	0,27	0,16	0,086	0,097	0,64	1,9799
16I-03/39	14,4	0,22	22,4	0,33	0,24	0,14	0,061	0,082	0,64	1,9847
16I-03/46	18,7	0,34	19,1	0,27	0,50	0,22	0,075	0,072	0,98	1,9818
16I-03/49	17,0	0,24	20,4	0,058	0,30	0,083	0,051	0,088	0,84	1,9859
16I-07/1	9,3	0,54	26,6	0,12	0,22	0,14	0,060	0,065	0,3	1,9420
16I-07/2	15,1	0,32	21,2	0,33	0,31	0,12	0,056	0,071	0,71	1,9788
16I-07/10	15,8	0,23	25,5	0,25	0,24	0,13	0,058	0,080	0,62	1,9854
16I-07/11	15,6	0,31	26,0	0,25	0,23	0,12	0,061	0,080	0,60	1,9801
16I-07/12	15,8	0,44	21,6	0,41	0,29	0,087	0,048	0,075	0,73	1,9722
16I-0713	16,6	0,46	26,0	0,41	0,36	0,12	0,064	0,080	0,64	1,9723

Данные химического анализа показали резкие различия в составе рудного вещества проб из внешнего («а» и «b») и внутреннего («с») слоев, последний существенно обогащен Mn (Mn/Fe – 1,39). Внутренняя часть конкреции существенно обогащена Cu и, особенно, Ni, содержание которого достигает 3,4%. По-видимому, здесь представлены две генерации рудного вещества, сформировавшегося в разное время и в разных условиях.

Можно предположить, что формирование внутренней (древней) части конкреции происходило в условиях высоких содержаний Mn и Ni в морской воде, что возможно при растворении ранее существовавших рудных отложений вследствие произошедших в древности катастрофических событий и последующей регенерации руд из обогащенного этими металлами раствора. Высокие, практически ураганные содержания Ni, позволяют связать это событие с падением астероида (железные метеориты содержат до 30% и более Ni).

Внешний слой конкреции, судя по его толщине, мог образоваться в продолжение последних 15–20 млн лет (если принять средние скорости формирования конкреций в 2–3 мм/млн лет). Наличие глинистой прослойки между внешним и внутренним рудными слоями конкреции свидетельствует о перерыве в рудонакоплении, после окончания которого условия рудоотложения резко изменились и приблизились к современным.

Другие конкреции с этой станции имели неправильно округлые формы, повторяющие форму их литифицированных глинистых ядер. Толщина рудных слоев варьировала в пределах 10 мм, в среднем состав их был сходен с составом последней генерации описанной выше конкреции (см. табл. 6).

Вторая станция этого полигона (16-07) заложена в 130 км к западу от предыдущей на юго-западном борту впадины Страхова (11°28,50' с.ш., 27°59,20' з.д.) в интервале глубин драгирования 5640–5470 м. Здесь поднято около 50 кг гли-

ны с многочисленными обломками Fe-Mn конкреций. В основном Fe-Mn фрагменты мощностью в 5–10 мм покрывают слаболитифицированные глины. Их состав (см. табл. 6) в среднем беднее рассеянными металлами, чем состав конкреций предыдущей станции. Это сопровождается меньшей степенью окисленности гидроксидов Mn: в среднем $MnO_{1,9718}$ против $MnO_{1,9828}$ на ст. 16I-03.

В 23-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» работы проводились на полигоне Зеленого Мыса примерно в 700 км к востоку от описанного выше полигона во впадине Зеленого Мыса.

На рассматриваемом полигоне было проведено двухступенчатое драгирование горы, принесшее значительное количество Fe-Mn корок. Состав их приведен в табл. 7. Основное различие между этими станциями в глубинах драгирования, причем относительно небольшое – 325 м. Тем не менее здесь четко видна тенденция изменения состава корок в зависимости от этого показателя. На более глубокой станции (23S-03) отношения Mn/Fe (0,55) ниже, чем на более мелкой (0,73). В соответствии с этим заметно возрастают содержания Co, Ni и Cu на более «мелководной» станции (23S-04).

Таблица 7. Результаты атомно-абсорбционного анализа Fe-Mn образований (%), драгированных в 23-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» на г. Картера

Станция, образец	Mn	Mn(II)	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Mn/Fe	Mn _n
23S-3/34в	20,4	0,20	26,9	0,458	0,281	0,028	0,080	0,161	0,76	1,9902
23S-3/34н	16,4	0,19	26,6	0,522	0,220	0,030	0,062	0,101	0,62	1,9884
23S-3/35	15,4	0,20	27,4	0,564	0,260	0,019	0,063	0,121	0,56	1,9870
23S-3/36	13,2	0,30	26,4	0,424	0,271	0,070	0,078	0,161	0,50	1,9773
23S-3/39	15,3	0,25	36,2	0,424	0,260	0,048	0,072	0,141	0,42	1,9837
23S-3/40	12,4	0,17	26,3	0,324	0,220	0,026	0,062	0,161	0,47	1,9863
23S-4/15	18,0	0,21	20,5	0,394	0,302	0,051	0,057	0,121	0,87	1,9883
23S-4/16	16,1	0,21	21,7	1,210	0,292	0,049	0,069	0,121	0,74	1,9870
23S-4/18	16,7	0,18	21,2	0,956	0,302	0,034	0,056	0,181	0,79	1,9892
23S-4/19	16,8	0,26	23,9	0,592	0,250	0,039	0,070	0,181	0,70	1,9845
23S-4/20	14,6	0,08	24,7	0,394	0,157	0,022	0,057	0,201	0,59	1,9945

Межразломная область 12–14° с.ш.

В этой области САХ пересекают разломы 13°35', Марафон и Меркурий. Общее смещение рифтовых отрезков САХ по этим разломам составляет 60–70 миль. По химическому составу (табл. 8) существенные аномалии присущи всем коркам, поднятым из рифтовой долины, что свидетельствует о тектонической активности в рифтовой зоне этого сегмента хребта. Особый интерес представляют обр. 9S-14 и 9S-16, поднятые из рифтовой долины в 40 милях севернее зоны сочленения с разломом Марафон. Первый поднят с аномального блока в осевой части долины, второй – с западного борта долины. Расстояние между этими точками не превышает 5 миль, а различия в составе корок разительны. Образец

Таблица 8. Химический состав (в %) и местоположение ЖМО из разломов между 12 и 14° с.ш.

Станция, образец	Координаты		Глубина, м	Толщина корки мм	Mn _{окисл}	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
	с.ш.	з.д.										
9S-12	13°38,6′	45°16′	3300–2900	30	1,9839	15,03	25,07	0,093	0,194	0,233	0,056	0,051
9S-14	13°25′	44°55′	3400–3000	18	1,9520	47,82	4,95	0,082	0,061	0,036	0,011	0,005
9S-16	13°21,6′	44°57′	2900–2160	2	1,9295	9,19	21,74	0,026	0,052	0,137	0,045	0,021
9S-18	13°50,4′	44°36,3′	2400–2200	10	1,9795	15,9	26,64	0,064	0,192	0,346	0,059	0,078
9S-24	12°38′	44°40′	4550–4200	40	1,9885	12,98	25,08	0,104	0,186	0,248	0,057	0,061
9S-31	12°41′	44°37′	3000–2900	10	1,9392	15,13	27,6	0,051	0,149	0,341	0,052	0,067
9S-48	12°35′	44°16′	3100–3050	8	1,9815	16,95	25,25	0,052	0,168	0,261	0,052	0,058
9S-49	12°42′	44°14′	3090–3060	40	1,9880	17,33	27,31	0,097	0,184	0,336	0,057	0,071
9S-56	12°49′	44°55′	3400–3300	3	1,9575	14,99	28,62	0,048	0,091	0,162	0,053	0,018
9S-84	12°24′	44°02′	3800–3600	2	1,9435	12,55	29,85	0,045	0,083	0,126	0,056	0,022
9S-88	12°17,6′	43°41,3′	2600–2300	11	1,9845	17,49	23,79	0,054	0,203	0,335	0,058	0,078
9S-93	11°58′	44°01′	2400–2200	10	1,9865	15,44	23,67	0,067	0,208	0,323	0,061	0,076
9S-98	12°07,2′	43°1′	3400–3000	30	1,9895	17,71	29,08	0,053	0,187	0,232	0,064	0,079
9S-99	12°19,5′	43°39′	2200–1800	5	1,9890	16,57	27,63	0,035	0,221	0,508	0,072	0,133

9S-14 представлен крупнослоистой сажисто-черной, твердой, но легкой пористой коркой до 17 мм толщиной с рыхлыми оранжевыми примазками. Это существенно марганцовистая корка, поднятая без подстилающего субстрата, отношение Mn/Fe в ней 9,74 при резко пониженных содержаниях малых элементов. Обращает внимание почти 50-кратное увеличение содержания Li по сравнению с обычными величинами для ЖМО, приводимыми в сводке Г.Н. Батурина [1986], полагающего, что механизм накопления Li в конкрециях преимущественно диagenетический. Между тем, на наш взгляд, аномалии в составе корки могут свидетельствовать о несомненном существовании поблизости активных гидротерм, однако едва ли эта корка сформировалась за счет гидротермальной поставки Mn, скорее, она привнесена извне и испытала изменения в новой среде ее нахождения. На такой возможности остановимся ниже при рассмотрении аналогичной корки, поднятой в зоне Сьерра-Леоне. Здесь же отметим, что на соседней ст. S9-16 поднятая корочка (1 мм) имела существенно железистый состав.

Заметим, что предположение о вероятности нахождения поблизости гидротермальных излияний было высказано за 10 лет до того, как недавно было открыто гидротермальное рудное поле «Ашадзе» на 13° с.ш. между описанными станциями и ст. 9S-56 [Бельтнев, Нещеретов и др., 2004]. По-видимому, вообще отрезок рифтового сегмента между разломами Зеленого Мыса и Марафон, схема которого приведена на рис. 20, имеет высокую эндогенную активность.

Все другие образцы корок в этой области были получены из разломных зон на их межрифтовых отрезках. Они характеризуются химическим составом, типичным для корок разломных зон САХ. Мощность их, как правило, выше, чем рудных отложений из рифтовых сегментов, что свидетельствует в целом о стабильности тектоно-магматической обстановки, сохраняющейся на протяжении геологически длительных отрезков времени в разломных зонах.

Разломная зона Вима

Разлом Вима протягивается примерно по 11° с.ш., длина его оффсета составляет 320 км. Дно разломной долины шириной от 10 до 20 км полностью перекрыто осадочным чехлом мощностью до 1000 м, вследствие чего представляет собой выровненную горизонтальную поверхность на глубине около 5000 м. В пределах разломной зоны развит протяженный медианный хребет, приуроченный к южному борту разлома и имеющий аномально большие высоты (до глубин 800 м). Исследования проводились на северном борту хребта на протяжении 130 км, причем почти все драгировки приурочены к нижней части склона, что важно учитывать при анализе рудогенеза, протекающего в условиях влияния осадочной толщи.

Обычно ЖМО на склонах поднятий менее развиты, чем на их вершинах, тем не менее на многих станциях профиля корки достигают толщины более 20 мм. Отмечено, что здесь имеет место высокая динамика вертикальных движений хребта, что не могло не отразиться на Fe-Mn рудогенезе, особенно у подножья хребта, обнажавшегося при подъеме и перекрывавшегося осадком при опускании. Проведенные драгировки соответствуют именно этому интервалу геосторической неустойчивости рудоотложения, и сформировавшиеся здесь корки, по-видимому, не могут быть древнее первых миллионов лет, которыми датируются описанные события.

Состав большинства поднятых корок на всем протяжении исследованного отрезка хребта довольно ровный (табл. 9), что свидетельствует об однообразии условий их отложения. Среднее отношение Mn/Fe в них составляет 0,63, среднее суммарное содержание малых элементов (Cu, Ni, Co, Zn) – 0,58%, что не выходит за рамки состава наиболее распространенных ЖМО из других разломных зон Атлантики. Исключение составляют рудные корки, поднятые на ст. 19S-10–19S-12, расположенных на участке хребта напротив зоны сочленения северного сегмента рифта с разломной зоной. ЖМО здесь отличаются заметными вариациями отношений Mn/Fe , степени окисленности Mn фазы, а также состава малых элементов. Причем резкое увеличение отношения Mn/Fe в корках со ст. 19S-11 сопровождается снижением его на ст. 19S-12. Общим для всех станций является заметное снижение содержаний Pb и Co по сравнению с содержаниями их в других ЖМО этой разломной зоны. Вместе с тем корки со ст. 19S-11 характеризуются повышенными содержаниями Ni и Cu . Такое сочетание вариаций в составе ЖМО на станции, где было поднято большое количество наиболее мощных корок (толщиной до 40 мм), несомненно отражает особые условия их формирования. Аномальный состав ЖМО на ст. 19S-11 согласуется с вероятностью эндогенной (возможно гидротермальной) активности в этой зоне. Более того, можно утверждать, что эта станция маркирует центральную точку этих проявлений, поскольку симметрично расположенные соседние станции характеризуются однотипными вариациями в составе ЖМО. Прежде всего, это пониженная степень окисленности Mn фазы (Mn^{2+} – до 9,5%), что не исключает возможности миграции этой подвижной формы Mn в более окислительные условия, которые имеют место на участке склона, где находится ст. 19S-11. В согласии с этой схемой находится и тот факт, что мощные рудные корки со ст. 19S-11 контрастируют с тонкими отложениями на соседних станциях.

По-видимому, специфика состава корок в этой зоне связана с комплексом факторов, среди которых помимо эндогенной активности следует учитывать и обстановку, в которой она проявляется. Предположительно очаг ее находится под осадочной толщей, что гасит ее поверхностные проявления.

Аналогичные ЖМО отмечены и на ст. 19S-28 с повышенными значениями отношения Mn/Fe и резко сниженными содержаниями Co и Cu , что четко выделяет эту станцию среди соседних.

Представляет интерес сопоставление вещественного состава ЖМО на двух станциях одного интерсекта через разломный хребет, заложенных на разных глубинах его склона – ст. 19S-15 и ст. 19S-16. Предельная глубина драгирования на первой станции на 1170 м больше, чем на второй. Это существенно сказывается на увеличении толщины корки, поднятой с меньшей глубины, а также на двукратном увеличении в ней содержаний Co .

В заключение отметим, что проведенное исследование позволяет выделить две разновидности рудных отложений в разломной зоне Вима: нормальные, состав которых не выходит за рамки наиболее распространенных ЖМО других разломных зон Центральной Атлантики, и аномальные, впервые встреченные в данном разломе. Они характеризуются сочетанием повышенных значений отношения Mn/Fe и содержания Cu, Ni и Zn , резко сниженными содержаниями Co и Pb и варьирующими значениями степени окисленности Mn фазы. Можно предполагать комплексное проявление ряда факторов, контролирующих рудо-

Таблица 9. Химический состав (в %) и местоположение исследованных ЖМО из разломной зоны Вима

Станция, образец	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	Mn _{окисл}	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
	с.ш.	з.д.										
19S-01	10°41,2'	42°51,5'	4700–3900	6	1,9600	9,49	17,57	0,058	0,241	0,192	0,042	0,046
19S-02	10°41,3'	42°55,5'	4800–3700	4	1,9548	9,49	14,38	0,045	0,244	0,158	0,036	0,051
19S-03	10°41,8'	42°57,3'	4950–4260	7	1,9673	11,03	17,44	0,055	0,208	0,162	0,051	0,074
19S-04	10°42,1'	43°02,1'	4900–4500	20	1,9800	11,01	19,81	0,069	0,116	0,192	0,052	0,071
19S-07	10°42,4'	43°08,9'	5100–4280	18	1,9793	11,56	20,09	0,064	0,177	0,187	0,046	0,074
19S-09	10°42,5'	43°15,5'	4900–4200	20	1,9800	11,97	18,97	0,078	0,218	0,239	0,046	0,068
19S-10	10°43,1'	43°18,3'	5000–4500	6	1,9082	10,45	15,62	0,141	0,228	0,031	0,059	0,005
19S-11	10°42,2'	43°21,2'	4470–3700	35	1,9760	20,36	12,83	0,312	0,398	0,091	0,112	0,002
19S-12	10°42,1'	43°23,7'	4500–3700	2	1,9030	3,41	9,77	0,021	0,228	0,037	0,014	0,011
19S-15	10°42,9'	43°30,5'	4470–4200	7	1,9708	11,97	17,85	0,087	0,234	0,266	0,044	0,051
19S-1	10°38,2'	43°30,8'	3300–2800	30	1,9762	13,35	20,23	0,056	0,157	0,482	0,045	0,074
19S-20	10°45,1'	43°34,9'	5000–4550	10	1,9652	13,49	17,72	0,061	0,252	0,261	0,042	0,065
19S-23	10°41,7'	42°35,1'	5200–4000	25	1,9738	9,91	17,37	0,109	0,183	0,274	0,043	0,065
19S-25	10°42,6'	42°28,2'	5100–4850	30	1,9752	13,21	16,74	0,064	0,275	0,311	0,037	0,074
19S-27	10°42,3'	42°26,1'	5000–4500	30	1,9812	11,83	17,58	0,069	0,198	0,215	0,042	0,007
19S-28	10°42,4'	42°23'	5100–4500	22	1,9608	13,76	12,69	0,177	0,167	0,041	0,062	0,005
19S-30	10°33,1'	42°08,1'	3950–3480	30	1,9805	12,66	19,05	0,071	0,183	0,288	0,058	0,071
19S-31	10°39,1'	42°09,1'	3200–3150	3	1,9720	13,21	19,95	0,071	0,167	0,382	0,095	0,066
19S-35	10°41'	42°16,7'	4000–3850	15	1,9785	13,49	20,51	0,057	0,193	0,257	0,052	0,084

генез в зонах возможного проявления гидротермальной активности, ослабленной перекрывающей ее очаг осадочной толщей. При этом возможна диагенетическая мобилизация рудных металлов из осадка и возрастание роли Mn фазы с сопутствующими металлами. Нельзя также исключить и значение геологической истории развития самого поперечного хребта, особенно для нижней части его склона, явившегося объектом данного исследования.

Разломная зона Долдрамс

Разлом Долдрамс – один из крупнейших разломов Центральной Атлантики, смещение рифтовых сегментов здесь составляет около 150 км. Исследования показали, что этот район испытал в раннем и среднем плиоцене интенсивные тектонические движения, сопровождавшиеся структурной перестройкой дна. Амплитуды вертикальных движений трансверсивного хребта при этом превышали 1000 м. Есть свидетельства надводного происхождения отдельных фрагментов пород, драгированных с глубин 2500–3000 м. Сделан вывод, что на одном из этапов геологической истории эта область представляла собой архипелаг из нескольких островов.

Процесс Fe-Mn рудоотложения здесь совпал с началом структурной перестройки океанского дна, что датируется 3,2 млн лет назад. В настоящее время здесь широко распространены ЖМО разной мощности. Максимальной толщины (30–50 мм) корки достигают на флангах разлома в 30–60 милях от оси рифта.

В целом состав драгированных корок (табл. 10) типичен для гидrogenных отложений Атлантики – они умеренно обогащены малыми элементами, степень окисленности Mn фазы колеблется в диапазоне 1,9500–1,9800, а отношение Mn/Fe – между 0,4–0,53. Исключение составляет обр. 6S-59, поднятый с юго-восточного поднятия разлома вблизи зоны сочленения с южным сегментом рифтовой долины. Он представлен крупнослоистой выветрелой коркой толщиной до 25 мм и имеет существенно железистый состав (Mn/Fe=0,18) при подчиненном содержании заметно восстановленной Mn фазы. Аномалии в составе этой корки, возможно, связаны с эндогенной активностью в зоне сочленения, имеющей, по-видимому, локальный характер, поскольку всего в 10 милях от этой станции с северного борта разлома был поднят обр. 6S-58, состав которого не отличается от среднего состава других гидrogenных корок.

Остальные образцы Fe-Mn корок в описываемой области были получены из разломных зон на их межрифтовых отрезках. Они имеют состав, характерный для гидrogenных корок Атлантики.

Зона тектонического нарушения Сьерра-Леоне

Исследованный район в соответствии с описанием, данным в работе [Пушаровский, Бортников, Сколотнев и др., 2002], характеризуется заметными аномалиями тектоно-магматической обстановки и геодинамического режима по сравнению с более северными районами САХ. Здесь нет собственно разлома Сьерра-Леоне, как это предполагалось ранее, а есть прерывистый зигзагообразный изгиб, интерпретируемый как «нарушение». Вообще в ряде публикаций отмечается уникальность геологического строения полигона Сьерра-Леоне,

Таблица 10. Химический состав (в %) и местоположение ЖМО из области разлома Долдрамс

Стация, образец	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	Mn _{окисл}	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
	с.ш.	з.д.										
6S-19	8°05,6'	40°00,7'	3100–2960	2	1,9675	9,62	21,87	0,107	0,165	0,273	0,043	0,067
6S-25	8°40,0'	30°00,7'	3100–2900	2	1,9500	10,04	21,05	0,235	0,261	0,242	0,059	0,065
6S-31	8°57,8'	40°16,3'	3100–3090	2	1,9392	8,61	20,03	0,082	0,134	0,142	0,043	0,054
6S-44	8°07,8'	40°34,8'	3700–3100	50	1,9631	9,64	21,22	0,221	0,145	0,167	0,042	0,056
6S-46	8°07,9'	40°14,0'	3100–2950	3	1,9601	11,24	23,11	0,169	0,154	0,234	0,046	0,063
6S-48	8°13,0'	37°27,0'	3900–3750	30	1,9539	10,86	21,05	0,224	0,196	0,273	0,049	0,065
6S-49	8°15,0'	37°27,0'	4450	12	1,9666	9,07	21,74	0,127	0,157	0,225	0,039	0,069
6S-58	8°17,7'	38°04,0v	4600	10	1,9671	9,47	23,62	0,105	0,147	0,224	0,044	0,067
6S-59	8°15,0'	37°56,4'	4650–4450	25	1,9008	4,28	23,96	0,206	0,131	0,087	0,032	0,051
9S-70	8°16,5'	38°19,4'	3900–3800	8	1,9760	12,53	24,68	0,063	0,179	0,232	0,056	0,078
9S-73	8°18,0'	38°22,0'	3850–3800	10	1,9789	12,71	23,55	0,074	0,187	0,266	0,053	0,073

разделяющего резко отличающиеся по структуре части срединного хребта, располагающиеся к северу и югу от него.

Непосредственно к югу от нарушения Сьерра-Леоне находится глубочайшая (до 5 км) рифтовая впадина Маркова, разделенная на две части тектоническим порогами. Помимо нее здесь выявлены еще две рифтовые впадины (5°46' и 6°41' с.ш.). Днища всех впадин заполнены толщей осадка до 40 м; по-видимому, здесь имел место значительный перенос осадка, связанный с геодинамическими причинами. Кроме того, рифтовые сегменты смещены по нескольким левосторонним сдвигам относительно друг друга и в целом имеют дугообразную, нетипичную для рифтов конфигурацию. Предполагается, что глубинные породы были выведены на поверхность дна по плоскостям глубинных срывов. Из приведенного описания можно сделать вывод о несомненном проявлении в этой области крупных (возможно, катастрофических) тектономагматических событий в геологически недалеком прошлом.

С бортов впадины Маркова получены многочисленные гидротермально измененные породы, а с основания ее восточного склона поднят фрагмент массивной медно-колчеданной руды. Это позволило предположить, что здесь имеет место гидротермальная активность с сульфидными постройками, и послужило причиной ее детального обследования. Плотность проведенных драгировок на восточном борту впадины

была исключительно высокой. Достаточно сказать, что с площади около 1 км² при перепаде максимальных глубин драгирования в интервале 4450–4100 м было заложено не менее 10 станций, на которых были драгированы фрагменты пород с Fe-Mn отложениями. Заметим, что сам факт наличия в основании впадины окисленных отложений является свидетельством отсутствия здесь в настоящее время гидротермальной активности.

Результаты химического анализа (табл. 11) свидетельствуют об отсутствии существенных аномалий в большинстве образцов, поднятых за пределами упомянутой впадины в северной части полигона, включая разлом Богданова. Важно отметить, что среднее отношение между двумя главными рудообразующими металлами – Mn и Fe – в корках, отложившихся вне сферы влияния гидротерм, равное 0,49, практически совпадает с отношением этих металлов в морской воде – 0,48 [Bruland, 1983], что является ярким доказательством их существенно гидрогенного формирования.

Иная картина наблюдается южнее нарушения Сьерра-Леоне. Образцы из осевой части рифта и большинство образцов из впадины Маркова показывают аномалии в составе, характерные для рудных отложений других сегментов рифтовых зон САХ (табл. 12). Вместе с тем во впадине Маркова встречены отдельные образцы с необычным составом.

Интерес представляет обр. 10I-43, поднятый из этой впадины, характеризующийся существенно железистым составом с повышенными содержаниями Cu и Zn, пониженными – Ni и следовыми содержаниями Co и Pb. Такой состав окисленной Fe-Mn корки, впервые встреченный в рифтовых сегментах САХ, однозначно свидетельствует о формировании ее под воздействием гидротермального флюида с Fe-Cu-Zn минерализацией. По-видимому, эта корка находится в приграничной зоне геохимического барьера, где восстановительная среда, создаваемая гидротермальным излиянием, гасится высокоокислительной средой морской воды. Она поднята с максимальной глубины – 4650 м, что на 50 м выше, чем был поднят фрагмент медно-колчеданной руды, и находится примерно в 2,3 милях южнее этой точки (ст. 10I-32: 5° 54,6' с.ш., 33° 10,4' з.д.; 4700 м). Возможно эта корка представляет начальную стадию окисления собственно сульфидной руды и образования окисленного околосульфидного металлоносного осадка. На эту мысль наводят повышенные содержания Cu и Zn, что в целом не характерно для ЖМО разломных и рифтовых зон Центральной Атлантики, а также и для других ЖМО этого района, в которых обычно среди малых элементов преобладают Ni и Co. Еще одной особенностью описываемой корки является сильная восстановленность Mn фазы, содержащей треть всего Mn в форме Mn(II).

Заметим, что возможность восстановления твердой фазы гидроксида MnO₂ в среде морской воды имеет довольно широкий диапазон, поскольку гидроксид Mn способен, постепенно восстанавливаясь, формировать нестехиометрические твердофазные соединения типа $n\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$, в которых связанный Mn(II) может количественно преобладать над MnO₂ (например, гидрогаусманит, предельно восстановленный окисный Mn минерал, имеет формулу $2\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$). Примером подобных сильно восстановленных по Mn, но в целом окисленных ЖМО, являются рудные корочки со ст. 10I-43 и 10I-63.

Примерно в 6,5 милях южнее ст. 10I-43 находится ст. 10I-41, приуроченная также к рифтовой впадине Маркова, но расположенная по другую сторо-

Таблица 11. Химический состав (в %) и местоположение исследованных ЖМО между разломом Богданова и тектоническим нарушением Сьерра-Леоне

Станция, образец	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	Mn _{окисл}	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
	с.ш.	з.д.										
10I-02	7°02,9′	34°24,9′	2500	1	1,9442	11,82	20,72	0,092	0,315	0,25	0,078	0,009
10I-05	7°12,8′	34°21,1′	4000	4	1,9685	10,17	22,41	0,064	0,159	0,21	0,048	0,021
10I-09	7°06,9′	33°36,9′	3600	8	1,9791	12,93	22,82	0,049	0,152	0,47	0,051	0,084
10I-10	7°02,4′	33°40,6′	3000	10	1,9749	11,93	22,39	0,054	0,169	0,29	0,056	0,062
10I-11с	7°17,6′	33°59,1′	3400	10	1,9500	10,39	20,16	0,051	0,154	0,25	0,045	0,068
10I-11т	7°17,6′	33°59,1′	3400	10	1,9826	13,81	27,31	0,055	0,198	0,54	0,053	0,081
10I-12	7°02,5′	34°15,9′	3000	7	1,9743	10,89	21,28	0,046	0,159	0,35	0,042	0,068
10I-16	6°36,9′	34°05,7′	2800	2	1,9770	11,28	21,28	0,044	0,166	0,34	0,058	0,068
10I-29	6°37,6′	33°08,9′	3300	3	1,9745	12,93	22,96	0,041	0,181	0,42	0,051	0,084
10I-30	6°38,7′	33°03,5′	3200	10	1,9695	11,44	22,41	0,097	0,188	0,38	0,052	0,074
10I-41	5°48,1′	33°05,7′	4000	0,5	1,1047	5,19	8,39	0,032	0,225	0,01	0,014	0,009
10I-43	5°52,3′	33°10,9′	4650	0,5	1,6591	1,32	14,01	0,284	0,029	0,01	0,106	следы
10I-45	5°02,5′	32°45,7′	3300	1	1,9830	5,22	11,21	0,025	0,056	0,08	0,064	следы
10I-46	5°03,1′	32°53,0′	2400	5	1,9778	9,91	22,96	0,046	0,141	0,32	0,058	0,059
22S-35	6°33,1′	33°27,5′	2150	3	1,9765	14,85	26,36	0,061	0,221	0,45	0,069	0,136
10I-55	5°23,0′	32°50,6′	3800	1	1,8452	2,86	17,34	0,01	0,018	0,02	0,02	0,007
10I-57	5°36,5′	33°11,5′	2850	20	1,6701	10,73	32,99	0,058	0,104	0,34	0,063	0,044
10I-60	5°50,7′	33°13,8′	3600	0,1	1,7204	10,45	27,96	0,032	0,073	0,17	0,043	0,048
10I-63	5°54,5′	33°10,0′	3900	0,1	1,4780	2,15	20,13	0,017	0,056	0,04	0,037	0,007
10I-68	5°54,7′	33°10,8′	4680	0,1	1,9064	2,99	10,16	0,02	0,04	0,08	0,013	0,007
10I-69	5°54,6′	33°09,8′	3800	2	1,9297	12,66	27,96	0,035	0,071	0,26	0,052	0,06
10I-71	5°57,2′	33°31,3′	2800	2	1,9340	14,86	23,77	0,043	0,186	0,56	0,088	0,19

Таблица 12. Химический состав ЖМО из впадины Маркова в %

Станция, образец	Mn _{окисл}	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
11L-12	He опр.	1,21	4,83	0,017	0,047	0,036	0,024	0,043
11L-18	«	0,54	5,27	0,016	0,043	0,113	0,029	0,043
11L-22	«	3,12	8,36	0,011	0,038	0,049	0,016	0,090
11L-42	«	5,78	11,40	0,012	0,057	0,085	0,018	0,109
11L-53	«	1,42	4,79	0,067	0,01	0,013	0,022	0,04
11L-61	«	1,76	3,27	0,013	0,163	0,042	0,004	0,009
11L-63	«	4,79	14,38	0,018	0,033	0,072	0,021	0,015
10I-97	1,7540	2,03	8,60	0,004	0,112	0,011	0,018	0,0001
11L-11	1,9153	9,8	20,46	0,025	0,072	0,147	0,041	0,068
11L-17	1,4290	1,26	8,01	0,015	0,023	0,018	0,014	0,039
11L-23	1,7540	1,87	5,71	0,013	0,038	0,035	0,014	0,003
11L-24	1,9401	12,01	22,50	0,016	0,074	0,197	0,036	0,003
11L-40	1,8386	4,3	12,24	0,016	0,041	0,077	0,015	0,045
11L-41	1,9270	10,5	18,45	0,023	0,068	0,136	0,032	0,0001
11L-49	1,9394	27,25	5,13	0,525	0,078	0,001	0,209	0,003
11L-49/53	1,9824	48,42	3,74	0,007	0,194	0,011	0,515	0,0001
11L-62	1,9434	11,65	22,90	0,017	0,080	0,230	0,358	0,051
17V-10	1,6449	1,07	2,54	0,0045	0,0060	0,0020	0,0064	<0,005
17V-12	1,9323	8,72	26,20	0,0350	0,0870	0,3000	0,0414	«
17V-13	1,8700	6,46	20,40	0,0220	0,3760	0,1600	0,0310	«
Валовые содержания металлов в ультраосновных породах								
10I-97		0,05	5,44	0,001	0,217	0,0195	0,005	Сл.
11L-24		0,04	5,40	0,0005	0,194	0,0159	0,009	«
16S-07		0,04	5,22	<0,0005	0,241	0,0159	0,007	«

ну разделяющего впадину тектонического барьера на глубине 4000 м. Состав этого образца – пленки, покрывающей габбро, отличается от вышеописанной, отложенной на базальте, резко повышенными содержаниями Ni при низких содержаниях других малых элементов, включая Cu и Zn. Mn фаза здесь также в значительной мере восстановлена – 9,63% Mn(II).

Аналогичный состав имеют рудные отложения на станциях севернее и южнее основания впадины Маркова. Эти образцы получены в разных рейсах, что усиливает достоверность отмечаемых аномалий по Ni, а они достигают до 3% состава рудного вещества. Такое накопление Ni в молодых Fe-Mn отложениях пририфтовой зоны могло произойти только при наличии высоких концентраций этого металла во флюиде, поступавшем в морскую воду. Известно, что первичная никеленосность вплоть до образования месторождений может иметь

магматогенное происхождение. Особенно богаты Ni ультрабазитовые породы. В породах, на которых отложены изученные пленки, содержания Ni доходят до 0,25% (см. табл. 11), но связать выявленные аномалии с гидротермальным выщелачиванием ультрабазитов не позволяет тот факт, что в ранее изученных нами аналогичных отложениях Центральной и Южной Атлантики подобных аномалий не встречено. Кроме того, во всех известных на сегодняшний день гидротермах фиксируются устойчиво низкие содержания Ni, не характерен он и для сульфидных отложений [Бутузова, 1998]. Между тем в конкрециях некоторых богатых рудных полей Тихого океана содержание Ni иногда достигает 2–3%, но такое накопление происходит геологически медленно, путем сорбции из осадка в процессе диагенеза. Можно предполагать, что в нашем случае сорбционное накопление Ni произошло быстро, а это возможно только при высоких концентрациях сорбента (Ni) в растворе. На наш взгляд, образование таких (гидротермальных) растворов могло произойти в результате падения астероида на океанское дно в этом районе. Известно, что железные метеориты содержат до 30% Ni. Это спровоцировало активизацию магматизма и сопутствующую гидротермальную деятельность, вынесшую никеленосные растворы на поверхность дна. Произошло это событие, по-видимому, геологически недавно. Об этом свидетельствует сохранившаяся деформация рифтовых сегментов, их кулисообразное, полукруглое, местами как бы разорванное положение, по форме напоминающее фрагменты импактных кольцевых структур.

Но вернемся к впадине Маркова. Здесь наряду с многочисленными существенно железистыми тонкими окисными отложениями в одной из драг был получен образец, представленный существенно Mn коркой толщиной до 15 мм (обр. 111-49). Она оказалась нетипично легкой, крупнослоистой и пористой, имеющей явные признаки выщелачивания. Заметим, что в той же драге подняты метасоматиты с тонкой вкрапленностью сульфидов по всему объему [Пушаровский, Бортников, Сколотнев и др., 2002]. Формирование мощной окисленной корки по сульфидсодержащим породам в рифтовой зоне едва ли возможно. Наиболее развитые здесь ультраосновные породы содержат следовые количества Mn (0,04–0,05%) и не могут быть его источником. По-видимому, эта корка, не имеющая подстилающего субстрата, привнесена извне, возможно, вследствие осыпи с вершины крутого борта впадины или из более отдаленного района, что нельзя исключать в условиях интенсивных тектонических деформаций, характерных для этой зоны. Важно отметить высокую степень окисленности гидроксида Mn (1,9824). Особенностью этой корки являются также повышенные содержания Zn, Ni и Li на фоне минимальных значений других малых элементов. Подчеркнем, что именно высокая плотность драгировок на малой площади позволяет исключить возможность образования мощной окисленной корки *in situ* среди многочисленных проявлений сульфидной минерализации.

По-видимому, впадина Маркова аккумулирует на дне самые разнообразные рудные фрагменты, образование которых *in situ* невозможно, что связано с высокой геодинамической неустойчивостью окружающего ее района и активной гидродинамикой течений над впадиной. Исследование направлений течений и их интенсивности в таких районах могло бы конкретизировать расположение очага эндогенной активности.

В заключение отметим, что исследование особенностей состава Fe-Mn отложений, формирующихся в непосредственной близости от места обнаруже-

ния фрагментов сульфидной руды во впадине Маркова, свидетельствуют либо о слабой интенсивности, либо об отсутствии здесь современной гидротермальной активности.

Разломная зона Романш

Крупнейшая демаркационная разломная зона Романш, разделяющая Центральную и Южную Атлантику, имеет сложное строение и разную геологическую историю своих частей [Пушаровский и др., 1995].

Проведенные в трех рейсах драгировки охватили значительную часть разлома (около 800 км) и позволили собрать богатую коллекцию ЖМО (более 40 образцов). Причем было сделано несколько поперечных сечений разломной зоны Романш через молодые и более древние структуры. Результаты химических анализов приведены в табл. 13.

В 13-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» образцы ЖМО получены с северного поперечного хребта в районе, расположенном напротив зоны сочленения с южным сегментом рифтовой долины САХ. Это плотные слоистые корки на базальтах толщиной до 15 мм, состав их типичен для гидrogenных отложений, формирующихся в спокойной обстановке океанского дна. Относительно малые глубины привершинных участков склонов благоприятны для накопления Со в ЖМО, и здесь отмечено максимальное его содержание в 0,91%. Послойный анализ обр. 13S-06 показал увеличение содержаний Со к основанию корки, в том же направлении увеличивается степень окисленности Mn фазы. В целом ЖМО здесь несколько богаче малыми элементами и отношение Mn/Fe в них выше, чем в аналогичных корках более северных приэкваториальных разломов САХ. Вблизи зоны сочленения с западного (обр. 13S-13 и 13S-14) и восточного (обр. 13S-11) бортов рифтовой долины драгированы отложенные на базальтах корки, сложенные рыхлым пористым рудным веществом толщиной 1–10 мм. Состав их отличается обогащенностью Fe (в 3–4 раза), обедненностью малыми элементами (в 5–6 раз) и большей восстановленностью Mn фазы. Столь резкое изменение состава на расстоянии в 50 миль свидетельствует о возможной эндогенной активности в этой зоне.

В 16-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» ЖМО подняты с различных структур этого трансокеанского разлома между 15°17' и 20°36' з.д. (25 станций). В целом состав полученных корок (см. табл. 13) свидетельствует о существенно гидrogenном их формировании и не несет явных признаков гидротермального влияния. Главной особенностью состава является обогащенность Ni в ряде образцов, приуроченных к зоне поперечных нарушений на 26° з.д.

В рейсе НИС «Геленджик-96» ЖМО подняты на семи станциях между 21 и 22° з.д. и на 28°31,6' з.д. (см. табл. 13).

В общей сложности Fe-Mn рудоотложение в разломе Романш исследовано на 2/3 активной, межрифтовой части разлома. Пять станций заложено за пределами трансекта с рифтом на восточном продолжении разлома и одна станция заложена за пределами зоны сочленения разлома с северным сегментом рифта. Она характеризует пассивную часть разлома.

Из-за многочисленности полученных образцов они были сгруппированы по приуроченности к определенным морфоструктурным элементам разломной зоны (рис. 82), и на основании полученных средних показателей построены

Таблица 13. Химический состав (в %) и местоположение ЖМО из разломной зоны Романш

Станция, образец	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	Mn _{окисл}	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
	с.ш.	з.д.										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
13S-06 верх	0°22'	17°02'	2700–1000	0–5	1,990	20,87	25,73	0,024	0,291	0,659	0,063	0,173
центр	«	«	«	5–10	1,9930	24,21	22,11	0,025	0,334	0,833	0,053	0,234
низ	«	«	«	10–15	1,9932	22,11	20,62	0,027	0,285	0,909	0,051	0,185
13S-06	«	«	«	15	1,9712	18,03	22,61	0,068	0,596	0,439	0,085	0,089
13S-10/2	0°32'	16°24'	1500–1400	15	1,9877	20,25	22,43	0,034	0,357	0,727	0,066	0,182
13S-10/4	«	«	«	15	1,9863	20,51	21,94	0,078	0,541	0,826	0,081	0,146
13S-47	0°32'	16°15'	1800–1300	Налет	1,8785	2,47	9,42	0,008	0,041	0,221	0,027	0,027
13S-48	0°33'	16°21'	1800–1600	1	1,9764	21,61	19,46	0,019	0,418	0,871	0,065	0,135
13S-11	0°01'	16°26'	3500–3400	8	1,9190	9,26	32,51	0,036	0,047	0,098	0,057	0,009
13S-12	0°05'	16°23'	2800	1	He опр.	8,03	21,44	0,019	0,57	0,121	0,045	0,024
13S-13	0°07'	16°30'	3500–3300	1	1,8677	8,77	20,12	0,024	0,044	0,114	0,045	0,027
13S-14	0°07'	16°32'	3000–2900	5–10	1,8976	6,05	19,13	0,017	0,061	0,121	0,039	0,025
13S-15	0°09'	17°02'	3900–3800	1	1,9426	13,59	16,01	0,037	0,225	0,265	0,049	0,064
16S-01/1	0°48,3' ю.ш.	20°35,7'	3300–3100	20	1,9779	14,04	23,12	0,037	0,206	0,382	0,101	0,086
16S-01/4	«	«	«	20	1,9746	12,61	22,12	0,044	0,185	0,324	0,101	0,032
16S-04/5	0°54,0' ю.ш.	20°36'	3450–3180	8	1,9863	16,01	24,12	0,044	0,215	0,273	0,103	0,089
16S-04/12	«	«	«	20	1,9797	14,31	24,86	0,062	0,204	0,354	0,098	0,091
16S-05	0°46,9' ю.ш.	20°36,2'	5200–4800	10	1,9686	17,52	19,62	0,081	0,261	0,134	0,089	0,065
16S-07	0°37,8' ю.ш.	19°45,3	3140–2880	4	1,9690	15,62	21,87	0,057	0,492	0,287	0,126	0,027
16S-12	0°30,1' ю.ш.	19°36,9'	4350–4250	5	1,9795	15,62	19,24	0,167	0,432	0,181	0,124	0,067
16S-19	0°11,1' ю.ш.	17°07,0'	3200–3100	50	1,9644	9,26	18,87	0,042	0,191	0,134	0,082	0,041
16S-23	0°08,0' ю.ш.	16°44,6'	2830–2750	6	1,9650	12,28	30,74	0,097	0,136	0,241	0,108	0,021

Окончание таблицы 13

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
16S-26	0°01,1' ю.ш.	16°20,0'	3000–2600	1	1,9245	8,48	21,99	0,019	0,084	0,173	0,074	0,046
16S-28	0°05,1' ю.ш.	16°17,8'	2350–2000	15	1,9677	10,84	30,61	0,054	0,088	0,206	0,111	0,037
16S-31	0°29,8' ю.ш.	16°17,7'	2700–2100	2	1,9656	15,68	24,99	0,021	0,178	0,373	0,112	0,103
16S-33	0°27,9' ю.ш.	16°28,4'	2850–2750	15	1,9772	14,51	25,49	0,047	0,277	0,279	0,108	0,063
16S-36	0°22,6' ю.ш.	16°33,8'	3250–2700	15	1,9775	13,32	24,74	0,031	0,164	0,397	0,101	0,077
16S-39	0°24,3' ю.ш.	16°49,6'	2600–2500	3	1,9787	14,57	25,12	0,026	0,197	0,354	0,102	0,071
16S-40	0°22,5' ю.ш.	17°01,4'	2770–2700	15	1,9835	20,01	21,99	0,078	0,491	0,552	0,135	0,044
16S-44	0°05,4' с.ш.	16°42,5'	3800	1	1,9266	10,92	19,71	0,078	0,222	0,095	0,101	0,049
16S-53	0°37,1' с.ш.	15°51,6'	1150	20	1,9558	18,11	22,62	0,049	0,692	0,281	0,153	0,022
16S-58	0°36,8' с.ш.	15°18,0'	4300–3800	3	1,9776	14,31	23,24	0,034	0,157	0,354	0,082	0,086
16S-60	0°42,9' с.ш.	15°20,7'	2450–2250	15	1,9802	19,68	21,12	0,101	0,615	0,558	0,151	0,112
16S-62	0°38,2' с.ш.	15°48,0'	1360	20	1,9581	13,13	28,74	0,068	0,373	0,911	0,135	0,273
16S-68	0°05,5' с.ш.	16°31,2'	3300	2	1,9448	11,95	24,24	0,027	0,095	0,144	0,084	0,278
16S-73	0°07,5' ю.ш.	19°35,8'	4000–3800	10	1,9796	14,24	27,49	0,053	0,167	0,253	0,111	0,096
16S-78	0°02,9' с.ш.	19°41,8'	2400–2150	40	1,9674	11,95	30,11	0,135	0,325	0,665	0,136	0,174
16S-79	0°01,7' с.ш.	19°44,7'	3300–2750	30	1,9448	12,87	25,49	0,244	0,519	0,428	0,128	0,091
96G-30/3	0°56' ю.ш.	21°02,6'	3350–2900	5	1,9882	13,28	20,09	0,054	0,221	0,312	0,063	0,092
96G-30/8	«	«	«	15	1,9740	16,02	22,04	0,169	0,518	0,338	0,081	0,044
96G-31	0°52,3' ю.ш.	21°01,5'	3270–2950	20–40	1,9879	13,81	20,56	0,073	0,268	0,447	0,064	0,091
96G-32	0°51' ю.ш.	21°00,6'	5490–3900	20	1,9920	14,82	18,01	0,063	0,178	0,103	0,038	0,069
96G-36	0°07,6' ю.ш.	20°48,2'	3000–2400	8	1,9894	13,07	20,81	0,048	0,191	0,249	0,061	0,077
96G-41	1°03,4' ю.ш.	21°41,3'	3750–3100	7	1,9900	12,76	19,79	0,057	0,217	0,375	0,056	0,057
96G-42	0°58,1' ю.ш.	21°42,6'	3700–3270	8	1,9915	15,04	19,53	0,056	0,334	0,188	0,063	0,028
96G-43	0°56' ю.ш.	21°41,4'	5100–5000	20	1,9610	9,08	19,81	0,126	0,139	0,128	0,056	0,011
96G-46	1°13' ю.ш.	28°31,6'	3650–3050	60–80	1,9887	15,73	20,14	0,094	0,341	0,241	0,074	0,076

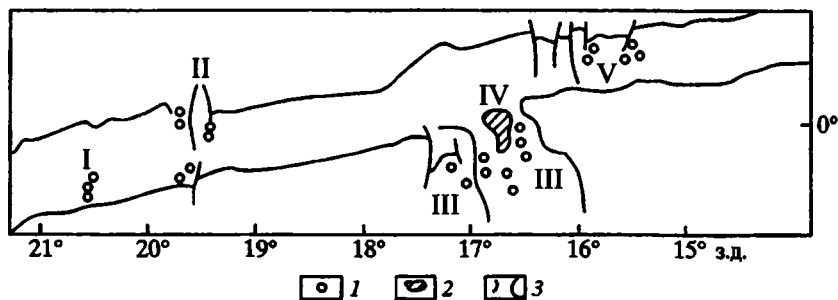


Рис. 82. Упрощенная схема разломной зоны Романш с нанесением станций драгирования ЖМО по пяти (I–V) выделенным группам
1 – отдельные станции, 2 – станции группы IV, 3 – поперечные разломы

графики изменений состава корок (рис. 83). При этом в группу I включены ЖМО, драгированные восточнее 21° з.д. (13 образцов); группу II составили пробы, полученные по профилю вкост простирания разлома в области развития крупных деформаций между 19 и 20° з.д. (6 образцов); группа III – по периферии зоны сочленения рифта с разломом (9 образцов); группа IV – непосредственно в структурах зоны сочленения (8 образцов); группа V – на восточном продолжении пассивной части разлома (7 образцов).

На графиках видно, что главные различия в накоплении микроэлементов обусловлены резким увеличением содержания Ni в тонких корочках из зоны крупных деформаций (группа II) на фоне слабых вариаций содержаний других элементов. Минимальны содержания всех микроэлементов в корках из зоны сочленения (группа IV). Это наиболее молодые отложения, отражающие начальную фазу накопления металлов. Для них также характерны пониженные значения Mn/Fe и степени окисленности Mn фазы (см. табл. 13). Аналогичные

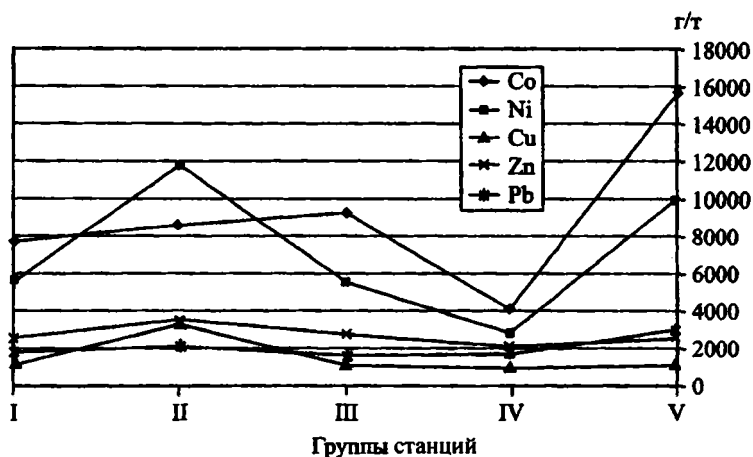


Рис. 83. Вариации средних содержаний малых элементов для пяти (I–V) выделенных групп станций разломной зоны Романш

отложения имеют широкое распространение и в более северных приэкваториальных разломных зонах в сходных структурах.

По мере удаления от рифтовой зоны к востоку и западу (группы III и V) содержание Ni и Co увеличиваются. Обогащенность Co (и Ni) особенно проявлена в отложениях группы V, большинство которых драгировано с глубин менее 2000 м.

Практически все корки, обогащенные Ni, драгированы с поднятий, основания которых перекрыты мощным слоем осадков. К тому же большинство из них имеет значительную мощность – до 40 мм, а возможно, и больше, поскольку, не имея подложки, они могут быть сколами с рудного основания (обр. 16S-78 и 16S-79). Все это наводит на мысль о вероятности связи процессов, происходящих в осадках, с рудогенезом на поверхности выступающих поднятий. Факт возможной поставки Ni из осадочной толщи отмечен для конкреций Тихого океана [Железо-марганцевые..., 1984]. Более того, авторы приходят к выводу о весьма ощутимом воздействии разломов на геохимические контуры распределения Ni в конкрециях, причем предполагается, что это происходит за счет гальмиролиза коренных пород.

По данным сейсмопрофилирования, проведенного в рейсах НИС «Академик Николай Стархов», максимальной мощности осадочная толща достигает в районе станций группы II (800 м). Наличие осадков отмечено и в котловинах западной пассивной части разлома (группа V). Сложное чередование зон накопления осадков с их отсутствием отмечается по периферии структур рифтовой долины, что, по-видимому, проявляется в многообразии вариаций состава поднятых здесь корок.

Хорошо известно стремление гидроксидов Mn и Fe к отложению на «активных» поверхностях, выступающих над дном. При этом гидроксиды способны мигрировать в направлении мест с благоприятными условиями для их отложения. Своеобразие обстановки накопления осадков в межгорных котловинах в том, что формирование конкреций на них практически не происходит. Это связано, по-видимому, с тем, что положительные элементы рельефа, несущие высокий электростатический заряд, активно стягивают высвобождающиеся при диагенезе гидроксиды. В условиях сейсмотектонической нестабильности, характерной для исследованных районов, не исключены и процессы образования осыпей, оползней и т.п., способствующие локальному возникновению восстановительных условий в осадочной толще и возрастанию интенсивности диагенетических процессов.

Отмеченная связь состава корок с осадконакоплением позволяет рассматривать осадочную толщу как источник дополнительной поставки Ni. Возможно, это относится и к Co, но здесь связь менее четкая, поскольку отмечается хорошо известное закономерное увеличение содержания Co, связанное с уменьшением глубин отложения. При этом на первый план выходит специфика селективной сорбции Co гидроксидами Mn и Fe в условиях относительного океанского мелководья. По-видимому, в этом причина обогащения Co, отмеченная для образцов группы V, большинство которых драгировано с глубин менее 2000 м.

Отдельного рассмотрения заслуживает уникальная для Атлантического океана корковая конкреция размером 25 x 30 x 30 см, ядро которой сложено обломочным известняком, а толщина рудной корки составляет 6–8 см. Она

была драгирована с северного склона северного поперечного хребта разломной зоны с западного пассивного ее окончания (обр. 96G-46). Судя по следам глинистых примазок на конкреции, она покоилась на поверхности осадка, мощность которого на участке драгирования была крайне незначительная. Это показали результаты обработки частотного спектра отраженных лучей, посылаемых многолучевым эхолотом «Sea beam». В то же время западное продолжение разломной зоны Романш находится в сфере влияния стока р. Амазонки, и скорости осадконакопления здесь должны быть высокими, что существенно органичивает образование ЖМО. По-видимому, эта конкреция формировалась в условиях длительного неотложения (возможно, смыва) осадка на локальном выступе склона хребта. Однако близкое соседство районов с высокими скоростями осадконакопления и интенсивно идущими процессами диагенетической мобилизации металлов из толщи восстановленных осадков в морскую воду создает здесь повышенные концентрации рудного вещества, в частности Mn, которое и реализуется в конкрециях или корках в условиях неотложения осадка. Вообще в окраинных районах океана в дефиците оказывается не рудное вещество, а возможность образования его стяжений, не перекрываемых осадками. Очевидно, описываемая конкреция является типичным примером рудообразования в таких условиях.

В этой конкреции были выделены по структурно-текстурным признакам три слоя: поверхностный слой, имеющий ботроидальную шероховатую структуру (обр. 96G-46a); внутренняя часть с выраженной слоистостью в интервале 2–4 см (обр. 96G-46б) и более плотное и монолитное основание корки между 4 и 8 см, составляющее почти половину ее вещества (обр. 96G-46в). Послойный анализ показывает постепенное и закономерное повышение отношений Mn/Fe от подошвы к поверхности, что сопровождается повышением содержаний Ni и Cu, коррелирующих обычно с Mn фазой. Интерес представляет почти двукратное повышение содержаний Ni в поверхностном слое.

В заключение отметим, что Fe-Mn рудогенез широко распространен по всей исследованной протяженности разломной зоны Романш. Несмотря на некоторые вариации в составе отдельных рудных стяжений, в целом по разлому можно отметить относительно благоприятную обстановку для окисного рудоотложения, имевшую место в историческом прошлом. Здесь чаще, чем в других разломных зонах приэкваториальной Атлантики встречаются мощные корки толщиной 20–50 мм. Различий в составе корок, отлагающихся на молодых и древних морфоструктурах не отмечается.

Разломная зона Чейн

Драгировки в разломной зоне Чейн проводились в ее межрифтовом отрезке. Почти все поднятые здесь ультрамафитовые породы с глубин 4000 м и более оказались без рудных отложений. В центральной части этой зоны с южного борта разломной долины на ст. 13S-37–13S-39 подняты фрагменты базальтов с плотными крупнослоистыми корками толщиной до 40 мм без каких-либо аномалий в их составе (табл. 14).

Иной характер имеют ЖМО, поднятые из области сочленения разломной зоны Чейн с южным сегментом рифтовой долины. Здесь, с восточного склона гряды пририфтовых гор, расположенных на западном плече рифта, на

Таблица 14. Местоположение и химический состав в % ЖМО из области разлома Чейн

Станция, образец	Координаты		Глубина, м.	Толщина корки, мм	Mn _{окисл}	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
	ю. ш.	з. д.										
13S-37	1°14'	14°12'	3400–3000	2–3	1,9668	15,07	19,14	0,028	0,213	0,371	0,049	0,031
13S-38/1	1°23'	14°11'	3500–3400	40	1,9895	15,19	29,69	0,061	0,183	0,288	0,067	0,085
13S-38/2	«	«	«	35	1,9847	15,69	26,06	0,046	0,191	0,288	0,057	0,078
13S-39	1°18'	14°20'	4300–4100	5	1,9770	17,78	22,27	0,085	0,332	0,144	0,069	0,056
13S-19	1°14'	13°06'	3700–3200	3	1,9585	23,1	16,66	0,088	0,931	0,129	0,101	0,009
13S-21	1°14'	13°07'	3000–2800	9	1,5985	4,94	17,98	0,021	0,066	0,053	0,075	0,017
13S-22	1°11'	13°09'	2200–2100	6	1,0000	0,38	15,18	0,011	0,019	0,008	0,021	0,012
13S-31	1°03'	12°57'	3500–3000	3	1,8877	8,28	20,45	0,034	0,326	0,083	0,047	0,031
13S-26/1	1°07'	13°19'	2400–2300	2	1,9857	18,91	23,92	0,024	0,768	0,409	0,063	0,113
13S-26/2	«	«	«	5	1,9438	7,29	17,65	0,029	0,131	0,159	0,041	0,043

расстоянии 1–3 миль друг от друга при перепаде глубин в 700–800 м были получены образцы на трех станциях. Наиболее глубинные образцы, со ст. 13S-19 (3700 м), отложены на фрагментах габбро, перидотита и долерита. Они характеризуются повышенными значениями Mn/Fe и необычно высокими содержаниями Ni. Образец 13S-21 (3000 м) – это ЖМО, отложенные на аналогичных породах, имеет существенно железистый состав, пониженное содержание малых элементов и сильно восстановленную Mn фазу ($MnO_{1,5972}$). В 3 милях севернее со склонов небольшого конусовидного поднятия, приподнятого примерно на 500 м над грядой западных пририфтовых гор, получено большое количество обломков очень пористого базальтового стекла, покрытых желтым рудным веществом, проникающим по прожилкам и порам внутрь – обр. 13S-22 (2200 м). Оно сложено преимущественно гидроксидами Fe. На рис. 84 показаны взаимосвязь морфоструктурного положения образцов и изменений их состава по величине Mn/Fe и окисленности Mn фазы. Здесь четко видно, что источником этих изменений может быть активный вулканизм, центрированный в области конусовидного поднятия. По-видимому, под этим влиянием сформировался и рыхлый налет на базальтах, поднятых с восточного склона гряды рифтовых гор (обр. 13S-31) примерно в 20 милях восточнее ст. 13S-22.

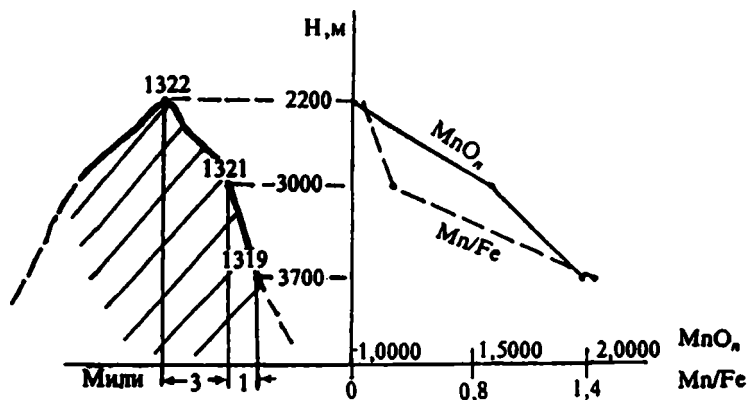


Рис. 84. Схема взаимосвязи морфоструктурного положения образцов и значения показателей Mn/Fe и MnO_n со станций в разломе Чейн

Железо-марганцевые образования из разломных и рифтовых зон Южной и Антарктической Атлантики

Район разлома Мартин Вас

Исследованный полигон располагается вблизи разлома Мартин Вас и охватывает небольшой участок гребневой части САХ в Южной Атлантике. В результате проведенных исследований в 10/2-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (батиметрия, магнитная съемка и драгирование) установлено, что этот район имеет типичное для медленно-спрединговых хребтов строение. Отчетливо выраженная рифтовая долина с обоих флангов обрамляется грядами рифтовых гор, состоящих из отдельных протяженных хребтов, субпараллельных рифтовой долине. Все опробованные структуры рифта и рифтовых гор сложены базальтами.

Поднятые фрагменты базальтов покрыты Fe-Mn оксидами, причем в пределах бортов рифтовой долины это тонкие пленки и фрагментарные примазки, а по мере удаления от оси рифта их мощность увеличивается.

В табл. 15 приведены результаты химического анализа Fe-Mn корок, поднятых с базальтами на пяти станциях, причем на двух станциях для анализа было отобрано по два образца. Результаты анализа микроэлементов показывают постепенное и закономерное увеличение содержаний Co и Ni, а также Pb в корках при отложении их в тектонически более спокойных зонах океанского дна, удаленных от осевой зоны рифтовой долины. Стабильно низкие содержания Cu и Zn во всех образцах, хотя и имеют некоторые вариации, однако не столь значимые, чтобы связывать их с возможной гидротермальной активностью. Это подтверждается и данными табл. 15, из которых следует что степень окисленности Mn фазы (MnO_n) и отношения Mn/Fe в изученных корках изменяются незначительно.

Минимальные содержания рудных металлов в окисных отложениях со ст. 101-48, заложенной на максимальной глубине (3600 м) в рифтовой зоне, являются типичными для подобных молодых отложений на поверхности свежесформированных базальтов. То обстоятельство, что отношение главных рудообразу-

Таблица 15. Местоположение и химический состав ЖМО (%) из области разлома Мартин Вас

Станция, образец	Координаты		Глубина, м.	Толщина корки, мм	Mn _{окисл}	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
	ю. ш.	з. д.										
101-47	20°33,5'	11°49,3'	2560–2200	6–3	1,9607	12,66	22,65	0,079	0,158	0,255	0,064	0,086
101-47	»	»	»	7	1,9739	10,45	24,04	0,098	0,143	0,256	0,075	0,08
101-48а	20°35,6'	11°40,3'	3600–3100	5	1,9566	12,66	23,49	0,047	0,085	0,105	0,053	0,019
101-48б	»	»	»	3	1,9613	12,93	19,29	0,054	0,117	0,127	0,062	0,014
101-49	20°00,0'	11°47,8'	2840–2250	5	1,9566	9,9	20,13	0,037	0,097	0,181	0,047	0,031
101-50	20°00,0'	12°04,5'	2390–2090	8	1,9637	12,66	18,45	0,036	0,164	0,316	0,048	0,076
101-51	20°11,9'	11°50,3'	3520–3200	1	1,9510	11,01	19,01	0,0218	0,077	0,158	0,036	0,029

ющих металлов – Mn и Fe – и степень окисленности Mn фазы в этой пленке практически не отличаются от величин в более зрелых корковых образованиях, свидетельствует о том, что процесс спредингового новообразования базальтов здесь происходил в относительно спокойной тектонической обстановке.

Корки, поднятые с наиболее удаленной к западу от оси рифта станции 101-50 (33 км), заложенной на восточном склоне небольшого субмеридионального хребта, параллельного рифтовой долине, характеризуются максимальными содержаниями Co и Ni. Mn фаза в них более окислена и несколько возрастает по отношению к Fe. Такой состав корки полностью соответствует представлениям о сорбционной природе накопления металлов из морской воды, в которой содержания их крайне малы, а сам процесс является функцией времени.

В соответствии с теорией спрединга, более удаленные от осевой части рифтовой долины морфоструктуры, имеют более длительную историю геологического развития, следовательно и Fe-Mn отложения на их поверхности более древние и в них больше сорбционно-накапливающихся рудных металлов.

Станция 101-47 находится на восточном склоне крупного субмеридионального хребта в 25 км к западу от оси рифта в южной части полигона и по всем показателям вещественного состава занимает среднее положение.

Единственная станция, заложенная к востоку от осевой части рифтовой долины – 110-49, приурочена к западному склону высокого субмеридионального хребта, находящегося в 16 км от оси рифта в северной части полигона. Состав корок здесь весьма сходен с отложениями со ст. 101-51.

Приведенные выше расстояния от оси спрединга в сочетании с толщиной корок позволяют рассчитать скорости их отложения, если известны значения

скоростей спрединга. Для исследуемого района западная составляющая скорости полуспрединга в осевой части рифта составляет 2 см/год по [Геодинамика и рудогенез..., 1999]. Это значит, что на ст. 10I-50, удаленной от рифтовой зоны на 33 км, формирование корок происходило в течение 1,65 млн лет. За это время мощность корки достигла 8 мм, т.е. скорость ее роста составляет 4,9 мм/млн лет. Аналогичный расчет для корки со ст. 110-47 дает величину 5,4 мм/млн лет. Станция 10I-49 расположена на востоке от оси рифта, где восточная составляющая скорости полуспрединга составляет 2,8 см/год. Соответствующий расчет дает более высокую скорость роста рудной корки здесь – 8,8 мм/млн лет.

Примененный метод определения скоростей роста Fe-Mn корок дает объективные показатели для условий «идеального» спрединга, не нарушаемого резкими проявлениями тектоно-магматической активности, к которому можно отнести исследованный полигон. Целесообразность проведенных расчетов связана с отсутствием таких данных для окисных рудных отложений пририфтовых зон САХ в литературных источниках. Заметим, что порядок полученных величин в целом свидетельствует о крайне низких скоростях роста Fe-Mn корок.

Отмечается закономерное увеличение содержаний Co и Ni в образцах корок по мере удаления их местонахождения от осевой части рифтовой зоны, при этом увеличивается также доля Mn фазы в корке из наиболее удаленной станции (ст. 10I-50).

В целом исследованный район, судя по составу ЖМО, отличается от разломных зон Центральной Атлантики спокойной тектоно-магматической обстановкой.

Железо-марганцевые конкреции из канала Вима

Станция 16I-35 в 16-м рейсе НИС «Академик Иоффе» была заложена у подножья восточного борта канала Вима в Южной Атлантике (координаты: 31°62' ю.ш., 39°53' з.д.). Канал Вима является протоком из Аргентинской котловины в Бразильскую и представляет интерес как гидрологический объект, приуроченный к субмеридианальному разлому, разделяющему плато Риу-Гранди и плато Сантос, являющееся выступом континентального склона со стороны Бразилии. Здесь, с глубины около 5000 м, поднято до 30 кг существенно марганцевых конкреций размером от 0,5 до 15 см в диаметре. В среднем (6 исследованных образцов) (табл. 16) отношение Mn/Fe в них достигает 3,60, что существенно

Таблица 16. Химический состав конкреций из канала Вима (16-й рейс НИС «Академик Иоффе»)

Станция, образец	Mn _{общ}	Mn(II)	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Mn/Fe	MnO _n
16I-35/1	19,8	0,79	10,1	0,046	0,52	0,19	0,10	0,028	1,83	1,9601
16I-35/3	23,3	0,70	7,8	0,070	0,46	0,19	0,11	0,036	2,99	1,9700
16I-35/4	26,9	0,92	5,5	0,053	0,84	0,19	0,15	0,047	4,89	1,9658
16I-35/7	31,0	0,69	4,05	0,057	0,39	0,39	0,12	0,021	7,65	1,9777
16I-35/8	23,0	0,63	10,3	0,078	0,51	0,24	0,12	0,057	2,23	1,9726
16I-35/12	20,0	0,54	10,5	0,066	0,61	0,25	0,145	0,038	1,91	1,9731

выше, чем в конкрециях из Бразильской (1,23) и Аргентинской (1,19) котловин [Скорнякова, Мурдмаа, 1995] и является максимальным для конкреций из других районов Атлантики. Средние содержания Ni (0,56%) соответствуют таковым в конкрециях из Бразильской котловины (0,58%), а низкие содержания Co (0,06%) характерны для конкреций Аргентинской котловины (0,08%). Однако при пересчете на рудную фазу (Fe+Mn), т.е. при исключении разубоживающего влияния литогенной составляющей, содержания Ni в руде составляют 1,75%.

По-видимому, специфика аномалий в составе этих конкреций связана с отложением их в условиях высоких скоростей придонного течения, имеющего повышенные температуры воды в протоке (что следует из данных гидрологических исследований). Повышение температуры – важный фактор, с которым связаны все другие параметры физико-химического состава морской воды, контролирующие условия рудоотложения – процесса, происходящего в течение геологически длительного времени. Особенностью Mn фазы в рассматриваемых отложениях является более низкая степень ее окисленности (в среднем 1,9699) по сравнению с аналогичными отложениями с других станций, описанных в данной работе. Можно предполагать, что через протоку происходит активный снос менее окисленных и более реакционноспособных частиц гидроксида Mn. В то же время в подобных условиях при снижении редокс-потенциала Fe может частично связываться осадочной толщей и изыматься из процесса оксидного рудогенеза. По-видимому, этим можно объяснить и аномально высокие величины отношений Mn/Fe в этих отложениях. Вместе с тем относительно низкое суммарное содержание рассеянных металлов в этих богатых марганцем отложениях могут свидетельствовать об относительно высоких скоростях их формирования.

Область тройного сочленения Буве

Южная Атлантика в районе тройного сочленения Буве – это район интенсивной магматической деятельности, обусловленной рифтовым магматизмом трех спрединговых хребтов: Срединно-Атлантический (САХ), Американо-Антарктического и Африкано-Антарктического (АМАХ и АФАХ соответственно), которые здесь сходятся (рис. 85).

ЖМО для исследований были получены в двух рейсах: 18-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» и 96-м рейсе НИС «Геленджик». В общей сложности были получены образцы на 13 станциях драгирования, расположенных субмеридианально на протяжении 500 км в широтном интервале в 150 км с центральной полосой по 54°50' ю.ш. Детально были выполнены исследования на двух полигонах, один из которых располагался на участке АФАХ между разломными зонами Буве и Мошеш вблизи о. Буве; другой был приурочен к западной оконечности АФАХ и зоне сочленения южного окончания САХ с АМАХ. Примерно в эти рамки вписываются разнообразные структуры тройного сочленения Буве.

Отметим, что ЖМО Южной Атлантики изучены слабо, особенно это относится к указанным широтам, поэтому на отдельных станциях исследовано по несколько проб.

Поскольку Fe-Mn рудогенез подвержен влиянию многих факторов, напомним, что район исследований относится к самостоятельной области Мирового океана – Южному океану с планетарной системой циркуляции вод. Главным ее

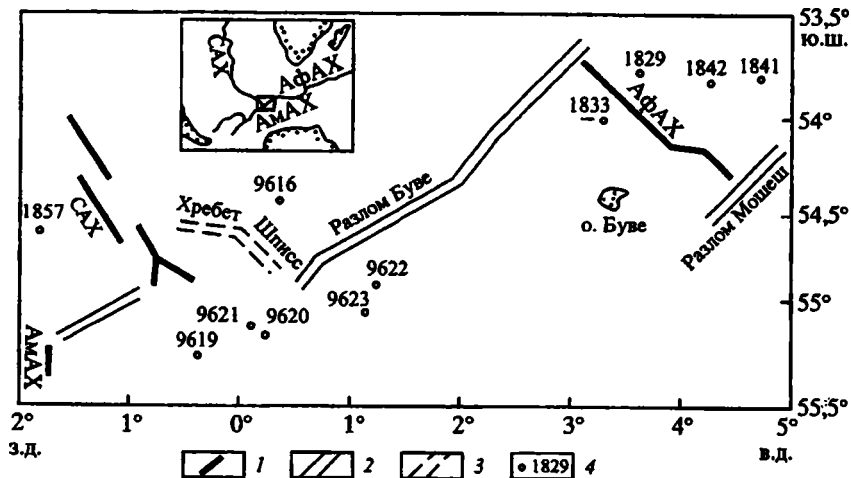


Рис. 85. Схема размещения станций драгирования в области тройного сочленения Буве (картографическая основа по: [Симонов, Колобов, 1995])

1 – срединно-океанические хребты, 2 – разломные зоны, 3 – подводный хребет Шпиц, 4 – станции драгирования ЖМО.

элементом является Антарктическое циркумполярное течение, направленное на восток и проникающее до дна океана. Скорости течений на поверхности могут достигать 200 см/с. Таким образом, осадочный рудогенез здесь происходит в условиях возможного привноса и сноса рудного вещества.

Широкое развитие разнообразных подводных обнажений, отражающих морфоструктуры отдельных сегментов подводных хребтов и сочленяющих их разломных зон, а также наличие крупных вулcano-тектонических поднятий в исследуемом районе создают благоприятные условия для отложения ЖМО. В то же время это область повышенной эндогенной активности, инициируемой разными скоростями спрединга в сочленяющихся здесь хребтах, что исключает возможность образования ЖМО вблизи активных зон. По-видимому, поэтому первые рудные корки были драгированы на расстоянии более 50 км от центра тройного сочленения.

К юго-востоку от сочленения из субширотной депрессии подняты корки (обр. 96G-20 и 96G-21), характеризующиеся низкими отношениями Mn/Fe и низкими содержаниями микроэлементов при относительно высокой степени окисленности Mn-гидроксидов (табл. 17). Сходный состав имели и корки на ст. 96G-19, где они достигали максимальной толщины – 30 мм. Сочетание достаточно мощных окисленных корок с низким содержанием микроэлементов может отражать повышенную скорость отложения рудного вещества, ограничивающую сорбционное накопление металлов. К этому же типу относится обр. 96G-23, поднятый к югу от хребта Шпиц, а также обр. 96G-16, полученный со склона побочного вулкана.

Иной характер имеет корка рыхлого сложения, поднятая с южного склона хребта Шпиц (обр. 96G-22) – она отличается повышенными содержаниями Co, Ni, Pb, а также повышенным значением Mn/Fe. Еще одна станция из области окружения области тройного сочленения – 18S-57 – была заложена на

Таблица 17. Местоположение и химический состав ЖМО (в %) из области тройного сочленения Буге

Станция, образец	Координаты		Глубина, м.	Толщина корки, мм	Mn _{окисл}	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
	ю.ш.											
96G-08	54°31′	5°47′ з.д.	1100–900	Цемент	1,9374	14,86	10,05	0,018	0,008	0,009	0,023	0,004
96G-09/1	54°36′	5°39′ з.д.	2500–2150	25	1,9911	21,32	13,39	0,985	0,421	0,168	0,124	0,143
96G-09/2	«	«	«	«	1,9949	21,46	12,01	0,504	0,821	0,038	0,056	0,219
96G-16	54°28′	0°22′ в.д.	1400–1100	5	1,9847	10,45	12,28	0,167	0,221	0,018	0,055	0,113
96G-19	55°18′	0°24′ з.д.	2750–2300	30	1,9912	13,59	19,41	0,101	0,241	0,054	0,071	0,181
96G-20	55°11′	0°16′ з.д.	3200–2600	22	1,9858	10,59	22,88	0,071	0,201	0,056	0,067	0,135
96G-21	55°10′	0°06′ в.д.	3000–2900	22	1,9860	9,97	22,18	0,073	0,201	0,055	0,067	0,143
96G-22	54°56′	1°15′ в.д.	2400–2000	5	1,9871	17,06	15,34	0,256	0,611	0,031	0,069	0,188
96G-23	55°05′	1°09′ в.д.	3100	20	1,9812	8,53	18,89	0,041	0,171	0,041	0,061	0,117
18S-29	53°48′	3°36′ в.д.	2950–2400	15	1,9738	14,86	11,16	0,613	0,108	0,145	0,054	He опр.
18S-33	54°00′	3°16′ в.д.	1550–1450	3	1,9539	7,38	8,91	0,186	0,051	0,095	0,122	«
18S-41/1	54°49′	4°41′ в.д.	1540–1350	10	1,9644	7,87	16,44	0,191	0,091	0,056	0,061	«
18S-41/2	«	«	«	«	1,9896	14,45	21,09	0,228	0,248	0,038	0,101	«
18S-42/10	53°50′	4°12′ в.д.	1600–1400	5	1,9874	14,31	20,65	0,239	0,295	0,051	0,116	«
18S-42/23	«	«	«	«	1,9757	10,71	17,24	0,236	0,222	0,031	0,104	«
18S-57/1	54°36′	1°50′ з.д.	2700–2000	7	1,9730	14,47	13,81	0,627	0,218	0,171	0,086	«
18S-57/40	«	«	«	He опр.	1,9797	10,85	23,95	0,091	0,211	0,042	0,107	«
18S-57/42	«	«	«	«	1,9847	11,78	23,09	0,142	0,238	0,045	0,089	«
18S-57/45	«	«	«	«	1,9801	10,11	18,97	0,172	0,141	0,063	0,078	«

западном фланге САХ. Здесь с основания крутого и глубокого тектонического уступа драгировано большое количество фрагментов коренных пород, покрытых рудными корками до 7 мм толщиной. Из четырех проанализированных проб три оказались сходными с наиболее распространенными здесь ЖМО, а одна – обр. 18S-57/1 – по рыхлости сложения и вещественному составу близка к обр. 96G-22 и выделяется высокими содержаниями Ni. По-видимому, столь разные по составу корки, поднятые на одной станции, связаны с издержками способа их получения путем драгирования, при котором возможно получить пробы как отложенные *in situ*, так и осыпавшиеся сверху с поднятий.

На восточном полигоне, в отдалении от тройного сочленения, центральной структурой является сегмент рифтовой долины АфАХ. Корки подняты по обе стороны от оси рифта на расстоянии 10–15 км от нее. На крайней северо-восточной станции (18S-29) они характеризуются повышенными для Атлантики отношениями Mn/Fe и высокими содержаниями Ni. В верхней части западного склона драгированы осадочные брекчии, сцементированные рудным веществом, сформированным в условиях гидротермальной активности (ст. 18S-33). Об этом свидетельствует пониженная степень окисленности Mn фазы и минимальные содержания микроэлементов. Вблизи этой станции поднята серия базальтовых пород, насыщенных сульфидами. Столь тесное сочетание двух взаимоисключающих рудогенерирующих процессов – сульфидного и окисного – накладывает отпечаток на состав ЖМК. При этом нельзя исключать вероятность растворения гидроксидов при активизации эндогенных процессов и регенерации их при стабилизации обстановки. Гидроксиды Mn и Fe могут частично разделяться, а быстрое осаждение регенерированных отложений приводит к их обеднению микроэлементами. В условиях высоких скоростей течений часть рудного вещества может сноситься в форме плюмов.

На двух станциях к востоку от рифта АфАХ (18S-41 и 18S-42) подняты ЖМО, состав которых сходен с наиболее распространенным здесь типом руд.

Крайние западные станции находятся за рамками приведенной схемы (см. рис. 85), на западном фланге гребневой части САХ, удаленном от оси рифта более чем на 200 км. Здесь находится поднятие Шона, у подножья которого на ст. 96G-09 подняты брекчии, состоящие из обломков базальтов и гиаколастита, покрытые мощными рудными корками до 25 мм толщиной. Состав их отличается высокими отношениями Mn/Fe и аномально высокими содержаниями Ni и Co при повышенных концентрациях других микроэлементов. В привершинной части поднятия рудное вещество составляет цемент брекчии (обр. 96G-08). Оно характеризуется следовыми содержаниями микроэлементов и пониженной окисленностью Mn фазы. Все это отражает специфику ускоренного рудоотложения вблизи очага магматической активности, который, по-видимому, находится на вершине поднятия Шона. В соответствии с принятыми представлениями, подобные отложения относятся к гидротермальному типу, хотя вернее было бы отнести их к гидрогенному типу корок с аномалиями в составе, связанными с условиями их отложения.

Заметим, что перепад глубин между двумя описанными станциями не превышает 1000 м по вертикали. Это говорит о весьма локальном распространении рудных аномалий, с одной стороны, а с другой, ярко демонстрирует возможности использования состава корок для обнаружения очагов эндогенной активности на океанском дне. Наличие же богатых металлами высокоокис-

ленных корок у подножья поднятия свидетельствует о геологически длительной истории их формирования. Помимо этого, здесь возможна диагенетическая мобилизация металлов из осадочной толщи, в которую уходит основание поднятия Шона. Мысль эта возникает по причине сходства состава корок с весьма типичным составом конкреций из южных котловин Атлантики – Капской и Агульяс и моря Скотия [Скорнякова, Мурдмаа, 1995], где нет сомнений в диагенетическом происхождении богатых Mn и Ni конкреций, существенно отличающихся от таковых из других районов этого океана. На наш взгляд, причиной этого могут быть не только геоисторические предпосылки (раннее раскрытие Южной Атлантики), но и тот факт, что на ограничивающих эту часть океана континентах находятся гигантские раннепротерозойские Mn-рудные формации (Бразилия и ЮАР). Не исключено, что это усиливает поставку Mn с речным стоком.

Итак, в протяженной субмеридиональной зоне Южной Атлантики встречено три типа рудных отложений: 1) наиболее распространенные корки существенно железистого состава; 2) рыхлые корки, богатые микроэлементами, существенно марганцевого состава; 3) рудное вещество, цементирующее брекчии и конгломераты.

Состав изученных ЖМО отличается от аналогичных отложений Центральной Атлантики высокой степенью окисленности Mn фазы (1,9830) независимо от вариаций в отношениях Mn/Fe. Это связано, по-видимому, с сильным холодным Антарктическим циркумполярным течением, обогащенным кислородом, что может отражаться на окисленности Fe/Mn отложений.

Кроме того, в исследованных ЖМО устойчиво повышены содержания Pb и Zn (в среднем соответственно 0,15 и 0,08%) на фоне резких колебаний в содержаниях Ni (0,07–0,99%), Co (0,05–0,82%) и Cu (0,03–0,17%). Отношения Mn/Fe изменяются от 0,49 до 1,79. Исключение составляют описанные выше образцы с вершины вулканического поднятия Шона, однако у его подножья мощные (до 25 мм) корки имеют отношение Mn/Fe=1,8 и отличаются высокими содержаниями Ni и Co. Это может свидетельствовать о длительности их формирования и возможном влиянии диагенеза на осадочную толщу, перекрывающую основание поднятия.

В целом рудогенез в области тройного сочленения Буве отличают факторы, не имеющие столь яркого проявления в Центральной Атлантике. Во-первых, это нестабильность рудоотложения в условиях мощной вулканической деятельности на фоне схождения трех спрединговых хребтов; во-вторых, возможная поставка Mn с речным стоком с прилегающих континентов, имеющих гигантские раннепротерозойские Mn-рудные формации; в-третьих, наличие сильных циркумокеанических течений, окисляющих ЖМО, а также способствующих их сносу и переотложению в глубоководных котловинах Южной Атлантики.

Полигон Эндрю Бейн

В 23-м рейсе НИС «Академик Николай Стархов» к югу от Африканского континента в зоне разломно-рифтовых структур Африкано-Атлантического хребта был заложен полигон Эндрю Бейн. В основном здесь были подняты корки на коренных породах, нередко представленных фрагментами пород ледового разноса. Состав корок приведен в табл. 18, из данных которой видно,

Таблица 18. Химический состав корок и местоположение станций драгирования в разломе Эндрю Бейн

Станция, образец	Координаты		глубина, м.	Mn	Mn ²⁺	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Mn _n
	ю. ш.	в. д.										
23S-17	52°36,2'	26°36,2'	2480–2300	13,6	0,64	14,2	0,204	0,344	0,114	0,103	0,081	1,9529
23S-19	52°37,5'	26°49,1'	4769–3865	16,2	0,66	21,7	0,224	0,281	0,174	0,076	0,061	1,9593
23S-25	52°30,5'	27°41,8'	4112–4007	14,5	0,17	21,6	0,170	0,240	0,090	0,060	0,101	1,9883
23S-26	52°19,5'	28°01,0'	5968–4720	19,4	0,16	20,2	0,310	0,240	0,048	0,043	0,141	1,9918
23S-27	52°04,2'	28°04,1'	5800–5400	23,2	0,38	16,5	0,284	0,510	0,167	0,051	0,181	1,9836
23S-30	51°29,6'	28°28,2'	5416–3010	21,2	0,24	20,2	0,294	0,530	0,087	0,059	0,181	1,9887

что сходные по составу рудные корки можно разделить на две группы по содержанию Ni, причем существенное обогащение Ni (в 2 раза) не связано ни с местоположением этих корок на полигоне, ни с глубинами их отложения, оно проявлено на фоне относительно низких содержаний других рассеянных элементов. По-видимому, это связано с неустойчивой тектоно-магматической обстановкой в этой области океана и вероятностью сноса отдельных фрагментов пород с мест их первоначального отложения.

Железо-марганцевые образования Северной Атлантики

Железо-марганцевые образования из разлома Чарли Гиббс

Ниже приводятся результаты исследования состава рудных отложений из трансформного разлома Чарли Гиббс, пересекающего Срединно-Атлантический хребет примерно по 53° с.ш., и отделяющего его от северного продолжения, выраженного в структуре хребта Рейкьянес. Работы выполнялись в 45-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в рамках выполнения биологической программы в северной части разлома при погружениях двух глубоководных обитаемых аппаратов «Мир-1» и «Мир-2». Попутно были отобраны образцы Fe-Mn образований на трех станциях, расположенных на северном борту разлома на стыке с хребтом Рейкьянес. Результаты атомно-абсорбционного анализа рудных отложений приведены в табл. 19. Образцы со ст. 35/2 и 35/3 отобраны с поверхности базальта, взятого из осыпи. У подножья северной стенки разлома также с базальта получен обр. 36/3. В долине разлома получены обр. 40/16 и 40/1в. Они представлены тонкой пленкой на кристаллической породе.

Обращает внимание весьма низкая степень окисленности гидроксидов Mn в этих пробах и низкие, за исключением Cu, содержания рассеянных металлов (в пересчете на рудную фазу). По-видимому, это очень молодые отложения.

Таблица 19. Результаты атомно-абсорбционного анализа Fe-Mn отложений из разлома Чарли Гиббса (%) (45-й рейс НИС «Академик Келдыш»)

Станция, образец	Mn _{общ}	Mn(II)	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	MnO _n	Mn/Fe
45K-35/2*	11,04	2,00	18,56	0,268	0,066	0,015	0,062	<0,005	1,8182	0,59
45K-35/3*	15,48	1,52	18,92	0,512	0,125	0,032	0,056	«	1,9018	0,82
45K-36/36**	6,68	2,46	13,82	0,131	0,051	0,037	0,033	«	1,6317	0,48
45K-40/16**	3,84	1,44	9,28	0,163	0,030	0,025	0,021	«	1,6250	0,41
45K-40/1в**	12,28	2,15	13,73	0,323	0,138	0,16	0,036	«	1,8249	0,89

* Мир 1 – обр. 35/2 и 35/3 взяты из осыпи на глубине 2228 м. ** Мир 2 – обр. 36/36 (глубина 2900 м) и 40/16, 40/1в (4000 м).

Железо-марганцевые образования хребта Книповича

Геолого-геофизические исследования в 24-м и 25-м рейсах НИС «Академик Николай Страхов» в 2006 и 2007 гг. проводились в Северной Атлантике на хребте Книповича. В ходе драгировочных работ здесь были подняты многочисленные образцы Fe-Mn отложений (ЖМО) в форме мощных глыб или корок, покрывающих фрагменты коренных пород. Образцы получены со склонов впадин и поднятий спредингового хребта Книповича на широтах между 77 и 79° с.ш. (24 рейс) и с поднятий южного окончания этого хребта на стыке его со спрединговым хребтом Мона на широте около 74° с.ш. (25-й рейс) (см. рис. 6).

Отличительной особенностью этих образований является часто встречающаяся глыбообразная форма, отдельные фрагменты которой достигают мощности до десятков сантиметров. Наиболее крупные стяжения не имели какой-либо подложки и представляли собой, по-видимому, сколы с такого же рудного основания. Широта распространения Fe-Mn отложений, их мощность и относительно рыхлое сложение, по-видимому, может представлять практический интерес.

Результаты атомно-абсорбционного определения химического состава образцов приведены в табл. 20. Из данных таблицы следует, что это существенно железистые отложения, причем среднее отношение Mn/Fe (марганцевый модуль) изменяется в них от 0,4 для отложений более северных станций полигона 24-го рейса, до 0,55 для станций – 25-го рейса. В соответствии с увеличением Mn составляющей в ЖМО со станций 25-го рейса среднее содержание в них Cu увеличивается с 0,032 до 0,057%, Ni – с 0,12 до 0,21%, содержание Co остается примерно на том же уровне (0,22%). Можно предполагать, что высокая степень Fe-Mn оруденения структур поднятий по простиранию вероятна также и в интервале между изученными полигонами.

Надо отметить, что мощность изученных рудных образований и их состав не типичны для аналогичных отложений, формирующихся вблизи рифтовых зон спрединговых хребтов. Обычно в этих зонах формируются молодые отложения в форме налетов или тонких Fe-Mn корочек со следовыми содержаниями микроэлементов.

Что же является источником рудного вещества для этих отложений? По-видимому, ответ на вопрос надо искать в специфике этого региона Северной

Таблица 20. Химический состав (%) и местоположение ЖМО с хребта Книповича

Станция, образец	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	Mn	Fe	Cu	Ni	Co	Pb	Zn	Mn ²⁺	Mn/Fe
	с.ш.	в.д.											
24-01/28	79°04,8'	03°23,7'	4523	1–2	9,18	22,2	0,036	0,093	0,39	0,088	0,031	0,87	0,42
24-06/24	79°10,6'	03°30,8'	4590	«	7,23	24,8	0,053	0,050	0,22	0,079	0,031	0,94	0,29
24-37/34	77°54,8'	05°10,9'	2500	370	9,57	25,6	0,028	0,12	0,17	0,029	0,036	0,28	0,37
24-38/18	77°50,4'	05°25,5'	2170	180	5,40	18,2	0,037	0,11	0,05	0,017	0,038	0,27	0,30
24-38/19	«	«	«	«	13,5	33,4	0,037	0,17	0,10	0,025	0,042	0,33	0,40
24-43/17	77°15,5'	02°11,5'	3052	80	11,2	28,2	0,028	0,13	0,25	0,041	0,035	0,33	0,40
24-43/19	«	«	«	«	14,5	27,7	0,026	0,16	0,22	0,042	0,037	0,36	0,52
24-45/21	77°20,0'	08°56,3'	2030	2–3	6,33	20,2	0,026	0,080	0,23	0,095	0,033	0,61	0,31
25-56	74°35,7'	07°04,0'	2017	35	19,0	22,9	0,042	0,34	0,23	0,057	0,067	0,32	0,82
25-61/1	74°29,0'	06°37,1'	1530	70	9,9	25,0	0,060	0,19	0,24	0,072	0,066	0,39	0,40
25-61/15	«	«	«	«	16,1	20,6	0,073	0,32	0,26	0,052	0,084	0,66	0,78
25-61/16	«	«	«	«	5,4	14,3	0,041	0,11	0,15	0,049	0,042	0,28	0,38
26-62/1	74°14,5'	07°23,0'	1650	120	10,6	19,6	0,044	0,20	0,06	0,031	0,060	0,26	0,54
25-62/14	«	«	«	«	13,4	20,2	0,055	0,15	0,19	0,040	0,046	0,40	0,66
25-62/24	«	«	«	«	10,5	22,9	0,078	0,20	0,10	0,027	0,057	0,39	0,46
25-62/27	«	«	«	«	9,6	29,2	0,061	0,15	0,19	0,041	0,062	0,43	0,33

Атлантики, а возможно, и всего региона Северного Ледовитого океана, на чем остановимся ниже.

Во-первых, нельзя исключить привнос рудного вещества угасающими здесь северными ответвлениями Гольфстрима – течениями Ирмингера и Норвежского. Поскольку Мп в океанской воде находится во взвешенной форме в виде мельчайших частиц гидратированной двуокиси, реальная возможность переноса его океанскими течениями существует. В геоисторическом аспекте эту область Атлантики можно рассматривать в качестве аккумулятора рудного вещества.

Во-вторых, севернее этой области располагаются зоны с явными признаками генерации углеводородов. Они служат геохимическими барьерами для распространения оксидного рудогенеза и могут существенно усиливать темпы диагенетической поставки металлов из осадочной толщи для формирования окисленных руд на приподнятых элементах рельефа.

Все это приводит к формированию особого типа окисных руд, характеризующихся высокими мощностями отложений, пониженной степенью окисленности Мп фазы, рыхлостью сложения и высокой влажностью (свежеподнятые образцы легко режутся ножом).

Можно было бы предполагать относительно высокие темпы формирования этих отложений, однако определенное накопление в них микроэлементов свидетельствует о длительности геологической истории их существования.

Практическая привлекательность рудных отложений в Северной Атлантике для России может быть связана со следующими факторами: мощностью отложений, малыми глубинами залегания руд, рыхлостью их сложения и близостью к нашим границам. Что касается относительно слабой обогащенности их микроэлементами по сравнению, например, с кобальтоносными корками Магеллановых гор (Тихий океан), то только экономические расчеты могут показать, к какой очередности освоения могут быть отнесены рудные накопления этого района. На наш взгляд, в значительной мере это зависит от способа освоения. Предлагаемая нами технология освоения (*in situ mining*) позволяет проводить обогащение рудного раствора в процессе добычи [Базилевская, 2008]. Результаты этого процесса можно показать путем пересчета содержаний микроэлементов на рудную фазу (Fe + Mn). При этом в среднем для рудных корок станций 25-го рейса содержание микроэлементов повышается до (%): Ni – 0,61, Co – 0,53, Cu – 0,17 и т.д., делая эти руды кондиционными для освоения.

В заключение отметим, что проведенное исследование ЖМО, формирующихся в высоких широтах, показало, что они представляют собой особый тип окисленных Fe-Mn рудных образований океанского дна, обладающих определенным экономическим потенциалом.

Особо следует подчеркнуть, что речь идет об отложениях пририфтовых структур спредингового хребта, где по всем канонам теории спрединга происходит новообразование молодой океанической коры, что и подтверждено в отношении рудообразования всеми нашими предыдущими исследованиями САХ. По-видимому, сверхнизкие скорости спрединга, характерные для арктических хребтов, не могут препятствовать Fe-Mn окисному рудонакоплению на их поверхности.

Можно предполагать, что и на хребтах Северного Ледовитого океана (СЛО) – хребты Гаккеля, Ломоносова и др. – Fe-Mn рудоотложение может быть проявлено не менее интенсивно. Это обуславливается тем, что на сравнительно небольшую

площадь этого океана, составляющую 3,6% площади Мирового океана, приходится сток таких крупных рек России, как Енисей, Лена, Обь, Колыма, Печора и др., а также Маккензи и др. – со стороны Канады. Мощность осадочного слоя в морях СЛО, так же как и в самой океанской акватории, достигает нескольких километров. Это способствует активной диагенетической мобилизации рудообразующих металлов ЖМО. Однако, по-видимому, существует проблема сохранности и роста этих отложений на поверхности дна в условиях высоких темпов осадконакопления. Поэтому относительно многочисленные рудоносные площади окисленных руд, выделяемые на карте в шельфовых морях России (по [Иванова и др., 2008]), представлены низкокачественными рудами, практически лишенными ценных микроэлементов. К тому же они контактируют с областями генерации углеводородов, что также не способствует стабильности окисных отложений. Известно, что моря СЛО обладают «зрелыми» запасами углеводородного сырья в месторождениях-гигантах [Грамберг и др. 2000].

Северный Ледовитый океан представляет собой полузамкнутый бассейн. С Тихим океаном он соединен узким Беринговым проливом. Более широкую связь он имеет с Атлантическим океаном через Норвежское море, однако свободному водообмену между этими океанами, по-видимому, препятствует проходящее здесь Норвежское течение, направленное на север.

Таким образом, нельзя исключать пересыщенности арктических вод гидроксидами Mn и вероятности образования здесь промышленно ценных рудных отложений в благоприятных условиях, т.е. в привершинных областях крупных спрединговых хребтов СЛО.

Общие выводы

Подводя итоги этого раздела, выделим главные результаты проведенных исследований.

1. ЖМО, формирующиеся в рифтовых зонах, как правило, представляют собой тонкие налеты или корочки существенно Fe состава с аномально низкими содержаниями заметно восстановленной Mn фазы и минимальными содержаниями микроэлементов. По-видимому, такой состав характеризует начальную стадию рудоотложения на поверхности вновь образующейся океанической коры в зонах спрединга.

2. В секущих рифтовые сегменты разломных зонах мощность рудных отложений возрастает, в них увеличивается доля Mn составляющей и повышается степень ее окисленности, возрастает содержание микроэлементов. Этот процесс усиливается от активных (межрифтовых) отрезков разломов к их пассивными продолжениям.

3. Наряду с отмеченными закономерностями следует особо выделить зоны сочленения разломов с рифтовыми сегментами. Здесь (или вблизи них) особенно часто встречаются ЖМО, состав которых свидетельствует о проявлениях вулканизма и тектоно-магматической нестабильности. По-видимому, эти зоны наиболее благоприятны для проявлений гидротермальной активности.

4. Если говорить о возможности использования вариаций в составе ЖМО как индикатора гидротермальной активности на океанском дне, то необходимо иметь в виду, что непосредственно в активных зонах ЖМО не формируются. Возможность их отложения связана с появлением окислительной обстановки

за пределами гидротермально измененной среды, т.е. в зоне геохимического барьера. Причем здесь могут ускоренными темпами формироваться более мощные, чем в рифтовых зонах, корки с теми же аномалиями в составе. О характере металлоносности гидротерм такие корки информации не несут, поскольку высокие темпы их формирования не позволяют проявиться сорбционной активности гидроксидов, которая является функцией времени.

5. Существенно Mn отложения в рифтовых зонах встречены нами лишь в двух случаях, что составляет менее 2% всех исследованных рудных отложений. В обоих случаях эти относительно мощные, нетипично легкие, пористые (шлакоподобные) корки не имели подстилающего субстрата. Причем, как показали детальные исследования обстановки во впадине Маркова (зона нарушения Сьерра-Леоне), практически не вызывает сомнения привнос такой корки извне. Заметим, что при исследованиях в тектонически активных зонах океанского дна следует учитывать не только вероятность катастрофических изменений в расположении и формах отдельных морфоструктур, но и связанные с этими событиями обвалы, осыпи и пр., а также и изменения в направлении и скоростях придонных течений.

6. В двух районах: зоне сочленения разлома Чейн с южным сегментом рифта и западной части исследованного полигона в тройном сочленении Буве, изучены ЖМО с вулканических поднятий. В обоих случаях отмечены изменения в составе корок по мере удаления (углубления) от активных вулканических вершин от существенно железистого состава до существенно марганцевого, отлагающихся в зоне геохимического барьера.

7. Неожиданные результаты получены при исследовании ЖМО хребта Книповича – на крайнем севере Атлантики в Полярной Арктике. Здесь, на вершинах пририфтовых гор, были впервые обнаружены мощные корки с умеренными, но пригодными для освоения содержаниями рудных металлов. Сделано предположение о возможном существовании подобных корок на хребтах Северного Ледовитого океана.

8. Проведенные исследования в целом позволяют сделать два важных генетических вывода: 1) спрединговые хребты не являются источником поставки Mn для ЖМО океана; 2) получено документальное подтверждение чрезвычайно высокой мобильности процесса Fe-Mn рудоотложения в океане – возможность растворения и регенерации этих отложений в зависимости от изменений физико-химических параметров в среде морской воды.

ГЛАВА 8

ОСВОЕНИЕ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ РУД И ЭКОЛОГИЯ ОКЕАНА

Результатом теоретических разработок в области океанской Fe-Mn металлогении должна быть применимость их для практического использования, т.е. для освоения богатейших залежей океанских руд. Пока в литературе подобных публикаций не было. Известные методы добычи конкреций с помощью цепей черпаков или гидроподъема, а корок – взрывными способами, следует признать губительными для океанской среды. Поэтому заключительная часть металлогенических исследований будет посвящена этим проблемам.

Рациональный способ добычи металлов из железо-марганцевых руд

В настоящее время многие ведущие страны мира активно готовятся к освоению минеральных ресурсов океанского дна. Подготовка к опытной добыче железо-марганцевых конкреций в России планируется на 2011–2020 гг., а с 2022 г. намечается начало промышленного освоения месторождения, закрепленного еще за СССР в 1980-х годах в богатой рудной провинции Кларион-Клиппертон в Тихом океане. Однако главной проблемой при этом остается гарантия сохранения экологии океана, без решения которой никакая добыча не может быть разрешена Международным органом по морскому дну (МОД) при ООН.

Способы добычи предусматривают разные технологии подъема руды на борт добывающего судна и транспортировку ее к портам для последующей переработки. Для этого используются гидроподъемный и эрлифтный методы подъема либо автоматизированные с помощью роботов способы добычи и подъема руд. Все способы связаны с необходимостью вывода продуктов отмывки конкреций обратно на глубину в несколько сот метров для минимизации негативного влияния на экологию океанской среды. При этом избежать загрязнения океана и взмучивания придонного слоя осадка практически невозможно. Предполагается, что тонкая осадочная взвесь, образующаяся при добыче, может вредить фауне океана, оседая на жабрах животных и уничтожая их.

Тем не менее в ближайшей перспективе необходимость освоения океанских руд не вызывает сомнений, что связано с иссякающими запасами ряда стратегически важных металлов в месторождениях суши [Минеральные ресурсы..., 2007]. Это относится к таким металлам, как Co, Ni, Zn, Cu и др., содержания которых в Fe-Mn отложениях сопоставимы с их концентрациями в рудах континентальных месторождений. Кроме того, на территории России месторож-

дения марганца на суше практически исчерпаны, поэтому его нахождение в океанских рудах имеет существенное значение для нашей страны и, соответственно, экономические затраты добычи на весь комплекс металлов будут еще более оправданы.

Обоснованием предложения принципиально нового, экологически безопасного способа освоения этих руд является монография [Базилевская, 2007], в которой обобщены результаты многолетних химико-минералогических исследований конкреций и корок Тихого и Атлантического океанов.

Проведенное исследование позволяет на новой основе подойти к проблеме добычи металлов с глубокого дна океана. Теоретическая основа этого предложения определяется фундаментальными исследованиями особенностей геохимии Mn, являющегося главным рудообразующим металлом этих отложений и находящегося в них в форме свободного гидроксида ($MnO_2 \cdot nH_2O$), обладающего высокой сорбционной активностью, – максимальной среди природных сорбентов. Это свойство позволяет ему связывать большой спектр металлов из морской воды (до $\frac{3}{4}$ таблицы Менделеева), что в геологически длительные периоды непрерывного роста конкреций приводит к образованию ценных рудных концентратов, с одной стороны, и способствует сохранению экологии океана – с другой.

Наши исследования показали, что гидроксиды Mn чрезвычайно чувствительны к условиям среды, и существовать в твердой фазе могут только в высокоокислительных условиях современного океанского дна. Снижение окислительно-восстановительного потенциала приводит к восстановлению и растворению гидроксидов Mn и высвобождению всех сорбционносвязанных с ними металлов. В природных условиях это происходит при любой активизации эндогенных процессов на океанском дне, как правило, сопровождающейся выбросом раскаленных масс глубинного вещества, резким повышением температуры и снижением содержаний кислорода в водной среде. При этом Fe-Mn отложения (ЖМО) полностью растворяются, и высвободившиеся металлы мигрируют в морскую воду. В восстановительной среде растворенный Mn^{2+} сохраняется до нормализации (окисления) среды, после чего происходит его регенерация и осаждение или соосаждение с другими металлами, сохранившимися в растворе. Круговорот Mn, в отличие от круговорота Fe, в океане замкнут. Высвобождаясь из континентальных кор выветривания, Mn сносится в океан с речным стоком и накапливается там, главным образом на поверхности дна, в течение всей геологической истории существования океана на Земле, т.е. в течение миллиардов лет. Только при глобальных катаклизмах возможен вынос Mn на сушу и образование гигантских месторождений в шельфовых зонах континентальных окраин [Базилевская, 2007].

Именно это свойство легкой растворимости гидроксидов Mn, а следовательно, и всей рудной фазы ЖМО, в восстановительной среде может быть использовано для решения проблемы добычи металлов в растворенном состоянии непосредственно на месте их залегания (*in situ*). При этом совмещаются два технологических процесса – добыча и обогащение руды (поскольку субстрат остается на дне). Рудный раствор, получаемый в специально созданном для этого реакторе, поднимается на палубу судна, где производится его окисление и осаждение металлов в твердой фазе.

В лабораторных условиях для полного извлечения рудной фазы и отделения ее от субстрата достаточна обработка образца (500 мг) любой разбавленной кис-

лотой (2%); по-видимому, целесообразно использовать H_2SO_4 при добавлении 2–3 капель пергидроля (на 100 мл раствора) и нагревании для ускорения реакции. Пергидроль в кислой среде выделяет водород, являющийся сильным восстановителем. Восстановление (растворение) MnO_2 , также как и всех связанных с гидроксидами Mn и Fe металлов, производится ионной формой водорода, высвобождающегося по схеме: $H_2O_2 - 2e^- = O_2 \uparrow + 2H^+$. При этом роль кислоты ограничивается только созданием кислой среды, поэтому такой раствор не может быть агрессивным по отношению к используемому оборудованию. В растворе металлы находятся в ионной форме, что позволит им легко окислиться и перейти в твердую фазу при последующем осаждении рудного концентрата на борту судна. Для окисления, по-видимому, может быть использован кислород, выделяющийся при реакции. В промышленном варианте в замкнутом пространстве подводного реактора должен быть предусмотрен специальный клапан для выпуска кислорода и беспрепятственного прохождения реакции. По-видимому, технически это можно осуществить при двухкамерной конструкции реактора (рис. 86). Причем соединяющий камеры клапан должен раскрываться под давлением газа (O_2) и автоматически закрываться при его спаде. Детали осуществления этого процесса могут быть уточнены в процессе экспериментов.

От подводного реактора рудный раствор и кислород выводятся двумя спаренными шлангами и поступают в специальную емкость на борту судна, где будет производиться осаждение (окисление) рудного концентрата полученным в реакции кислородом. Раствор после осаждения при доведении его до нужных кондиций может вновь использоваться в процессе добычи, делая этот процесс замкнутым и безотходным, никак не влияющим на экологию морской среды.

В отличие от используемой сейчас гидрометаллургической сернокислотной технологии извлечения металлов из ЖМО, предлагаемый нами кислотно-пергидрольный восстановительный метод извлекает из руды практически 100% всех ценных компонентов, а не часть их, как об этом свидетельствуют данные табл. 21.

По-видимому, технология, применяемая сейчас к рудам наземных месторождений, не учитывает специфики состава океанских руд. На это указывает разный подход, используемый в технологиях переработки конкреций и кобальтоносных корок. На самом деле никакой генетической и вещественной разницы между конкрециями и корками нет. Основным носителем рудной фазы и в тех и в других является диоксид Mn (MnO_2), растворение которого полностью высвобождает все сорбционносвязанные с ним металлы, т.е. технология их

Таблица 21. Используемая при опытной добыче технология извлечения металлов из океанических руд (показатели извлечения (%) по [Пешков и др., 2007])

Показатели извлечения	Железо-марганцевые конкреции (гидрометаллургический сернокислотный способ)	Железо-марганцевые корки (комбинированный обогатительно-гидрометаллургический сернокислотный способ)
Cu	83,6	33,1–70,7
Ni	94,6	82,4–90,5
Co	92,1	86,1–93,3
Mn	91,0	89,6–90,2

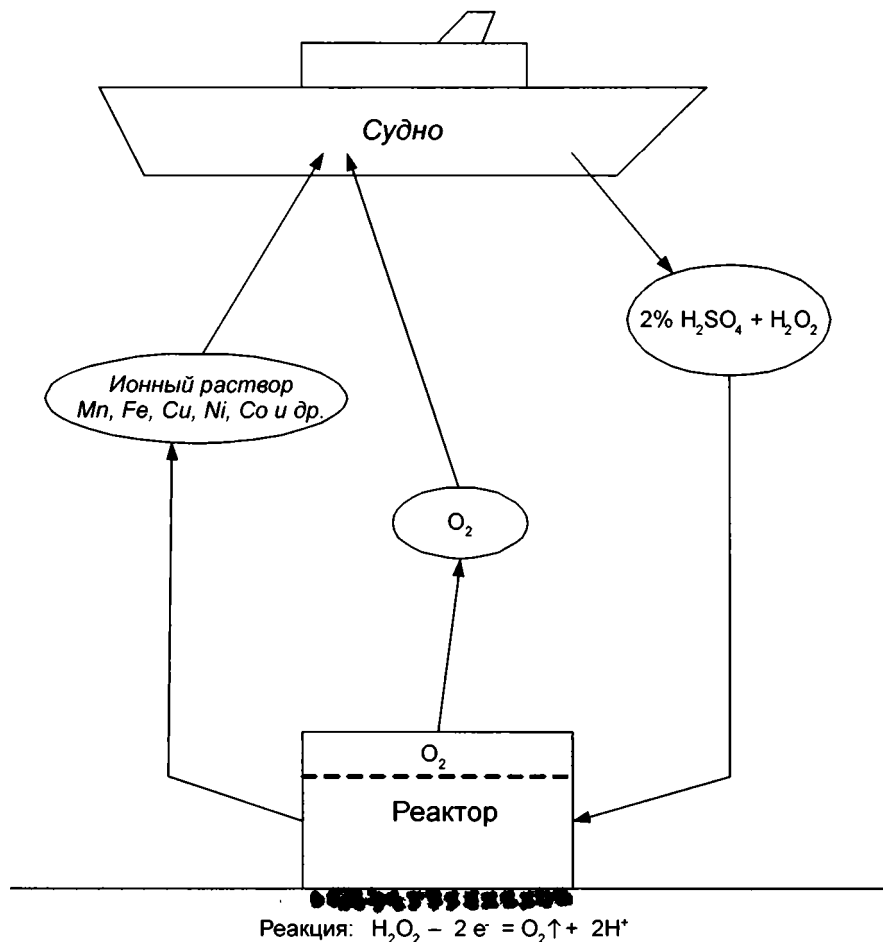


Рис. 86. Принципиальная схема экологически чистого способа добычи металлов из Fe-Mn руд с океанского дна

переработки существенно проще, чем руд континентальных месторождений. Кстати, здесь нет и различий между свойствами «свежих» и «лежалых» руд, на что обращается внимание в вышеприведенных технологиях, поскольку как на суше, так и в океане диоксид является самой устойчивой и максимально окисленной формой Mn и ведет себя при восстановительном растворении в этих образованиях идентично.

Предлагаемую нами идею следует апробировать в экспериментальных и натурных условиях для количественного расчета необходимых реагентов при промышленном ее использовании.

Кроме того, такой способ, извлекающий только рудную фазу, позволяет вовлекать в процесс добычи и «бедные» конкреции, имеющие крупные ядра и относительно тонкие рудные оболочки. Принцип его применим и для освоения кобальтоносных корок при соответствующей модификации инженерно-технических добычных устройств.

Подъем рудного раствора с океанского дна экономичнее, чем подъем руды (содержащей нередко до 40% примесей), поскольку существенно сокращает расходы на транспортировку рудного концентрата на наземные предприятия, особенно если учитывать, что рудное поле, закрепленное за Россией, находится более чем в 10 000 км от наших берегов.

Целью данного исследования является привлечение внимания к необходимости переориентации разработок в этой области на научно-обоснованные инновационные технологии.

Необходимо найти инженерно-конструкторское решение, что, на наш взгляд, вполне реально. Во всяком случае, оно будет экономичнее по затратам, чем применение непрерывной цепи черпаков длиной 10 км (при глубине океана 5 км) при малоэффективном для таких глубин эрлифтным способе добычи.

Подводный реактор, в замкнутой камере которого будет происходить растворение руды, может быть сделан по аналогии с известными в практике морских работ черпаками, опускающимися в раскрытом состоянии и захлопывающимися при ударе об дно. При этом в реактор будут сгребаться конкреции, которые, как правило, покоятся на поверхности дна. Возможны и другие технические решения.

Предлагаемая идея может решить главную проблему освоения минеральных ресурсов океана – обеспечить экологическую безопасность добычи, а также существенно сократит расходы на транспортировку руды и ее первичную переработку.

В заключение отметим, что технологии *in situ mining*, подобные описанной выше, часто являются прототипами естественных природных процессов [Пешков и др., 2007]. В данном случае мы воспроизвели процесс, обратный геологически медленному механизму формирования ЖМО на океанском дне, – это мгновенное разрушение конкреций (корок) путем химической обработки. Обоснование его связано с проведенными автором фундаментальными исследованиями океанского окисного рудогенеза.

Океанская среда и освоение железо-марганцевых руд

В связи с реальными перспективами освоения главного вида минерального сырья океанского дна – железо-марганцевых отложений (ЖМО), целесообразно рассмотреть возможные негативные последствия загрязнения океана при производстве добычных работ. Главным загрязняющим фактором при этом является замутнение вод на разных глубинах океана – от придонных, где происходит сбор конкреций (глубины 4–6 км), и до верхних горизонтов океана, куда производится сброс пустой породы. Экологические последствия этого могут быть существенными и негативными как для придонной фауны, так и океанической биоты в целом. Во многом это зависит от масштабов предстоящих работ. Учитывая исключительную роль океана в сохранении природы Земли, следует заранее предвидеть возможные негативные последствия промышленного освоения колоссальных минеральных богатств, накопленных на дне океана в течение миллиардов лет его существования. В этих целях нами была предложена идея возможного экологически чистого способа освоения железо-марганцевых конкреций (ЖМК). При осуществлении ее, что представляется вполне реальным, будет исключено или минимизировано загрязнение океанской среды.

Однако существует еще один аспект в этой проблеме – как может сказаться на океанской среде изъятие самих Fe-Mn руд в промышленных масштабах? Известно, что они являются активными сорбентами, способными связывать излишки токсичных металлов из воды, что в условиях техногенного и антропогенного загрязнения океана приобретает особое значение. Не может ли привести изъятие этих образований к непоправимым последствиям для природы океана?

Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо обратиться к проблеме генезиса ЖМО и, прежде всего, к темпам их образования и источникам поставки одного из главных рудообразующих металлов – Mn, поскольку его сорбционная емкость более чем вдвое выше, чем у гидроксидов Fe, в то время как содержание Mn в породах земной коры в 50 раз ниже кларковых содержаний железа. Существенно марганцевые конкреции глубоководных районов океана, обогащенные Co, Ni, Cu и рядом других металлов, представляют собой уникальные, типично океанические руды первоочередного этапа освоения.

За Россией международным соглашением юридически закреплено два участка в богатейшей рудной провинции Клариион-Клиппертон в Тихом океане общей площадью 75 тыс. км², что составляет 2% общей рудоносной площади этой провинции, закрепленной за 12 государствами и корпорациями [Минеральные ресурсы..., 2007]. На фоне истощающихся запасов ряда стратегически важных металлов в месторождениях суши, освоение минеральных богатств океанского дна неизбежно.

Исследования показывают, что основным источником поставки марганца в океан является терригенный снос с суши и диагенетическая переработка накапливающихся в эстуариях рек осадков. В речном стоке марганец находится во взвешенном состоянии в форме гидроксида ($MnO_2 \cdot nH_2O$). При формировании речных наносов он оказывается погребенным в восстановительных условиях, переходит в растворенную двухвалентную форму и диффундирует к поверхности осадка, где вновь окисляется и образует гидроксидное соединение. В этой форме во взвешенном хлопьевидном состоянии он сносится в океан.

Несколько отличается в процессе диагенеза поведение другого рудообразующего ЖМО металла – Fe, способного в погребенном состоянии формировать твердофазные восстановленные минеральные формы; Fe лишь частично следует за Mn.

На коллоидном уровне гидроксиды Fe и Mn, имея разноименные заряды, притягиваются и формируют основу будущих ЖМО. В целом, если говорить о конечном результате – формировании ЖМО, этот источник металлов принято называть гидрогенным, или гидрогенно-диагенетическим.

В литературе обычно рассматриваются два источника поставки металлов – гидрогенный и гидротермальный. Второй предположительно упоминался уже после экспедиции на НИС «Челленджер» (XIX век), когда ученым впервые пришлось убедиться в широчайшем распространении ЖМО в океанах. Единственным объяснением этого они посчитали гипотетическую вулканическую поставку металлов (в частности, Mn) на океанское дно. Это предположение получило широкую поддержку в литературе в 1980-х годах, когда на Восточно-Тихоокеанском поднятии были обнаружены первые металлоносные гидротермальные излияния, сопровождавшиеся отложениями полиметаллических сульфидных руд (Fe, Cu, Zn). Впоследствии число таких открытий увеличилось в ходе дальнейших исследований срединных хребтов. И, хотя в зонах

сульфидообразования не могут формироваться окисленные руды, было признано, что найден главный источник поставки Mn в океан [Лисицын и др., 1985]. Ошибочность этого положения связана не только с отсутствием здесь заметных накоплений Mn, но и с отсутствием в приводимых авторами аргументах главного геологического фактора – времени, в течение которого образовались колоссальные рудные отложения на дне океана и без учета которого судить о результатах геологических процессов нельзя.

Именно отсутствие главного геологического параметра в генетических построениях разных авторов – возраста рудообразования в океанах, привело к необходимости поиска дополнительного источника поставки Mn.

Процесс накопления Mn в океане – геологически медленный, о чем свидетельствуют скорости роста ЖМО, определяемые первыми миллиметрами за 1 млн лет. Подсчеты содержаний Mn в суммарном стоке рек мира показывают, что ежегодно в океан поставляется $1,5^{-6}$ мкг/л Mn, что хорошо согласуется с указанными скоростями роста глубоководных ЖМО. Эти, казалось бы, ничтожные величины вполне соответствуют тем гигантским накоплениям Mn, которые фиксируются в современных океанах, если учитывать геологическую историю их возникновения. Для древнейшего Тихого океана (и восточной части Индийского) это не менее 3 млрд лет; начало раскрытия Атлантики и западной части Индийского океана – 170 млн лет [Базилевская, 2007].

Соответственно, и общее количество накопленного Mn в ЖМО этих сегментов Мирового океана, должно различаться почти в 20 раз. Как отмечалось выше, ресурсы (сухие) Mn в ЖМК Тихого океана составляют 11 032,88 млн т, а в Атлантике – 500,36 млн т, т.е. первые превосходят вторые в 22 раза, что близко к высказанному нами предположению. Еще больше эта величина вырастет, если учесть накопления Mn во всем Индо-Тихоокеанском сегменте по сравнению с молодым Индо-Атлантическим, поскольку основные рудные поля в Индийском океане приурочены к восточной (Индо-Тихоокеанской) его половине. По-видимому, накопления Mn в океанах могут использоваться в качестве важного свидетельства в палеоокеанологических построениях.

Заметим, что под глубоководными ЖМО подразумевают конкреции и корки открытых районов океана. В то же время в мелководных бассейнах – морях и озерах, также иногда формируются железо-марганцевые конкреции, но они, как правило, обеднены микроэлементами и не представляют в этом отношении экономической ценности.

Причина различий в вещественном составе мелководных и глубоководных конкреций связана со скоростями их формирования. Быстрорастущие конкреции морей и озер получают главные рудообразующие металлы вследствие интенсивных диагенетических преобразований в осадочной толще и располагаются на поверхности окисленного слоя осадка. Этот слой имеет плавающую глубину в связи с сезонными колебаниями стока рек, поэтому рудные стяжения здесь непрерывно подвергаются процессам растворения–регенерации, в результате которых обогащаются Mn, пересыщающим застойные воды. Микроэлементы при этих процессах практически не накапливаются в силу крайне низких содержаний их в воде и высоких темпов роста конкреций.

Глубоководные конкреции и корки формируются в высокоокислительных условиях океанского дна. В целом они представляют собой также гидрогенно-диагенетические образования. Однако диагенез здесь происходит геологи-

чески медленно при незначительных вариациях в интервале положительных значений окислительно-восстановительного потенциала между относительно менее окисленной средой осадка и более окисленной средой придонной воды. В этих условиях сорбционное накопление микроэлементов из морской воды происходит также медленно и является функцией времени.

Проблема генезиса океанских ЖМО является одной из сложнейших и недостаточно изученных. Обычно для ее решения используется широко известная диаграмма Э. Бонатти с соавторами, предложенная в 1972 г. [Bonatti et al., 1972].

В отечественной литературе нередко она является главным критерием при генетических построениях. Суть ее в том, что на основании обогащенности рудной фазы (Fe и Mn) микроэлементами $(\text{Ni}+\text{Cu}+\text{Co}) \times 10$ авторы предлагают определять гидрогенный или гидротермальный генезис ЖМО, т.е. судить об источниках слагающих их металлов. На самом деле, как видно на приведенной на рис. 87 диаграммы, взятой нами из одной из последних публикаций [Михайлик и др., 2009], в поле гидротермальных отложений попадет как большинство

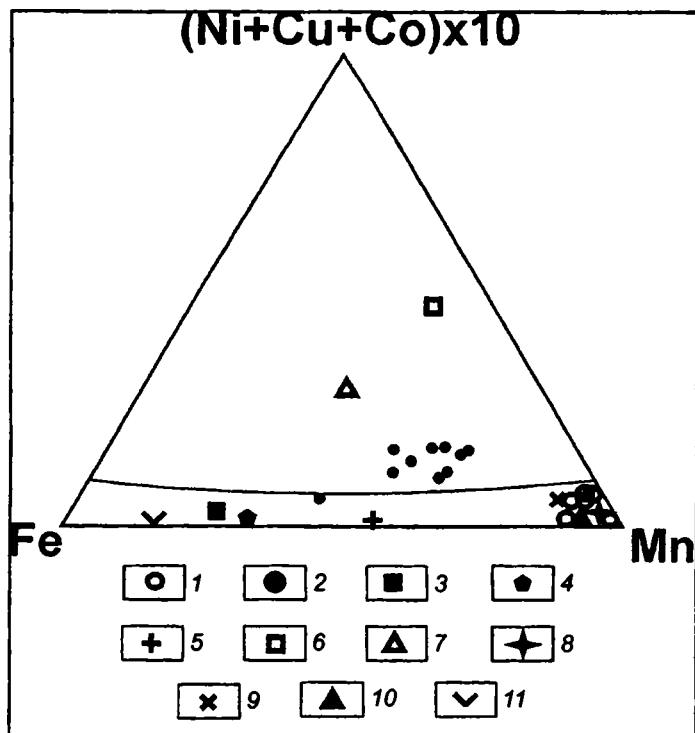


Рис. 87. Положение генетических типов Fe-Mn образований на диаграмме (по [Bonatti et al., 1972]. Цит. по [Михайлик и др., 2009] с упрощением)

1 – Fe-Mn корки Японского моря, 2 – Fe-Mn корки Охотского моря, 3 – Fe-Mn образования моря Лаптевых, 4 – Fe-Mn руды Балтийского моря, 5 – Fe-Mn руды оз. Пунус-Ярви, 6 – Fe-Mn конкреции рудного поля Кларион-Клиппертон, 7 – кобальтобогатые Fe-Mn корки подводных гор и поднятий, 8 – гидротермальные Fe-Mn корки «горячих» точек, 9 – Fe-Mn образования срединно-океанических хребтов, 10 – Fe-Mn корки вулканов островных дуг, 11 – Fe-Mn конкреции Черного моря

ЖМО морей и озер, так и ЖМО, формирующиеся вблизи гидротермальных источников. Объединяют эти отложения обедненность микроэлементами при высоких скоростях формирования.

Очевидно, что в водной среде все ЖМО формируются из металлов, находящихся в воде, т.е. из водородного источника. Так называемые гидротермальные ЖМО формируются за пределами зоны геохимического барьера, всегда возникающего на границе резкого перепада окислительно-восстановительного потенциала в морской воде вблизи гидротермальных излияний. Океанская среда резко ограничивает гидротермальные излияния, локализуя их в ограниченных объемах, и способствует ускоренному привлечению водородного Mn из пересыщенной им нормальной океанской воды. Быстрые темпы формирования этих отложений не позволяют им обогащаться микроэлементами.

Как правило, окисленные отложения здесь незначительны по мощностям и масштабам распространения и, по-видимому, эфемерны в условиях близости к зоне гидротермальной активности. Не обладая избирательностью адсорбции, ЖМО в этой зоне будут сорбировать тот спектр микроэлементов и редкоземельных элементов, который находится в воде.

Детальные исследования состава редкоземельных элементов в ЖМО с площади, примыкающей к гидротермальному полю ТАГ (Срединно-Атлантический хребет), показывают крайние вариации РЗЭ на короткомасштабной шкале как с положительными, так и с отрицательными аномалиями Ce, т.е. и этот критерий не может дать однозначного ответа о генезисе отложений [Mills et al., 2001].

По-видимому, судить об источнике поставки главного рудообразующего металла ЖМО – Mn – нельзя по набору сорбированных им элементов. Сорбативы не могут характеризовать генезис сорбента.

Возникает вопрос: к какому виду источников поставки металлов следует относить эти ЖМО? На наш взгляд, судить об этом следует по источнику главного рудообразующего металла – ЖМО, т.е. по гидроксиду Mn, имеющему в океане несомненно водородный генезис. Вообще образование окисленных гидротермальных отложений это нонсенс, поскольку все гидротермальные излияния сильно восстановлены. Поэтому термин «гидротермальные» применительно к высоко окисленным ЖМО не может быть правомерным. Таким образом, треугольная диаграмма характеризует не генезис, а относительные скорости формирования ЖМО.

В заключение отметим следующее. Несмотря на то что теоретически накопление Fe-Mn руд в океане является природно-возобновляемым процессом, темпы его настолько малы, что с точки зрения промышленного освоения, запасы руды следует считать практически исчерпаемыми. В то же время запасы Mn в пересыщенной им морской воде огромны, однако для их реализации в богатых микроэлементами отложениях глубоководных котловин требуется геологическое длительное время.

По-видимому, промышленные масштабы изъятия ЖМО с океанского дна не могут негативно отразиться на экологии океана, во-первых, только при соответствующем способе их добычи, и, во-вторых, при научно обоснованных ограничениях этой добычи.

В глубоководных котловинах, где находятся крупные рудные поля, ограничивающим фактором для возобновления формирования конкреций является отсутствие ядер, вокруг которых концентрируются главные рудообразующие

металлы – Mn и Fe. Обычно в ядрах конкреций встречаются обломки пород, зубы древних акул или слуховые косточки китов, иногда это фрагменты осколков более древних конкреций и т.д. [Атлас., 1990]. В глубоководных абиссальных котловинах этот материал находится в дефиците, поэтому возможность сохранения его на поверхности дна должна приниматься во внимание при разработке добычных технологий. В предложенной автором идее способа добычи *in situ mining* потенциальные ядра остаются на дне.

Остановимся еще на одной стороне проблемы, которая может негативно сказаться на океанской среде при изъятии конкреций в промышленных масштабах.

Конкреции, будучи высокоокисленными соединениями, связывают существенные количества легко мобилизуемого кислорода (более 30%). Причем этот кислород растворяется в морской воде (вместе с конкрециями) при любых эндогенных событиях на океанском дне и способен насыщать и пересыщать воду при высоких давлениях, возникающих вследствие этих событий. Способность воды насыщаться кислородом приводит к нормализации океанской среды и регенерации окисных отложений. Заметим, что упомянутые события не являются редкостью на океанском дне и постоянно происходят, в частности, при активизации гидротермальной деятельности.

Гигантские накопления ЖМО на океанском дне являются хранилищем огромного количества кислорода, который в условиях крупных природных катаклизмов может сыграть важную роль в сохранении жизни на Земле. Однако эта сторона проблемы пока не нашла своего отражения в литературе.

В заключение отметим, что океанский Fe-Mn рудогенез является уникальным явлением в природе Земли, сохраняющим ее экологию. Особенно его роль возрастает в связи с усиливающимся техногенным загрязнением океана в современный период развития промышленного производства. Поэтому назревающие перспективы промышленного освоения океанских руд требуют самого внимательного и всестороннего изучения и объективной оценки возможных негативных последствий этого мероприятия.

ПОСЛЕСЛОВИЕ

Исследования тектоники, магматизма и геодинамики океанов, как показывают содержащиеся в настоящей книге материалы, имеют весьма важное значение для прогресса знаний в отношении планетарных черт строения и структурного развития земных геосфер. Целенаправленные работы в этих областях в Академии наук начались три десятилетия назад. В 1980 г. под эгидой Комиссии по проблемам Мирового океана и Петрографического комитета проводилось очередное Петрографическое совещание, на котором Ю.М. Пущаровским был прочитан доклад «Тектоника и магматизм океанов». Этот доклад стал теоретической основой выдвинутого межведомственного проекта «Литос», разрабатывавшегося в течение 10 лет. Одной из главных задач проекта было обособление петролого-геохимических провинций в океанах.

Первые же работы в данном направлении показали, что распространенное представление о петрохимической однородности толеитовых базальтов океанского дна ошибочно. Выявились крупнейшие вещественно-структурные неоднородности земных глубин, что внесло большой вклад в теорию неоднородностей строения коры и мантии Земли.

В то же самое время идея неоднородности состава океанских базальтов на примере Индийского океана стала развиваться французскими петрологами Дюпре и Аллегре [Dupre, Allegre, 1983]. В итоге появился термин «Dupal». Работы французов и наши исследования шли совершенно независимо, в конечном счете подкрепляя выводы друг друга.

В середине 1980-х годов появились или сильно развились такие мощные средства познания геологии глубин, как сейсмическая томография и минеральные преобразования при высоких давлениях и температурах. Сейсмотомография выявила смену высокоскоростных и низкоскоростных ареалов мантии по латерали. Имея методологическую основу в виде концепции неоднородного строения глубин, оказалось возможным подойти к более дробному, чем только на нижнюю и верхнюю, расчленению мантии. Привлечение данных о минеральных преобразованиях по радиусу Земли усилило такую перспективу. В конечном итоге мантия была подразделена на шесть глубинных геосфер. Стержневое положение в предложенной схеме занимает средняя мантия, охватывающая интервал глубин 840–1700 км. От верхней мантии ее отделяет зона раздела I, а от нижней – зона раздела II. В верхней мантии выделяют две геосферы, раздел между которыми лежит на уровне 410 км от земной поверхности. Комплекс геологических и геофизических данных позволяет сделать заключение о латеральном движении мантийных масс с разными скоростями. В этих условиях могут возникать зоны тектонических срывов, а глубинные массы могут переходить в закритическое состояние с выделением внутримантийной энергии, добавочной к энергии, поступающей из ядра Земли.

Упомянем и о том, что углубление изучения тектоно-магматических процессов в океанах привело к выводу о воздействии на их развитие нелинейных геодинамических факторов, что в дальнейшем получило оформление в виде доктрины нелинейной геодинамики.

Наконец отметим, что объем тектоносферы Земли в свете полученных данных о тектонике и глубинном строении мантии должен охватывать всю мантию, а не только земную кору и верхнюю мантию, как это обычно делается.

Все сказанное приводится для того, чтобы показать масштабы влияния первичных данных о геологии океанов на построение моделей глубинных тектоно-геодинамических процессов глобального значения.

ЛИТЕРАТУРА

Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: Научный мир, 1996. 188 с.

Агапова Г.В., Шарапов В.Н. Морфоструктура восточного сочленения осевого рифта Срединно-Атлантического хребта (САХ) и разлома Зеленого Мыса // *Океанология*. 1993. № 2. С. 263–268.

Андреев С.И., Аникеева Л.И., Вишневский А.Н. и др. Минеральные ресурсы Мирового океана, их потенциал и перспектива освоения // *Геология и минеральные ресурсы Мирового океана*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 141–157.

Аникеева Л.И., Андреев С.И., Александров П.А., Казакова В.Е. Кобальтобогатые корки Мирового океана: геохимия, генезис, распространение // *Разведка и охрана недр*. 2005. № 1. С. 47–54.

Анохин В.М., Одесский И.А. Характеристики глобальной сети планетарной трещиноватости // *Геотектоника*. 2001. № 5. С. 3–9.

Антипов М.П., Еремеев В.В., Жарков С.М. Строение осадочного чехла центрального сектора Атлантики в районе разлома Зеленого Мыса // *Строение осадочного чехла Центральной Атлантики*. М.: Наука, 1990. С. 95–111.

Атлас морфологических типов железомарганцевых конкреций Мирового океана / Ред. Б.Х. Егiazаров, В. Зыка. М., 1990. 211 с.

Ашадзе А.М., Самоваров М.Л., Бельтнев В.Е. и др. Новое гидротермальное поле в рудной зоне «Логачев» (14°43' с.ш. САХ) // *Геология морей и океанов: Материалы XIII Международной науч. конф. (школы) по морской геологии*. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 174–177.

Базилевская Е.С. Исследование железо-марганцевых руд океана. М.: Наука, 2007. 188 с.

Базилевская Е.С. Научное обоснование экологически чистого способа освоения Fe-Mn руд океана // *ДАН*. 2008. Т. 420. № 5. С. 651–653.

Базилевская Е.С., Сколотнев С.Г., Степанец М.И. Железо-марганцевые корки – индикаторы среды рудоотложения // *ДАН*. 1991. Т. 321, № 4. С. 804–809.

Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности // *Изв. Секции наук о Земле РАЕН*. М.: ВИНТИ, 2002. Вып. 9. С. 45–97.

Баркин Ю.В. Вынужденные колебания и блуждания ядра относительно вязкоупругой мантии Земли в прошлые геологические эпохи: К объяснению фундаментальных явлений геоэволюции // *Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XLI Тектон. совещ.* М.: ГЕОС, 2008. Т. 1. С. 60–64.

Батурин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 326 с.

Бельтнев В.Е., Иванов В.Н., Сколотнев С.Г. и др. Новые данные о сульфидных рудопоявлениях в рифтовой впадине Маркова на Срединно-Атлантическом хребте в Экваториальной Атлантике (6° с.ш.) // ДАН. 2004. Т. 395, № 2. С. 215–220.

Бельтнев В.Е., Нещеретов А.В., Иванов В.Н. и др. Новое гидротермальное рудное поле в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта // ДАН. 2004. Т. 397, № 1. С. 78–82.

Божко Н.А., Баркин Ю.В. Диссимметрия тектонических процессов в ходе суперконтинентальной цикличности как динамическое следствие относительных полярных смещений ядра и мантии Земли // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2009. Т. 1. С. 66–70.

Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 312 с.

Вержбицкий Е.В., Городницкий А.М., Емельянов Е.М. и др. Новые данные о геологическом строении и тектоническом развитии подводного хребта Горриндж (Северная Атлантика) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 12–22.

Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карабанова А.К. и др. Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // Геотектоника. 1999. № 5. С. 3–14.

Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 271 с.
Геодинамика и рудогенез Мирового океана / Отв. ред. С.И. Андреев. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 209 с.

Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на Анголо-Бразильском геотраверсе. М.: НКГ РАН, ОИФЗ РАН, 1996. 145 с.

Говоров И.Н., Голубева И.Д., Стрижкова А.А., Стунжас А.А. Геохимические типы и провинции базальтов Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1984. № 6. С. 24–35.

Грамберг И.С., Додин Д.А., Лаверов Н.П. и др. Арктика на пороге третьего тысячелетия. Л.: Наука, 2000. 247 с.

Грачев А.Ф. (ред.) Новейшая тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000. М.: ГЕОС, 1998. 174 с.

Гуревич Н.И., Астафурова Е.Г., Даниель Е.Д. и др. Связь аномального магнитного поля с вулкано-тектоническим режимом у осей срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга // Рос. геофиз. журнал. 2002. № 25–26. С. 34–87.

Гусев Е.А., Шкарубо С.И. Аномальное строение хребта Книповича // Рос. журнал наук о Земле. 2001. Т. 3, № 2. С. 165–182.

Дмитренко О.Б. Палеоклиматическая обстановка палеогенового Южного океана по наннопланктону // Океанология. 2004. Т. 44, № 1. С. 132–144.

Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Рейснер М.Г., Мелсон В.Дж. Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах // Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 43–108.

Добрецов Н.Л. Периодичность геологических процессов и глубинная геодинамика // Геология и геофизика. 1994. № 5. С. 5–19.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Об источниках мантийных плюмов // ДАН. 2000. Т. 373, № 1. С. 84–86.

Додин Д.А. Минерагенция Арктики. Кн. 1. СПб.: ВНИИОкеанология; Министерство Природных ресурсов и экологии, ГИН РАН, 2008. 289 с.

Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 293 с.

Ескин А.Е. Микротектоника габброидов района Сьерра-Леоне (Срединно-Атлантический хребет, 5–7° с.ш.) // Геотектоника. 2005. № 4. С. 77–91.

Ефимов В.Н., Сколотнев С.Г. Новые данные о строении осадочного чехла в районе сочленения Зеленомысского поднятия и котловины Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) по данным непрерывного сейсмического профилирования // ДАН. 2006. Т. 407, № 4. С. 506–511.

Железо-марганцевые конкреции Мирового океана. Л.: Недра, 1984. 175 с.

Забанбарк А. Особенности нефтегазоносных бассейнов континентальной окраины Бразилии // Океанология. 2001. Т. 41, № 1. С. 147–154.

Зинкевич В.П., Магакян Р. Тектоническое положение и происхождение хребта Барракуда (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1990. № 6. С. 99–112.

Иванова А.М., Смирнов А.Н., Рогов В.С. и др. Шельфовые железомарганцевые конкреции – новый вид минерального сырья // Минеральные ресурсы России. 2008. № 6.

Калягин А.Н., Тищенко П.Я., Гуков А.Ю. и др. О природе железо-марганцевых образований моря Лаптевых // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20, № 2. С. 87–96.

Кашинцев Г.Л. Геодинамика и магматизм начальных этапов образования Атлантики // Геотектоника. 2001. № 2. С. 64–77.

Книппер А.Л., Разницин Ю.Н. Синхронность сжатия в литосфере Центральной Атлантики и Западного Тетиса на границе тортон–мессиний // Геотектоника. 2008. № 1. С. 27–37.

Козарко Л.Н., Левский Л.К., Гуцина Н.Ф. Изотопные источники горячих точек островов Триндади и Мартин-Вас (Юго-Западная Атлантика) // ДАН. 2003. Т. 392, № 5. С. 678–681.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

Крашенинников В.А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны) // Вопр. микропалеонтологии. М.: Наука, 1978. № 21. С. 42–161.

Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 174 с.

Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия кайнозоя Южного океана. М.: Наука, 1986. 207 с.

Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Изменения радиуса Земли в геологическом прошлом // Геотектоника. 1992. № 4. С. 3–14.

Лавров В.М., Бараш М.С. Тектонические фазы в развитии Срединно-Атлантического хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 3. С. 5–12.

Лисицын А.П., Гордеев В.В., Демина Л.Л., Лукашин В.Н. Геохимия марганца в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 3. С. 3–29.

Лукашина Н.П. Палеоокеанология Северной Атлантики в палеогене по бентосным фораминиферам // Океанология. 2004. Т. 44, № 1. С. 145–153.

Мазарович А.О. Тектономагматические явления на флангах трансокеанских разломов Архангельского, Долдрамс, Вернадского // ДАН. 1993. Т. 332, № 1. С. 62–65.

Мазарович А.О. Тектоническая конвергенция пассивных частей трансформных разломов в Приэкваториальной Атлантике // ДАН. 1994. Т. 335, № 1. С. 70–73.

Мазарович А.О. Структуры и этапы эволюции вулканических островов и подводных гор Тропической Атлантики // Геотектоника. 1998. № 4. С. 53–65.

Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный мир, 2000. 176 с.

Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др. Рельеф и деформации океанической коры южнее островов Зеленого Мыса (Атлантический океан) // ДАН. 2001. Т. 379, № 3. С. 362–366.

Мазарович А.О., Морозов Ю.И., Турко Н.Н. Рельеф и строение осадочного чехла района разломов Марафон и Меркурий (Центральная Атлантика) // ДАН СССР. 1992. Т. 324, № 3. С. 643–645.

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Новейшие деформации осадочного чехла в пассивных частях разломов Архангельского, Долдрамса и Вернадского (Атлантический океан) // ДАН. 1997. Т. 357, № 6. С. 801–804.

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Разломы Ангольской котловины // Рос. журнал наук о Земле. 1999. Т. 1, № 3. С. 251–269.

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Разломные зоны северо-западного простирания Центральной Атлантики // Геотектоника. 2002. № 3. С. 87–94.

Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Агапова Г.В. и др. Компьютерные технологии как инструмент получения новой информации о строении океанских разломов (на примере активной части разлома Сан-Паулу, Центральная Атлантика) // Рос. журнал наук о Земле. 2001. Т. 3, № 1. (Электронная версия на сайте Центра геофизических данных (Б)).

Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Турко Н.Н., Добролюбова К.О. Рельеф и структура рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта между 5° и 7°18' с.ш. // Рос. журнал наук о Земле. 2001. Т. 3, № 5. (Электронная версия на сайте www.agu.org/wps/tjes).

Мазарович А.О., Фрих-Хар Д.И., Козарко Л.Н. и др. Тектоника и магматизм островов Зеленого Мыса. М.: Наука, 1990. 244 с.

Меркурьев С.А., Де Метц Ч., Гуревич Н.И. Эволюция геодинамического режима аккреции коры у оси хребта Рейкьянес, Атлантический океан // Геотектоника. 2009. № 3. С. 14–29.

Металлогеническая карта Мирового океана: Объяснительная записка / Гл. ред. С.И. Андреев. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. 217 с.

Милановский Е.Е. Неотектонический этап развития Земли: его временной диапазон и главные особенности тектонических деформаций, морфогенеза, магматизма и геодинамики // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: Тез. докл. XXIX Тектон. совещ. М.: Межвед. тектон. комитет, 1996а. 169 с.

Милановский Е.Е. Новейшая фаза глобальной активизации процессов расширения Земли // Геотектоника. 1996б. № 3. С. 3–12.

Минеральные ресурсы Мирового океана. Концепция изучения и освоения (на период до 2020 г.). / Отв. ред. С.И. Андреев. СПб., 2007. 97 с.

Михайлик П.Е., Деркачев А.Н., Чудаев О.В., Зарубина Н.В. Железомарганцевые корки подводных возвышенностей трога Кашеварова (Охотское море) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 1. С. 32–43.

Непрочнов Ю.П., Пуцаровский Ю.М. Неоднородности глубинного строения котловин Центральной Атлантики // ДАН. 2000. Т. 373, № 6. С. 800–804.

Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р. и др. Комплексные геофизические исследования котловин Атлантического океана // Геофизические поля Атлантического океана. М.: МГК, 1988. С. 52–59.

Николаев Н.И. (ред.) Новейшая тектоника континентальных, переходных и океанических областей Земли: Объяснительная записка к карте новейшей тектоники мира масштаба 1:15 000 000. М.: ВНИИЗарубежгеология, 1984. 112 с.

Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.

Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 167 с.

Одинокоев Ю.Ю., Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф. Особенности морфологии зоны краевых дислокаций Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1990. № 1. С. 97–104.

Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 416 с.

Панаев В.А., Митулов С.Н. Сейсмостратиграфия осадочного чехла Атлантического океана. М.: Недра, 1993. 246 с.

Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир, 2002. (Тр. ГИН РАН. Вып. 548.) 277 с.

Пейве А.А. Щелочной вулканизм поднятия Риу-Гранди (Южная Атлантика) // ДАН. 2005. Т. 401, № 6. С. 794–798.

Пейве А.А. Линейные вулканические поднятия в океанах – возможные механизмы образования // Геотектоника. 2007. № 4. С. 30–47.

Пейве А.А. Аккреция океанической коры в условиях косо-спрединга // Геотектоника. 2009. № 2. С. 5–19.

Пейве А.А., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Киприани А., Лиджи М., Мазарович А.О., Перфильев А.С., Разницын Ю.Н., Савельева Г.Н., Симонов В.А., Сколотнев С.Г., Соколов С.Ю., Турко Н.Н. Особенности строения района разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // ДАН. 2001. Т. 377, № 6. С. 803–806.

Пейве А.А., Добролюбова К.О., Сколотнев С.Г., Суцеская Н.М., Разницын Ю.Н., Зайончек А.В., Абрамова А.С., Алиулов Р.Х., Зарайская Ю.А., Ескин А.Е., Ефимов В.Н., Мазарович А.О., Мороз Е.А., Разумовский А.А., Черных А.А., Ямпольский К.П. Строение области сочленения хребтов Книповича и Мона (Северная Атлантика) // ДАН. 2009. Т. 426, № 3. С. 355–360.

Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С. и др. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // ДАН. 1994. Т. 338, № 5. С. 645–648.

Пейве А.А., Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М. и др. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 51–68.

Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Лянунов С.М., Сколотнев С.Г. Неоднородность мантии в районе разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике по данным изучения базальтов // ДАН СССР. 1988. Т. 301, № 1. С. 165–168.

Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Тектоника и формирование океанической коры в области «сухого» спрединга Центральной Атлантики (7°10'–5° с.ш.) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.

Пейве А.А., Сколотнев С.Г. Щелочной вулканизм цепи подводных гор Батиметристов, (Центральная Атлантика): характеристика, сопоставления // ДАН. 2009. Т. 425, № 1. С. 76–82.

Пейве А.А., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г. и др. Тройное сочленение Буве: особенности строения и эволюции // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 91–109.

Пейве А.А., Турко Н.Н., Цуканов Н.В., Базилевская Е.С., Ескин А.Е., Сколотнев С.Г. Особенности строения поднятия Риу-Гранди (Южная Атлантика) // ДАН. 2004. Т. 397, № 4. С. 511–516.

Пейве А.А., Чамов Н.П. Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. 2008. № 1. С. 37–57.

Пейве А.В. Эволюция земной коры и мобилизм: Избр. тр. М.: Наука, 1991. 255 с.

Перфильев А.С., Пейве А.А., Пуцаровский Ю.М. и др. Разломная зона Романш: особенности развития, геодинамика // Геотектоника. 1994. № 4. С. 3–14.

Перфильев А.С., Разницын Ю.Н., Пейве А.А., Перцев А.Н., Колобов В.Ю. Зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта: петрология и структура // Петрология. 1996. Т. 4, № 2. С. 183–199.

Перфильев А.С., Пуцаровский Ю.М., Ельников Е.Н. и др. Тектоническое строение поднятия Сьерра-Леоне в Экваториальной Атлантике // Геотектоника. 1987. № 6. С. 78–93.

Пешков А.А., Брагин В.И., Михайлов А.Г., Мацко Н.А. Геотехнологическая подготовка месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 2007. 283 с.

Пилипенко А.И. Тектонические деформации Бразильской котловины // ДАН. 1993. Т. 330, № 4. С. 484–487.

Пилипенко А.И. Структуры тектонического сжатия на западном фланге Срединно-Атлантического хребта (8–12° ю.ш.) // ДАН. 1995. Т. 340, № 5. С. 664–666.

Пуцаровский Ю.М. Тектоника и магматизм океанов // Магматические и метаморфические породы океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 13–17.

Пуцаровский Ю.М. Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разделов // ДАН. 1994а. Т. 335, № 3. С. 616–620.

Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994б. 191 С.

Пуцаровский Ю.М. Глубинность разломов // Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. С. 24–29.

Пуцаровский Ю.М. Сейсмотомография и структура мантии: тектонический ракурс // ДАН. 1996а. Т. 351, № 6. С. 806–809.

Пуцаровский Ю.М. Тектонические ограничения океанов // ДАН. 1996б. Т. 348, № 4. С. 512–515.

Пуцаровский Ю.М. Новые веяния в тектонике // Геотектоника. 1997. № 4. С. 62–68.

Пуцаровский Ю.М. Сейсмотомография, тектоника и глубинная геодинамика // ДАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 518–522.

Пуцаровский Ю.М. Тектонические узлы в структуре дна океанов // Геотектоника. 2000. № 3. С. 3–20.

Пуцаровский Ю.М. Глубины Земли: строение и тектоника мантии // Природа. 2001а. № 3. С. 13–15.

Пуцаровский Ю.М. Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001б. С. 174–230.

Пуцаровский Ю.М. О структурном развитии Южной Атлантики // Геотектоника. 2002а. № 5. С. 45–58.

Пуцаровский Ю.М. Основные черты тектоники Южной Атлантики. М.: ГЕОС, 2002б. 80 с.

Пуцаровский Ю.М. Об образовании глубоководных впадин в Атлантическом океане // ДАН. 2003а. Т. 389, № 6. С. 790–794.

Пуцаровский Ю.М. Разломные зоны сложного строения в Атлантическом океане // Геотектоника. 2003б. № 6. С. 18–27.

Пуцаровский Ю.М. Глубоководные впадины Атлантического океана как тектонические структуры: черты строения, время и механизм образования // Рос. журнал наук о Земле. 2004а. Т. 6, № 2. С. 1–15.

Пуцаровский Ю.М. Движущиеся континенты // Геотектоника. 2004б. № 3. С. 3–12.

Пуцаровский Ю.М. Тектонические узлы в структуре дна океанов // Тектоника Земли. М.: Наука, 2005. Т. 2. С. 366–389.

Пуцаровский Ю.М. Тектонические типы глубоководных впадин Тихого океана // Геотектоника. 2006. № 5. С. 25–38.

Пуцаровский Ю.М. Тектонические типы глубоководных впадин Индийского океана // Геотектоника. 2007. № 5. С. 23–37.

Пуцаровский Ю.М. Тектонические типы глубоководных впадин в океанах и отношение к ним потенциально-промышленных полей железо-марганцевых конкреций // Геотектоника. 2008. № 4. С. 3–17.

Пуцаровский Ю.М. Тектонические провинции Атлантического океана // Геотектоника. 2009а. № 3. С. 3–13.

Пуцаровский Ю.М. Тектоническое строение области раздела Атлантического и Северного Ледовитого океанов // Геология полярных областей Земли. Т. 2. Материалы 42-го Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2009б. С. 136–137.

Пуцаровский Ю.М., Бонатти Э., Разницын Ю.Н. и др. Новые данные о строении и вещественном составе районов пересечения разломов Романш и Чейн с рифтовой долиной // ДАН. 1993. Т. 329, № 1. С. 75–79.

Пуцаровский Ю.М., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г. и др. Массивная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в Срединно-Атлантическом хребте в районе разлома Сьерра-Леоне в связи с особенностями его геологического строения // ДАН. 2002. Т. 384, № 1. С. 83–88.

Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5–13.

Пуцаровский Ю.М., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г. Неотектоника океанского дна (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 2005. № 2. С. 3–16.

Пуцаровский Ю.М., Непрочнов Ю.П. Тектонические неоднородности и глубинное строение глубоководных впадин Южной Атлантики // Геотектоника. 2002. № 2. С. 15–26.

Пуцаровский Ю.М., Непрочнов Ю.П. Тектонические черты и глубинное строение глубоководных впадин севера Центральной Атлантики // Геотектоника. 2003. № 2. С. 26–38.

Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А. Базальты океанов и проблема гетерогенности мантии (общий обзор) // Твердая кора океанов (проект «Литос»). М.: Наука, 1987. С. 5–19.

Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н. и др. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18–31.

Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 164 с.

Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.

Пуцаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Мазарович А.О. и др. Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика / Под ред. Ю.М. Пуцаровского. М.: Наука, 1991. 222 с.

Пуцаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Мазарович А.О. и др. Разломы Архангельского, Долдрамс и Вернадского (Центральная Атлантика): структура и вещественный состав пород // Геотектоника. 1992. № 6. С. 63–79.

Пуцаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Пейве А.А. и др. Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. 193 с.

Пуцаровский 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. (Тр. ГИН РАН Вып. 562.) М.: ГЕОС, 2004. 152 с.

Разницин Ю.Н. Строение и геодинамика южного поперечного хребта зоны разлома Вима в Центральной Атлантике // Геотектоника. 2001. № 3. С. 80–87.

Разницин Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. (Тр. ГИН РАН. Вып. 560.) 270 с.

Разницин Ю.Н. Субмеридиональное сжатие литосферы Атлантики // Материалы ХVII Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2007. С. 241–243.

Разницин Ю.Н., Баркин Ю.В. Субмеридиональное сжатие литосферы Атлантики и северный дрейф ядра Земли // Геология морей и океанов. Материалы ХVIII Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. Т. V. С. 246–250.

Разницин Ю.Н., Пилипенко А.И. Анголо-Бразильский геотраверс: структура и деформации океанической литосферы // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 104–128.

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. 1991. Т. 320, № 4. С. 952–956.

Разницин Ю.Н., Чинакаев Р.Г. Тектоническая расслоенность океанической коры и верхней мантии Бразильской котловины (Южная Атлантика) // ДАН. 1989. Т. 309, № 3. С. 678–680.

Самыгин С.Г. Варисская трансформная зона Джунгарии: опыт выделения // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 196–219.

Силантьев С.А. Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология. 1995. Т. 3, № 1. С. 24–36.

Силантьев С.А. Условия формирования плутонического комплекса Срединно-Атлантического хребта, 13°–17° с.ш. // Петрология. 1998. Т. 6, № 4. С. 381–421.

Симонов В.А., Колобов В.Ю. Особенности магматических и гидротермальных систем в районе тройного сочленения срединно-океанических хребтов в Южной Атлантике // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 5. С. 48–54.

Сколотнев С.Г. Структурообразующие факторы в истории геологического развития тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Геотектоника. 2000. № 4. С. 52–66.

Сколотнев С.Г. Габброиды разломной зоны Вима: структуры, состав и тектоническое положение // Петрология. 2003. Т. 11, № 1. С. 35–52.

Сколотнев С.Г. Абсолютный возраст цирконов из магматических пород и история спрединга отдельных сегментов Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике // Материалы 43-го Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 265–269.

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 // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. Т. V. С. 251–255.

Сколотнев С.Г., Колодяжный С.Ю., Цуканов Н.В. и др. Неотектонические структуры в зоне сочленения Зеленомысского поднятия и абиссальной котловины Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 59–77.

Сколотнев С.Г., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. Возраст цирконов из магматических пород впадины Маркова (осевая зона САХ, 5–6° с.ш.) и вопросы взаимодействия тектонических, магматических и гидротермальных процессов // VI Рабочее совещание Рос. отделения международного проекта InteRRidge. Тез. докл. СПб: ВНИИОкеангеология, 2009. С. 30–33.

Сколотнев С.Г., Ляпунов С.М., Симонов В.А. Кумулятивные породы // Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. (Тр. ГИН РАН Вып. 439.) С. 81–106.

Сколотнев С.Г., Пейве А.А. Новые данные о неотектонических деформациях дна на западном фланге Бразильской котловины (Южная Атлантика) // ДАН. 2010. Т. 430, № 6. С. 792–796.

Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Беляцкий Б.В. Геохимические и изотопные особенности базальтов гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта вблизи разлома Мартин-Вас в Южной Атлантике (19–20° ю.ш.) // ДАН. 2006. Т. 407, № 6. С. 798–805.

Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Бортников Н.С. и др. Геология рудовмещающих рифтовых впадин в районе разлома Сьерра-Леоне в Приэкваториальной Атлантике // ДАН, 2003а. Т. 391, № 2. С. 232–238.

Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Бортников Н.С. и др. Новые данные о строении гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта вблизи разлома Мартин-Вас (20°–21° ю.ш.) в Южной Атлантике // ДАН. 2003б. Т. 391, № 3. С. 361–367.

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) // ДАН. 2006. Т. 407, № 3. С. 372–377.

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.

Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Ляпунов С.М. и др. Вулканизм Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) //

Рос. журнал наук о Земле. 2003. Т. 5, № 2. (Электронная версия на сайте www.agu.org/wps/rjes)

Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Симонов В.А. и др. Вулканизм Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика.) // *Rus. J. of Earth Sci.* (Электронная версия на сайте www.agu.org/wps/rjes). 2003. Т.5. № 2.

Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Турко Н.Н. и др. Новые данные о геологическом строении района сочленения Зеленомысского поднятия и котловины Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // ДАН. 2006. Т. 407, № 2. С. 224–229.

Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Турко Н.Н. Новые данные о строении и составе подводного хребта Витория-Триндади (запад Бразильской котловины, Южная Атлантика) // ДАН. 2010. Т. 431, № 5. С. 536–661.

Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Турко Н.Н. и др. Особенности аккреции коры в осевой части Срединно-Атлантического хребта к югу от разлома Мартин Вас (Южная Атлантика) // *Геотектоника*. 2009. № 5. С. 25–49.

Сколотнев С.Г., Турко Н.Н., Соколов С.Ю. и др. Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Зеленомысского поднятия, котловины Зеленого Мыса и подводных гор Батиметристов (Центральная Атлантика) // ДАН. 2007. Т. 416, № 7. С. 1037–1041.

Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Турко Н.Н., Пейве А.А. Новые данные о тектонической активности фланговых участков Срединно-Атлантического хребта севернее разлома Богданова (Экваториальная Атлантика) // ДАН. 2003. Т. 388, № 5. С. 656–660.

Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Турко Н.Н., Пейве А.А. Новые данные о неотектонической активности в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта на 5–6° с.ш. // ДАН. 2004. Т. 395, № 1. С. 86–90.

Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Железо-марганцевые конкреции и корки Атлантического океана // *Литология и полез. ископаемые*. 1995. № 4. С. 339–361.

Соболев А.В., Дмитриев Л.В., Цамерян О.П. и др. О структуре и происхождении геохимической аномалии в базальтах Срединно-Атлантического хребта между 12 и 18° с.ш. // ДАН. 1992. Т. 326, № 3. С. 541–546.

Соколов С.Ю. Аномальные механизмы очагов землетрясений Атлантики и их геодинамическая интерпретация // *Материалы XVIII Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии*. М.: ГЕОС, 2009. Т. V. С. 153–154.

Суцевская Н.М., Волокитина Л.П. Тектоника и магматизм приэкваториальной зоны Срединно-Атлантического хребта // *Океанология*. 1995. Т. 35, № 2. С. 252–265.

Суцевская Н.М., Пейве А.А., Сколотнев С.Г. и др. Природа рифтового вулканизма района разломов Романш-Чейн (Экваториальная Атлантика) // *Геохимия*. 1994. № 2. С. 223–238.

Суцевская Н.М., Пейве А.А., Цехоня Т.И. и др. Петрология и геохимия магматизма активных частей разломов Романш, Сан-Паулу и сопряженных с ними частей САХ // *Геохимия*. 1995. № 5. С. 697–719.

Суцевская Н.М., Удинцев Г.Б., Кононкова Н.Н. и др. Новые данные о составе базальтов 2-го сейсмического слоя Приэкваториальной Атлантики (по данным 7-го рейса НИС «Академик Николай Страхов») // ДАН. 1990. Т. 313, № 3. С. 671–676.

Суцевская Н.М., Удинцев Г.Б., Цехоня Т.И. и др. Генезис и геохимические особенности толеитового магматизма Срединно-Атлантического хребта (3–5° с.ш.) // ДАН. 1992. Т. 322, № 1. С. 147–154.

- Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.
- Трифонов В.Г., Певнев А.К. Современные движения земной коры по данным космической геодезии // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 374–401.
- Углов Б.Д., Зорина Ю.Г., Кабан М.К. Анголо-Бразильский и Маскаренско-Австралийский трансокеанские геотраверзы: Геолого-геофизический атлас. М.: ЦНИГРИ, 1999. 24 с.
- Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 240 с.
- Удинцев Г.Б., Агапова Г.В., Бреснев А.Ф. и др. Геологическое строение разлома Страхова: Экваториальный сегмент Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1995. Т. 35. № 4. С. 592–606.
- Удинцев Г.Б., Куренцова Н.А., Кольцова А.В. и др. Рельеф и строение экваториального сегмента Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1996. Т. 36, № 6. С. 897–909.
- Уткин В.П. Роль сдвигов океанической литосферы в формировании вулканических поясов Тихого океана // ДАН. 2006. Т. 408, № 5. С. 650–655.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- Харин Г.С., Емельянов Е.М. Геология Атлантики в Исландском регионе. М.: Междувед. геофиз. комитет при Президиуме АН СССР, 1987. 222 с.
- Харин Г.С., Удинцев Г.Б., Чернышева Е.А. Современный щелочной магматизм и гидротермальная деятельность на подводных горах Гренландского моря // ДАН. 2003. Т. 392, № 3. С. 375–378.
- Шарков Е.В., Бортников Н.С., Богатиков О.А. и др. Третий слой океанической коры в осевой части Срединно-Атлантического хребта (полигон Сьерра-Леоне, 6° с.ш.) // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 592–625.
- Шитлов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
- Шитлов Э.В., Шкарубо С.И., Разницын Ю.Н. Неотектоника северной части Норвежско-Гренландского бассейна (особенности строения и развития хребта Книповича и Поморского периокеанического прогиба) // ДАН. 2006. Т. 410, № 4. С. 1–6.
- Шкарубо С.И. Особенности спрединга в северной части Норвежско-Гренландского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона, СПб: ВНИИОкеангеология, 1996. С. 101–114.
- Шульц С.С. О новейшей тектонике Тянь-Шаня // Тр. XVII сессии МГК. М.: ГОНТИ, 1937. Т. 2. С. 629–635.
- Шульц С.С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л.: Недра, 1979. 272 с.
- Alves E.C., Maia M., Sichel S.E., Campos C.M.P. Zona de fratura de Vitoria-Trindade no oceano Atlantico sudeste e suas implicacoes tectonicas // Rev. Brasileira de Geofisica. 2006. V. 24. № 1. P. 117–127.
- Alves E.C., Sichel S.E., Maia M. Behavior of Rio de Janeiro Fracture zone system, from MAR to Brazilian coast // The 31-st Intern. Geol. Congress Programm, Rio de Janeiro, 7-17 august 2000. Rio de Janeiro, Geol. Surv. Brazilia, 2000a. P. 1120.
- Alves E.C., Sichel S.E., Maia M. Martin Vaz fracture zone and their evolution through time // Ibid. 2000b. P. 1129.
- Anderson D.L. The thermal state of the upper mantle: no role for mantle plumes // Geoph. Res. Lett. 2000. V. 27. P. 3623–3626.

Appelgate B. Modes of axial reorganization on a slow-spreading ridge: the structural evolution of Kolbeinsey ridge since 10 Ma // *Geology*. 1997. V. 25. P. 431–434.

Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps / Eds J. Dercourt, L.E. Ricon, B. Vrielynck. 1993.

Auzende J.M., Bideau D., Bonatti E. et al. Direct observation of a section through slow-spreading oceanic crust // *Nature*. 1989. V. 337. P. 726–729.

Auzende J.M., Cornen J., Juteau T. et al. Gorringe Bank (Atlantic ocean, SW Portugal): a section in deep oceanic crust and upper mantle surveyed by submersible // *Ofioliti*. 1982. V. 2, № 3. P. 267–278.

Ballard R.D., van Andel T.H. Morphology and tectonics on the inner rift valley at lat 36°50'N on the Mid-Atlantic Ridge // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1977. V. 88. P. 507–530.

Baragar W.R.A., Lambert M.B., Baglow N., Gibson I.L. The sheeted dike zone in the Troodos Ophiolite / Ophiolites: Ocean Crust Analogues. 1990. P. 37–52.

Basile C., Maillard A., Patriat M. et al. Structure of the Demerara Plateau: syn and post-rift deformations at the intersection of transform and divergent margin segments // *Geoph. Res. Abst.* V. 11. EGU, 2009–3094, 2009. AGU General Assembly 2009.

Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // *Geoph. Geosyst. G.* 2002. V. 3. P. 447–470.

Behrmann J.H., Mainprice D. Deformation mechanisms in high-temperature quartz-feldspar mylonites: evidence for superplastic flow in the lower continental crust // *Tectonophysics*. 1987. V. 140. P. 297–305.

Bellon H. Chronologie radiometrique (K/Ar) des manifestations magmatique autour de la Mediterranee occidentale entre 33 et 1 Ma. / Ed. by F.C. Wezel // *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins, Italian Project of Oceanography*. Bologna: Tecnoprint, 1981. P. 341–360.

Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I. et al. A new hydrothermal field at 13°30' N on the Mid-Atlantic Ridge // *InterRidge News*. 2007. V. 16. P. 9–10.

Beltenev V.Y., Rozhdestvenskaya I.I., Nescheretov A.V. et al. New data on hydrothermal activity 12°57' N, MAR // *InterRidge News*. 2002. V. 11. P. 38–40.

Benn K., Allard B. Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros // *J. of Petrology*. 1989. V. 30. Part 4. P. 925–946.

Bergman E.A., Solomon S.C. Earthquake source mechanisms from body wave inversion and intraplate tectonics in the Northern Indian Ocean // *Phys. Earth and Planet. Intern.* 1985. V. 40. P. 1–23.

Beutel E.K., Anderson D.L. Melting anomalies that cross ridges/ 2005. // <http://www.mantleplumes.org>

Bideau D., Hekinian R., Bollinger C. et al. Submersible investigation of highly contrasted magmatic activities recorded in two segments of the Mid-Atlantic Ridge near 34°25'N and 33°55'N // *InterRidge News*. 1996. V. 5. P. 9–14.

Bloomer S.H., Natland J.H., Meyer P.S., Dick H.J.B. Textural and mineralogical variations in gabbroic rock from Hole 735B // *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*. 1991. V. 118. P. 21–40.

Bonatti E. Vertical tectonism in oceanic fracture zones // *EPSL*. 1978. V. 37. P. 369–379.

Bonatti E. Not so «hot spots» in the oceanic mantle // *Science*. 1990a. V. 250. P. 107–111.

Bonatti E. Subcontinental mantle exposed in the Atlantic ocean on the St Peter-Paul islets // *Nature*. 1990b. V. 345. P. 800–802.

Bonatti E., Chermak A. Formerly emerging crustal blocks in the Equatorial Atlantic // *Tectonophysics*. 1981. V. 72. P. 165–180.

Bonatti E., Harrison C.G., Honnorez J. et al. Easter volcanic chain (Southeast Pacific): a mantle hot line // *J. Geoph. Res.* 1977. V. 82, № 17. P. 2457–2478.

Bonatti E., Kreamer T., Rydell H. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits // *Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor* / Ed. D.R. Horn. 1972, P. 149–166.

Bonatti E., Ligi M., Borsetti F. et al. Lower Cretaceous deposits trapped near the equatorial Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 1996. V. 380. P. 518–520.

Bonatti E., Ligi M., Brunelli D. et al. Mantle thermal pulses below the Mid-Atlantic Ridge and temporal variations in the formation of oceanic lithosphere // *Nature*. 2003. V. 423. P. 499–505.

Bonatti E., Ligi M., Gasperini L. et al. Imaging crustal uplift, emersion, subsidence at the Vema fracture zone // *Eos. Trans. Amer. Geoph. Union*. 1993. V. 75, № 32. P. 371–372.

Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., et al. Transform migration, and vertical tectonics at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic // *J. Geoph. Res.* 1994. V. 99, № B11. P. 21779–21802.

Bonatti E., Raznitsin Yu., Bortoluzzi G. et al. Geological study of the eastern part of the Romanche transform (equatorial Atlantic): first report // *Giornale di Geologia*. Ser. 3a. 1991. V. 53/2. P. 31–48.

Bonatti E., Sarnthein M., Boersma A. et al. Neogene crustal emersion and subsidence at the Romanche fracture zone, Equatorial Atlantic // *EPSL*. 1977. V. 35. P. 369–383.

Bonatti E., Sartori R., Boersma A. Vertical crustal movements at the Vema fracture zone in the Atlantic: evidence from dredged limestones // *Tectonophysics*. 1983. V. 91. P. 213–232.

Boudier F., Nicolas A. Stress and strain estimates in the Lanzo peridotite massif (Western Alps) // *Orogenic mafic and ultramafic association*. Paris. 1980. P. 221–228.

Boudier F., Nicolas A., Ildefonse B. Magma chambers in the Oman ophiolite: fed from the top and bottom // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 144. P. 239–250.

Bougault H., Dmitriev L., Schilling J.G. et al. Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14°N // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 88. P. 27–36.

Boullier A.M., Gueguen Y. SP-mylonites: Origin of some mylonites by superplastic flow // *Contrib. Miner. Petrol.* 1975. V. 50, № 2. P. 93–104.

Bouybaouene M., Michard A., Goffé B. High-pressure granulites on top of the Beni Bousere peridotites, Rift belt, Morocco: a record of an ancient thickened crust in the Alboran domain // *Bull. Soc. geol. France*. 1998. T. 169, № 2. P. 153–162.

Bruland K.W. Trace elements in sea-water // *Chemical Oceanography*. 1983. V. 8, № 1–2. P. 157–220.

Bryan W.B., Duncan R.A. Age and provenance of clastic horizons from hole 516F // *Init. Rep. DSDP 72*. Washington, DC, 1983. P. 475–477.

Burke K. Origin of the Cameroon Line of volcano-capped swells // *J. of Geology*. 2001. V. 109, № 3. P. 349–362.

Burke K., Kidd W.S., Wilson J.T. Relative and latitudinal motion of Atlantic hotspots // *Nature*. 1973. V. 245. P. 133–137.

Cainelli C., Mohriak W.U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the eastern Brazilian continental margin // *Episodes*. 1999. V. 22, N. 3. P. 206–216.

Campan A., Royer J.-Y., Gente P. et al. Evolution of the Azores–Gibraltar plate boundary for the last 36Ma // *Eos. Trans. Amer. Geoph. Union*. 1993. V. 74. P. 586.

Cande S.C., Kent D.V. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *J. of Geoph. Res.* 1992. V. 97, № B10. P. 13917–13951.

Cande S.C., LaBrecque J.L., Haxby W.F. Plate kinematics of the South Atlantic: Chron 34 to present // *J. of Geoph. Res.* V. 93, № B11. 1988. P. 13479–13492.

Cannat M. Plastic deformation at an oceanic spreading ridge: a microstructural study of the site 735 gabbros (southwest Indian Ocean) // *Proc. Ocean Drilling Program: Scientific Results*. 1991. V. 118. P. 399–408.

Cannat M. Emplacement of mantle rock in the seafloor at mid-ocean ridges // *J. of Geoph. Res.* 1993. V. 98. P. 4163–4172.

Cannat M., Briais A., Deplus C. et al. Mid-Atlantic Ridge – Azores hotspot interactions: along-axis migration of a hotspot-derived event of enhanced magmatism 10 to 4 Ma ago // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 173. P. 257–269.

Cannat M., Lagabrielle Y., Bougault H. Serpentinized peridotites and gabbros in the Mid-Atlantic Ridge Axial valley at 15°37' N and 16°52' N // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 109. P. 193–213.

Cannat M., Lagabrielle Y., Bougault H. et al. Ultramafic and gabbroic exposures at Mid-Atlantic ridge: geological mapping in the 15°N region // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 279. P. 193–213.

Cannat M., Mamaloukas-Frangoulis V., Auzende J.-M. et al. Geological cross-section of the Vema Fracture Zone transvers ridge, Atlantic Ocean // *J. Geodynamics*. 1991. V. 13, N 2/4. P. 97–118.

Cannat M., Mevel C., Maia M. et al. Thin crust, ultramafic exposures and rugged faulting pattern at the Mid-Atlantic Ridge (22°–24°N) // *Geology*. 1995. V. 23, № 1. P. 49–52.

Carbotte S., Welch S.M., Macdonald K.C. Spreading rates, rift propagation and Fracture zone offset histories during past 5 my on the mid-Atlantic Ridge; 25–27°30' S and 31–34°40' S // *Marine Geoph. Res.* 1991. № 13. P. 51–80.

Casey F., Cannat M., Bougault H. MAR survey opens window to offset drilling // *JOI/USSAC Newsletter*. 1992. V. 5. P. 1–3, 10.

Chang H.K., Kowsmann R.O., Figueiredo A.M.F., Bender A.A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system: an overview // *Tectonophysics*. 1992. V. 213. P. 97–138.

Cherkis N.Z., Chayes D.A., Costa L.C. The bathymetry and distribution of the Bahia Seamounts, Brazil Basin // *Marine Geology*. 1992. V. 103. P. 335–347.

Clift P.D., Lorenzo J.M. Flexural unloading and uplift along the Cote d'Ivoire – Ghana transform margin equatorial Atlantic // *J. Geoph. Res.* 1999. V. 104, N B11. P. 25257–25274.

Clifton A.E., Schlischeb R.W., Withjack M.O., Ackermann R.V. Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models // *J. Struct. Geology*. 2000. V. 22. P. 1491–1509.

Coleman R.G. Ophiolites. An ancient oceanic lithosphere? N. Y.: Springer, 1977. 229 p.

Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 205. P. 295–308.

Crane K. The spacing of rift axis highs: Dependence upon diapiric processes in the underlying asthenosphere? // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 72. P. 405–414.

Crane K., Ballard R.D. Volcanics and structure of the FAMOUS – Narrow-gate rift: evidence for cyclic evolution: AMAR // *J. Geoph. Res.* 1981. V. 86. P. 5112–5124.

Crane K., Doss S., Vogt P. et al. The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich ridge // *Marine Geoph. Res.* 2001. V. 22. P. 153–205.

Crane K., Sundvor E., Buck R., Martinez F. Rifting in the Northern Norwegian-Greenland sea: thermal tests of asymmetric spreading // *J. Geoph. Res.* 1991. V. 96. P. 14529–14550.

Dauteuil O., Brun J. Oblique rifting in a slow-spreading ridge // *Nature.* 1993. V. 361. P. 145–148.

Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E. et al. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias // *Tectonophysics.* 1986. V. 123. P. 241–315.

Detrick R.S., Fox P.J., Kastens K. et al. Sea beam survey of the Kane fracture zone and the adjacent Mid-Atlantic Ridge rift valleys // *Eos. Trans. Amer. Geoph. Union.* 1984. V. 65. P. 1006.

Detrick R.S., Mutter J.C., Buhl P., Kim L. No evidence from multichannel reflection data for a crustal magma chamber in the MARK area on the Mid-Atlantic Ridge // *Nature.* 1990. V. 347, № 6288. P. 61–64.

Detrick R.S., Needham H.D., Renard V. Gravity anomalies and crustal thickness variations along the Mid-Atlantic Ridge between 33°N and 40°N // *J. Geoph. Res.* 1995. V. 100, № B3. P. 3767–3787.

Dick H.J.B., Meyer P.S., Bloomer S.H. et al. Lithostratigraphic evolution of an in situ section of oceanic layer 3 // *Proc. ODP: Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program)* / Eds. Von Herzen R.P., Robinson P.T. et al. Texas A&M University, 1991. V. 118. P. 439–538.

Dick H.J.B., Natland J.H., Alt J.C. et al. A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge // *EPSL.* 2000. № 179. P. 31–51.

Dickey J.S., Frey F.A., Hart S.R., Watson E.B. Geochemistry and petrology of dredged basalts from the Bouvet triple junction. South Atlantic // *Geochimica et cosmochimica Acta.* 1977. V. 41. P. 1105–1118.

Digital Atlas «GEBCO-97». British Oceanographic Data Centre. IHO. Natural Environment Research Council. 1997 (электронная версия).

Dogliani C., Carminati E., Bonatti E. Rift asymmetry and continental uplift // *Tectonics.* 2003. V. 22, № 3. P. 1024–1029.

Dogliani C., Green D.H., Mongelli F. On the shallow origin of hotspots and the westward drift of the lithosphere // *Plates, plumes, and paradigms: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* 2005. V. 388. P. 735–749.

Dogliani C., Harabaglia P., Merlini S., Mongelli F., Peccerillo A., Piromallo C. Orogens and slabs vs their direction of subduction // *Earth Sci. Rev.* 1999. V. 45. P. 167–208.

Dongmei Y., Fontignie D., Shilling J.G. Mantle plume – ridge interaction in the Central North Atlantic: a Nd isotope study of Mid-Atlantic Ridge basalts from 30 to 50°N // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 146. P. 259–272.

Dosso L., Bougault H., Joron J.L. et al. Geochemical morphology of the North Mid-Atlantic Ridge, 10–24°N: trace element – isotope complementarity // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 120. P. 443–462.

Dosso L., Bougault H., Langmuir C. et al. The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31–41°N) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 170. P. 269–286.

Dosso L., Hanan B.B., Bougault H. et al. Sr-Nd-Pb geochemical morphology between 10 and 17°N on the Mid-Atlantic Ridge: new MORB isotope signature // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 106. P. 29–43.

Duncan R.A. Age progressive volcanism in the New England seamounts and the opening of the central Atlantic ocean // *J. Geoph. Res.* 1984. V. 89, № B12. P. 9980–9990.

Dupre B., Allegre C.-J. Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena // *Nature*. 1983. V. 303. P. 142–146.

Emery K.O., Uchupi E. The geology of the Atlantic ocean. N.Y.: Springer, 1984. 1050 p.

Engen O., Faleide J., Dyreng T. Opening of the Fram strait gateway: A review of plate tectonic constraints // *Tectonophysics*. 2008. V. 450. P. 51–69.

Engen O., Eldholm O., Bungum H. The Arctic plate boundary // *J. Geoph. Res.* 2003. V. 108, № B2. 2075.

Erbacher J., Mitchell D. Drilling probes past carbon cycle perturbations on the Demerara Rise // *EOS*. 2004. V. 85, № 6. P. 57–68.

Fabretti P., Bonatti E., Peyve A. et al. First results of cruise S19 (PRIMAR Project): petrological and structural investigations of the Vema Transverse Ridge (equatorial Atlantic) // *Giornale di Geologia*. 1998. V. 60, № 3. P. 3–16.

Fairhead J.D., Marjorie W. Plate tectonic processes in the South Atlantic ocean: Do we need deep mantle plumes? // *Plates, plumes, and paradigms: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 2005. V. 388. P. 537–553.

Faure S., Tremblay A., Angelier J. State of intraplate stress and tectonism of north-eastern North America since Cretaceous times, with particular emphasis on the New England – Quebec igneous province // *Tectonophysics*. 1996. V. 255. P. 111–134.

Feraud G., Kaneoka I., Allegre C.J. K/Ar ages and stress pattern in the Azores geodynamic implications // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 46. P. 275–286.

Fitton J.G., Dunlop H.M. The Cameroon line, West Africa and its bearing on the origin of oceanic and continental alcalic basalt // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 72. P. 23–28.

Foland K.A., Gilbert L.A., Sebring C.A., Chen J.-F. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages for plutons of the Monteregian Hills, Quebec: evidence for a single episode of Cretaceous magmatism // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1986. V. 97. P. 966–974.

Fontignie D., Schilling J.G. Mantle heterogeneities beneath the South Atlantic: A Nd-Sr-Pb isotope study along the Mid-Atlantic Ridge (3°S–46°S) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 142. P. 109–121.

Foulger G.R., Natland J.H., Anderson D.L. Genesis of the Iceland melt anomaly by plate tectonic processes // *Plates, plumes, and paradigms: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 2005. V. 388. P. 595–625.

Fox P.J., Gallo D.G. A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundary: implication for the structure of oceanic lithosphere // *Tectonophysics*. 1984. V. 104. P. 205–242.

Frison De Lamotte D., Leikine M. Les massifs a' schistosite du Rif externe: une Zone de coulissement synmetamorphique. Paris: C. R. Acad. Sci., 1982. V. 284. P. 1285–1290.

Fujiwara T., Lin J., Matsumoto T. et al. Crustal Evolution of the Mid-Atlantic Ridge near the Fifteen-Twenty Fracture Zone in the last 5Ma // *Geochem. Geoph. Geosyst.* 2003. V. 4. (doi:10.1029/2002GC000364, электронная версия).

Galindo-Zaldivar J., Maldonado A., Schreider A. Gorringe Ridge gravity and magnetic anomalies are compatible with thrusting at a crustal scale // *Geoph. J. Intern.* 2003. Vol. 153. P. 586 – 594.

Gasparini L., Bonatti E., Brunelli D. et al. New data on the geology of the Romanche F.Z., equatorial Atlantic: PRIMAR-96 cruise report // *Giornale di Geologia.* 1997. V. 59., № 1. P. 3–18.

Gasparini L., Bonatti E., Ligi M., et al. Stratigraphic numerical modeling of a carbonate platform on the Romanche transverse ridge, Equatorial Atlantic // *Marine Geology.* 1997. V. 136. P. 245–257.

Geli L., Renard V., Rommevaux C. Ocean crust formation processes at very slow spreading centers: A model for the Mohs ridge, near 72°N, based on magnetic, gravity, and seismic data // *J. Geoph. Res.* 1994. V. 99. P. 2995–3013.

General bathymetric chart of the oceans (GEBCO): Map. Ottawa, 2004.

General bathymetric chart of the oceans (GEBCO): Map. 5-th edition. Ottawa, 1984.

Gente P., Aslanian D., Campan M. et al. Oblique structures on the flanks of the Mid-Atlantic Ridge: Fossil traces of the along-strike propagations of ridge segments // *Academie des Sci. Comptes Rendus.* 1994. V. 318. P. 1239–1246.

Gernigon L., Olesen O., Ebbing J. et al. Geophysical insights and early spreading history in the vicinity of the Jan Mayen fracture zone, Norwegian–Greenland sea // *Tectonophysics.* 2009. V. 468. P. 185–205.

Girardeau J., Nicolas A. The structures of two ophiolite massifs, Bay of Islands, Newfoundland: a model for the oceanic crust and upper mantle // *Tectonophysics.* 1981. V. 77, № 1/2. P. 1–34.

Gracia E., Bideau D., Hekinian R. et al. Along-axis magmatic oscillations and exposure of ultramafic rocks in a second-order segment of the Mid-Atlantic Ridge (33°43'N to 34°97'N) // *Geology.* 1997. V. 25. P. 1059–1062.

Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic Tomography: A snapshot of convection in the Earth // *GSA Today.* 1997. V. 7. P. 1–7.

Greenroyd C.J., Peirce C., Rodger M. et al. Demerara plateau – the structure and evolution of the transform passive margin // *Geoph. J. Intern.* 2008. V. 172. P. 549–564.

Grunau H.R., Lehner P., Cleintuar M.R. et al. New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands), and Sao Tome (Gulf of Guinea) // *Progress in Geodynamics.* NY: North-Holland, 1975. P. 90–118.

Haase K.M., Devey C.W., Wieneke M. Magmatic processes and mantle heterogeneity beneath the slow-spreading northern Kolbeinsey ridge segment, North Atlantic // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. V. 144. P. 428–448.

Hanan B.B., Kingsley R.H., Schilling J.G. Pb isotope evidence in the South Atlantic for migrating ridge interactions // *Nature.* 1986. V. 322. P. 137–144.

Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90, № 3. P. 273–296.

Harvard University Centroid-Moment Tensor Catalog (CMT). June 2007. <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>.

Hayes E.E., Pimm A.C., Roth P.H. et al. // Init. Rep. DSDP. Washington: U.S. Government Printing Office, 1972. V. 14. P. 35–176.

Hébert R., Constantin M., Robinson P.T. Primary mineralogy of Leg 118 gabbroic and their place in the spectrum of oceanic mafic igneous rocks // Proc. of the Ocean Drilling Program: Sci. Res. 1991. V. 118. P. 3–20.

Hekinian R., Juteau T., Gracia E. et al. Submersible observations of Equatorial Atlantic mantle: the St. Paul Fracture Zone region // Marine Geoph. Res. 2000. V. 21. P. 529–560.

Hellebrand E. Petrology. The Expedition ARKTIS-XV/2 of «Polarstern» in 1999 / Ed. W. Jokat. // Rep. Pol. Res. 2000. V. 368. P. 59–70.

Hellebrand E., Snow J.E. Deep melting and sodic metasomatism underneath the highly oblique-spreading Lena Trough (Arctic Ocean) // Earth and Planet. Sci. Lett. 2003. V. 216. P. 283–299.

Heller D., Marquart G. An admittance study of the Reykjanes ridge and elevated plateaux between the Charlie–Gibbs and Senja fracture zones // Geoph. J. Intern. 2002. V. 148. P. 65–76.

Hellevang B., Pedersen R.B. Magma ascent and crustal accretion at ultraslow-spreading ridges: constraints from plagioclase ultraphyric basalts from the Arctic mid-ocean ridge // J. Petrology. 2008. V. 49. P. 267–294.

Hofman A.F. Mantle geochemistry: message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219–229.

Honnorez J., Mevel C., Montigny R. Geotectonic significance of gneissic amphibolites from the Vema fracture zone, Equatorial Mid-Atlantic Ridge // J. of Geoph. Res. 1984. V. 89. P. 11379–11400.

Hoofst E.E., Brandsdottir B., Mjelde R. et al. Asymmetric plume-ridge interaction around Iceland: the Kolbeinsey ridge Iceland seismic experiment // Geochem. Geoph. Geosyst. 2006. V. 7, № 5. P. 1–26.

Hoofst E.E., Detrick R.S., Toomey D.R. et al. Crustal thickness and structure along three contrasting spreading segments of the Mid-Atlantic Ridge, 33.5°–35° N // J. of Geoph. Res. 2000. V. 105, № B4. P. 8205–8226.

Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, 1972. V. 12. P. 1243.

Ito G., Lin J., Gable W. Dynamics of mantle flow and melting at a ridge-centered hotspot: Iceland and the Mid-Atlantic ridge // Earth and Planet. Sci. Lett. 1996. V. 144. P. 53–74.

Jokat W. The sediment distribution below the North Greenland continental margin and the adjacent Lena Trough // Polarforschung. 1988. 68. P. 71–82.

Jones E.J.W., Goddard D.A., Mitchell J.G., Banner F.T. Lamprophyric volcanism of Cenozoic age on the Sierra-Leone Rise: implication for regional tectonics and the stratigraphic time scale // Marine Geology 1991. № 99. P. 19–28.

Jones S.M. Test of a ridge-plume interaction model using oceanic crustal structure around Iceland // Earth and Planet. Sci. Lett. 2003. V. 208. P. 205–218.

Kandilarov A., Mjelde R., Okino K., Murai Y. Crustal structure of the ultra-slow spreading Knipovich ridge, North Atlantic, along a presumed amagmatic portion of oceanic crustal formation // Marine Geoph. Res. 2008. V. 29. P. 109–134.

Karson J.A. Geological investigation of lineated massif at the Kane transform fault: implication for oceanic core complexes // Phil. Trans. Res. Soc. 1999. V. 357. P. 713–740.

- Karson J.A., Fox P.J., Sloan H. et al.* The geology of the Oceanographer transform: the ridge-transform intersection // *Marine Geoph. Res.* 1984. V. 6, № 2. P. 109–141.
- Keeton J.A., Searle R.C., Parsons B. et al.* Bathymetry of the Reykjanes Ridge // *Marine Geoph. Res.* 1997. V. 19. P. 55–64.
- Kelemen P.B., Kikawa E., Miller D.J. et al.* Leg 209 summary: Proc. of the Ocean Drilling Program: Init. Rep. 2004. V. 209. 139 p.
- Kelemen P.B., Koga K., Shimizu N.* Geochemistry of gabbro sills in the crust-mantle transition zone of the Oman ophiolite: implications for the origin of the oceanic lower crust // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 1997. V. 146. P. 475–488.
- Kidd R.B., Ramsay A.T.S.* The geology and formation of the Kings through complex in the light of DSDP site 608 // *Init. Rep DSDP.* 1986. V. 94. P. 12454–1261.
- Klein E.M., Langmuir Ch.H.* Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *J. of Geoph. Res.* 1987. V. 92, № B8. P. 8089–8115.
- Klingelhfer F., Geli L., Matias L.G. et al.* Crustal structure of a super-slow spreading centre: a seismic refraction study of Mohns ridge, 72°N // *Geoph. J. Intern.* 2000. V. 141. P. 509–526.
- Klitgaard K.D., Shouten H.* Plate kinematics of the Central Atlantic. The geology of North America. V. M. The Western North Atlantic region // *Geol. Soc. Amer.* 1986. V. 3. P. 351–373.
- Kodaira S., Mjelde R., Gunnarsson K. et al.* Crustal structure of the Kolbeinsey ridge, North Atlantic, obtained by use of ocean bottom seismographs // *J. Geoph. Res.* 1997. V. 102. P. 3131–3151.
- Lagabriele Y., Cannat M.* Alpine jurassic ophiolites resemble the modern Central Atlantic basement // *Geology.* 1990. V. 18. P. 319–322.
- Lalou C., Thompson G., Rona P.A. et al.* Chronology of selected hydrothermal Mn oxide deposits from the Transatlantic geotraverse «TAG» area Mid Atlantic Ridge 26° N // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1986. V. 50, № 8. P. 1737–1743.
- Lancelot Y., Seibold E., Cepek P. et al.* Site 367: Cape Verde basin // *Init. Rep. DSDP.* 1978. V. 41. P. 163–232.
- Langmuir Ch.H., Klein E.M., Plank T.* Petrological systematics of Mid-Ocean-Ridge basalts: Constrains of melt generation beneath ocean ridges, mantle flow and melt generation at mid-ocean-ridges // *Washington DC.* 1992. P. 183–280.
- Laughton A.S., Berggren W.A., Benson R.N. et al.* Shipboard site reports // *Init. Rep. DSDP.* 1972. V. 12. P. 1–903.
- Le Douaran S., Francheteau J.* Axial depth anomalies from 10 to 50°N along the Mid-Atlantic Ridge: correlation with other properties // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 54. P. 29–47.
- Le Roex A.P., Dick H., Erlank A.J. et al.* Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11 Degrees East // *J. Petrology.* 1983. V. 24. Pt. 3. P. 267–318.
- Le Roex A.P., Dick H., Gulen L. et al.* Local and regional heterogeneity in MORB from the Mid-Atlantic Ridge between 54.5 S and 51 S: Evidence for geochemical enrichment // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1987. V. 51. P. 541–555.
- Le Roex A.P., Dick H., Reid A.M. et al.* Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. V. 90. P. 367–380.

Leftwich T.E., Frese R.R.B., Potts L.V. et al. Crustal modeling of the North Atlantic from spectrally correlated free-air and terrain gravity // *J. Geodynamics*. 2005. V. 40. P. 23–50.

Leg 209. Preliminary Report. Drilling mantle peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° to 16° N. www-ODP. Taamu. Edu. 2003.

Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G. et al. Bouvet triple Junction in the South Atlantic: geology and evolution // *J. Geoph. Res.* 1999. V. 104, № B12. P. 29365–29385.

Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G. et al. Death and transfiguration of a triple junction in the South Atlantic // *Science*. 1997. V. 276. P. 243–245.

Lin J., Purdy G.M., Schouten H. et al. Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 1990. Vol. 344. P. 627–632.

Luis J.F., Miranda J.M., Galdeano A. et al. The Azores triple junction evolution since 10 Ma from an aeromagnetic survey of the Mid-Atlantic Ridge // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 1. P. 439–459.

Macdonald K.C., Fox P.J., Vogt P.R. A new view of the mid-ocean ridge from the behavior of ridge axis discontinuities // *Nature*. 1988. V. 335. P. 217–225.

Madeira J., Ribeiro A. Geodynamic models for the Azores triple junction: a contribution from tectonics // *Tectonophysics*. 1990. V. 184. P. 405–415.

Magde L.S., Sparks D. Three-dimensional mantle upwelling, melt generation and melt migration beneath segment slow spreading ridges // *J. Geoph. Res.* 1997. V. 102, № B9. P. 20571–20583.

Malamud B.D., Turcotte D.L. How many plumes are there? // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 174. P. 113–124.

Malpas J. Crustal accretionary processes in the Troodos ophiolite, Cyprus: evidence from field mapping and deep crustal drilling // *Cyprus Geol. Surv. Publ.* 1990. P. 65–74.

Marzoli A., Piccirillo E.M., Renne P.R. et al. The Cameroon volcanic line revisited: retrogenesis of continental basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle sources // *J. Petrology*. 2000. V. 41, № 1. P. 87–109.

Maxwell A.E., Riedel W.R., Pimm A.C. et al. Sierra-Leone Rise // *Init. Rep. DSDP*. 1970. V. 3. P. 25–241.

McCarthy J., Mutter J.C., Morton J.L. et al. Relic magma chamber structures preserved within the Mesozoic North Atlantic crust? // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1988. V 100. P. 1423–1436.

McBride J.H., White R.S., Henstock T.J., Hobbs R.W. Complex structure along Mesozoic sea-floor spreading ridge: BIRPS deep seismic reflection. Cape Verde abyssal plain // *J. Geoph. Intern.* 1994. V. 119. P. 453–478.

McHone J.G. Constraints on the mantle plume model for Mesozoic alkaline intrusions in northeastern North America // *The Canad. Mineralogist*. 1996. V. 34. P. 325–334.

Meurer W.P., Gee J. Evidence the protracted construction of slow-spread oceanic crust by small magmatic injections // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 201. P. 45–51.

Mevel C., Cannat M., Gente P. et al. Emplacement of deep Rocks on the west median valley wall of the MARK area // *Tectonophysics*. 1991. V. 190. P. 31–53.

Meyers J.B., Rosendahl B.R., Harrison C.G., Ding Z. Deep-imaging seismic and gravity results from the offshore Cameroon volcanic line, and speculations of African hotlines // *Tectonophysics*. 1998. V. 284. P. 31–63.

Michael P.J., Forsyth D.W., Blackman D.K. et al. Mantle control of a dynamically evolving spreading center: Mid-Atlantic Ridge 31–34°S // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 121. P. 451–468.

Mills R.A., Wells D.M., Roberts S. Genesis of ferromanganese crust from the TAG hydrothermal field // *Chemical Geology*. 2001. V. 176, № 1–4. P. 283–293.

Minshull T.F., White R.S., Mutter J.C. et al. Crustal structure at the Blake Spur fracture zone from Expanding Spread profiles // *J. Geoph. Res.* 1991. V. 96, № B6. P. 9955–9984.

Mitchell N.C., Livermore R.A. Spiess ridge: an axial high on the slow spreading Southwest Indian ridge // *J. Geoph. Res.* 1998. V. 103, № B7. P. 15457–15471.

Mjelde R., Eckhoff I., Solbakken S. et al. Gravity and S-wave modelling across the Jan Mayen ridge, North Atlantic; implications for crustal lithology // *Marine Geoph. Res.* 2007. V. 28. P. 27–41.

Montelli R., Nolet G., Dahlen F.A. et al. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. www.scienceexpress.org / 4 December 2003 / Page 5/ 10.1126/science.1092485.

Moos D., Zoback M.D. Utilization of observations of well bore failure to constrain the orientation and magnitude of crustal stresses: application to continental, Deep Sea Drilling Project, and Ocean Drilling Program boreholes // *J. Geoph. Res.* 1990. V. 95, № 6. P. 9305–9325.

Moreira M., Doucelance R., Kurz M.D. et al. Helium and lead isotope geochemistry of the Azores Archipelago // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 169. P. 189–205.

Morgan W.J. Convective plumes in the lower mantle // *Nature*. 1971. V. 230. P. 42–43.

Mosar J., Lewis G., Torsvik T.H. North Atlantic sea-floor spreading rates: implications for the Tertiary development of inversion structures of the Norwegian–Greenland sea // *J. Geol. Soc.* 2002. V. 159. P. 503–515.

Murton B.J., Parson L.M. Segmentation, volcanism and deformation of oblique spreading centers: a quantitative study of the Reykjanes ridge // *Tectonophysics*. 1993. V. 222. P. 237–257.

Murton B.J., Taylor R.N., Thirlwall M.F. Plume–ridge interaction: a geochemical perspective from the Reykjanes ridge // *J. Petrology*. 2002. V. 43, № 11. P. 1987–2012.

Mutter J.C., Karson J. Structural processes at Slow-spreading ridges // *Science*. 1992. V. 257. P. 627–634.

Natland J.H., Dick H.J.B. Melt migration through high-level gabbroic cumulates of the East Pacific Rise at Hess Deep: the deep origin of magma lenses and the crustal structure of fast-spreading ridges // *Proc. of the Ocean Drilling Program: Sc. Res.* V. 147. 1996. P. 21–58.

Navin D.A., Peirce C., Sinha M.C. The RAMESSES experiment. II. Evidence for accumulated melt beneath a slow spreading ridge from wide-angle refraction and multichannel reflection seismic profiles // *Geoph. J. Intern.* 1998. V. 135. P. 746–772.

Needham H.D., Voisset M., Renard D. et al. Structural and volcanic features of the Mid-Atlantic rift zone between 40°N and 33°N // *Eos. Trans. Amer. Geoph. Union*. 1992. V. 73. P. 552.

Neumann E., Schilling J. Petrology of basalts from the Mohs-Knipovich ridge; the Norwegian-Greenland sea // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 85. P. 209–223.

Nicolas A., Reuber I., Benn K. A new magma chamber model based on structural studies in the Oman Ophiolite // *Tectonophysics*. 1988. V. 151, № 1/4. P. 87–105.

Niu Y.L., Batiza R. Magmatic processes at a slow spreading ridge segment: 26°S Mid Atlantic Ridge // *J. Geoph. Res.* 1994. V. 99, № B10. P. 19719–19740.

Oceanic core complex formation, Atlantis Massif – oceanic core complex formation, Atlantis Massif, Mid-Atlantic Ridge: drilling into the footwall and hanging wall of a tectonic exposure of deep, young oceanic lithosphere to study deformation, alteration, and melt generation / Integrated Ocean Drilling Program. Expedition 305. Preliminary Rep. Expedition Sci. Party, 2005. <http://iodp.tamu.edu/publications/PR/305PR/305PR.PDF>

Okino K., Curewitz D., Asada M. et al. Preliminary analysis of the Knipovich ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 202. P. 275–288.

Oskarsson N., Steinthorsson S., Sigvaldason G.E. Iceland geochemical anomaly: origin, volcanotectonics, chemical fractionation and isotope evolution of the crust // *J. Geoph. Res.* 1985. V. 90. P. 10011–10025.

Otter T., Fox P.J., Moody R.H., et al. The geology of the Oceanographer transform: the transform domain // *Marine Geoph. Res.* 1985. V. 7, № 3. P. 329–358.

Parson L., Gracia E., Collier D. et al. Second order segmentation; the relationship between volcanism and tectonism at the MAR, 38–35 40'N // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 178. P. 231–251.

Parson L.M., Murton B.J., Searle R.C. et al. En echelon axial volcanic ridges at the Reykjanes ridge: a life cycle of volcanism and tectonics // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 117. P. 73–87.

Passchier C.W., Trouw R.A.J. *Microtectonics*. B.; N.Y.: Springer, 1996. 289 p.

Peirce C., Sinha M.C. Life and death of axial volcanic ridges: segmentation and crustal accretion at the Reykjanes ridge // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 274. P. 112–120.

Perch-Nielsen K., Supko P.R., Boersma A. et al. Site 355: Brazil Basin. // *Init. Rep. DSDP*. 1977. V. 39. P. 101–140.

Poirier J.-P., Guillope M. Deformation-induced recrystallisation of minerals // *Bill. Mineral.* 1979. V. 102. P. 67–74.

Purdy G.M., Detrick R.S. Crustal structure of the MAR at 23 N from seismic refraction studies // *J. Geoph. Res.* 1986. V. 91, № B3. P. 3739–3762.

Purdy G.M., Sempere J.C., Lin J. et al. Bathymetry of the Mid Atlantic Ridge, 24–31 N: A Map series // *Marine Geoph. Res.* 1990. V. 12. P. 247–252.

Reynolds J.R., Langmuir Ch.H. Petrological systematics of the Mid-Atlantic Ridge south of Kane: implications for ocean crust formation // *J. Geoph. Res.* 1997. V. 102, № B7. P. 14915–14946.

Rideout M., Schilling J.G. Rare-earth elements 87Sr/86Sr and 143Nd/144Nd mantle source variations // *Init. Rep. DSDP*. 1985. V. 82. P. 483–496.

Ritzmann O., Jokat W. Crustal structure of northwestern Swabland and the adjacent Yermak Plateau: evidence Oligocene detachment tectonics and non-volcanic breakup // *Geoph. J. Intern.* 2003. V. 152. P. 139–159.

Ritzmann O., Jokat W., Mjelde R., Shimamura H. Crustal structure between the Knipovich ridge and the Van Mijenfjorden (Svalbard) // *Marine Geoph. Res.* 2002. V. 23. P. 379–401.

Roest W.R., Collette B.J. The Fifteen Twenty Fracture zone and North American – South American plate boundary // *J. Geol. Soc.* 1986. V. 143. P. 833–843.

Rouzo S., Rabinowich M., Briaes A. Segmentation of mid-ocean ridges with an axial valley induced by small-scale mantle convection // *Nature*. 1990. V. 374. P. 795–798.

Ryan W.B.F., Bolli H.M., Foss G.N. et al. Angola continental margin – Sites 364 and 365 // *Init. Rep. DSDP*. 1978. V. 40. P. 357–457.

Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry // *J. Geoph. Res.* 1997. V. 102, № B5. P. 10039–10054. ([ftp://topex.ucsd.edu/pub/](http://topex.ucsd.edu/pub/))

Santos R.N., Marques L.S. Investigation of ^{238}U – ^{230}Th – ^{226}Ra and ^{232}Th – ^{228}Ra – ^{228}Th radioactive disequilibria in volcanic rocks from Trindade and Martin Vaz Islands (Brazil; Southern Atlantic ocean) // *J. Volcanology and Geothermal Res.* 2007. V. 161. P. 215–233.

Schilling J.G., Hanan B.B., MacCully B. et al. Influence of the Sierra Leone mantle plume on the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Nd – Sr – Pb isotopic study // *J. Geoph. Res.* 1994. V. 99. № B6. P. 12005–12028.

Schilling J.G., Thompson G., Kingsley R., Humphris S. Hotspot-migrating ridge interaction in the South Atlantic // *Nature*. 1985. V. 313. P. 187–191.

Schilling J.G., Zajac M., Evants R. et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N // *Amer. J. Sci.* 1983. V. 283. P. 510–586.

Schmidt-Aursch M.C., Jokat W. The crustal structure of central east Greenland. II: from the Precambrian shield to the recent mid-oceanic ridges // *Geoph. J. Intern.* 2005. V. 160. P. 753–760.

Schmincke H.U., Klugel A., Hansteen T.H. et al. Samples from the Jurassic ocean crust beneath Gran Canaria, La Palma and Lanzarote (Canary Islands) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 163. N 1–4. P. 343–360.

Sclater J.G., Anderson R.N., Bell M.L. Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific // *J. Geoph. Res.* 1971. V. 76. P. 7888–7915.

Sclater J.G., Bowin C., Hey R. et al. The Bouvet triple junction // *J. Geoph. Res.* 1976. V. 81. P. 1857–1869.

Scott R.A., Ramsey L.A., Jones S.M. et al. Development of the Jan Mayen micro-continent by linked propagation and retreat of spreading ridges // *Norw. Petroleum Soc. Spec. Publ.* 2005. V. 12. P. 69–82.

Searle R.C. Geophysical study of Atlantic seafloor near 40 N, 24 W and its relation to Kings trough and the Azores // *Marine Geology*. 1977. V. 25. P. 299–320.

Searle R.C. Tectonic pattern of the Azores spreading center and triple junction // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 52. P. 415–434

Searle R.C., Keeton J.A., Owens R.B. et al. The Reykjanes ridge: structure and tectonics of a hot-spot-influenced, slow-spreading ridge, from multibeam bathymetry, gravity and magnetic investigations // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 160. P. 463–478.

Sempere J.C., Blondel P., Briaes A. et al. The Mid-Atlantic Ridge between 29 N and 31 30'N in the last 10 Ma // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 130. P. 45–55.

Shirey S.B., Bender J.F., Langmuir C. Three-component isotopic heterogeneity near the Oceanographer transform, Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 1987. V. 325. № 6783. P. 217–223.

Siebel R., Volker B.F., Hansen M.A.F. et al. Trindade and Martin Vaz islands, South Atlantic: isotopic (Sr, Nd, Pb) and trace element constraints on plume related magmatism // *J. South Amer. Earth Sci.* 2000. V. 13. P. 79–103.

Singh D.D. Strain deformation in the northern Indian Ocean // *Marine Geology*. 1988. V. 79. № 1/2. P. 105–118.

Sinton J.M., Detrick R.S. Mid-Ocean Ridge magma chambers // *J. Geoph. Res.* 1992. V. 97. № B1. P. 197–216.

Sleep N.H. Tapping of magmas from ubiquitous mantle heterogeneities: an alternative to mantle plumes? // *Journ. Geoph. Res.* 1984. V. 89. № B12. P. 10029–10041.

Sleep N.H. Monterey hotspot track: a long-lived mantle plume // *J. Geoph. Res.* 1990. V. 95. P. 21983–21990.

Smith A.D., Lewis C. The planet beyond the plume hypothesis // *Earth Sci. Rev.* 1999. V. 48. P. 135–182.

Smith W.H.F., Sandwell D.T. Marine gravity anomaly from satellite altimetry. Map. La Jolla, 1997.

Smoot N.C. North Atlantic fracture zone distribution and patterns shown by multibeam sonar // *Geology*. 1989. V. 17. P. 1119–1122.

Sokolov S.Yu., Sokolov N.S., Dmitriev L.V. Geodynamic zonation of the Atlantic Ocean lithosphere: Application of cluster analysis procedure and zoning inferred from geophysical data // *Rus. J. of Earth Sci.* 2008. V. 10. P. 1–30.

Solomon S.C., Toomey D.R. The structure of mid-ocean ridges // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 20. P. 329–364.

Sparks D., Parmentier E.M. The structure three-dimensional convection beneath oceanic spreading centers // *Geoph. J. Intern.* 1993. V. 112. P. 81–91.

Stakes D.S., Shervais J.W., Hopson C.A. The volcanic-tectonic cycle of the FAMOUS and AMAR valleys, Mid-Atlantic Ridge (36,47°N): evidence from basalt glass and phenocryst compositional variations for a steady state magma chamber beneath the valley midsections, AMAR, 3 // *J. Geoph. Res.* 1984. V. 89, № B8. P. 6995–7028

Staudacher Th., Sarda Ph., Richardson Sh. et al. Noble gases in basalt glasses from a Mid-Atlantic Ridge topographic high at 14°N: geodynamic consequences // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 96. P. 119–133.

Steiner Ch., Hobson A., Favre Ph. et al. Mesozoic sequence of Fuerteventura (Canary Islands): Witness of Early Jurassic sea-floor spreading in the Central Atlantic // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1998. V. 110, № 10. P. 1314–1318.

Stone P. et al. Cretaceous dykes discovered in the Falkland islands: implications for regional tectonics in the South Atlantic // *J. of the Geol. Soc.* 2008. V. 165. P. 1–4.

Taylor B., Crook K., Sinton J. Extensional transform zones and oblique spreading centers // *J. Geoph. Res.* 1994. V. 99, № B10. P. 19,707–19,718.

Tsikalas F., Eldholm O., Faliède J.I. Crustal structure of the Lofoten-Vesterålen continental margin, off Norway // *Tectonophysics*. 2005. V. 404, № 3–4. P. 151–174.

Tucholke B.E., Lin J., Klenrock M.C. Megamullion and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge // *J. Geoph. Res.* 1998. V. 103, № B5. P. 9857–9866.

Tucholke B.E., Smoot N.C. Evidence for age and evolution of Corner Seamounts and Great Meteor Chain from multibeam bathymetry // *J. Geoph. Res.* 1990. V. 95. P. 17555–17569.

Tullis J., Yund R.A. Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation // *Geology*. 1985. V. 13. P. 238–241.

Turcotte D.L., Oxburgh E.R. Mid-plate tectonics // *Nature*. 1973. V. 244. P. 337–339.

Vernor R.H. A practical guide to rock microstructure. United Kingdom: Cambridge University Press, 2004. 594 p.

Vogt P.R. Global magmatic episodes: new evidence and Implications for the steady-state mid-oceanic ridge // *Geology*. 1979. V. 7. P. 93–98.

Vogt P.R., Avery O.E. Detailed magnetic surveys in the northeast Atlantic and Labrador sea // *J. Geoph. Res.* 1974. V. 79. P. 363–389.

Weaver B.L., Wood D.A., Tarney J., Joron J.L. Geochemistry of ocean island basalts from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha // *Geol. soc. spec. publ.* 1987. № 30. P. 253–267.

Weiland C.N., Macdonald K.C. Ridge sedimentation and the magnetic structure of the Southern Mid-Atlantic Ridge 26° S and 31–35° S: Implications for magmatic processes at slow spreading centers // *J. of Geoph. Res.* 1996. V. 101, № B4. P. 8055–8073.

Weir N.R.W., White R.S., Brandsdottir B. et al. RISE Fieldwork Team Crustal structure of the northern Reykjanes ridge and Reykjanes peninsula, southwest Iceland // *J. Geoph. Res.* 2001. V. 106, № B4. P. 6347–6368.

White R.S., Detrick R.S., Mutter J.C. New seismic images of oceanic crustal structure // *Geology*. 1990. V. 18, № 5. P. 462–465.

White W.M. Sources of ocean basalts: radiogenic isotopic evidence // *Geology*. 1985. V. 13, № 2. P. 115–118.

Whitehead J.A., Dick H.B., Schouten H. A mechanism for magmatic accretion under spreading centers // *Nature*. 1984. V. 312. P. 146–148.

Wolfe C.J., Bergman E.A., Solomon S.C. Oceanic transform earthquakes with unusual mechanisms or location: relation to fault geometry and state of stress in the adjacent lithosphere // *J. Geoph. Res.* 1993. V. 98, № B9. P. 16187–16211.

Yoshifumi N., Kumiko N., Nobukazu S., Yoishi F. An interpretation of the seafloor spreading history of the West Enderby Basin between initial breakup of Gondwana and anomaly C34 // *Marine Geoph. Res.* 2004. V. 25, № 3–4. P. 219–229.

Zhang Yu., Tanimoto T., Stolper E.M. S-wave velocity, basalt chemistry and bathymetry along the Mid-Atlantic Ridge // *Physics of the Earth and Planet. Inter.* 1994. V. 84. P. 79–93.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ (Ю.М. Пушаровский).....	5
ГЛАВА 1. СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ.....	8
Тектоника области раздела Атлантического и Северного Ледовитого океанов (Ю.М. Пушаровский).....	8
Тектоника спрединговых хребтов Северной Атлантики (А.А. Пейве).....	13
Центральный сегмент Срединно-Атлантического хребта (С.Г. Сколотнев).....	28
Общие сведения.....	28
Тектоническое районирование Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике.....	33
Некоторые особенности строения и развития Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике.....	69
Южный сегмент Срединно-Атлантического хребта (Ю.М. Пушаровский).....	71
Общие сведения.....	71
О мезомасштабных тектонических исследованиях в пределах Южно-Атлантического спредингового хребта.....	76
Время образования, становления и развития Южного сегмента Срединно-Атлантического хребта.....	83
Южное окончание Срединно-Атлантического хребта (А.А. Пейве).....	88
К проблеме состава, строения и деформаций 3-го слоя океанической коры (А.Е. Ескин).....	93
ГЛАВА 2. ТЕКТНИКА ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН (Ю.М. Пушаровский).....	108
Тектоническая характеристика впадин.....	108
Северная Атлантика.....	110
Центральная Атлантика.....	114
Южная Атлантика.....	125
Антарктическая Атлантика.....	134
Тектонические типы глубоководных впадин.....	136

Механизмы образования глубоководных впадин Атлантики.....	138
Заключительные замечания.....	140
ГЛАВА 3. ЛИНЕЙНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОДНЯТИЯ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ: ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ (А.А. Пейве).....	
Введение.....	141
Линейные тектоно-вулканические поднятия Атлантики.....	143
Тектоно-вулканические поднятия восточной части Атлантики и возможный механизм их образования.....	147
Возможная причина асимметрии Атлантики.....	150
Тектонические напряжения в литосфере – ведущий фактор, определяющий формирование вулканических поднятий.....	152
Формирование атлантических линейных хребтов с позиций изменения полей напряжений океанических плит.....	153
ГЛАВА 4. ЭТЮДЫ О РАЗЛОМНОЙ ТЕКТЕНИКЕ АТЛАНТИКИ.....	
Типизация разломных структур (Ю.М. Пушаровский).....	157
Гипотеза движения земного ядра, меридионального сжатия литосферы и разломообразования (Ю.Н. Разницын).....	161
Фактические сведения.....	161
Обобщающая часть.....	167
ГЛАВА 5. НЕОТЕКТЕНИКА ОКЕАНСКОГО ДНА (С.Г. Сколотнев).....	
Вводные замечания.....	174
История и подходы к изучению океанских неотектонических структур.....	174
Начало и фазы неотектонической эпохи в Атлантическом океане.....	177
Разновидности неотектонических структур и деформаций.....	182
Региональные проявления неотектонических движений.....	187
Восточная окраина океанского ложа Центральной Атлантики.....	187
Западный фланг Бразильской котловины.....	194
Заключительные замечания.....	201
ГЛАВА 6. ТЕКТЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА (Ю.М. Пушаровский).....	
Геологические особенности провинций 1-го порядка.....	203
Характеристика провинций 2-го порядка.....	205
ГЛАВА 7. ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА (Е.С. Базилевская).....	
Вводные замечания.....	210
Железо-марганцевые образования из разломных и рифтовых зон Центральной Атлантики.....	214

Разломная зона Зеленого Мыса.....	214
Межразломная область 12–14° с.ш.....	220
Разломная зона Вима.....	222
Разломная зона Долдрамс.....	225
Зона тектонического нарушения Сьерра-Леоне.....	225
Разломная зона Романш.....	231
Разломная зона Чейн.....	236
Железо-марганцевые образования из разломных и рифтовых зон Южной и Антарктической Атлантики.....	238
Район разлома Мартин Вас.....	238
Железо-марганцевые конкреции из канала Вима.....	240
Область тройного сочленения Буве.....	241
Полигон Эндрю Бейн.....	245
Железо-марганцевые образования Северной Атлантики.....	246
Железо-марганцевые образования из разлома Чарли Гиббс.....	246
Железо-марганцевые образования хребта Книповича.....	247
Общие выводы.....	250
ГЛАВА 8. ОСВОЕНИЕ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ РУД И ЭКОЛОГИЯ ОКЕАНА (<i>Е. С. Базилевская</i>).....	252
Рациональный способ добычи металлов из железо-марганцевых руд....	252
Океанская среда и освоение железо-марганцевых руд.....	256
ПОСЛЕСЛОВИЕ (<i>Ю.М. Пущаровский</i>).....	262
ЛИТЕРАТУРА.....	264

Научное издание

**Юрий Михайлович Пушаровский, Александр Александрович Пейве,
Сергей Геннадьевич Сколотнев, Елена Сергеевна Базилевская,
Юрий Николаевич Разницын, Артем Евгеньевич Ескин**

**ТЕКТОНИКА
И ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВАЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЯ
АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА**

Редактор М.В. Грачева
Компьютерная верстка: Р.И. Недумов

Подписано к печати 07.02.2011.
Формат 70х100^{1/16}. Бумага офсетная.
Гарнитура Petersburg. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 25.
Тираж 350 экз. Заказ Р-362.

ООО «Издательство ГЕОС»
119017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91.
e-mail: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

Отпечатано в полном соответствии с качеством
предоставленного электронного оригинал-макета
в типографии филиала ОАО «ТАТМЕДИА» «ПИК «Идел-Пресс».
420066, г. Казань, ул. Декабристов, 2.
E-mail: idelpress@mail.ru

TRANSACTIONS
OF THE GEOLOGICAL
INSTITUTE



**Yu.M. Pushcharovsky, A.A. Peyve, S.G. Skolotnev,
E.S. Bazilevskaya, Yu.N. Raznitsin, A.E. Eskin**

**TECTONICS
AND IRON-MANGANESE
METALLOGENY
OF THE ATLANTIC OCEAN**

