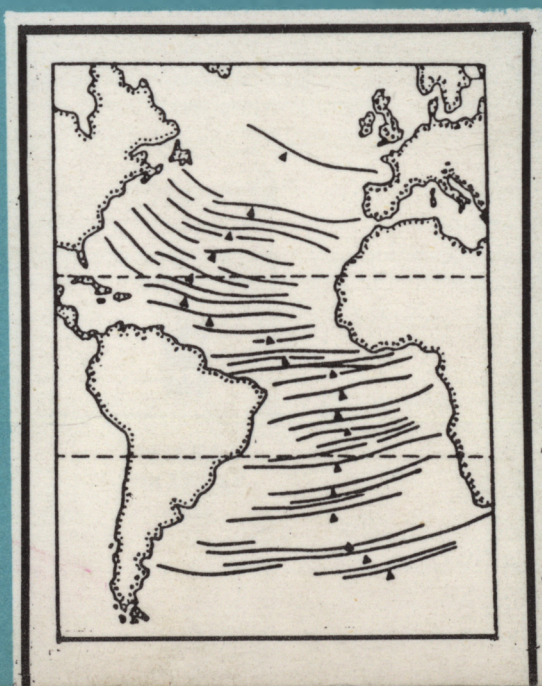




Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

ТЕКТОНИКА АТЛАНТИКИ

С ЭЛЕМЕНТАМИ
НЕЛИНЕЙНОЙ
ГЕОДИНАМИКИ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

**ТЕКТОНИКА
АТЛАНТИКИ
С ЭЛЕМЕНТАМИ
НЕЛИНЕЙНОЙ
ГЕОДИНАМИКИ**

Труды, вып. 481

Основаны в 1932 году



МОСКВА
"НАУКА"
1994

ББК 26.3

УДК 551.24+551.2(261/264)

Russian Academy of Sciences

Geological Institute

Yu. M. Pushcharovsky

.ATLANTIC TECTONICS WITH ELEMENTS OF NONLINEAR GEODYNAMICS

Transactions, vol. 481

Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики / Ю.М. Пушаровский. – М.: Наука, 1994. – 84 с. (Тр. ГИН; Вып. 481). ISBN 5-02-002398-1

Предлагаемая книга является, по существу, первой, посвященной тектонике и геодинамике Атлантического океана. В ней рассматриваются модели раскрытия Атлантики, особенности ее структуры, тектонического и магматического развития, основные черты такого яркого феномена, каким является разломная тектоника. Проведена корреляция тектонических процессов в Атлантике и океане Тетис. Достаточно большое место уделено рассмотрению разнообразных нелинейных эффектов в геодинамическом и тектоническом развитии акватории.

Табл. 1. Ил. 22. Библиогр.: 74 назв.

Рецензенты: *Ю.Г. Леонов, Е.Г. Мирлин*

Редакционная коллегия:

академик РАН *А.Л. Книппер* (главный редактор),

В.Г. Гербова, Ю.Б. Гладенков, Б.П. Золотарев

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук *А.С. Перфильев*

The book is the first to deal with the tectonics and geodynamics of the Atlantic ocean. The book contains an analysis of some models of opening of the Atlantic, peculiarities of its structure, tectonics and magmatism, main features of such striking phenomenon as fracture tectonics. Tectonical processes in the Atlantic are correlated to these in the Tethyan ocean. Much attention is given to discussion of various nonlinear effects in the geodynamic and tectonic development of this aquatorium.

Reviewers: *Yu.G. Leonov, E.G. Mirlin*

Editorial Board:

Academician of Russian Academy of Sciences *A.L. Knipper* (Editor-in-Chief),

V.G. Gerbova, Yu.B. Gladenkov, B.P. Zolotarev

Responsible editor

D. Sc. (Geology and Mineralogy) *A.S. Perfiliev*

1804030000-105

II 144-94, II полугодие

042(02)-94

ББК 26.3

ISBN 5-02-002398-1

© Ю.М. Пушаровский, 1994

© Российская академия наук, 1994

ПРЕДИСЛОВИЕ

Тектоника и геодинамика Атлантического океана представляют собой весьма важные направления исследований в области океанообразования на Земле вообще и в ее Индо-Атлантическом сегменте в частности. Океан не является геологически гомогенной областью, а распадается на регионы разного строения и разной геологической истории. Масштабы этих регионов неодинаковы, среди них выделяется несколько рангов, но все же в крупном плане в Атлантике можно выделить три обособленные части – Южную (до экваториальной зоны), Центральную и Северную, ограниченную на юге широтами Северной Англии. Такое районирование и положено в основу данной работы.

Дифференцированная тектоническая структура Атлантики предполагает изменчивость геодинамических обстановок в ходе ее созидания. И здесь, как выясняется, большая роль, ранее не замечавшаяся, принадлежит нелинейной геодинамике. Поскольку это понятие часто используется в книге, поясню вкладываемый в него смысл. Оно охватывает резкие отклонения от линейности в развитии геодинамических ситуаций, порождающих разного рода нерегулярности и бифуркации в тектонических, магматических, геофизических и иных процессах, свойственных геосферам. Они могут быть связаны как с энергетическими импульсами глубин, так и с воздействием на геосферы внеземных факторов. Ниже это будет специально проиллюстрировано и подчеркнуто.

Структурное развитие Атлантического океана было бы ошибочным рассматривать вне влияния альпийского тектогенеза, охватившего обширные сопредельные области Земли. На это также обращено внимание в работе.

Данная публикация есть результат многолетнего интереса автора к тектонике и геодинамике океанов. В 1992 г. вышла в свет его вторая монография по тектонике Тихого океана и тихоокеанского обрамления¹. Ранее были опубликованы обобщающие работы по тектонике Северного Ледовитого океана, последняя из которых вышла в 1975 г. Сейчас предлагается тектоническая характеристика второго по величине океанского бассейна Земли – Атлантического. В дальнейшем имеется в виду рассмотреть тектоногеодинамические проблемы Индийского океана.

В данной публикации читатель найдет разработки проблемных вопро-

¹Первая – "Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли" – была опубликована в 1972 г.

сов, но не сумму того, что вообще известно о тектонике Атлантики. Сообщаемые фактические данные в значительной мере получены отечественными экспедициями, в особенности экспедициями на НИС "Академик Николай Страхов", принадлежащем Геологическому институту Российской академии наук. Автор являлся научным руководителем многих из этих экспедиций.

Как при проведении экспедиций, так и вообще в изучении тектоники Атлантики с автором работал большой коллектив сотрудников, из которых особую благодарность хотелось бы выразить А.О. Мазаровичу, А.А. Пейве, А.С. Перфильеву, Ю.Н. Разницу, Н.Н. Турко.

Большое содействие в работе постоянно оказывала дирекция Геологического института РАН.

Исследования проводились в рамках проекта "Глубинные геосферы" при финансовой поддержке Министерства науки и технической политики Российской Федерации и по проекту "Нелинейная геодинамика" (№ 93-05-9748) при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований.

Смысл проектов составляет получение фундаментальных данных в областях тектоники, магматизма и геодинамики океанов. Такие данные, особенно в их комплексе, должны способствовать расширению научных горизонтов исследований в области океанского рудогенеза и полезных ископаемых, связанных с Мировым океаном вообще.

ОБЩАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

На Земле существует два мегаокеана – Атлантический и Индийский. Их площадь соответственно 91,7 и 74,9 млн км². Тихий океан крупнее каждого из них в 2 раза, и потому он представляет собой категорию более высокого ранга – суперокеан. Северный Ледовитый океан в этой ранжировке отвечает мезоокеану, а Красное море – микроокеану. Категория океана влияет на тектонические черты, что особенно ясно выражается в размерах и наборах образующих структурных элементов, в особенностях тектонического плана и в геодинамике.

Однако упомянутые мегаокеаны отнюдь не одинаковы. Атлантический океан вытянут с севера на юг и обладает, хотя и не строгой, морфоструктурной симметрией: Срединно-Атлантический хребет (САХ) занимает в нем действительно срединное положение. В Индийском океане морфологическая картина очень пестрая и элемент симметрии имеется лишь на крайнем востоке, в Австрало-Антарктическом секторе. Различие, о котором идет речь, свидетельствует о нелинейности развития земного океанообразования, что необходимо при тектоническом анализе всегда иметь в виду.

Любое тектоническое районирование предполагает обособление в земной коре, континентальной или океанской, естественных структурных регионов. Последние могут расчленяться на регионы более низкого порядка, а те, в свою очередь, на еще более дробные. Районирование проводится, как показал накопленный в течение многих десятилетий опыт, для получения объективной картины тектонической структуры и более обоснованных историко-тектонических выводов.

При дальнейшем описании мы ограничимся районированием двух рангов. Первый – разделение ложа океана на Срединно-Атлантический хребет и два талассогена – Западный и Восточный². Такое разделение не охватывает крайнюю Северную Атлантику, где структурный план совсем иной, нежели в остальных частях океана. Районирование второго ранга предполагает обособление тектонических единиц в пределах регионов первого ранга.

Тектонической характеристике конкретных областей океана предполагаем данные о подводных горах, сейсмичности и мощности земной коры в Атлантике как параметрах, представляющих фундаментальные основы для тектонических построений.

В работе [22] показаны результаты изучения распространения подвод-

²Талассогены – области океанского ложа, лежащие вне срединных хребтов.

ных гор в Атлантике высотой 1 км и более. Таковых в настоящее время насчитывается 1250³. Их рассмотрение позволило сделать важный вывод, что "картина размещения подводных гор Атлантики представляется хаотичной и неравномерной" [22. С. 178] (рис. 1). Причина этого, как мы ее представляем, – нелинейная геодинамика. Обособляются отдельные горы, их группы и цепочки; 58% всех гор находятся севернее экватора. Горы высотой до 3 км распространены преимущественно в восточной части океана, а свыше 3 км – в западной.

В северной половине Атлантики по обе стороны от срединного хребта количество гор более или менее сходное. В южной половине в их расположении наблюдается резкая асимметрия: здесь горы сосредоточены на востоке, а на западе на больших пространствах их нет.

Во многих публикациях показано, что огромное большинство подводных гор представляют собой вулканы, которые бывают и высокими, и очень низкими (десятки метров). Вулканы нередко "сидят" на линейных хребтах, так что вулканический процесс местами приурочивается к тектоническим линиям. Имеются, однако, и невулканические горы. Один из примеров – гора Пейве, расположенная в 15 км восточнее осевого рифта, в зоне его пересечения с разломом Вернадского (см. рис. 6). Высота горы 3900 м. Ее слагают интрузивные породы.

Эпицентры землетрясений в океане в основном приурочены к рифтовой зоне срединного хребта, лишь изредка встречаясь за ее пределами [23]. Так, значительные их скопления существуют в пределах Азорского плато и в широтной зоне к западу от Гибралтара. Там, где происходит трансформное смещение рифтовой зоны, вся масса эпицентров следует по разлому вдоль этого смещения. Две трети всех землетрясений САХ относятся к поверхностным. Отмечается, что уровень сейсмичности срединного хребта сравнительно невысок. В рифтовых зонах максимальные магнитуды не превышают 6,2, но в разломах, в пределах их межрифтовых отрезков, землетрясения более сильные (до $M = 7,5$ в единичном случае). Для рифтовой зоны типична группировка землетрясений в рои.

В региональном плане сейсмичность в северной половине океана выше, чем в южной. Наибольшее число землетрясений приходится на хребты Рейкьянес и Мона.

Можно отметить две особенности, существенные для геодинамики, – неравномерность распределения эпицентров в их главном поясе (географическое распределение, рои, интенсивность) и хаотичность в распространении за пределами пояса.

Что касается мощности земной коры в океане, то прежде всего следует заметить, что при ее оценке приходится постоянно сталкиваться с некими абстракциями, усредненными цифрами и их "уложением" в определенную эталонную схему. В действительности же картина распределения мощностей коры в океане имеет гораздо более сложный характер.

Срединно-Атлантический хребет не имеет постоянной мощности коры. Многочисленные данные, прежде всего полученные экспедициями на

³На пространстве от Исландии до района о-ва Буве.

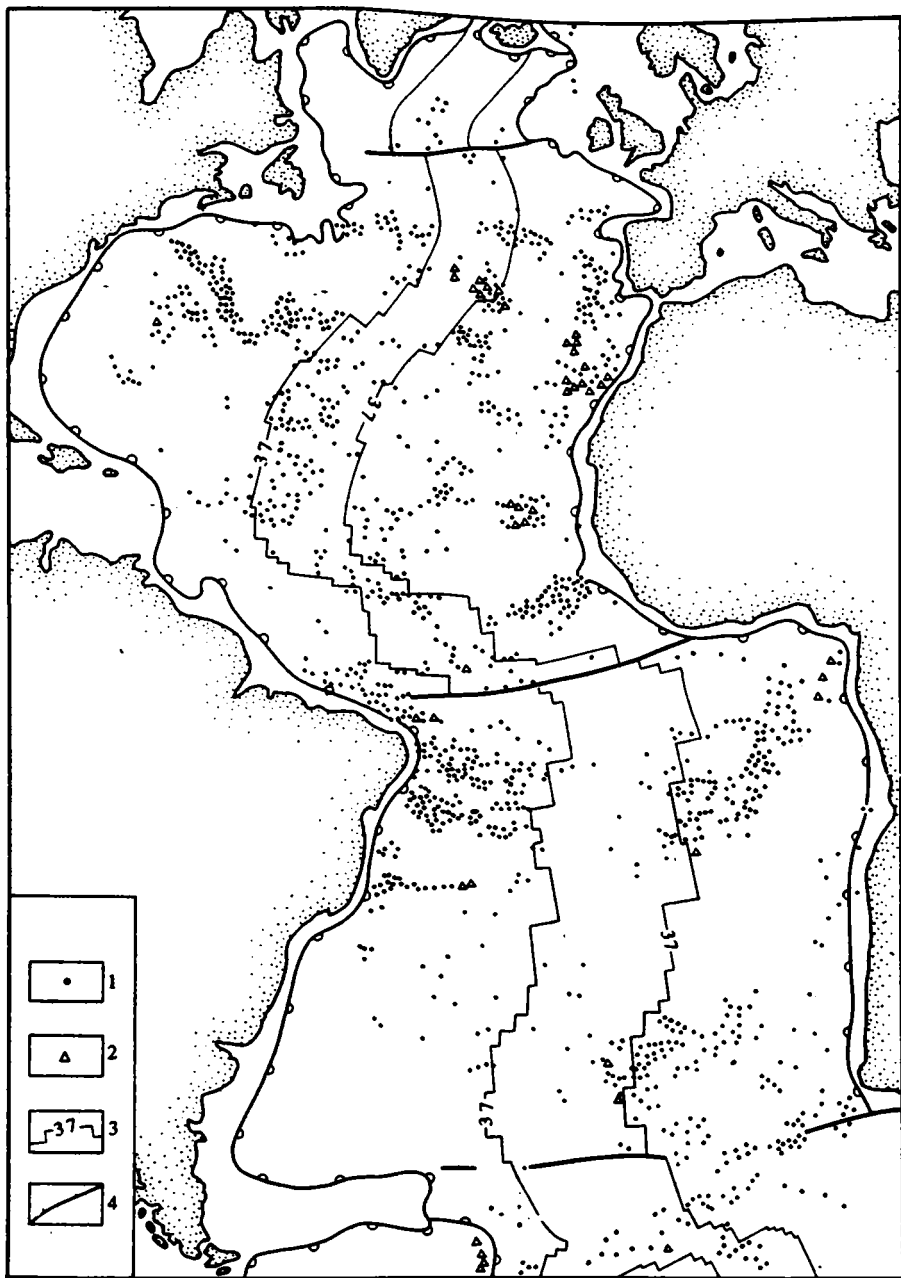


Рис. 1. Карта-схема гор в Атлантическом океане [22]

1 – горы высотой 1 км и более; 2 – горы на островах; 3 – 15-магнитная аномалия; 4 – некоторые разломы

НИС "Академик Николай Страхов" и ряд других, свидетельствуют о том, что в широкой приэкваториальной зоне Атлантики между 0 и 15° с.ш., испещренной крупными поперечными разломами, под днищами разломных желобов-трогов кора имеет мощность около 5 км, а на межразломных участках даже невдалеке от срединного рифта местами она возрастает до 12 км. Расстояния между бортами днищ обычно около 10 км; межразломные участки имеют ширину в несколько десятков километров. Соответственно по поверхности Мохо получается довольно контрастный продольный волнообразный профиль. По крайней мере это относится к разломам Зеленого Мыса, Архангельского, Долдрамс, Романш и прилегающим к ним межразломным участкам.

Принято считать, что мощность коры в глубоководных котловинах равна примерно 7–8 км. Но геофизические измерения нередко дают другие значения. В качестве примера приведем результаты сейсмических экспериментов в котловине Гаттераса (к западу от Бермудского поднятия), где детально отработано несколько глубинных профилей [26]. Глубина дна в котловине более 5000 м; возраст коры позднемезозойский. Общая ее мощность равна 10–12 км. Структура коры обычная: второй сейсмический слой – базальты; третий имеет гипербазит-габбровый состав. Оказалось, что мощность слоев и их отдельных частей (2а, 2в, 3а, 3в) от места к месту существенно меняется, при этом иногда тот или иной горизонт в разрезе отсутствует. Мощность третьего слоя по преломленным волнам меняется от 7,5 до 5,5 км. Сходную картину дает и метод отраженных волн. Выяснено, что геофизические слои 3а и 3в фактически представляют собой линзовидные тела, замещающие друг друга по простиранию. Поверхность Мохоровичича фиксируется здесь четко по скоростям продольных волн, равным 8,0–8,2 км/с. Она скорее всего отражает резкую смену состава пород и их внутренней структуры. Ниже нее по аналогии со строением офиолитов должны находиться мантийные метагипербазиты.

Насколько сейчас известно, многие из приведенных особенностей можно распространять и на глубоководные котловины более молодого возраста.

Вернемся к мощностям коры в пределах САХ. Для выяснения глубинного строения сводовой части хребта по 20° ю.ш. пройден профиль длиной 293 км, который показал весьма изменчивое строение коры, обусловленное магматическими и тектоническими процессами (см. рис. 14) [32]. В пределах восточной трети профиля, лежащей на глубинах от 2,4 до 5 км (на востоке), поверхность Мохоровичича находится ниже поверхности океана на 9,5–10 км. Мощность второго слоя варьирует здесь от 1,2 км на поднятиях в рельефе до 0,5 км в понижениях. Третий слой состоит из двух толщ. Верхняя также имеет увеличенную мощность в пределах поднятий, до 3 км, и малую под прогибами – около 1 км. Мощность нижней толщи 3–3,5 км. Поднятия представляют собой вулканические конусы.

Район рифтовой зоны (средняя часть профиля) характеризуется изрезанным рельефом. Мощность второго слоя здесь 1–1,5 км. Третий слой

имеет мощность 4–6 км; поверхность Мохоровичича лежит на глубине 12 км (от поверхности океана). В пределах этого слоя происходит тектоническое скупивание океанической коры, чем и объясняется ее увеличенная мощность.

На западном отрезке профиля глубины океана меняются от 2,5 до 3,5 км. Суммарная мощность коры здесь 7–8 км.

Приведенные данные иллюстрируют действительно большие отклонения от "стандартной" шкалы.

Интересную информацию в этом смысле принес Анголо-Бразильский геотраверс [23]. Профиль прошел по 12° ю.ш. Составлен он по данным сейсмического зондирования методами отраженных и преломленных волн и расположен между 10° в.д. и 37° з.д. Здесь нет столь значительного раздува мощности коры в сводовой части САХ, где она измеряется в 4 км. В Ангольской и Бразильской котловинах мощность увеличивается, а максимальная составляет 9,5 и 8 км соответственно. Поверхность Мохоровичича по скоростям 7,5–8,3 км/с фиксируется большей частью вполне определенно.

Наблюдаемая дифференцированная картина мощностей в отличие от усредненных данных отнюдь не свидетельствует о тектонической пассивности океанической коры и, более того, предполагает развитие в ней масштабных тектономагматических процессов, связанных с нелинейно проявляющимися геодинамическими воздействиями.

Далее обратимся к тектоническим регионам (рис. 2).

Срединный хребет (талассоарсис)⁴

Срединно-Атлантический хребет (САХ) как цельный морфоструктурный элемент простирается от Исландии на севере до района о-ва Буве на юге, где происходит его сочленение с отходящим на восток Юго-Западным Индийским (Африкано-Антарктическим) хребтом и на запад – менее четко выраженным Американско-Антарктическим, идущим к южному концу Южно-Сандвичева желоба (см. рис. 2). Длина САХ в этих пределах составляет 18 000 км. В рельефе дна хребет очерчивается изобатой 4000 м. Это условно, так как переходы его к сопредельным глубоководным котловинам как с одной, так и с другой стороны совершенно плавные.

Ширина крыльев САХ по указанной изобате в северной его половине составляет обычно 400 км. В Южной Атлантике она вдвое больше. Сводовая часть хребта вырисовывается вытянутыми узкими контурами изобаты 3000 м. Как правило, контуры эти не столь протяженные и располагаются прерывисто. Лишь на юге они имеют значительные размеры и большую ширину. По характеру контуров, естественно, можно судить о степени расчлененности рельефа.

Разломом Романш САХ разбит на две крупные и различные по геологической истории части – северную и несколько менее протяженную южную. По разлому происходит самое крупное в Атлантике горизонтальное

⁴Тектоническое обозначение срединных хребтов (Ю.М. Пушаровский, 1967 г.)

левостороннее смещение оси хребта, достигающее 950 км. Оба отрезка в виде больших пологих дуг выгнуты на запад. Изгиб северного отрезка коррелирует со сдвигом Романш; изгиб южного, вероятно, — со сложной Америко-Антарктической системой сдвигов.

Вдоль хребта его структура меняется. Самая северная часть, хребет Рейкьянес, представляет собой четко выраженную, относительно приподнятую в рельефе форму, протягивающуюся почти 2000 км от Исландии до разлома Чарли Гиббса, где происходит значительное смещение оси хребта на восток. Другой поднятый элемент — Азорское плато с одноименными островами. О южном поднятом сегменте уже говорилось. Все эти позитивные формы сложены молодыми базальтами, кое-где перекрытыми осадками.

Рассмотрим тектонику и геодинамику рифтовой зоны⁵.

Срединно-Атлантический рифт прослеживается вдоль оси срединного хребта почти непрерывно на большей части океана. В классическом виде он выражен отчетливо рифтовой долиной с крутыми склонами, которые обычно осложнены несколькими крутыми эскарпами, протягивающимися параллельно оси рифтовой долины. Дно рифтовой долины погружено относительно хребта обычно на несколько сот метров — 1–2 км. Ширина дна рифтовой долины, как правило, не превышает 30–40 км.

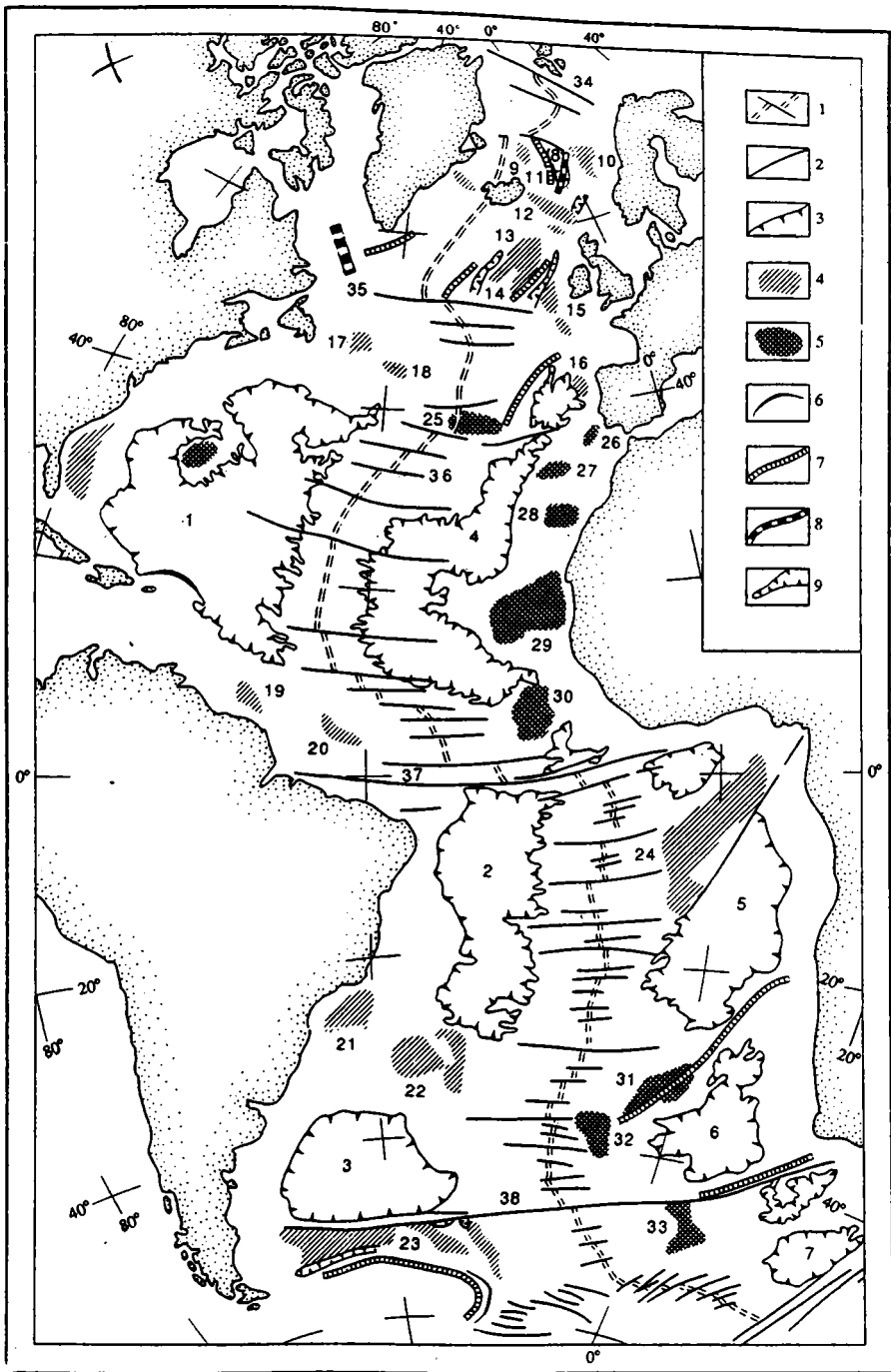
Имеющиеся многочисленные геофизические и геологические данные показывают, что на дне рифтовой долины и на бортах рифта осадки практически отсутствуют. Многочисленные драгировки говорят о том, что дно рифтовых долин сложено целиком свежими базальтами, среди которых нередко фиксируются локальные участки гидротермально измененных пород. На бортах рифтовых долин набор пород значительно более разнообразен. Здесь обнажаются мантийные гипербазиты, габброиды и базальты. В разных случаях могут преобладать те или другие разности или встречаться все вместе. В некоторых случаях по драгировкам удается

Рис. 2. Структурная карта-схема Атлантического океана (по: [23], с дополнениями)

1 — рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта; 2 — поперечные разломы; 3 — наиболее глубокие части океанических впадин (5000 м, местами более); 4 — фрагменты континентальной коры; 5 — выступы океанической коры; 6 — глубоководные желоба; 7 — линейные поднятия различной природы; 8 — отмершие спредингвые центры; 9 — трог

Цифры на схеме: впадины (1–8): 1 — Северо-Американская, 2 — Бразильская, 3 — Аргентинская, 4 — Канарская, 5 — Ангольская, 6 — Капская, 7 — Агульяс, 8 — Норвежская; фрагменты континентальной коры (9–24): 9 — Исландское плато (?), 10 — Воринг, 11 — Ян-Майен, 12 — Фарерско-Гренландский порог, 13 — Хаттон, 14 — Рокколл, 15 — Поркюпайн, 16 — Галисийский (?), 17 — Флемиш, 18 — Орфен, 19 — Гайяна, 20 — Севра, 21 — Сан-Паулу, 22 — Риу-Гранди (?), 23 — Фолклендский, 24 — Гвинейский (?); выступы океанической коры (часто тектоновулканической природы) (25–33): 25 — Азорский, 26 — Горриадж, 27 — Мадейра, 28 — Канарский, 29 — Зеленого Мыса, 30 — Сьерра-Леоне, 31 — Китового хребта, 32 — Тристан-да-Кунья, 33 — Метеор; некоторые разломы (34–38): 34 — Шпицбергенский, 35 — Чарли Гиббса, 36 — Хейес, 37 — Романш, 38 — Фолкленд-Агульяс

⁵Раздел написан А.С. Перфильевым.



реставрировать разрез. Так, в сегменте рифта, примыкающем с юга к разлому Зеленого Мыса, нижняя часть сложена мантийными гипербазиитами, а верхняя – преимущественно базальтами. Между ними иногда располагаются габброиды, но они не образуют выдержанного и достаточно мощного слоя.

Дно рифта относительно выровненное, однако детальные батиметрические наблюдения показывают, что днище осложнено узкими вулканическими грядами с относительным превышением в несколько десятков – первые сотни метров. Такие вулканические гряды были обнаружены в хребте Рейкьянес [40] и на 37° с.ш. [60] прямыми наблюдениями с обитаемых подводных аппаратов, а в рифтовой долине, примыкающей с юга к разлому Зеленого Мыса, в 15-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" – в сегменте рифта, примыкающем с юга к разлому Романш, и в ряде других мест. По-видимому, это очень распространенная морфоструктурная форма, осложняющая дно рифтовой долины. Однако эти структуры могут быть установлены только при детальных батиметрических исследованиях. Скорее всего, эти гряды фиксируют трещинные зоны магмовыведения на дне рифтовых долин. Очень важно, что в большинстве случаев такие зоны ориентированы косо по отношению к простиранию рифта в целом и образуют эшелонированные системы право- или левобоккового типа. Это обстоятельство заставляет предполагать, что раздвигание в рифте может иметь заметную сдвиговую компоненту.

Рифтовая система Атлантического океана разбивается на ряд сегментов с различающимся строением. Северный сегмент, расположенный севернее Исландско-Фарерского порога, плохо изучен, и о нем мало что можно сказать. В пределах Исландии существует две неовулканические зоны, отвечающие рифтам океана (рис. 3). Эти зоны параллельны друг другу и сосуществуют во времени. Такое расположение неовулканических зон, как принято считать, не характерно для рифтовой системы океана вне Исландско-Фарерского порога. Согласно канонам классической тектоники плит, рифт смещается поперечными (трансформными) разломами на большие расстояния, но теоретически маловероятно сосуществование двух параллельных рифтов. Однако нам представляется, что это положение далеко не бесспорно.

Расположенный южнее сегмент рифта северо-восточного простирания (хребет Рейкьянес) с севера ограничен Исландией, а с юга – разломом Чарли Гиббса. На этом отрезке рифтовая долина выражена только в южной части, а в северной части отсутствует.

Следующий к югу протяженный сегмент рифта ограничен с юга разломом Зеленого Мыса. По разлому Чарли Гиббса рифт смещен далеко на восток от рифта хребта Рейкьянес. В целом на этом отрезке рифт образует гигантскую дугу, выгнутую на восток. В этом сегменте рифт, как правило, хорошо выражен и относительное превышение его дна над бортами достигает максимальных величин. Рифтовой долине отвечает хорошо следящаяся полевая магнитная аномалия. Поперечные разломы смещают рифтовую долину сравнительно редко и на относительно небольшие расстояния. Наибольшее смещение на восток происходит по разлому

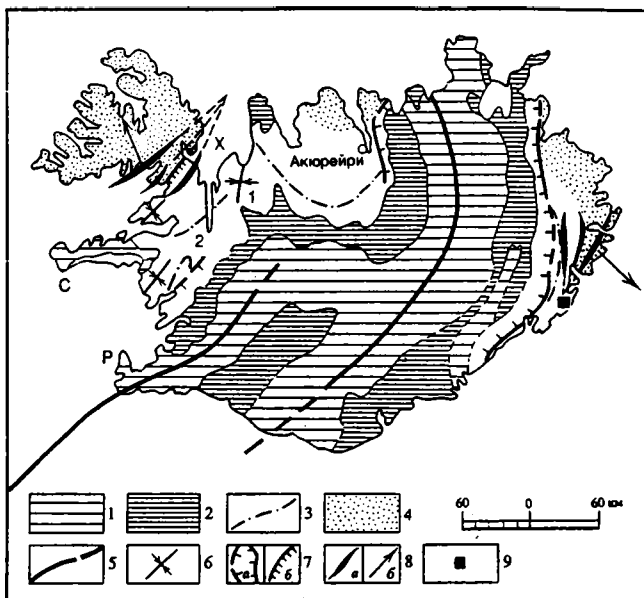


Рис. 3. Схема структурных элементов Исландии [25]

1 - неовулканическая зона (верхний плейстоцен-голоцен; < 0,7 млн лет); 2 - плиоцен (верхний миоцен)-плейстоценовый комплекс; 3, 4 - миоценовые комплексы, породы с возрастом: 3 - 5-10 млн лет (показано положение изохроны 7 млн лет); 4 - > 10 млн лет; 5 - оси современного спрединга; 6 - осевые линии "брошенных" рифтовых зон; 7 - флексуры, заложившиеся: а - 6,5, б - примерно 10,5 млн лет назад; 8 - основные дайковые рои 8-10-й палеомагнитных эпох на северо-западе и востоке Исландии (а), направления вращения вмещающих их блоков (б); 9 - выход гранофилов. Цифры и буквы на схеме: 1 - "синклиналь" (ось палеорифта) Хунаблуги-Скаги, 2 - Боргарнесская "антиклиналь", Р - п-ов Рейкьянес, С - п-ов Снайфедльснес, Х - Хрута-фьорд

Кейн. По другим разломам фиксируются меньшие по масштабу смещения как на запад, так и на восток.

Южнее разлома Зеленого Мыса, возможно, почти до разлома Вознесения или чуть севернее, можно выделить очень характерный сложно построенный экваториальный сегмент рифтовой системы. В целом он отличается большой насыщенностью поперечных нарушений, по которым южные отрезки рифтовой зоны, имеющие субмеридиональные простирания, как правило, смещаются на восток. На этом фоне в пределах сегмента выделяются две зоны резкого сгущения поперечных разломов, смещающих рифтовую зону. Северная из них ограничена с севера разломом Зеленого Мыса, а с юга - разломами Сьерра-Леоне. А.О. Мазарович [21] выделил эту зону в качестве крупной тектонической линзы, представляющей собою мегабрекчию, в которой короткие (несколько десятков километров) отрезки рифта смещены относительно друг друга на сотни километров.

Вторая аналогичная зона ограничивает сегмент с юга. Она располагается между системой разломов Сан-Паулу–Романш на севере и прослеживается на юг примерно до 5° ю.ш. Ниже приведены некоторые особенности строения и развития рифтовой зоны, не укладывающиеся в схему тектоники плит. Следует иметь в виду, что эти особенности были изучены именно в зонах таких сгущений. Поэтому пока неясно, связаны ли эти особенности со специфическими сегментами Срединно-Атлантического хребта, или они свойственны всему хребту. Между северной и южной тектоническими зонами рифтовая система также смещается поперечными разломами, но количество таких смещений и их амплитуда заметно меньше.

Расположенный южнее сегмент рифтовой системы довольно плохо изучен, но, судя по имеющимся данным, его строение более однородно. При сравнительно выдержанном долготном простираии рифта фиксируются лишь отдельные крупные разломы, по которым отрезки рифта смещены как к востоку, так и к западу.

Причина аномального строения экваториальной области рифтовой системы, по-видимому, имеет глобальный характер и не может найти объяснения в концепции плейттектоники.

В последние годы получено много данных о том, что в строении и развитии рифтовых структур имеются некоторые особенности, которые не могут быть объяснены только одной теорией тектоники плит. Сравнительно давно, анализируя развитие вулканизма в Исландии, К. Саймундсен пришел к выводу о перескакивании (джампинге) оси магмовыведения в Исландии на восток [65]. До пятой палеомагнитной эпохи ось неовулканической зоны располагалась в западной части Исландии, примерно на перешейке, соединяющем северо-западный полуостров с Исландией. Затем произошло довольно быстрое "перескакивание" оси вулканической зоны на восток на 100 км, в ее современное положение (см. рис. 3).

Долгое время предполагалось, что такое явление характерно только для своеобразного сегмента Атлантики – Исландско-Фарерского порога. Однако исследования последних лет показали, что джампинг проявлен и в собственно океанской рифтовой системе. Э. Бонатти с коллегами обнаружили это явление непосредственно южнее разлома Романш. В 60 км западнее современного рифта по морфологическим признакам была выделена рифтовая структура, которую предположительно трактовали как "брошенный" рифт. Совместная российско-итальянская экспедиция 16-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" подтвердила эту гипотезу (рис. 4). Удалось показать, что степень измененности стекол базальтовых лав закономерно уменьшается не только в сторону современного рифта, но и в сторону предполагаемого "брошенного" рифта. Хорошо известно, что степень измененности стекол прямо коррелируется с относительной разницей в возрасте лав: чем больше изменены стекла, тем древнее лавы. Таким образом, как и в Исландии, в рассматриваемом случае происходит перескакивание рифта в восточном направлении. Разумеется, на двух примерах невозможно строить гипотезу, но нам представляется, что в

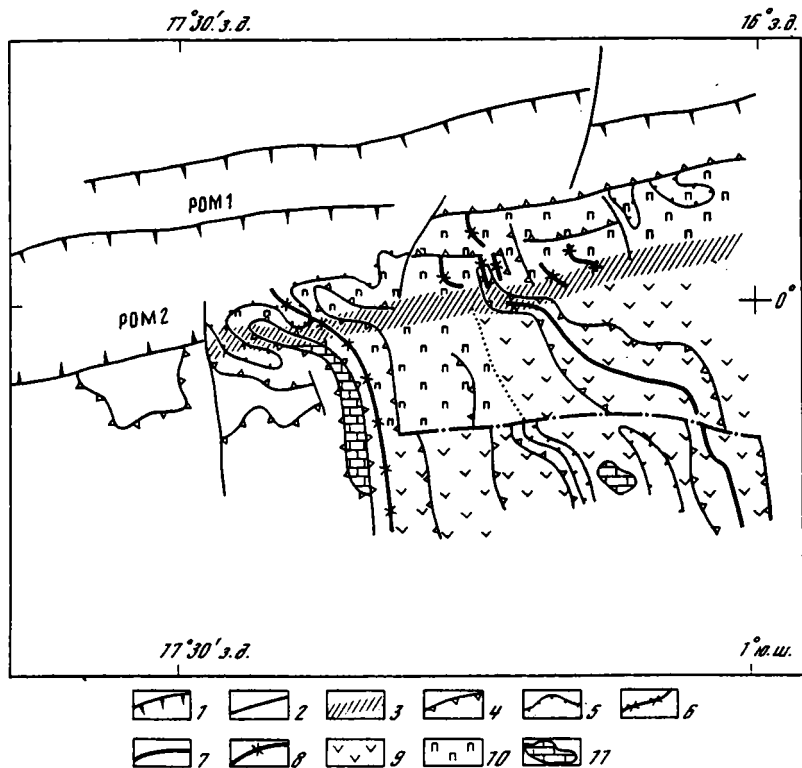


Рис. 4. Геолого-структурная схема района восточного сочленения рифта и разломной зоны Романш. Составлена по материалам 16-го рейса НИС "Академик Николай Стрехов", 1993 г.

1 – разломы зоны Романш; 2 – малоамплитудные поперечные разломы; 3 – зарождающийся поперечный разлом зоны Романш; 4 – сбросы и флексуры, выраженные в рельефе; 5 – тектонические впадины и грабены, выраженные в рельефе; 6 – ось "брошенного" рифта; 7 – ось современного активного рифта; 8 – оси рифтов зоны рассеянного спрединга; 9–11 – области преимущественного распространения: 9 – базальтов, 10 – гипербазитов, 11 – карбонатных пород; ROM 1 – опущенное крыло разлома Романш 1; ROM 2 – дно трога разлома Романш 2

совокупности с другими фактами эти наблюдения позволяют поставить вопрос о ротационном эффекте, накладываемом на механизм спрединга и нарушающем простую линейную зависимость спрединга от конвекции, что предусматривается тектоникой плит. Представляется, что сам факт существования перескакивания оси спрединга во времени является примером нелинейного характера геодинамического процесса при спрединге.

Не менее интересен вопрос об асимметрии спрединга. Обычно пытаются решать эту проблему, исходя из разной ширины океанского дна между одноименными линейными магнитными аномалиями на разных флангах

рифтовой системы. Однако, учитывая возможность перескакивания рифта, этот аргумент становится неоднозначным. Действительно, разное расстояние между аномалиями при джампинге рифта может объясняться по-разному. Джампинг рифта заставляет с осторожностью относиться к самой "оцифровке" магнитных аномалий.

В 15-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" получены интересные геологические данные по строению рифта и его флангов непосредственно к югу от разлома Зеленого Мыса. Для этого района при использовании данных многочисленных драгировок, а также некоторых геофизических была составлена геологическая карта масштаба 1 : 250 000 (см. рис. 22). Анализ этой карты показывает, что фланги рифта построены по-разному. На западном фланге, сложенном почти исключительно базальтами, наблюдается классическая картина постепенного относительного удревнения базальтов по мере удаления от рифтовой зоны. Эти данные основаны на анализе степени изменения стекол базальтов.

По-иному построен восточный фланг рифта. Здесь на больших пространствах выходят на поверхность мантийные гипербазиты и частично метагабброиды. Базальты слагают лишь локальные поля, перекрывающие глубинные породы. Степень изменения стекол базальтов не закономерна. Малая мощность и прерывистость "слоя" базальтов подтверждаются и геофизически. По-видимому, в данном случае мы имеем классический пример резко асимметричного спрединга, при котором происходит наращивание океанической коры в основном на западном фланге системы. На восточном же фланге формировались лишь локальные лавовые потоки, связанные с отдельными разобщенными зонами магмовыведения.

Явление проградации (продвижения) рифта давно дискутируется для неовулканических зон Исландии. Предполагается, что восточная неовулканическая зона проградирует с севера на юг, а западная – с юга на север [25]. Именно этим объясняется факт сосуществования двух параллельных зон магмовыведения.

В 16-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" явление проградации рифта было обнаружено в сегменте, расположенном южнее разлома Романш. Оказалось, что рифт полно выражен в южной части системы. Здесь хорошо оформлена его морфоструктура, а сама рифтовая долина сложена лавами типа *N-MORB*. Севернее рифт выражен значительно хуже, его борта и днище коленообразно изгибаются, на бортах выходят на поверхность гипербазиты. Среди лав рифтовой долины широко распространены *A-MORB*, субщелочные и щелочные разности базальтов. Еще севернее, в непосредственной близости к разлому Романш, единой рифтовой морфоструктуры нет, но есть достаточно широкая зона непротяженных узких грабенов, субпараллельных друг другу. Характерно, что эти структуры сложены практически целиком гипербазитами. Базальты практически отсутствуют.

Мы предполагаем, что в данном случае имеет место последовательная проградация рифта с юга на север, причем наиболее молодая часть системы (северная) характеризуется рассеянным (диффузным) спредингом

без вулканизма ("сухой" спрединг). Аналогичная проградация рифтовой системы, но только с севера на юг, предполагается и для сегмента рифта, расположенного к северу от Романша.

Проблема магматических камер в зонах современного спрединга — одна из наиболее актуальных. Сейчас стало совершенно очевидно, что современный активный вулканизм развивается в зоне спрединга не повсеместно. В каждый конкретный момент вулканизм проявляется только на отдельных отрезках рифтовой системы, в то время как остальные ее части остаются авулканичными. Спрединг, по-видимому, не локализуется только в зонах активного вулканизма. Возникают условия, когда спрединг не сопровождается вулканизмом.

Можно было бы думать, что на более глубоких уровнях поступление магмы идет на значительно больших, если не на всех пространствах рифтовой системы. Однако имеющиеся на сегодняшний день геофизические данные в сочетании с математическим моделированием не позволяют выделить в рифтовой системе Атлантики ни одной убедительно доказанной жидкой магматической камеры. Это может объясняться либо тем, что магма поступает импульсивно и очень малыми порциями (камеры по размерам находятся за пределами возможности метода), либо тем, что магма в рифтовой зоне имеет капельно-жидкую консистенцию.

Мы привели только несколько примеров особенностей строения рифтовой системы Атлантики, которые плохо объясняются единым механизмом, определяемым концепцией тектоники плит. По-видимому, существует несколько независимых факторов, влияющих на особенности спрединга. Наиболее существенные из них, с нашей точки зрения, — ротационный эффект и тектоническая расслоенность верхов литосферы, при которой может осуществляться независимое проскальзывание тонких литопластин относительно друг друга.

Другая характернейшая черта тектоники САХ — это поперечные разломы. Они рассматриваются в отдельном разделе. Здесь же отметим лишь очень большую насыщенность такими разломами океанского ложа. Многие из них относятся к категории трансформных, но отнюдь не все. Нередко разломные зоны имеют в плане ветвистый структурный рисунок — результат проявления нелинейных геодинамических процессов. То же можно сказать и о глубине проникновения таких зон, существенно различной. Наиболее крупные из них разграничивают сегменты хребта, отличающиеся петрогеохимическими особенностями базальтового магматизма. Поперечные разломы весьма разнятся по протяженности, достигая в максимуме нескольких тысяч километров. Одни из них пересекают срединный хребет, другие расположены лишь по одну его сторону.

В настоящее время вряд ли может быть подвергнута сомнению спрединговая природа срединного хребта. Однако обычно на это смотрят чрезмерно прямолинейно. Неравномерное проявление сейсмичности, изменения мощности коры и ее отдельных слоев, морфоструктурные особенности, присущие разным районам хребта, сложность проявления рифтогенеза, разломной тектоники и тектономагматических процессов

(см. ниже) – все это в комплексе свидетельствует о подверженности океанической коры и верхов мантии Срединно-Атлантического хребта значительным тектоническим воздействиям. Ни в геологическом прошлом, ни в настоящем нельзя отрицать присутствия в нем деформаций сжатия, а не только растяжения, как обычно считается. Очень вероятно, что в его тектонической истории отразились фазы альпийского тектогенеза.

Выше шла речь об асимметрии в строении гребневой зоны САХ, по середине которой проходит рифт. Теперь отметим асимметрию хребта в целом. В работе [16] обосновывается неодинаковое строение земной коры и верхней мантии в пределах западного и восточного флангов САХ, при этом мантийные неоднородности простираются до глубин в несколько сот километров. Это относится как к Южной Атлантике (11–21° ю.ш.), так и к Центральной. По-разному на флангах протекают и процессы структурообразования. Так, в полосе Анголо-Бразильского геотраверса на восточном фланге выделяются две широкие субмеридиональные морфоструктурные зоны, отсутствующие на западном фланге. Они характеризуются спецификой разломной тектоники, а также особенностями тектонического рельефа: в пределах восточной морфоструктурной зоны имеется крупное валообразное поднятие, несущее на себе более мелкие изометричные поднятия и подводные горы. Поскольку ширина зон большая (крайняя восточная ~400 км, а более близкая к шводовой части ~250 км), различие в структурообразовании западного и восточного флангов САХ по этому признаку следует считать, безусловно, значительным.

Интересная и существенная констатация авторов касается несовпадения реального уровня глубин дна с рассчитанным теоретически, а также различия по этому показателю западного и восточного флангов. Выяснено, что на западном фланге уровень дна ниже расчетного в среднем на 500 м, а на восточном, наоборот, выше примерно на 1000 м.

Представляется, что все приведенные эмпирические данные заслуживают самого пристального внимания с точки зрения геодинамики, ибо они явно отклоняются от привычных линейных построений. Они подкрепляют идею о большой роли в океанской геодинамике (тектонике) нелинейных процессов. Мы рассмотрим эту проблему в дальнейшем.

Талассогены

По одну и другую сторону Срединно-Атлантического хребта лежат наиболее глубоководные области океана – талассогены (см. рис. 2). Главные структурные элементы здесь представлены абиссальными котловинами и разделяющими их либо находящимися внутри поднятиями различного рода. Часто пишут о симметрии в расположении всех этих элементов относительно срединного хребта. Но в действительности эта симметрия более чем относительная. Проследим это последовательно, начиная с глубоководных впадин в направлении с юга на север, воспользовавшись картой ГЕБКО. Так, ни по характеру контуров, ни по морфометрии Аргентинская котловина не имеет ничего общего с находящейся напротив Капской котловиной. Не коррелируют они и по географической

широте. Аргентинская котловина, отметим кстати, по площади наибольшая в Атлантике и наиболее глубокая (глубина больших площадей свыше 6 км).

Точно так же мало сходства между расположенными севернее Бразильской и Ангольской глубоководными котловинами. Первая из них более обширна, и ее внутренняя структура более проста. Геологическая история этой котловины иная, чем Ангольской. Глубоководное бурение дает основание считать, что значительные океанские глубины были здесь еще в кампане, тогда как в Ангольской они установились, скорее всего, лишь в кайнозое.

Совсем нет ни морфологического, ни историко-геологического сходства между глубоководными котловинами в северной половине океана. Это настолько ясно видно при рассмотрении карты, что можно обойтись без комментариев.

Не менее наглядно выявляется тектоническое различие Западного и Восточного талассогенов при сравнении позитивных форм. В Западном талассогене широко распространены подводные континентальные по своей природе более или менее крупные поднятия. К их числу принадлежат Фолклендское, плато Сантос, Демерера, плато Блейк, Ньюфаундлендское, возможно, и Риу-Гранди. Все они тяготеют к окраине океана. В Восточном талассогене их аналогом, насколько известно, является лишь Гвинейское поднятие. В то же время здесь шире распространены поднятия, обладающие океанической корой, такие, как Канарское, Зеленого Мыса, Сьерра-Леоне и некоторые другие. Они также тяготеют к окраине океана, хотя к той же категории относится и Бермудское поднятие, расположенное в пределах Западного талассогена.

Поднятия первой группы представляют собой более или менее втянутые в океанообразование фрагменты материковых массивов. Наглядным примером может служить почти любое из них, но особенно отчетливо это можно видеть в случае Фолклендского плато, на котором по проекту DSDP пробурены скважины. Четкое описание геологической ситуации содержится в книге [46]. Глубины на Фолклендском плато от 2000 до 3000 м. Северный его край ограничен крутым сбросовым обрывом — Фолклендским эскарпом, у подножия которого глубины превышают 6000 м. Фундамент плато сложен комплексом метаморфических и интрузивных пород докембрийского возраста (рис. 5). Осадочный чехол представлен субазральными средне-верхнеюрскими терригенными отложениями с прослоями лигнитов и флористическими остатками, которые на породах основания лежат с размывом и несогласием. Заметное погружение происходило в поздней юре — раннем мелу, а затем в кайнозое. Современных глубин плато достигло лишь в плейстоцене.

Пример действительно ключевой, иллюстрирующий вовлечение континентальных структур в океанское развитие и даже в известной мере механизм этого процесса. При этом происходит видоизменение и общее утонение континентальной коры, что геофизическими исследованиями хорошо доказано, например, для плато Блейк, где мощность коры уменьшилась в 2 раза по сравнению с палеозоидами Уачита, фрагментом

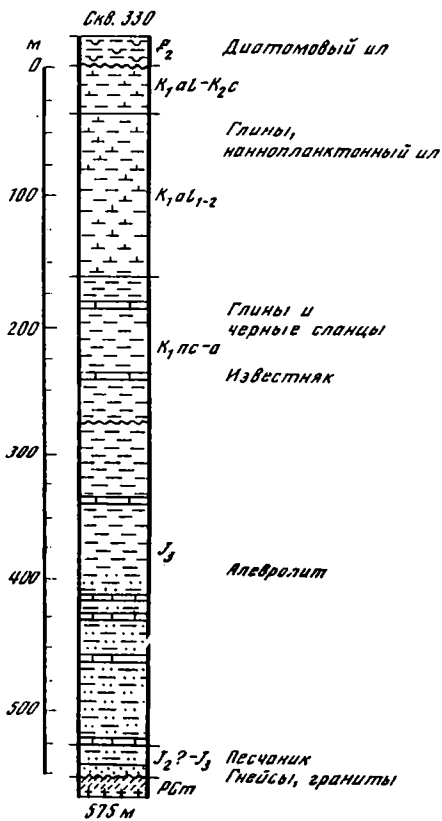


Рис. 5. Скважина 330 (DSDP) на Фолклендском плато. Глубина дна 2626 м

которых плато является. Так же вдвое сокращенную мощность континентальной коры можно видеть на примерах поднятий Флемиш и Орфен, находящихся к востоку от Ньюфаундленда. Но на этих же примерах хорошо виден и характер отчленения поднятий от континента. Блок Флемиш, залегающий на глубинах 200–500 м, отделен от шельфа глубинами 1100–1200 м, а блок Орфэн с глубиной поверхности 1700–1800 м – глубинами 2800 м.

Полоса континентальных отрывов, вовлеченных в океанообразование, – характерная черта тектоники Западного талоссогена, подчеркивающая деструктивный характер образования океана.

На востоке океана та же особенность подчеркивается иного

рода явлениями. Речь идет о более или менее широкой полосе распространения здесь ступенчатых сбросов в океан континентальных окраин, при этом с общим утонением коры. Нефтяное бурение обнаружило их во многих районах окраины Восточного талоссогена. Здесь же выявлены и многочисленные проявления соляной тектоники.

Ступенчатые опускания вообще достаточно широко распространены в Атлантике. Они проявляются, например, в разных гипсометрических уровнях сопредельных абиссальных равнин. Так, в Ангольской котловине на больших площадях глубины составляют 5500 м и более, в Капской – 5000 м, а в котловине Агульяс – 4500 м. Котловины отделены одна от другой соответственно Китовым и Капским вулканотектоническими хребтами, вытянутыми в юго-западном направлении. Время развития хребтов должно служить индикатором эпизодов именно ступенчатого оседания дна котловин. В Китовом хребте начало базальтовых излияний относится к ларамийской эпохе тектогенеза (маастрихт – палеоцен по [46]). Однако крупные линейно вытянутые вулканотектонические гряды, столь характерные для западной половины Тихого океана, в Атлантике распространены мало и выглядят не столь выразительно.

Помимо упомянутых структур такого рода (в случае Китового хребта имеется в виду его западный сектор), к их числу принадлежат отдельные гряды в юго-западной акватории океана. Что касается малых гряд вулканотектонического генезиса, то их намечается значительно больше. Интересная трактовка размещения таких гряд предложена в работе [9]. Если она справедлива, то в океане существуют цепочки вулканических гор, не только ориентированные широтно, т.е. по ходу движения удаляющихся от оси спрединга литосферных масс, но и вытянутые субмеридионально и образующие местами ортогональную систему зон проницаемости. А отсюда следует заключение, что механизм "горячих точек" как причина образования вулканических цепочек в данном случае (как и во многих других) явно не имеет места.

Далее кратко остановимся на тектонике двух своеобразных регионов океана – Экваториального и Северо-Атлантического.

Экваториальная Атлантика. Структурно-морфологическая специфика Экваториальной Атлантики видна на всех обзорных картах. Однако границы ее не вполне определены. Если на юге она ограничивается, хотя и несколько условно, экватором, то ее северная граница "плавает". Чаще ее проводят по разлому Зеленого Мыса, т.е. примерно по 15° с.ш.

Характернейшая черта этой области океана – сгущение поперечных разломов, среди которых выделяется разломная зона Романш с самым большим, как указывалось, смещением рифта в Атлантике. Поперечные разломы не только многочисленны, но и весьма разнообразны по строению и отношению к осевой зоне срединного хребта.

Равным образом рассматриваемая область специфична в петролого-геохимическом отношении. Для ее толеитового магматизма характерны: 1) широкая дисперсия геохимических типов; 2) наличие источника, обогащенного литофильными элементами, формирующего как протяженные (поперечные. – Ю.Л.) аномалии, так и отдельные локальные участки с обогащенным типом магм; 3) излияния магм Na-типа, редко встречаемого в океане" [41. С. 153]. Примерами протяженных аномальных зон являются зоны между 13–15 и 0–4° с.ш.

Региональные особенности имеют также и мантийные перидотиты [51]. На отрезке от разлома Чарли Гиббса (52° с.ш.) до экватора перидотиты, отражающие состав океанической верхней мантии, состоят главным образом из оливина, ортопироксена, клинопироксена и шпинели. Химический состав минералов свидетельствует о большой вариации перидотитов по простиранию срединного хребта. В частности, по обогащению пород Mg и Cr выделяются участки, лежащие от 14–15° с.ш. до 2–3° с.ш. Однако зоне Романш свойственно пониженное содержание Mg и Cr в минералах, но повышенное – Al. Интересно, что повышенные содержания Mg и Cr установлены также между 45 и 35° с.ш., где они связываются с влиянием Азорского плюма, в свою очередь каким-то образом связанного с континентальной мантией.

Экваториальная Атлантика дает все больший материал о распространении здесь остаточных фрагментов континентальной коры. Это не такие крупные и четко выраженные "материковые рестицы", как в Субаркти-

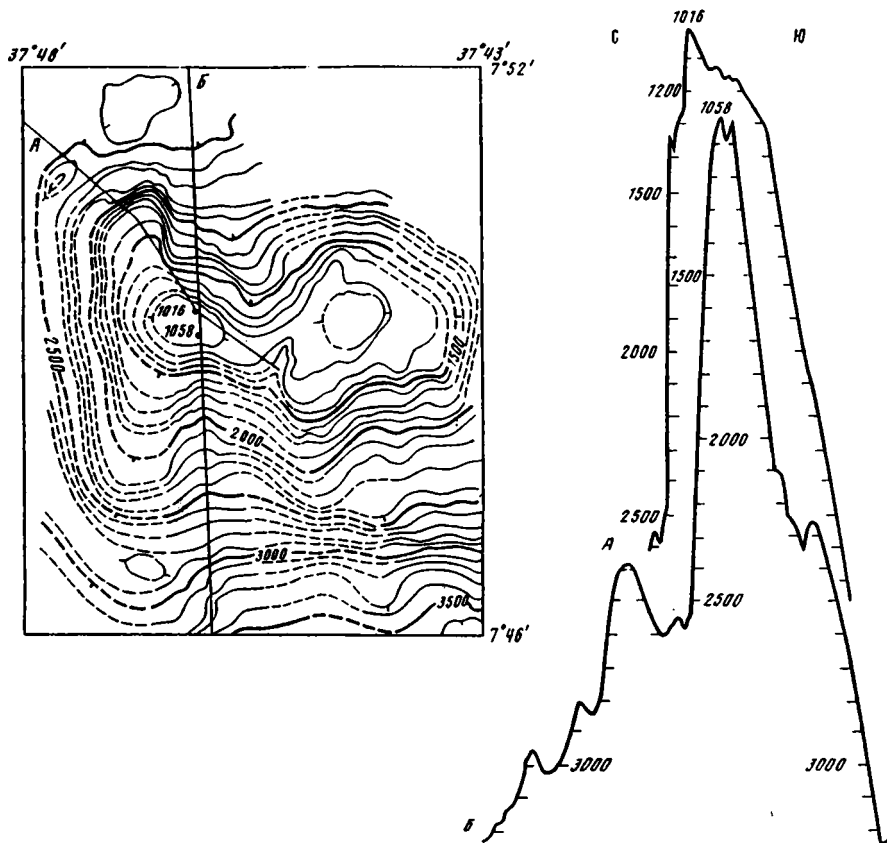


Рис. 6. Батиметрическая карта и профили горы Пейве. Составлены Н.Н. Турко по материалам 6-го рейса НИС "Академик Николай Страхов", 1988 г.
 А, Б — профили. Изобаты — в м

ческой Атлантике (см. ниже), но все же пренебрежение ими было бы большой ошибкой. Именно в этом регионе впервые были обнаружены неспрединговые блоки (Е. Bonatti, J. Honnorez, 1971), представляющие собой экзотику для океанской литосферы, формирующейся по закону спрединга.

Приведем некоторые сравнительно новые данные об остаточных фрагментах континентальной коры. Экспедицией 7-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" в ряде мест непосредственно в приэкваториальной зоне были подняты "образцы пород континентального типа и осадки более древнего возраста, чем ожидаемый в местах драгирования, согласно представлениям о спрединговой природе хребта" [47. С. 450]. Так, всего в 20 км восточнее рифтового ущелья (2°15' с.ш.) поднята осадочная брекчия, в матрице которой наряду с современными формами известковистого наннопланктона содержатся эоцен-олигоценые и маастрихт-

ские. В состав брекчий входят кремнистые сланцы и порфириовидные андезито-базальты. В той же драге был обнаружен также обломок углестого сланца с гумусовым веществом торфяникового происхождения [Там же]. Спорово-пыльцевой спектр в нем – маастрихт-палеоценовый.

Немного южнее (2°05' с.ш.) подняты обломки вулканогенно-осадочной брекчий, в матрице которой обнаружен известковый наннопланктон раннеэоценового возраста.

Примерно в 250 км западнее, у восточного края Гвианской котловины, в составе угловатых обломков брекчий оказались серицитовые кремнистые филлиты и микрокварциты. Филлиты, рассеченные прожилками кварца, возникли за счет метоморфизма квар-полевошпатовых песчаников и глин. По известковому наннопланктону и фораминиферам возраст матрицы эоценовый.

Безусловно, неспрединговый блок представляет собой горный массив Пейве, протягивающийся вдоль восточного борта рифтовой долины, где она пересекается разломом Вернадского (7° с.ш.) (рис. 6) [37]. Вершина горы лежит на глубине 1000 м. Здесь поднят комплекс разнообразных пород. Осадочные породы представлены грубообломочными разностями, состоящими из фрагментов корочек габбро и продуктов их наземного выветривания, сцементированных карбонатным органогенным материалом. По косвенным признакам, погружение горы произошло на рубеже раннего и среднего плиоцена. Ультрабазиты своеобразны. Они отличаются повышенной магнезиальностью и низким содержанием Fe, Al и Ca, а также высокой степенью деплетированности. Главная же масса пород представлена габброидами, резко отличными от океанских (ультратитанистая серия), но сходными с габброидами начальных этапов континентального рифтинга. Их возраст определяется позднюрским, но реликтовые зерна апатита еще более древние (карбон, трековое датирование).

Габброиды ультратитанистой серии находятся в интрузивных соотношениях с образованиями диорит-гранодиоритовой серии. Были подняты также магнезиальные долериты.

Вывод таков: все магматические породы горы Пейве очень близки к континентальным и относятся, скорее всего, к доокеаническим интрузивным комплексам. Вся эта совокупность данных именно и свидетельствует о принадлежности горы Пейве к категории неспрединговых блоков.

К той же категории давно уже относят блок о-ва Сан-Паулу, лежащий в разломе того же названия на гребне Срединно-Атлантического хребта (район 2° с.ш.). Здесь обнажены милонитизированные роговообманковые плагиокалазовые перидотиты, ассоциирующие с щелочными габброидами и щелочными базальтами. Возраст перидотитов 835 млн лет [46]. Кстати, согласно заключению П. Мишеля и Э. Бонатти (по: [41]), эти мантийные перидотиты представляют собой "слабодеплетированную" мантию, более характерную для континентальной коры.

Ограничимся приведенными примерами, иллюстрирующими структурную специфику Экваториальной Атлантики.

Отметим и такую специфическую черту Экваториальной Атлантики, как отсутствие закономерного увеличения мощности осадочного слоя от гребня срединного хребта к периферии [15].

Для объяснения особенностей строения Экваториальной Атлантики высказываются разные предположения. Следует присоединиться к тем из них, которые исходят из того, что это зона разграничения двух крупнейших частей океана – Центральной и Южной Атлантики, историко-геологически существенно различных [42 и др.]. Нечто подобное известно и в других регионах Мирового океана. Имеются в виду разделы между Тихим и Индийским океанами в Австрало-Антарктическом регионе [58] и между Восточно- и Южно-Тихоокеанским поднятиями в виде системы разломов Элтанин. Сохранение фрагментов древней коры в сводовой части Экваториальной Атлантики, измененных, но все же несущих признаки "континентальности", не должно казаться слишком парадоксальным. Ниже будет показано, что это наиболее характерная черта структуры Северной (Субарктической) Атлантики. Из этого факта виден не всегда прямолинейный характер раскрытия океана.

Северная Атлантика. Уже отмечалось, что тектоническое строение земной коры под Атлантическим океаном гетерогенно. Его северный (арктический и субарктический) регион особенно специфичен. Здесь и поныне океан находится на достаточно ранней стадии развития. Характерно, что большие пространства Северной Атлантики лежат на глубинах менее 2000 м, а глубины 3500 м и более, наиболее типичные для океана, свойственны здесь только двум котловинам – Гренландской и Норвежской.

Обращает на себя внимание, что в рассматриваемом регионе на сравнительно ограниченном пространстве сосредоточено значительное количество разнообразных структурных образований, которые характеризуются не только океаническим или континентальным типом земной коры, но и многочисленными переходными между ними разновидностями.

Структурный план Северной Атлантики невыдержанный линейный (рис. 7). В нем, хотя и господствуют простирания, приближающиеся к меридиональным, но наблюдаются и косые, существенно нарушающие "линейную тектонику". Особенно большое осложнение вносят поперечные пороги – остаточные континентальные массы, а также подводные субконтинентальные блоки – плато, располагающиеся как на окраинах, так и в средних частях океана.

От структур Полярного бассейна рассматриваемый регион отделен Гренландско-Шпицбергенской системой крупных поперечных разломов. Южные ограничения не столь определены. Простирающийся к юго-западу от Исландии весьма рельефный спрединговый хребет Рейкьянес по всем показателям входит в систему Срединно-Атлантического хребта. В то же время большая группа структур, прилегающая к шельфу Северной Англии, органически включается в структурный комплекс Северной Атлантики.

Приведем перечень и краткую характеристику основных тектонических единиц региона.

Исландия с ее мощной корой (не расшифрованного до конца типа) и весьма активной недавней и современной вулканической деятельностью и сейсмичностью отделяет хребет Рейкьянес от арктической системы

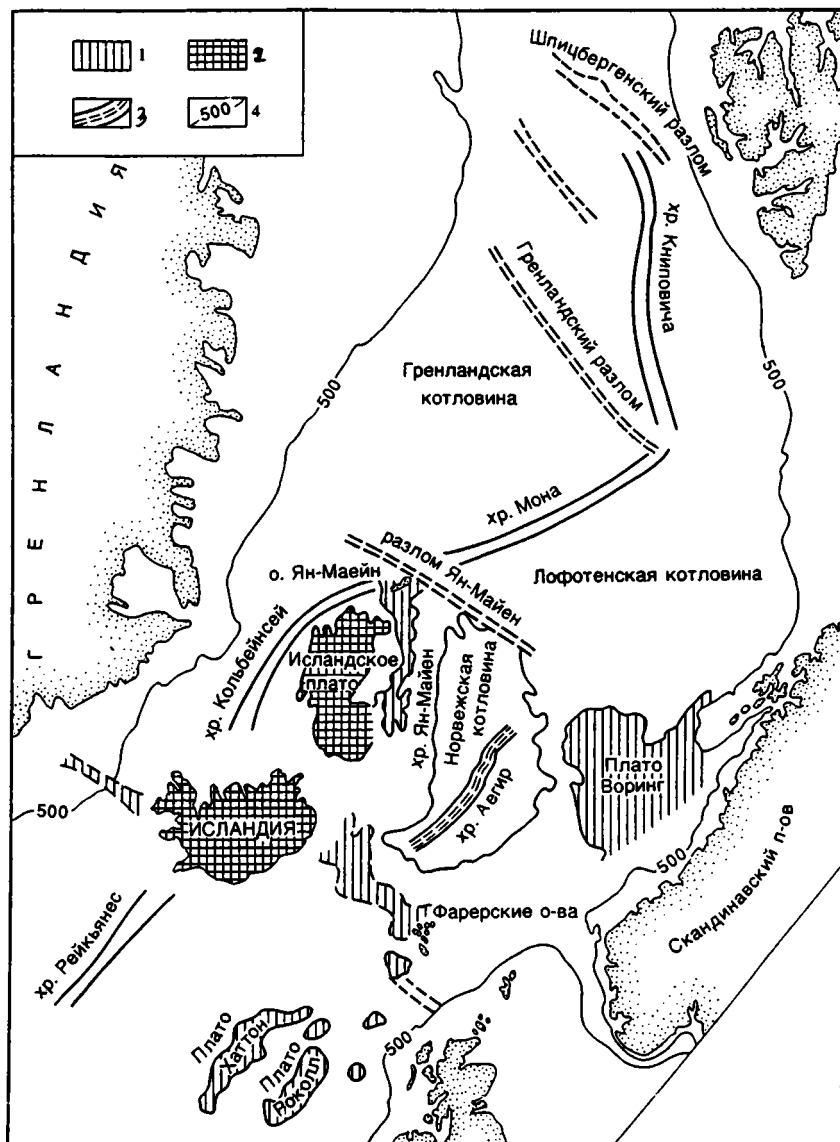


Рис. 7. Морфологическая схема Субарктической и Арктической Атлантики [23], с дополнениями

1 - выступы (фрагменты) континентальных структур; 2 - поднятия океанической (?) (субконтинентальной?) коры; 3 - погребенный (N₁) спрединговый хребет; 4 - изобата 500 м

спрединговых хребтов. Таковых три: Кольбейнсей, Мона и Книповича. Они все примерно одинаковых размеров (~1000 км), но разных простираний. Первый из них имеет форму пологой дуги, выгнутой к северо-западу. Хребет Мона, отделенный поперечным разломом Ян-Майен, наоборот, несколько выгнут на юго-восток. Самый северный – хребет Книповича имеет меридиональное простирание. От хребта Мона он отделен плавным переходом. На севере хребет Книповича ограничивается Шпидбергенским поперечным разломом. Между спрединговыми хребтами есть некоторые морфологические отличия: разница очертаний в плане, особенности поперечного профиля, степень выраженности рифтовой долины. Общая же их черта – все они сейсмичны, причем наибольшее количество землетрясений и наиболее резкий профиль имеет хребет Мона. Не очень четким и менее сейсмичным является хребет Книповича [23].

Все три спрединговых хребта – образования кайнозоя. Хребет Кольбейнсей возник в миоцене, два других хребта в эоцене. В описываемом регионе имеются три относительно глубоководные впадины, подчеркивающие его океанские черты. Это Гренландская, Лафотенская и Норвежская котловины. Первые две разделены спрединговым хребтом Мона, из чего следует, что по крайней мере прилежащие к хребту их части должны иметь океаническую или субокеаническую кору. Гренландская впадина с наибольшей по сравнению с другими площадью выровненного глубоководного дна с севера ограничена Гренландским разломом, а с юга – поперечным разломом Ян-Майен. Лафотенская впадина с юга также ограничена разломом Ян-Майен. Но другие контуры ее плавные, с постепенным обмелением на восток, в сторону Скандинавского шельфа. Симметрии в расположении Гренландской и Лафотенской впадин фактически нет. К тому же максимальные глубины последней значительно меньше [23].

Норвежская впадина лежит непосредственно южнее Лафотенской, к югу от разделяющего их разлома Ян-Майен. Глубины здесь больше, а дно расчленено значительно сильнее. Характернейшую черту ее тектоники составляет отмерший спрединговый хребет Аегир, простирающийся на север-северо-восток в средней части впадины. Этот хребет “не полностью погребен под осадками и достаточно четко выражен в рельефе дна. Это система линейных поднятий высотой от 500 до 2000 м, разделяемых осевым желобом. Экструзивная деятельность на хребте Аегир продолжалась вплоть до начала миоцена” [46. С. 198]. Глубина осевого желоба достигает 3700 м. Спрединговый хребет Кольбейнсей отстоит от хребта Аегир примерно на 500 км к западу. Пример Аегира интересен тем, что он показывает возможность одновременного существования двух параллельных, равновеликих и далеко отстоящих друг от друга спрединговых центров в относительно ранний период океанообразования.

Спрединговая природа хребта Аегир предполагает в какой-то части Норвежской впадины по крайней мере позднекайнозойскую симатическую кору. Однако большая ее часть имеет континентальную или субконтинентальную кору. На востоке это доказано исследовательским и нефтяным бурением, а на западе и юге – уходящими в основание впади-

ны комплексами континентальных блоков Ян-Майен и Фарерско-Исландского. Таким образом, Норвежская впадина занимает изолированное положение, будучи с трех сторон окружена континентальными массами, но со спрединговым центром посредине, функционировавшим еще в миоценовое время. Все это дает основание рассматривать эту впадину как микроокеан, остановленный в своем развитии нелинейным ходом процесса океанообразования на пространстве между Гренландией и Скандинавией.

Континентальный блок Ян-Майен в рельефе дна выражен в виде вытянутого на несколько сот километров поднятия с уплощенной, местами расщеченной поверхностью. О нем имеются многочисленные публикации, из которых явствует его континентальная природа. Пожалуй, это один из самых ярких примеров континентальной массы, находящейся в середине океана.

Обширными материковыми реститами с субконтинентальной корою (местами, возможно, и континентальной) являются расположенные на юго-востоке высокостоящие подводные плато Воринг, Рокколл и Хаттон, а также группа банок, находящихся между этими последними и Фарерским островным поднятием. Все плато приближены к восточной окраине океана. От шельфовых краев они отделены трогами, весьма глубоководным трогом Рокколл и менее глубоководным Фарерско-Шетландским.

Поперек океана между Фарерским поднятием и Исландией простирается широкое поднятие (также материковый рестит), именуемое Фарерско-Исландским порогом. Его аналог Гренландско-Исландский порог, пересекающий поперек Датский пролив. Местами существуют и более мелкие поперечные пороги (Уайвилл-Томсон и др.).

Исландское плато, лежащее севернее Исландии и достигающее почти таких же размеров, возможно, имеет ту же природу, что и Исландия. Оно находится на глубинах порядка 1500 м. Формировалось Исландское плато раньше Исландии и ныне представляет собой впадину с захороненным позднеэоценовым вулканическим рельефом, перекрытым осадочным чехлом мощностью около 400 м (скв. 350 DSDP).

Для Северной Атлантики характерно, что главная масса позитивных структур лежит к югу от разлома Ян-Майен, тогда как отрицательные тектонические формы занимают северную половину региона. Это показывает, что процесс океанообразования в Арктической Атлантике зашел существенно дальше, чем в Субарктической. Тем самым констатируется парадоксальный момент. должно было бы быть наоборот, ибо развитие океана, начиная от экваториальной области, происходило в направлении с юга на север. Мы определенно сталкиваемся в данном случае с нелинейной геодинамикой.

В нижеследующем тексте черты тектоники Атлантики будут раскрыты более подробно.

МОДЕЛИ РАСКРЫТИЯ АТЛАНТИКИ

Три четверти столетия прошло с тех пор, как Альфред Вегенер отобразил на географической карте раннюю фазу раскрытия Атлантического океана [6]. Она была составлена для эоцена. В экваториальной зоне – сужение, на севере и юге – расширение. Северное расширение несколько меньше, чем между южными окончаниями Африки и Южной Атлантики. Поразительно, что в публикациях 1984 г., как и в ряде других, предшествовавших, в принципе дана та же картина [13, 53].

Наша цель – опираясь на новейшие данные, отметить главные этапы раскрытия океана – в процессе, протекавшем, безусловно, неравномерно, то относительно ускоренно, то замедленно. Имеющиеся обширные материалы свидетельствуют о разновременности раскрытия различных частей океана, и прежде всего его центрального, южного и северного фрагментов. В этой последовательности и будут рассмотрены существующие модели.

Центральная Атлантика. Включает срединную часть Атлантики, расположенную между экватором и Британскими островами. Это узел, в котором сходятся четыре крупных историко-геологических события: распад Пангеи, развитие Западного Неотетиса, распад Гондваны, образование и развитие Атлантики.

По каждому из них имеется обширная литература, из которой видно, что предлагаемые геодинамические модели не столь отличаются друг от друга.

Пангея, о которой идет речь, возникла в позднем палеозое (карбон) вследствие аккреции материковых масс и просуществовала сравнительно недолго, до средней юры, т.е. в течение около 150 млн лет. Обычно указывается, что примерно 160 млн лет назад Гондвана вновь отделилась от Лавразии, и с этого времени началась история Неотетиса и Неогондваны. Главные фазы распада Пангеи связаны с континентальным рифтингом, который очень интенсивно проявился уже в конце триаса.

Океан Неотетис наследовал Палеотетис [11]. Среднеюрское проникновение Неотетиса на запад – это другая сторона процесса распада Пангеи. Отмечается, что по мере раскрытия Атлантики и Индийского океана Неотетис прогрессивно сокращался [52]. В то же время следы Неотетиса в пределах акватории Атлантического океана пока не обнаружены.

Что касается Центральной Атлантики, то из приведенных палеобатиметрических реконструкций видно, что уже 170 млн лет назад между Африкой и Северной Америкой существовал протяженный узкий, но глубокий бассейн, который через 20 млн лет существенно разросся и фактически обозначил раннюю фазу развития Центральной Атлантики. В ходе времени этот бассейн все более увеличивался, так что 80 млн лет назад (кампан) его ширина составила уже свыше 3000 км. При этом, судя по реконструкциям [53], зона спрединга прогрессивно удлинялась в северном направлении, а строение ее усложнялось. Особенно заметный рубеж в продвижении спрединга имел место 80 млн лет назад. В эоцене

картина Центральной Атлантики, если не учитывать поперечные разломы, довольно близко напоминала современную.

Как увидим ниже, Центральная Атлантика является наиболее древней частью океана. Реконструкции, предложенные в работе [66], по хронологии событий близки к вышеупомянутым. В истории развития Центральной Атлантики в ней выделены три фазы. Первая фаза (190–110 млн лет) в ее первую половину характеризовалась высокой скоростью спрединга (7,6 см/год), которая затем уменьшилась. Вторая фаза (110–80 млн лет) характеризовалась новым возрастанием скорости спрединга и некоторым изменением направления относительного движения Северной Америки и Африки. Третья фаза (80–54 млн лет) относится к северным районам Центральной Атлантики. На этом отрезке времени направление движения Африки относительно Северной Америки изменилось, вместо юго-восточного оно стало северо-восточным.

Южная Атлантика. Задачу здесь существенно облегчает обстоятельная публикация Д. Нюрнберга и Р.Д. Мюллера [62]. В своем анализе они опирались на данные о магнитных аномалиях, материалы спутниковой альтиметрии (Geosat) и геологические данные о сопредельных районах Африки и Южной Америки. Из составленных ими карт видно, что в раскрытии Южной Атлантики выделяются два больших этапа структурного развития: 150–84 млн лет и 84 млн лет–современность.

Первый из упомянутых этапов, продолжавшийся до кампана, характеризуется интенсивным рифтингом как между Африкой и Южной Америкой, так и в соседних частях обоих континентов. Что же касается амплитуды межконтинентального раздвига, то она в самой широкой (южной) части океана за все это время (66 млн лет) составила лишь 1600 км. Таким образом, основной раздвиг, удаливший континенты друг от друга более чем на 6000 км, происходил после кампана. Однако рассмотрим события в последовательном порядке.

На карте 150 млн лет (оксфорд) видно, что дрейф континентов еще не начался. Проложился рифт, определивший границы Африки и Южной Америки, проградирующий в направлении с юга на север. От этого рифта как по одну, так и по другую сторону в пределы континентов отходят боковые рифтовые ветви. В Африке это рифт трога Бенуэ, от вершины которого, в свою очередь, отходит рифт Нигер. В Южной Америке – рифты бассейнов (с юга на север): Колорадо, Саладо и Парана-Чакос. В течение последующих 20 млн лет ситуация мало изменилась. За этот отрезок времени вдоль рифтов Саладо и Колорадо отмечается небольшое правостороннее смещение. Немного позже такое же смещение имело место и в рифте Парана-Чакос. К 126,5 млн лет зона спрединга продвинулась уже до 28° ю.ш. Активность в рифтах Колорадо и Саладо в это время прекратилась. Растяжение коры в них составило соответственно 20–30 км. Заметное расхождение континентов отмечается в южной части в апте, но оно не превышало первых сотен километров. Соответствующая карта (118,7 млн лет) иллюстрирует продвижение рифта в северном направлении до трога Бенуэ. В пределах рифтовой пары Бенуэ–Нигер начались левосторонние сдвиговые смещения, продолжавшиеся затем в течение

почти 40 млн лет. Движения вдоль рифта Парана-Чакос в апте прекратились. Суммарное растяжение коры здесь составило 60–70 км, а правостороннее смещение – 20–30 км.

Существенное расхождение материков (порядка 1200 км в южной части) отмечается в альбе (100 млн лет). В это время произошел разрыв соединявшего их участка в экваториальном районе, так что Центральная и Южная Атлантика соединились.

Карта для кампана (84 млн лет) иллюстрирует раскрытие океана до 2000 км на юге и до сотен километров в экваториальной полосе. Движения в тропе Бенуэ прекратились. Растяжение в рифте составило здесь 50–60 км, а амплитуда левостороннего сдвига – 40–50 км.

Через 20 млн лет (карта 63 млн лет) раскрытие на юге достигло 3000 км, а еще через 25 млн лет – эоцен (карта 38,1 млн лет) – оно увеличилось до 3500 км. Отмечается, что в период между аномалиями 30 и 20 (66,7 и 44,7 млн лет соответственно) спрединг был очень медленным, и в это время образовались многочисленные поперечные разломы. После хрона 20 скорость спрединга в Южной Атлантике возросла, и разломообразованные сократились.

История Атлантики включает также эпизод отрыва от Гондваны Антарктиды и ее движение на юг. Соответствующие реконструкции предложены в работе [59]. Раздвиг произошел в конце юры, т.е. раньше, чем разрыв Африки и Южной Америки, и высвободил пространство для развития океана. На реконструкции 152 млн лет уже показан начальный спрединг; расстояние между материками было тогда очень незначительным. Движение Антарктиды к югу продолжалось до характерной даты – 64 млн лет, после чего она мало изменяла свое пространственное положение. С той же датой связывается и оформление наблюдаемой ныне системы тройного сочленения Бувэ (Срединно-Атлантический, Южно-Индийский и Антарктический хребты).

Северная Атлантика. Геологическая история Северной Атлантики началась 80 млн лет назад, когда зона спрединга проникла в пространство между Англией и Гренландией, а ее ветвь отошла в район нынешнего Лабрадорского моря [13]. Спустя 10 млн лет спрединг продвинулся уже до широт Северной Скандинавии. Это означает, что с этим временем связано по крайней мере начало формирования Норвежского бассейна. Однако такая схема не универсальна. В частности, строение Атлантики к северу от Исландии свидетельствует о гораздо более сложной палеогеодинамике. Важнейшим рубежом в раскрытии здесь океана было время палеоцена–раннего эоцена, к которому приурочен базальтовый магматизм, создавший мощные лавовые накопления, существующие по обеим сторонам Северной Атлантики. К тому же рубежу относится быстрое продвижение спрединговой зоны дальше на север, в пределы Арктики, где заложился крупный спрединговый хребет Гаккеля.

Из приведенных выше данных видна интересная геодинамическая особенность, а именно то, что как в Центральной, так и в Южной и Северной Атлантике процесс раскрытия океана шел в направлении с юга на север (рис. 8). Протекал он одновременно. Раньше всего раскрытие произошло в Центральной Атлантике (170–160 млн лет). Спустя 20 млн лет или не-

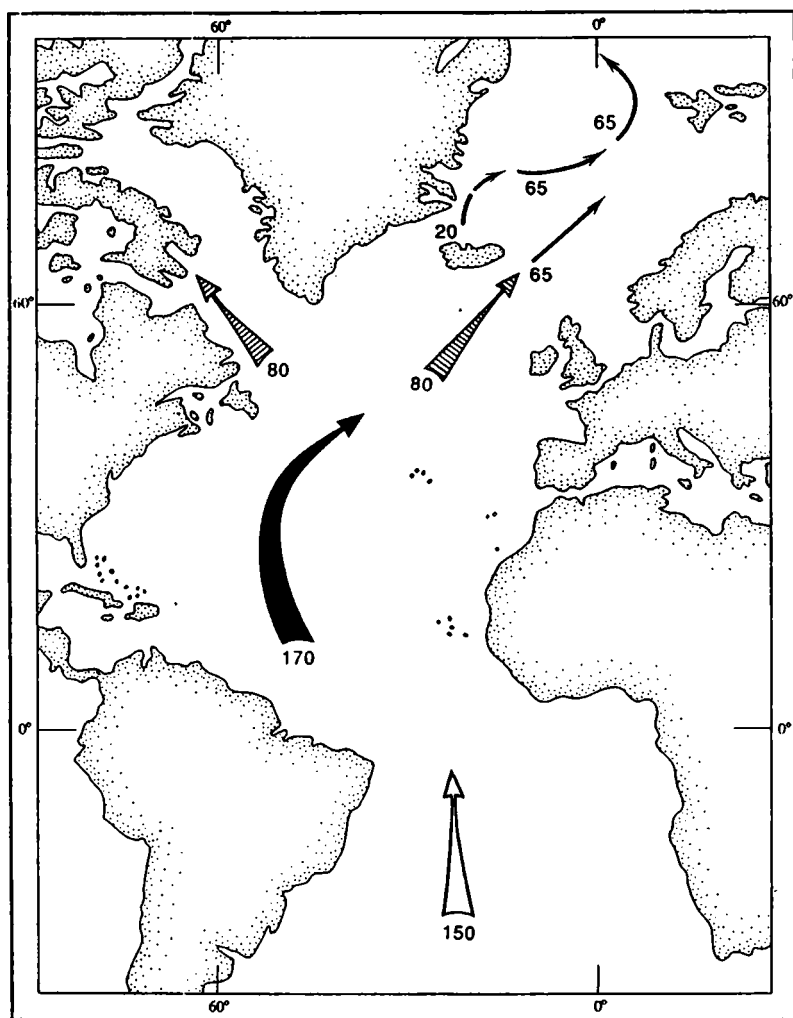


Рис. 8. Основные фазы раскрытия Атлантики. Цифрами показаны начальные эпизоды раскрытия

сколько меньше такой процесс начался на юге Южной Атлантики. На рубеже около 80 млн лет раскрытие произошло в южной части Северной Атлантики, а еще через 20 млн лет – в Арктической области. В общей сложности образование тектонической ситуации, приближающейся к современной, как можно видеть, заняло 100 млн лет. Разновременность становления отдельных частей такой огромной структурной единицы Земли, какой является Атлантический океан, представляется естественной и понятной. Только мощные катастрофические события могут вызвать одновременные огромные планетарные расколы. Гораздо труднее понять

направленность процесса раскрытия океана с юга на север в каждом из его основных сегментов.

Тектоника литосферных плит связывает этапы раскрытия океана с миграцией полюсов вращения континентальных масс во времени. Действительно, надо полагать, что причины раскола Пангеи, Гондваны и Лавразии были одни и те же. Однако из-за разнонаправленности линий раскола и разнообразия векторов движения континентальных блоков в одно и то же время представления о миграции полюсов вращения нельзя считать универсальными.

Но вернемся к Атлантике. Все, что известно о ее предыстории, свидетельствует о том, что раскрытию океана повсюду предшествовал рифтогенез. Механизм рифтогенеза в настоящее время разработан достаточно хорошо: подъем мантийных масс, раздвиг в коре, инициация зон магматической проницаемости и формирование ступенчатых сбросовых, иногда взбросовых структур. Этому процессу свойственна проградация в том или ином направлении, вызванная большим или меньшим распространением во времени линейного мантийного гребня (свода). Палеорекострукции показывают, что раскрытие сегментов океана начиналось в относительно ослабленных зонах древних континентов, притом нередко отчетливо видна приуроченность зон раскрытия к зонам древних структурных сочленений. Так обстоит дело в отношении Северной Америки и Африки, южной части Южной Америки и Африки, Гренландии и Скандинавии. Наоборот, между основной частью Южной Америки и Африкой такой ослабленной зоны не наблюдается, и здесь раскол прошел по консолидированному блоку. Связи были столь прочными, что рифтинг продвигался сюда медленно.

Историко-геологические данные говорят о том, что рифтинг в Атлантике – это только звено рифтогенеза, охватившего Землю в мезозое. Е.Е. Милановский справедливо считает, что это время является особой глобальной эпохой проявления рифтогенных процессов. Очагов рифтогенеза возникло в мезозое большое количество. Действительно, это может быть связано с таким явлением, как расширение Земли.

ПАЛЕОГЛУБИНЫ

Для оценки палеоглубин Атлантического океана имеют значение в основном три фактора. Один из них – литологический, заключающийся в тонком фациальном анализе осадков в пределах различных возрастных срезов. Другой фактор – палеонтологический, и третий – сравнительно-тектонический, предполагающий сопоставление родственных древних и современных бассейнов. Необходимо учитывать все три фактора вместе, ибо односторонний анализ может привести к ошибочным заключениям.

До середины 80-х годов господствовало представление о километровых глубинах в Центральной Атлантике не только в кайнозое, но и в юре и в мелу. В капитальной сводке по геологии Атлантики [53] приведено

12 палеобатиметрических карт, охватывающих интервал времени от байоса до позднего плейстоцена. На картах, относящихся к кимериджу (148 млн лет), готериву (119 млн лет) и апту (110 млн лет), когда бассейн был еще очень небольшим, в его пределах уже показаны глубины 3–4 км и более.

В весьма обстоятельной книге по стратиграфии мела Южного океана [17] утверждается, что глубины на юге Южной Атлантики вскоре после раскрытия в берриассе–барреме (125 млн лет) и апте (110 млн лет) превышали 2 км.

Наконец, в монографии, посвященной геологическим формациям северо-запада Атлантического океана [8], говорится, что в центральной части океана⁶ в келловее–оксфорде (?) существовали умеренно глубоководные условия, отождествляемые с верхней батиалью. Оксфорд-тионское время характеризуется уже пелагическими условиями.

Во всех этих случаях при реконструкциях авторы обращались к данным глубоководного бурения.

Но те же самые данные других авторов привели к диаметрально противоположным выводам. Остановимся здесь на двух сериях публикаций на этот счет. Одна серия касается детального литофациального анализа отложений первого слоя океанической коры. Ни для юры, ни для раннего мела детальный фациальный анализ не позволяет авторам строить карты с океанскими палеоглубинами [44]. В юрское время, по их мнению, когда происходил разрыв континентальной коры, сопровождающийся неравномерным ее опусканием, в наиболее пониженных участках возникали лишь водоемы озерного типа. Что же касается мелководных морей с их сетью заливов и лагун, то они появились в начале раннего мела. Собственно океанские глубины в бассейне возникли, по их мнению, только в конце мелового периода.

При этом выдвигаются два главных аргумента. Первый из них – что скважины, вскрывшие позднеюрские отложения, обнаружили их очень мелководный характер. Однако следует иметь в виду, что скважины располагаются в окраинных частях палеоокеанического бассейна, уже обладавшего спрединговым центром.

Другой аргумент – широкое распространение в ранне- и среднемеловое время фации черных сланцев. Изучив материалы скважин, авторы [29] пришли к заключению, что содержащееся в них органическое вещество сходно с торфяниковым и что углистые частицы имеют сапропелевую природу. Встречается гумусовый материал, отмечается общая низкая степень углефикации. Существенный момент – обнаружение новых представителей микрофлоры, которым дано родовое название *Organoglobula*. Эти организмы несут признаки обитания на очень незначительных глубинах. Все это весьма убедительно. Но можно ли на основе только этих данных, полученных при изучении кернов разрозненных скважин, строить достоверную региональную палеобатиметрическую картину?

Вторая группа публикаций относится к анализу палеонтологических материалов. Данные по юрским фораминиферам находятся в согласии с

⁶По терминологии авторов – в Северной.

представлениями об отсутствии глубоководных условий в это время в местах бурения скважин, хотя первоначально они расценивались как аргумент в пользу значительных глубин (батиналь и даже абиссаль). В работе [64] проанализированы все имеющиеся материалы по юрским фораминиферам, полученные в рейсах DSDP 1, 11, 41, 44, 50 и 79 в Северной Атлантике⁷ и в 36-м рейсе в Южной Атлантике. Частично коллекции были переопределены. Сделан вывод, что в Северной Атлантике в поздней юре были широко развиты шельфовые условия с богатой фауной бентосных фораминифер. Обнаружено единство фауны фораминифер Северной Атлантики и Тетиса. Для реконструкций условий в Южной Атлантике микропалеонтологических данных недостаточно.

Допускается распространение в юрское время глубоководных областей, но, судя по редким планктонным фораминиферам, оно было ограниченным.

Характерно следующее высказывание авторов: "Палеобатиметрическое размещение бентосных и планктонных фораминифер юры и факторы, которые его определяют, до сих пор в значительной мере еще не известны. Даже в отношении ведущих родов юрских фораминифер Европейского континента взгляды на их палеоэкологию до сих пор столь противоречивы, что они (фораминиферы. — Ю.П.) ни в коем случае не могут использоваться для решения поставленных DSDP палеоокеанологических и палеоэкологических задач" [64. С. 1038]. Такой скепсис не должен оставаться незамеченным, и, следовательно, данные микропалеонтологии хотя и должны учитываться при выяснении палеоглубин, но строить выводы, основываясь только на них, не следует.

Существенные указания на палеоглубины могли бы принести находки аммонитов. Они известны и датируют позднеюрский возраст вмещающих отложений. Однако таких находок очень мало. В скважинах DSDP аммониты встречены лишь в трех районах (скв. 105; 330, 511; 544–547), один из которых располагался близ континентальной окраины Северной Америки, другой — на Фолклендском плато, а третий — к западу от Марокко [49]. Если, помимо них, учесть еще два района, где найдены позднеюрские аммониты (Марокканский шельф и о-в Маю в архипелаге Зеленого Мыса), то все равно имеющихся данных будет достаточно лишь для того, чтобы констатировать существование в соответствующих районах умеренных морских глубин. Тем не менее этот вывод важен, особенно если учесть, что в поздней юре два из упомянутых морских районов, североамериканский и западноафриканский, фактически находились близко друг от друга, входя в единый бассейн.

Теперь рассмотрим сравнительно-тектонический фактор.

Естественно обратиться к Красному морю, в осевой зоне которого кора имеет океанический тип строения. Оно простирается на 2000 км и имеет ширину 250–300 км. Ширина зоны океанической коры (осевой трог) 40–60 км [12]. В центральной части моря почти по всему простираению очерчивается изобата 900 м (500 фатомов), в пределах которой лежат наиболь-

⁷В принятом нами разделении — в Центральной и отчасти в Северной Атлантике.

шие глубины моря; максимальная из них – 3039 м. Наибольшие глубины отвечают впадинам; их насчитывается 20. Кстати, с этими впадинами связаны современные рудоносные гидротермы. В поперечном профиле дно моря имеет ступенчатое строение, в соответствии с чем и распределяются глубины.

Морфометрия и геологическое строение Красного моря вполне могут отвечать начальной фазе образования межматерикового океана, в частности Центральной Атлантики. Красноморский рифт образовался в несколько этапов. Основные этапы – миоценовый и плиоцен-четвертичный, хотя начало развития часто относят к позднему олигоцену. До образования Красноморского рифта северо-восток Афро-Арабского континента в период от мела до раннего олигоцена был областью низкого рельефа и лежал ниже уровня моря. Аналогичные соотношения нередко встречаются в случае образования контрастных отрицательных тектонических форм. Таким образом, имела место геодинамическая предрасположенность к подобному структурообразованию. Такая картина, как показывают существующие данные, относится и к Центральной Атлантике.

На протяжении миоценового этапа в рифте Красного моря накопилась толща мощностью 3–4 км, преимущественно эвапоритив. Соответственно море было неглубоким. В начале плиоцена в процессе прогрессирующего рифтогенеза произошел разрыв миоценового соленосного комплекса, сопровождавшийся раздвигом бортов и резким увеличением глубин. Оформились такие морфоструктуры, как шельф, террасы, уступы и осевой трог с выходами океанической коры [12]. На о-ве Забаргад, представляющем собой небольшой горстовый выступ основания, имеются выходы мантийных ультрабазитов.

Таким образом, пример Красноморского внутриконтинентального рифта, если его рассматривать как малый океанический бассейн, свидетельствует об очень значительном различии глубин в его пределах. Но и Центральная Атлантика представляла собой в поздней юре малый бассейн, поэтому и здесь, очевидно, существовали разноглубинные обстановки.

Что касается Южной Атлантики, то Красное море ей не аналог, поскольку ее развитие начиналось с внедрения рифта в континентальный блок со стороны океана. Такая ситуация сходна, например, с Аденским рифтом или рифтом Лабрадорского моря. Достаточно рассмотреть первый из них.

Аденский рифт отходит в западном направлении от крупного океанского разлома Оуэн, смещаясь на восток на 300 км от северного окончания спрединггового хребта Карлсберг. Длина рифтовой зоны примерно 1700 км. Структура имеет форму треугольника, близкого к равностороннему, с вершиной на западе и основанием на востоке, где его ширина достигает 800 км. Глубина дна также возрастает в восточном направлении, превышая на востоке 3 и даже 4 км. По простиранию в пределах осевой зоны обособляется несколько изолированных впадин с глубинами от 2 до 3 км. Отчетливо выделяются шельфовые зоны. Если скорость спрединга в Красном море 16 мм/год, то в Аденском заливе она составляет

8 мм/год на западе и 11 мм/год на востоке [56]. Общеизвестно, что кора в Аденском рифте океаническая. В срединговой зоне рифта осадков почти нет, там идет процесс аккреции океанической коры.

В Аденском заливе пробурены три глубоководные скважины (скв. 231, 232, 233). Наиболее глубокая из них (скв. 231) находится в средней части залива, к югу от рифтовой зоны. Глубина дна здесь 2161 м; глубина скважины 584 м. Нижние 17,5 м представлены базальтами, включающими тонкие прослои нанномеловых отложений. Их возраст оценивается как низы миоцена—верхи олигоцена. Над ними с несогласием лежит верхнемиоценовая гемипелагическая толща нанномела и глинистых илов (~270 м), а затем плиоценовые и плейстоценовые нанномеловые осадки, включающие близ границы нижнего и верхнего плейстоцена вулканический пепел, а выше тонкие прослои песка и мергеля. Вся толща явно глыбоводная.

Скважины 232 и 233, заложенные на северо-востоке Аденского залива, пробурены на глубинах 1758 и 1860 м соответственно. Состав отложений в них примерно тот же. Первая остановилась на глубине 434 м ниже дна и не вышла из толщи верхнего миоцена. Вторая (глубина бурения 271 м) вошла в диабазовый силл, над которым лежат нижнеплиоценовые осадки.

Скважины свидетельствуют о том, что разрезы здесь отличаются от красноморских отсутствием эвапоритов. Они показывают также, что глубины дна в миоцене и позже были значительными, в сущности океаническими. Разрыв континентальной коры и раскрытие рифта произошли только в позднем миоцене, так что океанический бассейн здесь молодой, хотя и несколько более древний, чем Красноморский.

Если наши параллели справедливы, то следует считать, что глубины в раннюю фазу развития Южной Атлантики, как и Центральной, не были повсеместно малыми, а изменялись от шельфовых до абиссальных.

В целом создается картина непротиворечивости литологических, палеонтологических и сравнительно-тектонических данных в отношении оценки палеоглубин ранней фазы развития как Центральной, так и Южной Атлантики. Глубины не были одинаковыми и отражали те или иные геодинамические обстановки. По мере развития бассейна структура океанского дна приобретала все более крупные черты, площади больших глубин во времени все более увеличивались, и сейчас они абсолютно преобладают над площадями океанского мелководья.

РАЗЛОМНАЯ ТЕКТНИКА

На дне Атлантического океана известны разломы различной ориентировки, но подавляющая их масса, если исключить разломы рифтовой зоны, простирается в субширотном направлении. Однако этот замечательный феномен изучен еще недостаточно. Наибольшее внимание в этом отношении привлек район, лежащий между 15° с.ш. и экватором, в пределах которого за последнее время только Геологическим институтом

Российской академии наук проведено несколько целенаправленных экспедиций на корабле "Академик Николай Страхов". В последний период две из них осуществлялись совместно с итальянским Институтом морской геологии Болоньи (Италия). В итоге экспедиций получен обширный новый фактический материал, который и лежит в основе дальнейшего текста.

Поперечные разломы

Среди субширотных разломов в Приэкваториальной Атлантике выделяются шесть разновидностей, отличающихся по их отношению к Срединно-Атлантическому хребту. На юге, в зоне экватора, простирается разломная зона Романш трансокеанского типа. Она пересекает океан полностью, вплоть до континентальных шельфов Африки и Южной Америки. Другие категории разломов океан не пересекают. К числу наиболее значительных из тех, что были изучены, принадлежат разломы Зеленого Мыса, Марафон, Меркурий, Архангельского, Долдрамс, Страхова, Чейн. Они пересекают Срединно-Атлантический хребет полностью или почти полностью, заходя иногда в сопредельные абиссальные котловины. В противоположность им существуют разломы, пересекающие лишь сводовую и реже присводовую части хребта. Примером может служить разлом Вернадского. Для теории трансформных разломов совершенно парадоксальным фактом является присутствие субширотных, довольно протяженных разломов, развитых лишь по одну сторону срединного хребта, захватывающих сводовую его часть и тот или иной фланг. Такие разломы простираются, в частности, непосредственно к югу от 10° с.ш. Самостоятельную категорию составляют разломы, приуроченные исключительно к флангам хребта, как это имеет место, например, в случае трога Ройял или приразломного поднятия Ресечер, расположенных соответственно севернее и южнее западного отрезка разлома Зеленого Мыса. Наконец, выделяется категория субширотных разломов, приуроченных лишь в океанским окраинам.

Тем самым по структурному положению субширотные разломы Экваториальной Атлантики классифицируются следующим образом: трансокеанские, центральноокеанские, свода срединного хребта, односторонние, фланговые и периферийные. Отметим, что все их можно видеть на карте, помещенной в работе [9], где отражена разломная тектоника всей Центральной Атлантики. Многообразие разломов делает очень трудной проблему их кинематического объяснения. Во всяком случае, учение о трансформных разломах, по-видимому, нельзя возводить в абсолют. Но к этому еще предстоит вернуться ниже. Здесь же следует отметить лишь то, что геодинамические обстановки на океанском дне существенно изменчивы как в пространстве, так и во времени.

Приведенная типизация субширотных разломных структур поднимает вопрос об их возрастных взаимоотношениях. В данном случае представляет интерес сравнение разломной зоны Романш и расположенного всего в 100 км южнее крупного разлома Чейн.

Трансокеанская разломная зона Романш смещает осевую часть Средин-

но-Атлантического хребта на 950 км. Ее внутреннее строение сложное. В северной части зоны простирается огромный, более 700 км, высоко поднятый поперечный (трансверсивный) хребет. С его гребня драгированы миоценовые мелкодные известняки, обломки рифов с признаками субаэрального выветривания и хорошо окатанные гальки базальтов. В настоящее время над хребтом большие глубины. Его быстрое опускание произошло в плиоцене. Разломная зона Романш характеризуется исключительно широким спектром пород, включая щелочные габброиды и базальты. В вертикальном сечении бортов разломной долины наблюдается самое разнообразное сочетание пород, не прослеживающееся по простиранию более чем на несколько километров. При этом нередко глубинные образования располагаются в верхних частях разрезов [31].

Разлом Чейн, относящийся к центральноокеанским, смещает ось САХ более чем на 300 км. Его внутренняя структура проста. В рельефе дна разлом выражен одинарной глубокой долиной, в бортах которой снизу вверх, сменяя друг друга, выходят ультрабазиты, габброиды и базальты, т.е. наблюдается нормальное строение океанической коры.

Естественно считать, что значительно более крупная и более сложная по внутреннему строению и геологической истории разломная зона Романш древнее разлома Чейн, хотя последний и расположен от нее очень близко. И если это так, то тут снова возникает трудная геодинамическая проблема. В сущности, приведенная выше ранжировка разломов неизбежно ведет к заключению об их разновозрастности. Тот же вывод следует сделать и на основании изучения внутреннего строения разломных зон и их положения в пространстве.

Многие разломные зоны имеют сложное внутреннее строение. Особенно характерен в этом отношении разлом Зеленого Мыса (рис. 9). Он простирается не менее чем на 2300 км, примерно совпадая с широтой 15°20' с.ш., выходит как на западе, так и на востоке в пределы сопредельных с САХ абиссальных котловин. По простиранию внутреннее строение зоны разлома существенно меняется. На крайнем востоке, между 28 и 34° з.д., разлом представлен узким желобом и сопровождающим его с севера хребтом. Далее на западе лежит основная часть восточного отрезка разломной зоны, где южнее желоба появляется другой обрамляющий хребет. Западнее, на отрезке между 34–42° з.д., разломная зона обладает очень сложным строением. Здесь имеется несколько нерегулярно расположенных желобообразных структур и разделяющих их поднятий, приуроченных к восточному крылу срединного хребта. Все это линейные элементы рельефа, ветвящиеся и заходящие кулисно друг за друга. Разломная зона достигает здесь ширины 130 км, причем в ее поперечном сечении районе 37° з.д. выделяются по крайней мере шесть желобов-трогов.

Далее на запад, между 42–46° з.д., внутренняя структура разлома упрощается, и здесь она состоит из центрального желоба и сопровождающих его с обеих сторон высоких хребтов. Эта часть разлома приурочена к сводовой части САХ.

Наконец, крайний западный отрезок, вплоть до 51° з.д., структурно вновь более сложен. Разломная зона здесь вновь расширяется, и в ней

выделяется несколько продольных и даже поперечных желобов и трогов, разделенных поднятиями.

Таким образом, в структурном рисунке разломной зоны Зеленого Мыса не имеется ни симметрии, ни упорядоченности в расположении составляющих ее морфоструктурных элементов, что весьма осложняет выявление механизма ее образования. Ясно одно – что разные элементы и их сочетания должны были образовываться в разное время и, очевидно, начиная от момента зарождения разломной зоны вплоть до современности.

Если проследить морфологические изменения по простиранию разлома Долдрамс, то в его пределах насчитывается шесть специфических отрезков. Они хорошо видны на рис. 9. В то же время обратим внимание на то, что морфоструктурный комплекс разлома Долдрамс отличен от Зеленомысского, что подчеркивает многообразие геодинамических обстановок, их порождающих. Наоборот, ситуация, похожая на зеленомысскую, имеет место в пределах разломной зоны Хэйса, находящейся несколько южнее 35° с.ш. [70].

Подобные явления не привлекали внимания исследователей, и все отклонения от "предписанных разломам правил развития" объяснялись одним фактором – поворотом литосферной плиты. Но, как видно из изложенного, одного этого механизма далеко недостаточно, и, более того, может быть, он вообще представляет собой лишь абстракцию. Из приведенных данных встает иная проблема – историко-геологического подхода к разломным структурам. Но для этого их следует детально изучать, точно так же, как это делается в отношении крупных глубинных разломов на суше. Имеется возможность пояснить это на примере разломной зоны Романш. Соответствующие данные получены экспедицией 16-го рейса НИС "Академик Николай Страхов", проведенного в 1993 г.

Здесь выделены три разломные структуры: Ром-1, Ром-2 и Ром-3 (рис. 10).

Первая из них – наиболее древняя. Это очень протяженный разлом с поднятым северным крылом и опущенным южным. Поднятое крыло, полого погружающееся на север, осложнено дополнительными линейными структурами. Южное крыло также наклонено на север. Его осложняют продольные эшелонированные элементы (взбросо-сдвиги). Ром-1 выявляет ясные признаки не только сдвига, но и вертикального движения по нему (взброс) с амплитудой в несколько километров. В поперечном сечении Ром-1 представляет собой односторонний грабен.

Ром-2 является двусторонним грабеном, ограниченным на севере и юге разломами. Днище осевого желоба окаймляется эскарпами. В отличие от Ром-1 оно почти лишено осадков. Сдвиговой составляющей здесь не обнаруживается. В восточном направлении Ром-2 срезает Ром-1. Совокупность полученных данных, приведенных тут лишь частично, свидетельствует о существенно более молодом возрасте Ром-2 по сравнению с Ром-1.

Структура Ром-3 лежит восточнее Ром-2 и также является молодой.

Общий вывод таков, что трансокеанской зоне Романш свойственна неустойчивость геодинамических систем как во времени, так и в пространстве. Разные ее части характеризуются разной геологической историей.

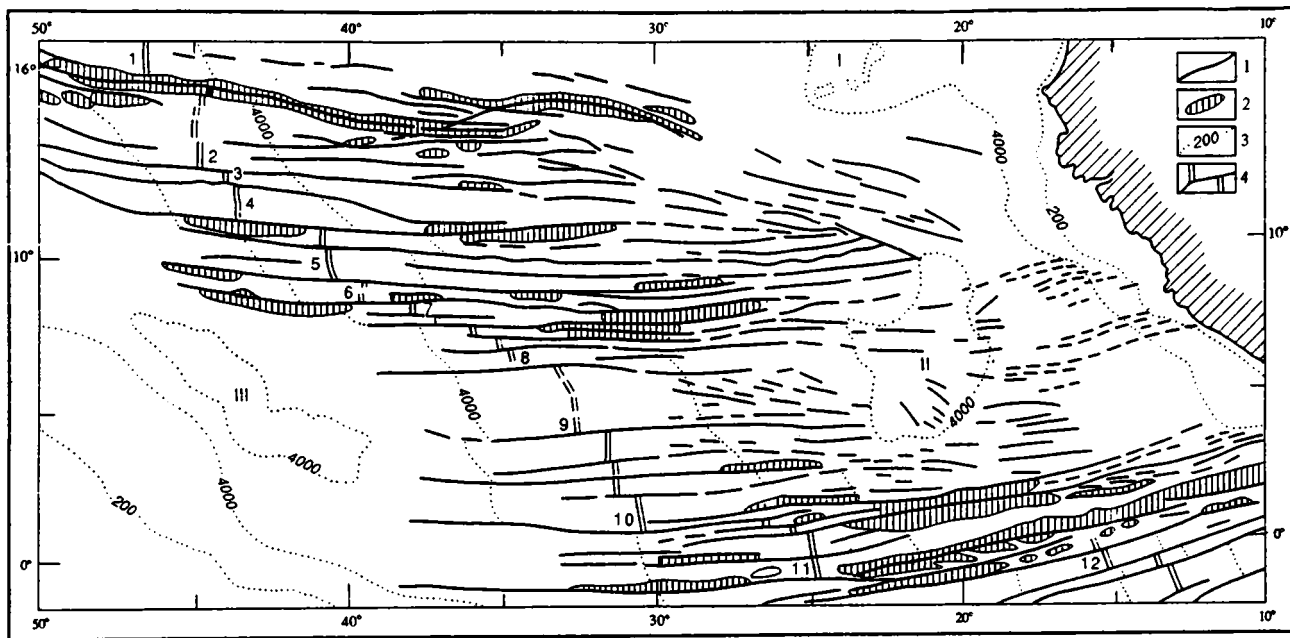


Рис. 9. Схема разломов Северной Приэкваториальной Атлантики (составлена Н.Н. Турко по данным работ НИС "Академик Николай Стрехов", ГЕБКО и [57], 1993 г.)

1 – разломы; 2 – поперечные хребты; 3 – изобаты, м; 4 – рифтовая зона

Цифры на схеме: I–III – поднятия: I – о-вов Зеленого Мыса, II – Сьерра-Леоне, III – Сеара; зоны разломов (1–12): 1 – Зеленого Мыса, 2 – Марافон, 3 – Меркурий, 4 – Вима, 5 – Архангельского, 6 – Долдрамс, 7 – Вернадского, 8 – Сьерра-Леоне, 9 – Страхова, 10 – Сан-Паулу, 11 – Романш, 12 – Чейн

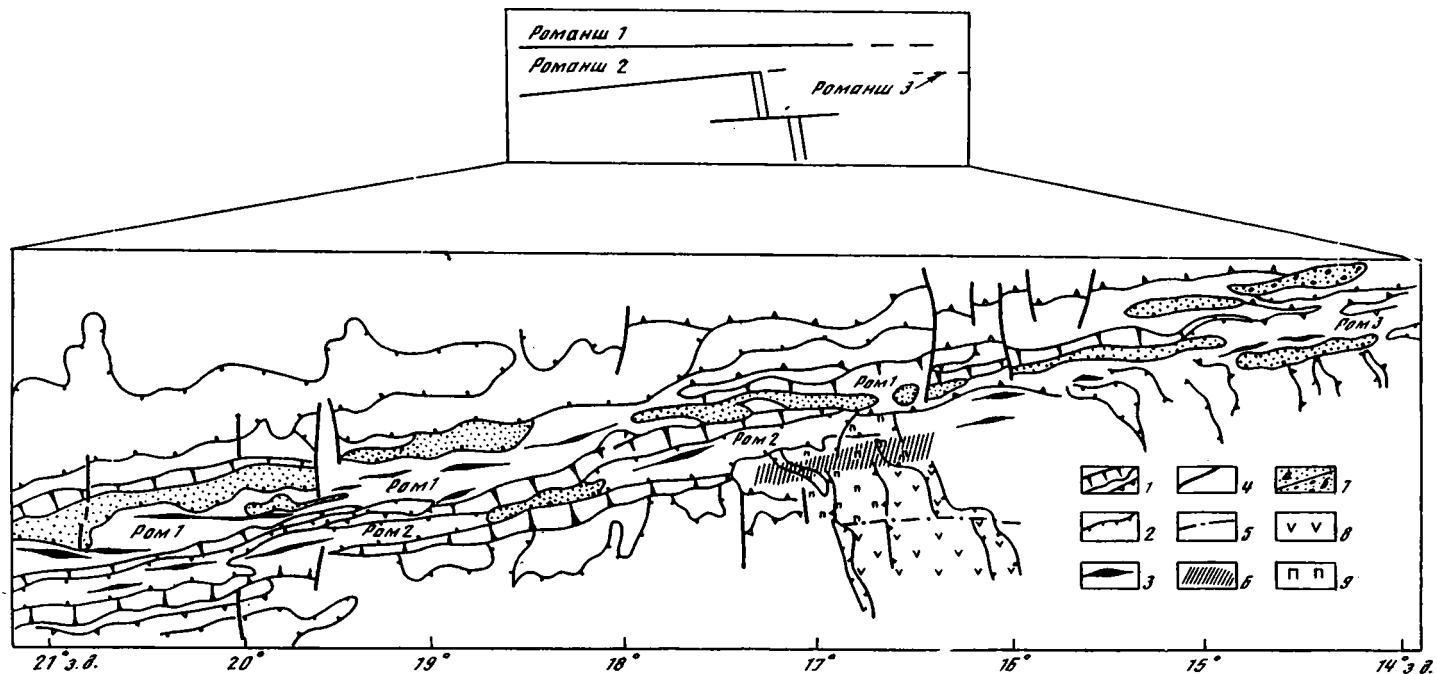


Рис. 10. Тектоническая схема системы разломов Романш. Составлена А.А. Пейве по данным 16-го рейса НИС "Академик Николай Стрехов", 1993 г.

1 – тектонические эскарпы: а – крутые, б – пологие (линии отвечают верхнему перегибу склона; длина треугольников пропорциональна превышению, толщина – углу склона); 2 – граница горизонтальной или наклонной структурной террасы (нижний перегиб склона); 3 – линейные тектонические поднятия; 4 – другие структурные линии; 5 – малоамплитудный трансформный разлом; 6 – формирующийся трансформный разлом; 7 – впадины с осадочным чехлом: а – горизонтальным, б – деформированным внизу и горизонтальным сверху; 8, 9 – области распространения: 8 – базальтов, 9 – перидотитов

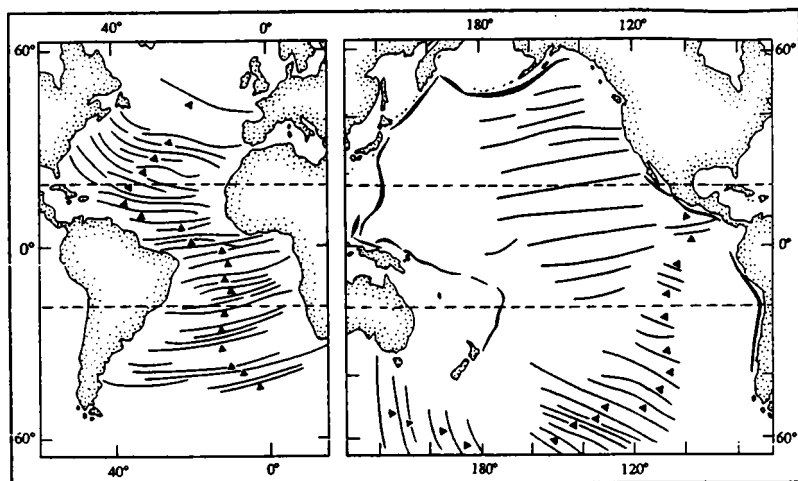


Рис. 11. Системы поперечных разломов в Атлантике и Тихом океане
Пояснения см. в тексте

К выяснению возрастных соотношений поперечных разломов можно подойти на основе анализа их положения в пространстве.

Если рассматривать системы поперечных разломов в масштабе Земли, то среди них выделяется несколько групп, различающихся господствующими простираниями. Обратим внимание на четыре такие группы, находящиеся в Центральной и Южной Атлантике и в Восточной и Юго-Восточной Пацифике (рис. 11).

В Южной Атлантике разломы имеют запад-юго-западную ориентировку. Такую же ориентировку имеют разломы-гиганты в Северо-Восточной Пацифике. Разломы Центральной Атлантики простираются на запад-северо-запад. Аналогичные простирания имеют и разломы на юго-востоке Тихого океана. Кажется вполне естественным предположить, что группировки одинаково направленных разломов имеют и одинаковый возраст. Но это в самом обобщенном виде, так как в каждой группировке могут существовать, как отмечалось, разновозрастные разломы. Если высказанное предположение справедливо, то, имея в виду очень большие площади, занимаемые каждой из группировок, необходимо признать существование глобальной геодинамической причины, вызвавшей их возникновение. Это, конечно, ориентированное движение глубинных масс. А поскольку все группировки имеют ориентировку более или менее близкую к широтной, движение глубинных масс, по-видимому, контролируется таким фактором, как вращение Земли.

Общими являются высказывания о том, что тихоокеанские разломы-гиганты заложены примерно 65 млн лет назад (ларамийский тектогенез). Тогда такой же возраст должна иметь и группировка поперечных разломов в Южной Атлантике. В то же время разломная система юго-востока Тихого океана моложе системы разломов-гигантов Северо-Восточ-

ной Пацифики, и это хорошо видно на обзорных картах. В этом случае разломы Центральной Атлантики должны быть моложе южноатлантических. Вероятно, образование сравнительно молодых разломных группировок запад-северо-западной ориентировки можно связать с альпийским тектогенезом, когда на Земле происходили крупные структурные перестройки.

Здесь следует подчеркнуть, что обе атлантические разломные системы как таковые проявляют активность и в настоящее время. Принято считать, что активность свойственна лишь их межрифтовой ("активной") части, за пределами которой разломы тектонически пассивны. Обратим внимание на то, что протяженность так называемых пассивных частей во много раз превышает таковую активных отрезков. Как недавно выяснено [20], в "пассивных" частях разломов происходят тектонические подвижки и имеются признаки "живой тектоники". Это – новый феномен, вызывающий трудности при объяснении его с точки зрения "трансформной геодинамики".

О трансверсивном (поперечном) хребте на севере разломной зоны Романш уже речь шла выше. Сейчас приведем другие данные, используя публикацию [20]. На основании изучения разломов Долдрамс, Вернадского и Архангельского в статье [20] приводятся убедительные свидетельства проявления тектонических и тектономагматических процессов на большом расстоянии от их "активных" частей. Так, на западных флангах первых двух разломов картируются локальные участки значительного понижения акустического фундамента, заполненные мощными (несколько сот и более тысячи метров) осадками. Последние представлены двумя сейсмолотщами, верхняя из которых на подстилающей залегаёт с угловым несогласием. Нижняя толща протыкается протяженными диапироподобными телами, образованными вулканическими (вулканоплутоническими) породами и протрузиями серпентинитов. В толще отмечаются углы падения слоев, увеличивающиеся в сторону диапироподобных структур. В верхней толще видны также изгибы слоев, но более пологие.

Похожая картина установлена и в ряде других мест, в том числе и в разломе Архангельского.

Интересен факт наличия большой мощности осадков сравнительно недалеко (~100 км) от западной пририфтовой (нодальной) впадины разлома Долдрамс. Она достигает здесь 600–900 м, причем верхняя часть разреза (100–200 м) залегаёт на нижней опять-таки с угловым несогласием.

В целом нельзя не согласиться с выводом, что "в ходе своего развития разломные зоны Архангельского, Долдрамс и Вернадского испытывали многократную активизацию тектонических процессов не только в активной своей части, но и далеко за ее пределами" [20].

С той же точки зрения интересен характер рельефа акустического фундамента в разломных зонах. Для разломов Страхова (4° с.ш.) и Сан-Паулу (2°40' с.ш.) (рис. 12) рельеф фундамента проанализирован в статье [15]. Установлено, что строение северного и южного бортов западной ветви разлома Страхова существенно различно. Северный борт представляет

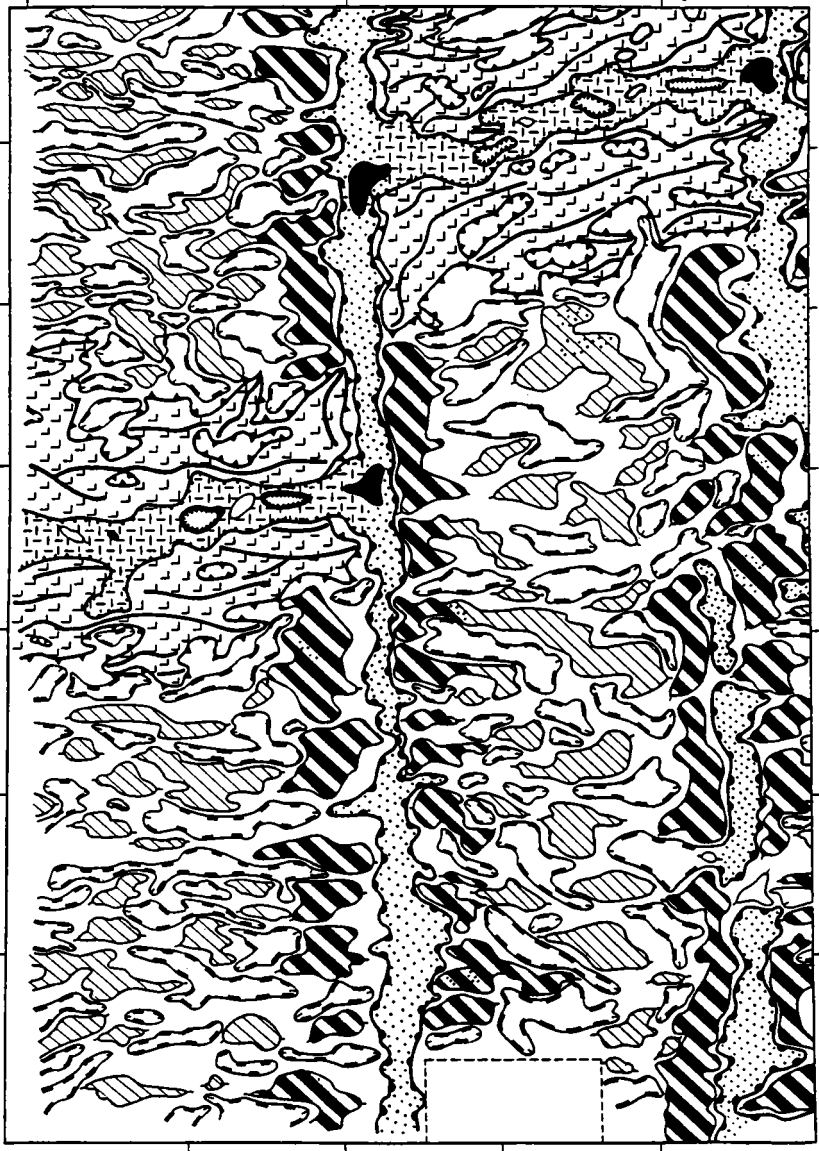
- 15
- 14
- 13
- 12
- 11
- 10
- 9
- 8
- 7
- 6
- 5
- 4
- 3
- 2
- 1

34° 00'

33° 00'

32° 00'

5° 00'



собой массивный скат, лишенный осадков, южный характеризуется расчлененным рельефом с депрессиями, выполненными осадками. Трудно сомневаться в том, что это тектонический рельеф.

Тектоническая деформация явно существует в фундаменте разлома Сан-Паулу на 33° з.д., где ось днища желоба смещается к югу на 40 км. В пределах днища по его простиранию выделяются три ступени с амплитудой ~200 м, воздымающиеся в сторону рифтовой зоны САХ.

В статье приводятся также данные о распределении мощностей осадочного чехла. Фиксируется их изменчивость, и, хотя в целом мощности на флангах разломов значительно больше, чем в средних частях, закономерного их увеличения на запад или на восток по простиранию разломов не отмечается. Тем самым линейный закон изменения мощностей вкост простирания срединного хребта оказывается здесь неприменимым. Изменчивость же мощностей, если не всегда, то достаточно часто, может отражать тектонические движения (как это наблюдается обычно в континентальной геологии).

Рассмотрение проблемы поперечных разломов Атлантики почти всегда происходит на фоне постулата об их взаимно параллельном расположении. Ярчайшим образом эта параллельность была отражена в свое время на красивейших физиографических картах Б. Хизена и М. Тарп. Но, чем основательнее изучается подводный рельеф, тем больше выявляется отклонений от подобной картины. А.О. Мазаровичем [21] приводится схема разломной тектоники Атлантического океана в пределах 0–40° с.ш., на которой видно, что как на востоке, так и на западе океана в некоторых местах поперечные разломы – линеаменты сходятся в пучки, так что в структурном рисунке получаются гигантские линзовидные контуры. Особенно характерна в этом смысле "линза", ограниченная на севере линеаментом Зеленого Мыса, изогнутым на север, и линеаментом Сьерра-Леоне, выгнутым на юг (рис. 13). Особенно значительный раздув "линзы" происходит восточнее рифтовой зоны САХ. Ширина ее достигает здесь 700 км. Нечто похожее существует и в более северных районах.

Может быть, и не вполне точна схема, приведенная А.О. Мазаровичем, однако принципиальная картина схождения поперечных разломов, безусловно, справедлива. Она подтверждается также и схемой, помещенной в работе [57] и охватывающей восточную область Экваториальной Атлантики.

Обратим внимание на то, что схождение разломов в пучки наблюдается на окраинах океана, а раздув соответствующих "линз" – в его цент-

←
Рис. 12. Разломы Страхова (в средней части) и Сан-Паулу (на юге). Морфоструктурная схема акустического фундамента [15]

1–6 – Срединно-Атлантический хребет: 1–3 – рифтовая долина: 1 – поверхность дна, 2 – депрессии с глубинами более 400 м, 3 – внутренняя граница; 4–6 – пририфтовые поднятия: 4 – рифтовые хребты, 5 – оси гребней и отрогов, 6 – внешняя граница; 7–11 – зона разломов: 7–9 – желоба разломов: 7 – поверхность дна, 8 – нодалные впадины, 9 – внутренняя граница; 10, 11 – приразломные поднятия: 10 – без осадков, 11 – с осадками; 12, 13 – поднятия акустического фундамента: 12 – без осадков, 13 – с осадками; 14 – депрессии; 15 – локальные поднятия

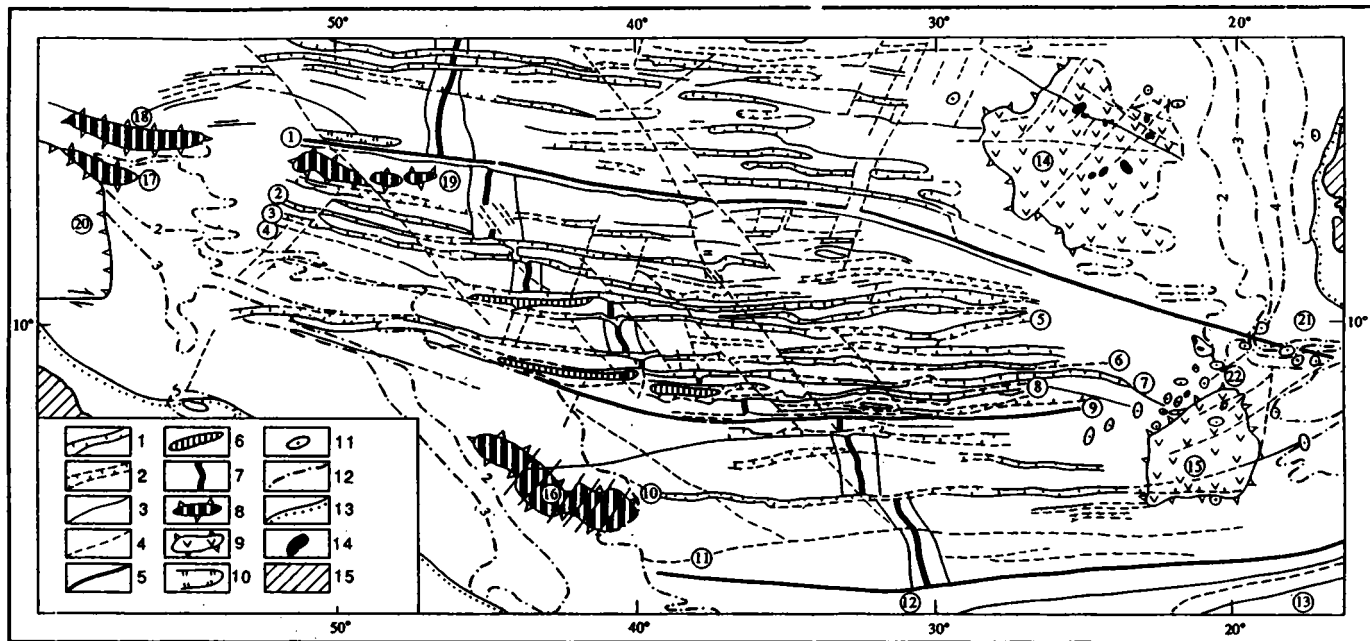


Рис. 13. Структурно-морфологическая схема Приэкваториальной Атлантики [21]

1, 2 – желоба разломов: 1 – достоверные, 2 – предполагаемые; 3 – уступы; 4 – разломы; 5 – разломы-терминаторы; 6 – поперечные хребты; 7 – рифтовые долины; 8 – линейные поднятия; 9 – нелинейные поднятия; 10 – трог Ройял; 11 – подводные горы; 12 – мощности осадков, км; 13 – край шельфа; 14 – острова; 15 – континенты

Цифры на схеме: 1–13 – разломы: 1 – Зеленого Мыса, 2 – Марафон, 3 – Меркурий, 4 – Вима, 5 – 10° с.ш., 6 – Архангельского, 7 – Долдрам, 8 – Вернадского, 9 – Сьерра-Леоне, 10 – Страхова, 11 – 2° 40', 12 – Сан-Паулу, 13 – Романш; 14–19 – поднятия: 14 – о-вов Зеленого Мыса, 15 – Сьерра-Леоне, 16 – Сеара, 17 – Тибурон, 18 – Барракуда, 19 – Ресерчер; 20 – Барбадосская аккреционная призма; 21 – Гвинейское плато; 22 – горы Батиметристов

ральной части. Возникает предположение, что вдоль срединной полосы океана, т.е. меридионально, происходило растяжение земной коры, в то время как вблизи континентов кора подобному геодинамическому воздействию не подвергалась. Соображения в отношении продольного растяжения САХ уже высказывались в литературе [18]. По-видимому, с этим новым аргументом они приобретают дальнейшее развитие. Но необходимо заметить, что в нашем случае растяжение предполагается лишь для отдельных районов, а не для океана в целом. При этом области его наиболее значительных величин пространственно смещены относительно осевой зоны хребта. Если такое построение справедливо, то в данном случае имеет место проявление нелинейной геодинамики.

Далее коснемся исключительно интересного вопроса – глубинности поперечных разломов. От его решения зависят кардинальные геодинамические представления. На основе чисто морфологического анализа разломных зон априори можно сказать, что глубина их проникновения очень различна. Мощные сложно построенные разломные зоны в общем случае должны быть глубже, чем отходящие от них боковые ответвления. Конкретными формами, имеющими в данном случае значение, являются линейные глубоководные депрессии – желоба. Именно они определяют отображаемые на картах океанские разломные структуры.

В некоторых местах поперек разломных зон проводились морские гравиметрические наблюдения. Один из высокоточных профилей пересекает структуры от зоны разлома Вернадского до разломной зоны Вима ($6^{\circ}30' - 11^{\circ}$ с.ш., вблизи рифтовой зоны). Было выяснено, что над депрессиями в аномалиях Буге наблюдается региональный минимум силы тяжести [5]. Для разлома Вернадского делается допущение, что здесь в верхней мантии имеется клин разуплотненных пород. В этом клине, следовательно, и лежат корни разлома. Структура гравитационных аномалий в свободном воздухе почти полностью подчиняется особенностям рельефа дна, причем аномалия над наиболее глубокой депрессией достигает -75 мГал, а над соседней грядой $+70$ мГал. Интересно указание, что переход от отрицательных аномалий к положительным должен иметь ступенчатый характер, который, однако, из-за небольших величин в гравитационном поле не фиксируется. В случае структур растяжения он и должен быть именно таким.

К концепции поперечных разломов

Концепция должна сложиться из анализа всего, что известно о поперечных разломных структурах всех океанов. Факторы, их определяющие, могут быть повсюду одни и те же, но соотношения между ними могут очень существенно различаться.

За основу удобно взять разломы Атлантики, как классически выраженные и лучше изученные. Сейчас здесь выделяются две категории смещений гребней срединного хребта – трансформные и нетрансформные. Последние не очень многочисленны. Они отмечены в северной части Центральной Атлантики, а также местами в Южной. В зависимости от скорости смещений хребта ("ridge offsets"), размеров смещений, характера

возникающих при этом форм рельефа среди нетрансформных смещений может быть выделено несколько типов [61]. Обратим внимание на то, что подобные "оффсеты", т.е. параллельные смещению гребня хребта, нетрансформной природы, давно уже картируются в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия. Механизм образования всех их связан с импульсивным, но небольшим (километры или первые десятки километров) смещением вкост простирания хребта рождающих спрединг движений мантийных масс, что, в свою очередь, вызвано изменениями в геодинамике глубин. В данном случае, как можно видеть, нет зависимости проявления смещений от скорости спрединга.

В случае смещений по трансформным разломам скорость спрединга также не играет особой роли, хотя от последней явно зависит густота разломов. В быстроспрединговом Восточно-Тихоокеанском хребте разломы расположены значительно реже, чем в медленноспрединговом Срединно-Атлантическом. При этом и рифтовые зоны выражены по-разному, на что уже неоднократно обращалось внимание. Из этого следуют два определенных заключения: 1) между рифтингом и трансформным процессом существует явная генетическая связь; 2) энергетика тихоокеанских геосфер намного интенсивнее атлантических. Различие в реологических свойствах масс, очевидное из сравнения разломных систем обоих океанов, — производное от этого последнего фактора. Наиболее очевидная связь рифтинга и трансформообразования видна в том, что поперечные разломы, меняя свое простирание, прослеживаются на протяжении всей Мировой рифтовой системы, какое бы направление она ни принимала.

Итак, осевая спрединговая зона и трансформные разломы представляют собой динамопару со всеми вытекающими отсюда выводами об их происхождении. Основное здесь — раскалывание литосферы и разнонаправленное дискретное движение литосферных масс. Все это, конечно, не является новостью.

Наряду с этим можно констатировать следующее. Там, где фрагменты Мировой рифтовой системы имеют примерно меридиональное простирание, субширотные системы поперечных разломов развиты значительно более мощно — крупные разломы, более значительны смещения по ним. Это типично для Атлантики и Тихого океана. В Индийском океане разломы многочисленны, но в целом феномен этот здесь проявлен слабее. Объяснение этого — влияние режима вращения Земли. Соответственно здесь вступает в силу особый фактор, влияющий на разломообразование в океане. Он сам по себе может вызвать разрывные деформации в земной коре, что, несомненно, и происходит. Выделить такие разрывы в чистом виде из-за наложения различных геодинамических факторов сложно. Вероятно, их выявлению может помочь сегментация срединно-океанических хребтов — расчленение хребтов на отрезки, отделяющиеся крупными разломами, контролирующими магматические провинции. Соответствующие глубинные разломы, вероятно, и следует в первую очередь рассматривать как результат наложения спредингового и неспредингового разломообразования.

Среди этой категории существуют особо крупные разломные зоны, наз-

ванные [58] зонами discordance, отделяющие особо крупные мантийные неоднородности. Их пока немного. В цитированной статье к ним отнесена разломная зона меридионального простираения, находящаяся между Австралией и Антарктидой, по которой происходит соприкосновение тихоокеанской и индоокеанской литосфер. Другая зона, как полагает, например, Э. Бонатти (устное сообщение), отвечает разлому Романш, разделяющему разные по историко-геологическому развитию крупнейшие области Атлантического океана. К той же категории принадлежит и разломная зона Элтанин, разделяющая разные по геодинамическому режиму Восточно-Тихоокеанское и Южно-Тихоокеанское поднятия. Подобные зоны следует рассматривать как каркасные, исходно неспрединговые.

Дизъюнктивы сжатия

Разрывные деформации, возникшие в условиях сжатия, в океанах совершенно не замечались, и, более того, в соответствии с представлениями о тектонической пассивности океанических плит они даже не допускались. Первая публикация о надвигах в коре под океанами появилась в 1985 г. [32]. В 7-м рейсе НИС "Профессор Штокман" был сделан профиль ГСП-МОВ длиной 293 км через гребневую часть Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. (рис. 14). При этом внутри третьего геофизического слоя были установлены пологие поверхности с восточным наклоном.

Главная часть разреза (по аналогии с офиолитами) сложена здесь неоднородными по составу и текстурам габброидами, мощность которых 3–3,5 км на востоке, 4–6 км в центральной части и 4 км на западе. Скорости в ней отличаются большой дисперсией значений, варьирующих от 4,7 до 7,5 км/с (в максимуме). Глубина проникновения сейсмопрофиля до 12 км от поверхности океана. Наклонные площадки прослежены в центральной и западной частях профиля, т.е. под рифтовой долиной и по обе стороны от нее, на расстояние ~90 км. Падая на восток, площадки в нижней части становятся почти горизонтальными. Рефлекторы накладываются на инфраструктуру третьего слоя, т.е. имеют тектоническую природу. Интересно отметить, что на гребне хребта фиксируется пропуск некоторой части разреза коры между габброидами и базальтами второго слоя. Это увязывается с тектоническими эффектами. Тем самым цитируемой публикацией был поставлен прямой вопрос о надвиговых деформациях в океанической коре. При этом подчеркивалась резкая дискордантность в тектоническом строении и характере движений между третьим и более высоким слоями коры, практически не деформированными.

Идея о надвигах подкреплялась аналогичными трактовками ряда других объектов. К их числу принадлежит: банка Горриндж, лежащая к юго-западу от Иберийского полуострова, где в нескольких местах на поверхность выходят ультрабазиты; район, расположенный к западу и юго-западу от Азорского плато, где в ряде глубоководных скважин вскрыты тектониты и аномальные сочетания пород в разрезе; наконец, район, лежащий на 8° с.ш. в 400 км к западу от рифтовой долины САХ,

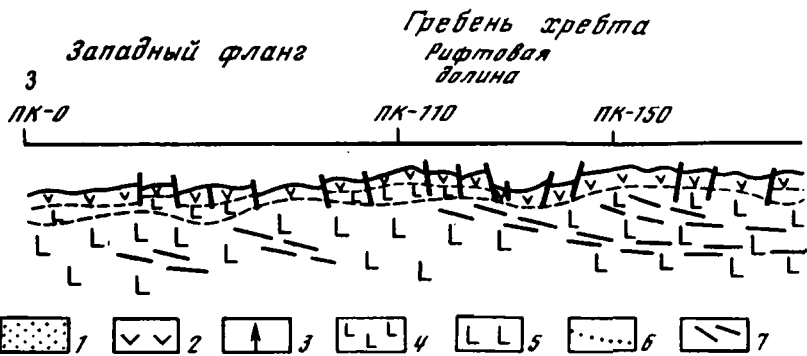


Рис. 14. Профиль через Срединно-Атлантический хребет по 20° ю.ш. (соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1 : 2) [32]

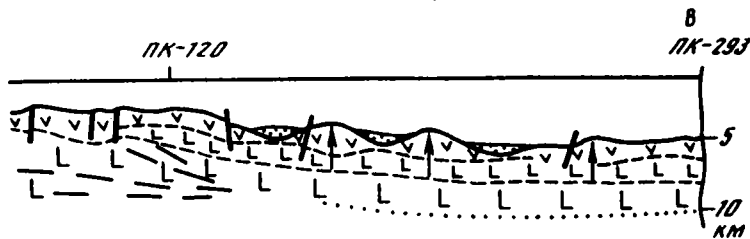
1 — слоистые осадки; 2 — лавы верхней толщи (2-й слой); 3 — вулканические постройки; 4 — сейсмически прозрачная вторая толща (дайки?, габбро? расплав?); 5 — третья толща (полосчатое габбро, 3-й слой); 6 — возможная геофизическая граница М; 7 — секущие отражающие площадки

где, по данным гравиметрии, высокоплотные породы ($3,2 \text{ г/см}^3$) залегают близ поверхности дна или даже на ней [5].

Следующим важным этапом в изучении надвиговых деформаций в океанической коре Атлантики, да и вообще, было их обнаружение во втором и даже кое-где в первом слое. Впервые это было выявлено в разломной зоне Зеленого Мыса Ю.Н. Разницыным и В.В. Трофимовым [38]. Профиль МОВ ОГТ (3-й рейс НИС "Академик Николай Страхов", 1986 г.), пересекающий разлом, проложен в 340 км восточнее рифтовой долины; длина его 180 км. Полого наклоненные площадки, группирующиеся в субгоризонтальные и наклонные горизонты, прослеживаются здесь по всему разрезу твердой коры поперечных поднятий, окаймляющих разломные депрессии (рис. 15). При этом под поднятиями мощность коры достигает 12 км, т.е. она в 2,5 раза больше, чем под соседними депрессиями. Сейсмические горизонты располагаются несогласно как к поверхности дна, так и к поверхностям раздела разноскоростных толщ.

Наряду с этим при помощи ступенчатого драгирования было выяснено, что "нижняя часть северного борта долины разлома Зеленого Мыса сложена габброидами, базальтами и долеритами, а гипсометрически выше располагаются серпентинизированные гарцбургиты. На южном борту также выделяются два комплекса пород: нижний — базальты, верхний — габбро и сильно тектонизированные гарцбургиты" [38, С. 48].

Совокупность упомянутых и ряда других данных привела авторов к однозначному заключению о чешуйчато-надвиговой структуре поперечных хребтов, обрамляющих депрессии разломных зон и обладающих утолщенной корой. Именно здесь на северном сочленении профиля, на довольно значительном удалении от разлома, отчетливо выражен надвиг, затрагивающий толщу отложений первого слоя. Механизм образования надвигов и зон скучивания представляется авторами как сис-



тема раздвиг–надвиг. Раздвиг и утонение коры происходят под долиной разломной зоны, надвигообразование – в обрамляющих ее хребтах.

В ходе дальнейших исследований были получены существенные данные о надвиговом тектогенезе и в других поперечных разломных зонах. К их числу принадлежат разломы Долдрамс, Архангельского, Марафон, Меркурий.

Очень наглядна картина в разломах Долдрамс и Архангельского. Тектоническое скучивание литопластин в поперечных хребтах и бортах долин этих разломных зон доказывается все тем же набором признаков: пологонаклонные сейсмические горизонты (МОВ ОГТ) в твердой коре протяженностью до 15 км; увеличение мощности коры в хребтах до 11 км против 5–5,5 км под днищами долин; сложные тектонические взаимоотношения пород, слагающих хребты и борта долин.

О горизонтальных перемещениях с определенностью свидетельствуют также данные многоканального сейсмопрофилирования крупного широтного поднятия на северном крыле разломной зоны Романш (16–17° з.д.; 13-й рейс НИС "Академик Николай Страхов", 1991 г.; сообщение Э. Бонатти). Здесь выявлен сложнодислоцированный комплекс пород мощностью ~4 км, рассеченный пологими надвигами.

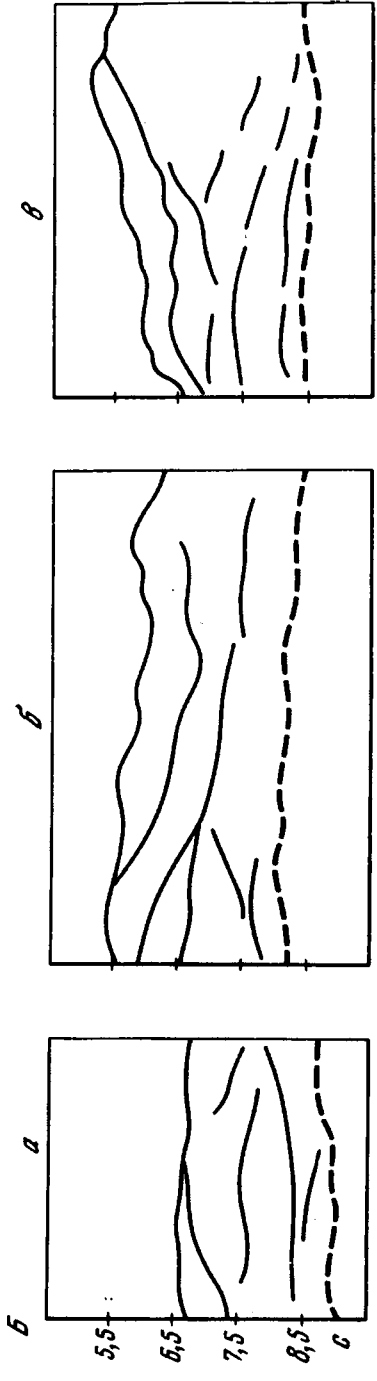
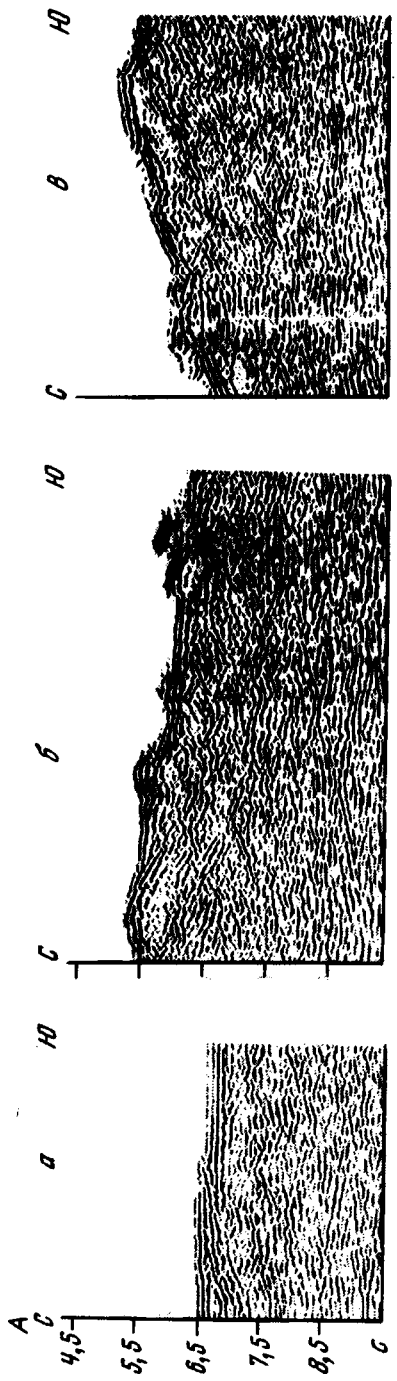
Обратим внимание на то, что угол наклона поверхностей смещения изменчив, так что, помимо надвигов, в ряде случаев отмечаются взбросы.

Исследования, проведенные в 1993 г. экспедицией 16-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" в северном разломе зоны Романш (срединная часть САХ), выявили, что разлом имеет отчетливо выраженное поднятое северное и опущенное южное крылья. Опережающие структуры южного крыла доказывают правосдвиговую деформацию по разлому. Но наряду с этим имеются аргументы в пользу взбросового смещения по разлому. В рельефе ему соответствует эскарп, в основании которого обнаружены тектониты, состоящие из пород океанической коры.

В публикациях имеются многие другие примеры взбросовых нарушений.

В итоге следует констатировать, что разрывные деформации сжатия (надвиги, взбросы) – вполне реальные тектонические структуры на океанском дне.

В настоящее время надвиги выявлены не только в зонах поперечных разломов, но и в иной тектонической позиции. Рассмотрим некоторые примеры.



Прежде всего они находятся в пределах изолированных поднятий, существующих в океане. Так, надвиговая зона с амплитудой ~2 км закартирована на о-ве Маю в архипелаге Зеленого Мыса. Геологическая ситуация здесь такова (рис. 16):

Наиболее древние породы на острове представлены толеитовыми пиллоу-лавами, выше которых залегают карбонатные, а затем терригенные комплексы. Такие же соотношения установлены глубоководным бурением в прилежащих котловинах. Эти данные наряду с особенностями пород острова устанавливают океаническую (а не континентальную) природу архипелага в целом. На основании находок аммонитов возраст кремнисто-карбонатных отложений, включенных в пиллоу-лавы, датируется поздней юрой. Надвиговые пластины закартированы в восточной части острова, где в них принимают участие юрские и нижнемеловые отложения. Характерна тектонизация пород. Пояс надвигов прослежен на 7–8 км. Время его образования – эоцен, что соответствует средним фазам альпийского тектогенеза. Именно с этого времени начался основной этап формирования архипелага.

Кстати, по поводу складчатых деформаций в океанической коре. На том же острове комплекс мезозойских пород (J_3-K_1) смят в складки разных порядков и морфологии. Наиболее крупные из них имеют размах крыльев 1,5–2 км, а мелкие (изоклинальные, прямые, запрокинутые, лежащие) измеряются метрами.

Убедительное подтверждение идеи надвиговой природы банки Горриндж дано в работе [7]. Это – крупное (200 км) двухвершинное подводное поднятие, очень близко подходящее к поверхности океана. Оно состоит из четырех литопластин, надвинутых друг на друга в направлении с северо-запада на юго-восток. Движение пластин габбро-базальтовой коры происходило здесь по нижележащему серпентинитовому слою, который по надвиговым зонам неоднократно проникал на поверхность поднятия. Непосредственно к югу от поднятия Горриндж находится впадина Хосшу, где в 1969 г. произошло сильное землетрясение, приуроченное к плоскости разрыва, падающей на север под углом около 50°. Этот угол ориентирует на возможные наклоны надвиговых поверхностей на поднятии Горриндж. Наблюдающиеся здесь аномалии силы тяжести определяются, как констатируют авторы, тектоническим скупиванием глубинных масс. Поднятие, по их мнению, сформировалось в процессе медленного сжатия коры и литосферы, происходившего 80–35 млн лет назад (альпийский тектогенез. – Ю.П.).

В одной из наших публикаций обосновывалась океаническая природа поднятия Сьерра-Леоне, образовавшегося также за счет тектонического

Рис. 15. Фрагменты временного разреза (А) и их интерпретация (Б) по профилю МОВ ОГТ 86/2 через зону разлома Зеленого Мыса [38]

а – северное окончание профиля, 90 км к северу от долины разлома Зеленого Мыса, в районе 15°30' с.ш.; б – южный склон южного поперечного хребта зоны разлома Зеленого Мыса, в районе 14°30' с.ш.; в – северный борт депрессии, расположенной непосредственно к югу от долины разлома Зеленого Мыса, в районе 14°10' с.ш.

1 – отражающие горизонты, интерпретируемые в качестве надвигов; 2 – граница Мохо

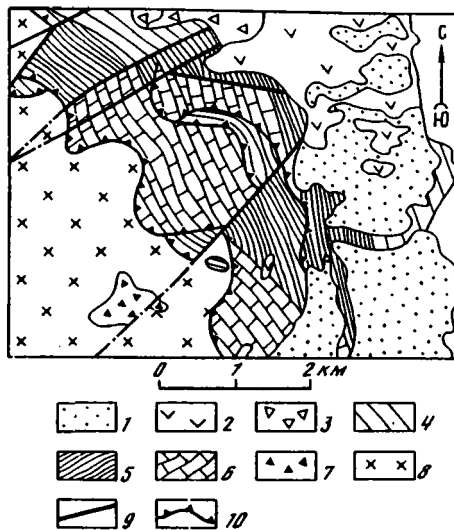


Рис. 16. Надвиги на о-ве Мау (архипелаг Зеленого Мыса) [43]

1 – калькарениты плейстоцена; 2 – лавы фельшпатоидно-пикритового состава (N); 3 – агломераты (N); 4–6 – комплекс основания (K_2-J_3); толщи: 4 – Коружа, 5 – Корквейжо, 6 – Морро; 7 – эруптивные брекчи; 8 – пироксениты, габбро, эссекситы; 9 – крутопадающие разломы; 10 – надвиги

скучивания (по надвигам) [27]. Его размеры 600×500 км. Поднятие обладает утолщенной корой (16 км). В его цоколе (на основе глубинного сейсмопрофилирования) предполагаются деформированные доэценовые (K_2-P_1) структуры. В частности, в северо-западной части поднятия на глубинах 9–11 км зафиксированы интенсивные малопротяженные наклонные площадки с юго-восточным падением. В других местах отражающие площадки распространены хаотически.

Очень доказательны надвиговые деформации в пределах абиссальных котловин. Лучший пример – надвиги в котловине Гаттераса, где они были диагностированы в результате глубинного сейсмопрофилирования американскими и российскими океанологами. Надвиги выражены наклонными отражающими площадками, проходящими из третьего слоя океанической коры во второй, а иногда и в первый, либо приуроченными только к третьему слою [26]. В некоторых случаях наклонные поверхности уходят в мантию. Рефлекторы делятся на две группы – короткие и достигающие нескольких километров. При этом они могут образовывать протяженные узкие зоны. Вблизи поверхности Мохо наклонные поверхности выколаживаются. Кора в котловине Гаттераса разновозрастна и варьирует от 155 до 110 млн лет (между магнитными аномалиями M-11 и M-25). В ней выделяются две возрастные генерации надвигообразования. Одна из них предшествовала образованию осадочного слоя, а другая возникла в более позднее время, возможно, в позднем мелу или даже в кайнозое.

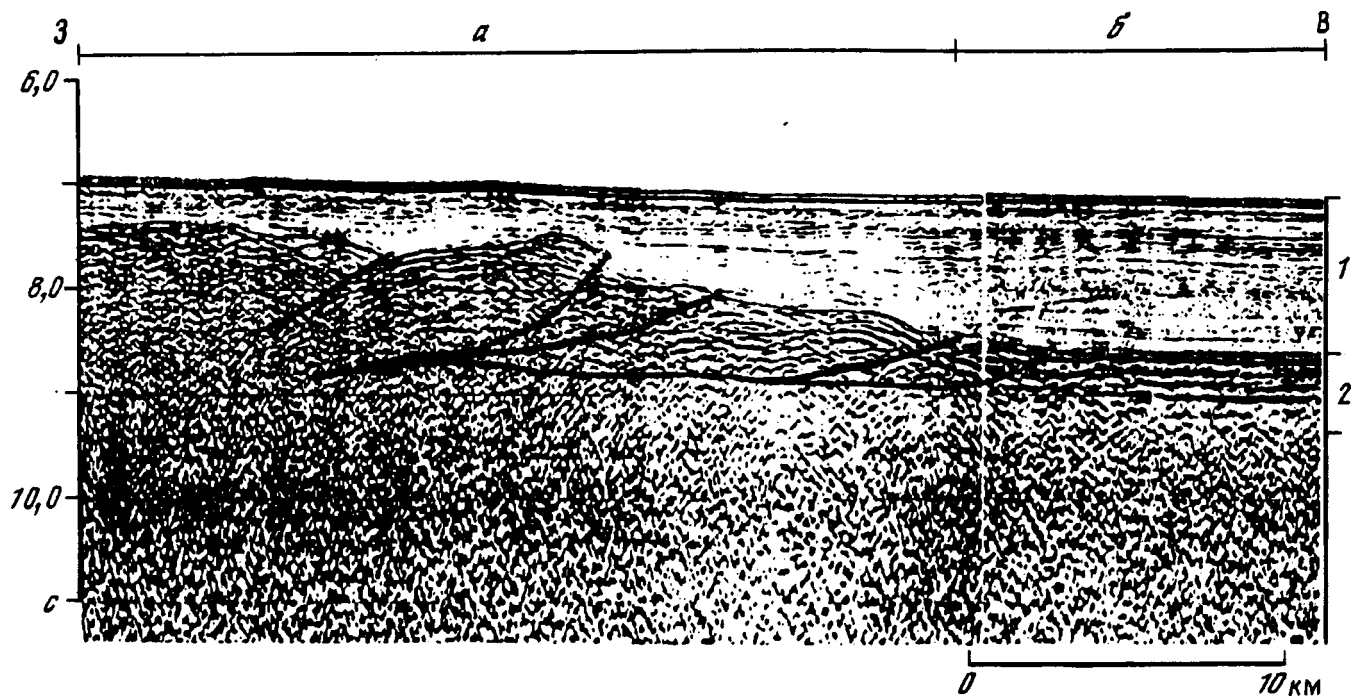


Рис. 17. Надвиги в западной части Бразильской котловины [28]

а – тектонически расслоенная кора (чешуйчатое строение фундамента); *б* – “нормальный” тип коры
1 – осадочный чехол; *2* – второй океанический слой

Другой пример – надвиги в пределах Бразильской котловины [28, 39]. Полученные данные свидетельствуют о том, что на 27–28° з.д. граница Мохо воздымается (до глубины 9 км от поверхности океана), а в разрезе коры отчетливо выделяются наклонные на восток отражающие горизонты, выполаживающиеся у поверхности Мохо (рис. 17). Полого-наклонные границы прослеживаются также между 28 и 29° з.д., причем они пересекают всю консолидированную кору. Протяженность этих горизонтов достигает 80 км. Это и есть отражение надвиговых деоформаций. По ним выведены на поверхность дна котловины ультрабазиты и габбро, драгированные на невысоких хребтах.

Не остается сомнений, что в дальнейшем будут обнаружены новые факты разрывных деформаций сжатия в океанической коре. Но и имеющихся данных достаточно, чтобы констатировать нечто такое, чего не может быть с точки зрения тектоники плит, а именно существование в океане надвигов. Если же это так, то следует вывод о проявлении тектонического сжатия в океанской литосфере, приводящего к ее тектонической расслоенности с образованием иногда крупных структур сгущивания. Поскольку такие структуры не только разобщены, но и разновозрастны, следует сделать заключение о локальности возникновения соответствующих геодинамических обстановок как в пространстве, так и во времени. Однако более чем вероятно, что подобные обстановки в значительной мере индуцировались альпийским тектогенезом, разными его фазами, почему, в частности, в молодом осадочном слое надвиги обнаруживаются редко.

А.С. Перфильев, касаясь сейсмических границ в океанической коре, подразделил их на два генетических типа [26]. Первый из них фиксирует вещественные неоднородности в третьем слое, возникшие в процессе спрединга, иначе – нижние части камер в многокамерных габброидных системах. В дальнейшем по этим неоднородностям могли образовываться структуры типа надвигов. Второй тип отражает надвиги как таковые. Это вполне рациональное подразделение.

МАГМАТИЗМ И ТЕКТОНИКА*

Океанский магматизм привлекает к себе большое внимание, поскольку имеет ключевое значение для развития представлений о составе и процессах в геосферах Земли. Новым и, как теперь уже ясно, фундаментальным положением в этой области является вывод о латеральных вещественных неоднородностях океанической литосферы, пришедший на смену взгляду о постоянстве ее состава в пределах ложа всего Мирового океана. Впервые эта мысль прозвучала в докладе автора, прочитанном в 1980 г. на совещании, специально посвященном проблемам петрологии и геохимии магматических и метаморфических пород океана, но опублико-

*Раздел написан по [36], с добавлениями.

ванном лишь в 1983 г. [30]. В докладе обращалось внимание на очевидную множественность автономных исходных магм и соответственно на необходимость оконтуривания базальтовых и, возможно, гипербазитовых петрохимических и геохимических провинций. Обособление соответствующих провинций (неоднородностей), как указывалось, должно привести к новым представлениям о глубинных тектономагматических и геодинамических процессах.

В 1987 г. был опубликован обстоятельный обзор, посвященный океанским базальтам в связи с проблемой гетерогенности мантии [35]. В дальнейшем состоялось еще несколько публикаций, как конкретных, так и общих, из которых обратим внимание лишь на две, где в свете существенных неоднородностей рассматривались геодинамические проблемы, и в особенности глубинная конвекция [33, 34]. В них были сделаны принципиальные выводы по поводу разноуровненности, разномасштабности и нерегулярности проявления конвективных процессов, что в конечном счете позволило констатировать существование нелинейных геотектонических и геодинамических явлений.

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

Наиболее достоверно мантийные неоднородности выявляются при анализе составов базальтов. При этом в первую очередь определяют концентрации высоконеконкогерентных литофильных элементов (Nb, Zr, Th, Ta, Hf и др.), отношения которых слабо изменяются в ходе фракционной кристаллизации, не сопровождаемой массовым образованием акцессорных минералов (апатита, сфена и др.), что позволяет судить об исходном составе источника этих базальтов. Другой метод, еще более информативный, — это определение изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{203}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, а также $^3\text{He}/^4\text{He}$, которые не только указывают на различие: в веществе, но и при определенных условиях позволяют оценить его происхождение, а также время существования неоднородности. Причем при смешивании разных расплавов или контаминации инородного материала в результирующем продукте сохраняются изотопные метки и того и другого вещества.

Наиболее уверенно крупные мантийные неоднородности, порядка 700–1000 км, выделяются в пределах срединно-океанических хребтов, где они связаны с аномальными участками — плюмами, такими, как азорский или исландский. Базальты из этих районов обогащены литофильными элементами и радиогенными изотопами Sr и Rb. Региональные вариации такого масштаба видны также в составах перидотитов. Они сильнее деплетированы в плюмовых районах, чем где-либо еще, из-за различий в

степени частичного плавления (степень частичного плавления в плюмовых районах в 2–3 раза превышает таковую нормальных сегментов).

Более детально в пределах срединно-океанических хребтов изучены мантийные неоднородности меньшего размера. Так, Ж.-Г. Шиллинг с соавторами на основании нормализованных отношений $(La/Sm)_N$ в базальтах выделили в пределах Срединно-Атлантического хребта (28–73° с.ш.) пять сегментов с нормальными базальтами $(La/Sm)_N < 0,7$, пять сегментов с обогащенными (плюмовыми) базальтами $(La/Sm)_N > 1,5$ и шесть сегментов с базальтами промежуточного состава [68]. Протяженность таких сегментов оценивается от 150 до 1000 км. При этом базальты "нормальных" сегментов достаточно разнородны, чего нельзя сказать о плюмовых. В дальнейшем сходная классификация была распространена на рифтовые базальты более широкой области САХ (0–79° с.ш.) [69]. Вариации составов базальтов островов Южной Атлантики обусловлены в первую очередь влиянием плюмовых участков. Это – острова Гоф, Тристан-да-Кунья, Св. Елены, Вознесения, Св. Петра и Павла.

Однако с учетом данных по изотопии картина распределения в мантии участков различного состава выглядит гораздо более сложной. Сами плюмовые участки как таковые не являются однородными. Так, изотопные отношения $^{208}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ в ксенолитах и вулканических породах о-ва Вознесения дают два тренда, отвечающие различным верхнемантийным источникам, и убеждают в наличии мелких неоднородностей, сравнимых с размерами отдельных магматических камер [73].

Геохимия самой молодой лавовой серии о-ва Фернандо-ди-Норонья свидетельствует о смешении магм двух геохимически различных источников [55]. Один – с более радиогенным Pb и, возможно, близкий по составу к HIMU, другой – с менее радиогенным Sr и Pb из деплетированной мантии. Изотопия более нижней щелочно-базальтовой формации также отражает влияние изотопного компонента рециклированной океанической коры. Время излияний частично совпадало, при этом источники лав оставались изотопно неоднородными, что свидетельствует об их очень незначительном размере (первые километры) [55].

Базальты хребтов Кольбейнсей и Рейкьянес характеризуются повышенными значениями отношений $^3He/^4He$ на всем их протяжении, что согласуется с существованием обогащенного мантийного источника с центром в Исландии. Однако к северу от хребта Кольбейнсей определены высокие содержания щелочей в хребте Мона и низкие, ниже, чем в MORB, отношения $^3He/^4He$. Это указывает на то, что в данном районе существует по крайней мере два отличающихся мантийных источника – Исландия и Ян-Майен [63]. Есть также отличия между самими плюмовыми областями. Так, острова Южной Атлантики: Вознесения, Буве, Св. Елены, Гоф и Тристан-да-Кунья – имеют заметные отличия в значениях высоконеконгерентных элементов. Базальты и гавайиты островов Вознесения, Буве, Св. Елены характеризуются постоянными значениями отношений $La/Nb, Ba/Nb, Ba/La, Ba/Th, Rb/Th$ в отличие от таковых островов Тристан-да-Кунья и Гоф, а также Китового хребта, в которых лавы обеднены Nb и обогащены Ba по отношению к другим высоконеконгерентным элементам

[72]. Их источники были отделены от других резервуаров в течение последних 1,5–2 млрд лет.

Мелкомасштабные неоднородности встречаются в пределах САХ и вне всякой видимой связи с плюмовыми районами. Например, на участке САХ 13–14° ю.ш. среди *N-MORB* выявлены базальты, отвечающие различным мантийным источникам [54]. В районе 13–15° с.ш. имеется геохимическая аномалия, охарактеризованная обогащенными базальтами и сильно деплетированными перидотитами. Интересны исследования изотопных соотношений базальтов в районе разлома Океанограф [69]. Чтобы объяснить изотопные вариации, наблюдаемые в этом районе, необходимо иметь три химически различных мантийных источника. Один – это *N-MORB*, другой – с высокими значениями отношений изотопов Pb и низкими – Nd, близкий к составу Азорского плюма, и третий – необычный. В нем низкие значения отношений Pb и Nb. Ранее такой источник не наблюдался в Северной Атлантике, в том числе и в плюмовых районах. Его состав можно получить, добавив 8–12% субконтинентальной мантии к мантии *MORB*. Это уменьшит изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и увеличит $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Если исходить из изотопных соотношений, то мантийный источник, содержащий фрагменты древней субконтинентальной коры, не смешивался с окружающей мантией минимум в течение 600 млн лет. Возраст коры, в которой обнаружена эта изотопная метка, составляет всего 1–5 млн лет [69]. Расположение базальтов в пространстве свидетельствует о том, что мантийные неоднородности составляют в объеме первые десятки кубических километров. Отсутствует пространственная связь с разломом Океанограф как подтверждение тому, что химическое разнообразие первично по отношению к разломной структуре.

Несмотря на наличие отчетливо выделяемых мантийных неоднородностей разного размера, до настоящего времени трудно оконтурить эти неоднородности не только в объеме, но даже в плане. Пример тому – относительно хорошо изученное Азорское поднятие, где была пробурена серия скважин. В результате получилась очень сложная картина распределения базальтов с различными изотопными и геохимическими параметрами в районе самого поднятия и к югу от него (556–564).

Образцы из скв. 556, расположенной вблизи Азорского поднятия, обедненные, с низкими отношениями Nb/Zr, но в то же время с высокими отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. В более южной скв. 558 базальты несколько более обогащены с теми же свинцовыми отношениями. К югу от разлома Хейса (скв. 562–564) все базальты являются обедненными, с низкими $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и высокими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ изотопными отношениями, хотя они и варьируют. К северу от разлома Хейса картина значительно более сложная. Объединяют данные базальты несколько повышенные изотопные отношения Pb и пониженные – Nd. В то же время наблюдаются существенные вариации концентраций литофильных элементов и самих изотопных отношений, указывающие на наличие здесь обедненных (скв. 556) и обогащенных (скв. 559, 557) базальтов, а также тех и других в пределах одной скважины (558, 568 и др.). В скв. 561 часть базальтов – с высокими

значениями отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, равными 19,53, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 15,59, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 39,25, и низкими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, равными 0,51298, а часть – с низкими $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 18,83, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 15,53, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 38,35 и высокими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, равными 0,51310. Видимо, в формировании базальтов этой скважины принимали участие два различных мантийных источника. Такие базальты могли образоваться только в небольших изолированных недолгоживущих магматических камерах, питающихся из неоднородных участков мантии, размером в первые десятки метров. По всей видимости, обедненная мантия пронизана в ряде мест жилами обогащенного вещества. Они могут быть либо неотъемлемой частью исходной мантии с момента ее формирования, либо сформированы позже, в результате подтока глубинных флюидов с больших глубин. Существует еще одна точка зрения, завоевывающая все большее число сторонников, согласно которой обогащенное мантийное вещество могло попасть в мантию в результате переработки (рециркуляции) корового вещества. Примесь вещества континентальной коры в источнике базальтов Азорских островов подтверждается и данными по изотопному отношению $^3\text{He}/^4\text{He}$ в термальных флюидах о-ва Сан-Мигель, оно вдвое ниже типичных значений для базальтов и гидротерм срединных хребтов, но равно по отношению $\text{CO}_2/^4\text{He}$, которое заметно выше, чем предполагается в современной верхней мантии [45]. Таким образом, оказалось практически невозможным очертить в пространстве и во времени Азорский плюмаж из-за чередования в поступлении материала различных источников в пограничных зонах, а также из-за его смешения.

Вопрос о соотношении разломных зон и мантийных неоднородностей также представляет большой интерес. С большой основательностью он рассмотрен в работе [10]. Был исследован состав закалочных стекол базальтов, представляющих толеиты рифтовой зоны на всем протяжении Срединно-Атлантического хребта. Ориентируясь на условия образования ликвидусных минералов, авторы определили конечное (критическое) давление дифференциации и содержание воды. Давление может характеризовать минимальную глубину открытых трещин, через которые в твердой литосфере проникает расплав. Содержание воды может отражать состав, плотность и вязкость расплава.

Оказалось, что по этим двум параметрам можно выделить два мегасегмента: южный – до 30–31° с.ш. и северный – 30° с.ш. – разлом Ян-Майен. В первом из них источник магматизма находится на больших глубинах, и литосфера здесь менее проницаема. Имеются и другие отличия. На этом фоне выделяются 8 сегментов первого порядка, а внутри их – более дробные, общее число которых от о-ва Буве до Полярного бассейна составляет 34.

Очень существенно, что границы выделенных сегментов, как и магматических провинций, совпадут с поперечными (трансформными) разломами. Но наряду с этим наглядно проступает продольная неоднородность Срединно-Атлантического хребта. Авторы заключают, что хребет представляет собой термодинамически неравновесную систему, познание которой предполагает использование нелинейной геодинамики.

Химическая неоднородность, возможно, заключена в твердых растворах сосуществующих фаз (минералов) и зависит от их пропорций. Так, клинопироксены и гранаты могут содержать весьма обширный набор элементов. С этой точки зрения изменение валового состава с глубиной в пределах литосферы является малозначительным по сравнению с возможными вариациями содержаний акцессорных минералов (слюды, апатит, шпинели).

Приведенные материалы, отражающие преимущественно новейшие результаты петрогеохимических исследований базальтов океанского дна, позволяют с еще большей уверенностью защищать тезис о провинциальных различиях в химизме и изотопном составе этих пород. Такие неоднородности могут быть обусловлены разными причинами, и на этот счет имеется обширная литература. Главное, что невозможно ныне отрицать, — это связь неоднородностей с латеральной изменчивостью состава мантийного материала. Можно уверенно говорить и об очень больших различиях в размерах неоднородностей, варьирующих от нескольких километров до нескольких тысяч километров. Если соотносить базальтовый вулканизм с мантийными конвективными потоками, то разномасштабность и сложность пространственного размещения последних представляются вполне очевидными. Несомненны и факты нерегулярности излияния и спорадичности генерации базальтовых магм, что отражает неравномерность теплопереноса из земных глубин. Ранее выполненный анализ размещения геофизических неоднородностей в земной коре и мантии убедительно показал их разномасштабность и разноравненность расположения [33, 34]. Такой же вывод можно сделать и в отношении источников базальтового магматизма.

Тем самым мы получаем ряд важных отправных моментов для геодинамического моделирования.

К выводам о каскадной конвекции в мантии приводит и математическое моделирование [33]. Это также существенное обстоятельство. Однако при разработке относительно многофакторной геодинамической схемы возникают большие трудности. Из-за воздействия всевозможных причин как эндогенного, так и внеземного происхождения линейность в ходе конвективных и тектономагматических процессов может отсутствовать, и в этом случае приходится вступать в область нелинейной геодинамики. Одним из таких факторов является проявление вулканизма на океанском ложе за пределами рифтовой зоны срединных хребтов. В сущности, и в ее пределах линейность весьма условна. Более того, можно сказать, что сам факт образования Мировой рифтовой системы в ее нынешнем виде отражает нелинейный глобальный тектономагматический процесс.

Существует еще одна важная сторона вопроса об океанском магматизме. Как свидетельствуют имеющиеся данные, раздвиговый процесс не распространяется на весь океан, и, в сущности, всюду можно обособить зоны боковой релаксации спрединга. Подобные зоны отделяют магматические провинции срединного хребта от сопредельных провинций океанского ложа, каковых также может быть несколько.

ПЕРИОКЕАНИЧЕСКИЕ ПРОГИБЫ

Если для активных континентальных окраин характерен такой тип тектонических структур, как глубоководные желоба, то для пассивных – перикоеанические прогибы. Это весьма протяженные, обычно широкие и очень глубокие структурные формы, заполненные позднемезозойскими и кайнозойскими отложениями, во многих случаях нефтегазоносными. Длина таких прогибов, простирающихся вдоль границы океан–континент, составляет многие сотни, а иногда более тысячи километров; ширина – от десятков до нескольких сот километров. В их основании находятся рифты, имеющие раннемезозойский возраст и отражающие процесс деструкции Пангеи, Гондваны и Лавразии.

По поводу структурной позиции перикоеанических прогибов следует отметить, что они приурочены к шельфу и континентальному склону, а в ряде случаев захватывают также области континентального подножия материковой суши. На рис. 18 видно их распространение. В Атлантическом океане главными районами развития подобных прогибов являются акватории, прилегающие к Северной Америке и Северо-Западной Африке, но они существуют и на периферии Скандинавии, у окраины северо-востока Южной Америки, Экваториальной Африки и в некоторых других местах. Недавно описываемому типу структур была посвящена специальная статья [4], которая и лежит в основе дальнейшего текста.

Весьма основательно перикоеанические прогибы изучены в пределах Северо-Американской атлантической окраины [71 и др.]. На основании цитированной книги и многих других публикаций здесь выделяются шесть крупных прогибов, вытянутых вдоль побережья цепочкой (с севера на юг): Лабрадорский, Ньюфаундлендский, Джорджес-Банк, Балтиморский, Каролинский, плато Блейк. Возможно, к этому ряду относится также Багамский прогиб. Размеры большинства из этих прогибов приведены в таблице.

Перикоеанические прогибы США

Прогиб	Протяженность, км	Ширина, км
Джорджес-Банк	800	250
Балтиморский	1000	300
Каролинский	600	150
Плато Блейк	500	400
Багамский	500	350

В качестве примера достаточно охарактеризовать один прогиб – Балтиморский (географическое положение см. на рис. 18).

Это самый глубокий прогиб из распространенных на окраине США. Глубина залегания его фундамента превышает 13 км. На рис. 19 приведена схема строения Балтиморского прогиба, которая, однако, передает его

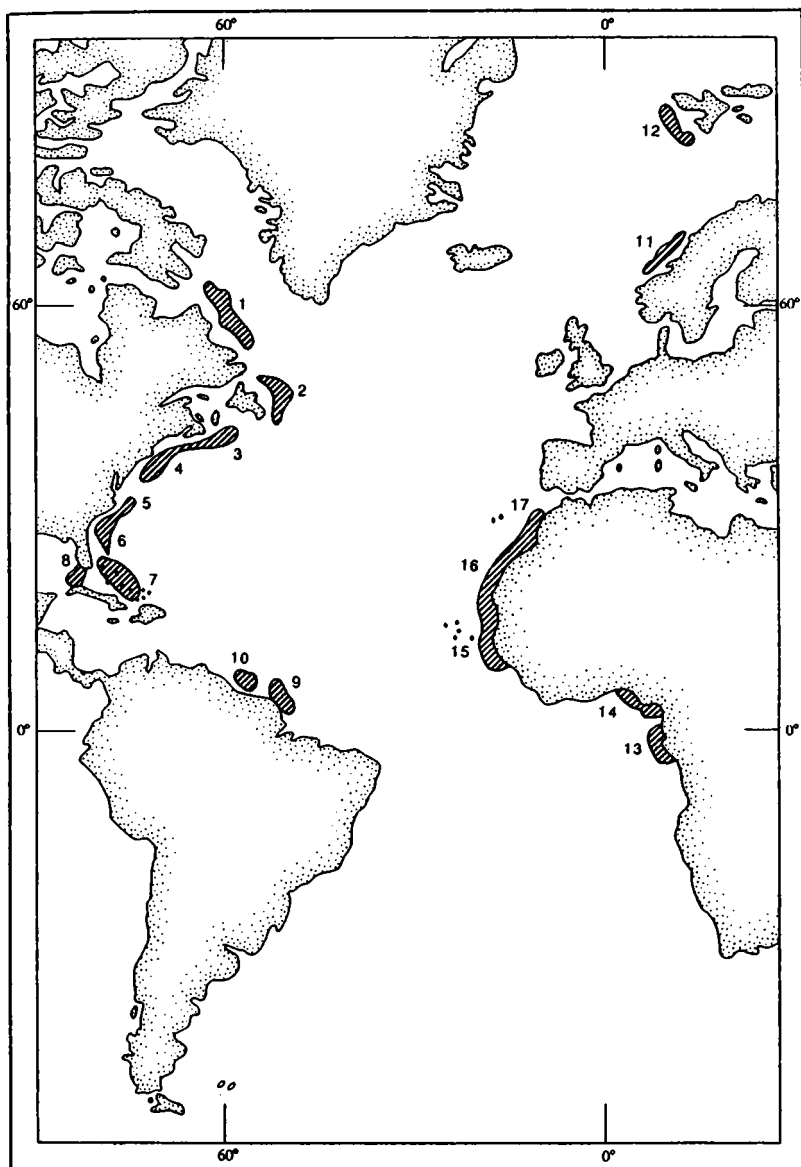


Рис. 18. Распространение пернокеанических прогибов в Атлантике

1 - Лабрадорский, 2 - Ньюфаундлендский, 3 - Джорджес-Банк, 4 - Балтиморский, 5 - Каролинский, 6 - плато Блейк, 7 - Багамский, 8 - Южной Флориды, 9 - дельты Амазонки, 10 - Прибрежно-Гвианский, 11 - Скандинавский, 12 - Пришпицбергенский, 13 - Огове, 14 - дельты Нигера, 15 - Сенегальский, 16 - Ааюн, 17 - Марокканский

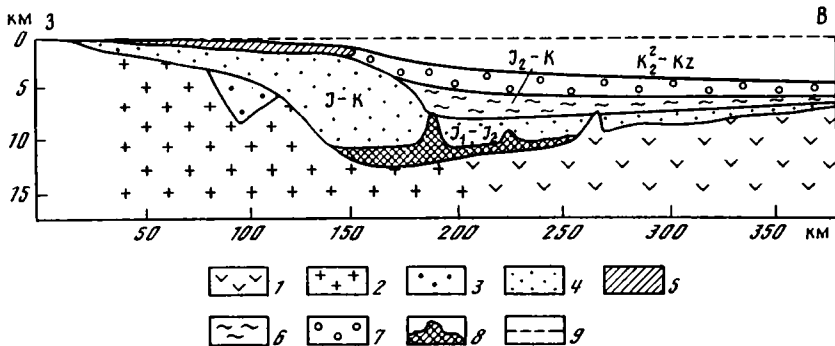


Рис. 19. Строение Балтиморского периокеанического прогиба [71]

1, 2 — фундамент: 1 — океанический, 2 — континентальный; 3–7 — чехол: 3 — синрифтовый, 4 — пострифтовый, 5 — эпиконтинентальный, 6 — глубоководного бассейна, 7 — океанского ложа; 8 — соляные и глиняные диапиры; 9 — уровень океана

особенности до некоторой степени условно, так как по простиранию картина меняется. Прогиб на западе имеет континентальное основание, а на востоке — океаническое. В континентальной части устанавливаются рифтовые поздне триас-раннеюрские структуры, где мощность заполнения может достигать 5 км. В его состав входят континентальные, мелководно-морские и эвапоритовые отложения, а также вулканиты (базальты). Более молодые отложения, охватывающие нижнюю юру и мел, лежат с угловым несогласием. В юрской части разреза это мелководно-морские терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные породы, мощность которых достигает 8 км. В верхах этого разреза широко развиты рифовые образования, отечающие зоне древнего материкового склона. Восточнее их простираются одновозрастные глубоководные отложения. Меловая часть разреза прогиба сложена также морскими мелководными породами, которые восточнее палеосклона аналогичным образом сменяются глубоководными. Их мощность у основания палеосклона достигает 5 км. В эпиконтинентальном секторе бассейна упомянутые отложения выклиниваются. Верхнюю часть разреза слагают поздне меловые — кайнозойские отложения современного шельфа, континентального склона и прилежащей глубоководной котловины.

Структура прогиба во многих местах осложнена разрывными нарушениями и диапирами.

В пределах дна Африканской акватории Атлантики и сопряженных районов суши одним из примеров периокеанических прогибов является прогиб Огове⁹. Он вытянут в субмеридиональном направлении параллельно береговой линии на расстояние до 500 км при поперечнике до 200 км. Большая его часть располагается на территории суши. Прогиб Огове занимает положение в области распространения консолидированной континентальной коры. Глубоководный бассейн океанической кот-

⁹В данном случае и ниже ссылки на литературу имеются в работе [4].

ловины находится к западу от прогиба. Пострифтовые отложения, слагающие периокеанический прогиб, от подстилающих образований отделены поверхностью регионального углового несогласия; их начинают соленосные породы среднего-верхнего апта. Альб-зоценовые образования представлены морскими песчано-глинистыми отложениями. Венчают разрез периокеанического прогиба неоген-четвертичные континентальные и прибрежно-морские глины и песчаники с пачками известняков и доломитов. Общая мощность пострифтового осадочного чехла превышает 7 км, а вместе с рифтовым – 13 км. По поверхности пострифтового несогласия периокеанический прогиб вырисовывается как резко асимметричная структура с крутым восточным и пологим западным бортами.

Периокеанический прогиб дельты Нигера подковообразно вытянут вдоль береговой линии на 200 км и вклинивается в сушу. Ширина прогиба 50–70 км. Большая его часть находится в области распространения океанического фундамента. На востоке он сопряжен с грабеном Бенуэ, вдающимся в континент узкой зоной. Осадочный чехол слагается преимущественно глинистыми породами альба-сантона (до 3–5 км). Выше залегают глины и песчаники кампана-палеоцена (до 3 км). Венчают разрез эоцен-четвертичные дельтовые и прибрежно-морские образования (до 5–6 км). На западе в районе поднятия океанического фундамента мощность осадочного чехла утоняется до сотен метров.

В пределах дна Южно-Американской акватории Атлантики и сопряженных районов суши устанавливается периокеанический прогиб дельты Амазонки. Он вытянут в субмеридиональном направлении примерно параллельно береговой линии на расстояние до 500 км при поперечнике до 150 км. Прогиб имеет неоднородный фундамент, континентальный на западе и океанический на востоке. В низах разреза пострифтовых образований, выполняющих прогиб, залегают континентальные конгломераты и песчаники апт-альба. В верхнем мелу появляются прослои морских глин, а в маастрихте широко распространены известняки. Палеогеновые отложения на западе представлены терригенными образованиями с прослоями углей. На востоке они замещаются карбонатно-глинистыми и карбонатными морскими породами с отдельными рифовыми телами. Олигоценные и более молодые образования сложены дельтовыми отложениями. Суммарная мощность пострифтового осадочного чехла в осевой зоне периокеанического бассейна достигает 15 км.

На северо-восточной континентальной окраине Атлантики наиболее хорошо изучен сейсморазведкой и бурением Скандинавский периокеанический прогиб. Он протягивается вдоль побережья Норвегии на расстояние до 800 км при ширине 300–400 км. Восточная часть периокеанического прогиба имеет континентальное основание, а западная – океаническое. Осадочный чехол начинают преимущественно континентальные синрифтовые породы триаса и юры (до 7–8 км). Они сложены песчаниками и сланцами в верхней части с пластами каменного угля. Пострифтовый осадочный чехол представлен мелководно-морскими песчано-глинистыми породами мела-палеогена общей мощностью до 10 км. В сторону плато Вюринг происходит его расслаивание туфами и телами базаль-

тов, распространенных вкрест простирания в полосе 60–70 км. В палеоцен-нижнеэоценовой части разреза вблизи плато Вюринг обнаружено седиментационное тело мощностью до 0,8–1,0 км с хаотической сейсмической записью. Оно интерпретируется как дельтовые отложения. Мел-палеогеновые отложения резко несогласно перекрываются верхнеолигоцен-четвертичными глубоководными образованиями. Периокеанический прогиб имеет более или менее симметричное строение.

Геодинамическое моделирование

Итак, цепочки периокеанических прогибов протягиваются на многие сотни и тысячи километров, локализуясь по краям океана. Существуют они не только в Атлантике, но и в Индийском океане; в Атлантике они имеют наиболее значительные размеры, особенно две из них: *a* – вытянутая вдоль восточной окраины Северной Америки; *b* – у северо-западной окраины Африки. В первом случае цепочка прогибов сопряжена с палеозоидами Аппалачей, во втором – со структурами древней Африканской платформы. С палеозоидами сопряжены также прогибы у Скандинавии и близ Шпицбергена, а с древними платформенными комплексами – прогибы в Гвинейском заливе и вдоль края северо-востока Южной Америки.

Обратим внимание на то, что периокеанические прогибы и их цепочки не единственный тип линейных структурных образований у окраин платформ. Другой категорией структур, также линейных и вытянутых вдоль краев платформ, являются краевые прогибы, отделяющие платформы от складчатых областей. Особенно характерны в этом смысле цепочки краевых прогибов Альпийского пояса, простирающиеся от берегов Западной Европы до устья Ганга. Возникает естественный вопрос: не является ли общим у них механизм образования? На первый взгляд об этом как будто не может быть и речи, ибо периокеанические прогибы лежат в зонах стыка континентов и океана, а краевые прогибы разделяют платформы и орогенические пояса. Однако их объединяет целый ряд факторов, и в частности такой важный для геодинамических представлений фактор, как большая глубина прогибания, свидетельствующая о мощной глубинной втягивающей силе. Общими характеристиками являются также значительные отрицательные аномалии силы тяжести и низкие значения теплового потока.

Если эта параллель справедлива, то механизм образования тех и других структур надо искать, отталкиваясь от модели индуцирования нисходящих движений в коре кинематикой глубинных масс в зоне соприкосновения разнородных глубинных сред. И здесь могут быть использованы данные сейсмической томографии [74]. Они показывают, что континенты прослеживаются на глубины в сотни километров и что их ограничения наклонны, причем чаще в сторону внутренних областей, но иногда и в сторону океана (запад Африки). В соприкасающихся разнородных глубинных средах, испытывающих геодинамическое взаимодействие, неизбежно должны возникать мощные, дифференцированные по режиму латеральные движения глубинного материала (рис. 20). При этом именно на-

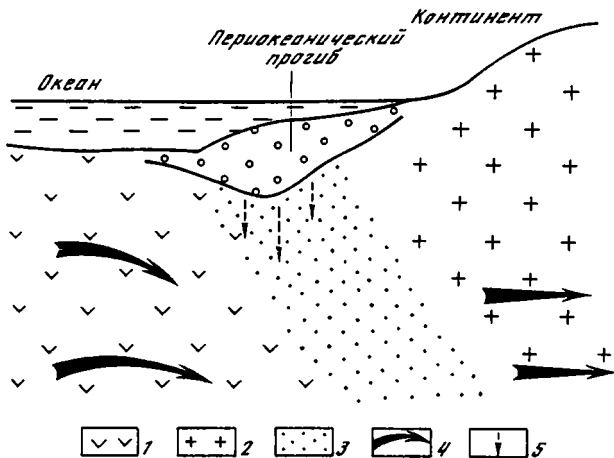


Рис. 20. Геодинамическая модель образования периокеанического прогиба

1 — океанические геосферы; 2 — континентальные геосферы; 3 — зона сочленения океанских и континентальных масс; 4 — векторы движения мантийных масс; 5 — силы втягивания

клоны ограничений таких сред вызывают эффект нисходящих потоков, а отсюда и дефицит масс, и втягивающую силу.

Исходя из известных параметров краевых прогибов, все это можно отнести и к этим структурам. Однако в данном случае в связи с тектогенезом региональная структура значительно сложнее.

Как бы ни были широко распространены периокеанические прогибы, у многих континентальных окраин они отсутствуют. Единственный подход к подобным случаям — нелинейная геодинамика. Лишь она позволит понять индивидуальные особенности строения и историко-геологического развития соответствующих участков периферии океанов.

Нетрудно видеть, что периокеанические прогибы распространены по периферии молодых океанов. Они находятся в основном в зонах разединения континентальных масс Лавразии и Гондваны и самой Гондваны. Естественно, что именно здесь создавались тектонически наиболее благоприятные условия для действия рассмотренного механизма.

Насколько можно судить, время образования периокеанических прогибов в целом коррелирует с основными этапами раскрытия Атлантики.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ

Современный Атлантический океан образовался в результате тектонической интеграции трех независимо развивавшихся его составных частей: южной, центральной и северной. Эта интеграция началась 100 млн лет назад, когда в экваториальной области возник спрединговый центр, окончательно разъединивший Южную Америку и Африку и соединивший Южную и Центральную Атлантику. В самом конце мела и в начале кайнозоя процесс океанообразования охватил Северную Атлантику.

Южная Атлантика, раскрывавшаяся как обособленный бассейн с юга на север в течение 50 млн лет, образовалась в связи с расколом гондванских структур и их раздвигом. Большая часть этих структур, ныне находящихся в Африке и Южной Америке, представлена кристаллическими комплексами, образующими фундаменты соответствующих древних платформ. Лишь кое-где имеются фрагменты палеозойд. Распространенный в Южной Атлантике шире, чем в других регионах, щелочной магматизм отражает предысторию океана и свидетельствует о не полностью замененной или преобразованной континентальной земной коре и верхней мантии. Характерна также и большая специфика условий выплавки и проницаемости базальтов в Южной Атлантике [10]. Литосфера оказалась здесь менее проницаемой, чем в центральных областях, а мантийный источник магматизма располагался на большей глубине.

Интересны и важны данные сейсмической томографии в отношении Южной Атлантики [74]. На соответствующем профиле (юг Южной Америки—Экваториальная Африка) видны встречные наклоны уходящих на глубину ограничений Африканского и Южно-Американского континентов, и океан оказывается как бы вложенным в мантийную синформу. Нигде в других местах подобной картины нет. В этом также можно видеть отражение особой (гондванской) предыстории тектоносферы в пределах Южной Атлантики.

Обращает на себя внимание относительная простота тектоники этой части океана. Общий раздвиг сочетался здесь четче, чем в более северных регионах, со ступенчатыми опусканиями дна. Внутриокеанические поднятия здесь сравнительно редки и выражены лишь тектоновулканическими структурами. Обширные области заняты глубокими впадинами с более или менее выровненным дном и редкими горами на нем. Но на океанских окраинах картина более сложная. На западной окраине имеются довольно значительные фрагменты континентальной коры — "материковые рестины"; на восточной распространены преимущественно тектоновулканические локальные массивы и хребты.

Разломная тектоника, насколько можно судить, в Южной Атлантике характеризуется меньшей концентрированностью, чем в областях, расположенных севернее.

В сравнении с Южной Атлантикой Центральная занимает несколько меньшую площадь, хотя развитие ее началось на 20 млн лет раньше, в конце среднеюрского времени.

Центральная Атлантика возникла как результат распада Пангеи и раз-

двига ее составных частей. При этом Северная Африка и Европа отсоединились от североамериканских палеозоид. Соответственно здесь совсем иная тектоническая предыстория, нежели на юге. Структура тектоносферы обладала в этой части Пангеи весьма разнородными свойствами. Во-первых, глубинное строение палеозоид было (как и всюду в палеозоидах) неоднородным. Во-вторых, частично сюда распространялась Африканская древняя платформа с ее особыми свойствами мантии и коры. Наконец, в область будущего раскрытия океана проникал мезозойский океан Тетис, также обладавший спецификой коры и мантии. Отсюда и более сложный структурный план Центральной Атлантики. Он выражается в более расчлененном тектоническом рельефе, для которого характерно сложное сочетание положительных и отрицательных структурных форм, в бóльшей густоте поперечных разломов, более широком распространении периокеанических прогибов и в других структурных особенностях. Источники базальтового магматизма находились здесь на сравнительно малых глубинах; проницаемость литосферы была выше. Как и на юге, в Центральной Атлантике имеются "материковые реститы", являющиеся, безусловно, одной из характерных черт океанов рифтинговой природы. По океаническим окраинам во многих местах развит обширный шельф, а на западе распространены отчлененные от материка континентальные плато и блоки, погруженные на значительные глубины.

Что касается Северной Атлантики, то специфические черты ее строения, тектонической истории и геодинамики проступают наиболее ярко. Рифтинг начался здесь около 80 млн лет назад, но оформление океанического бассейна произошло позже на 15–20 млн лет. Здесь разрушился пояс гренландско-скандинавских каледонид, фрагменты которых простираются ныне по обе стороны океана. Океанообразование в Арктической Атлантике зашло дальше, нежели в Субарктической, что видно по распространению глубоководных впадин, с одной стороны, и континентальных или субконтинентальных масс – с другой. Пестрота в расположении разнообразных структурных элементов, редкость поперечных разломов, преобладающие относительно небольшие глубины дна, рассредоточенность спрединговых центров – все это особенности данного региона.

Далее обратимся к очень существенной проблеме – тектонике зон раздела между Южной и Центральной Атлантикой и этой последней и Северной Атлантикой. Прежде всего следует констатировать само существование таких зон, одна из которых занимает Экваториальную Атлантику, а другая – субарктическую часть океана. При всем структурном различии этих зон для каждой из них характерно распространение более или менее значительных континентальных масс либо признаков их бывшего существования. На севере это крупные остаточные окраинные либо внутриокеанические массивы, а в экваториальной зоне – неспрединговые блоки. Ширина обеих зон (с юга на север) очень большая – ~ 1600 км в экваториальной области и ~ 1200 км между Южной Скандинавией и Гренландией. В северную зону раздела укладывается и такой регион, как Исландия, что, по-видимому, и объясняет ряд особенностей ее глубинного строения и магматизма.

Вулканотектоническое поднятие Сьерра-Леоне также входит в состав разграничительной зоны, но уже экваториальной. Для этой последней характерны тектонические деформации, более разнообразные и интенсивные, чем в других частях океана. Сейсмичность в обеих зонах раздела достигает наибольших масштабов в Атлантическом океане.

Геодинамически такие зоны очень интересны, и мы вернемся к этой теме на последующих страницах.

КОРРЕЛЯЦИЯ С ТЕКТОГЕНЕЗОМ В АЛЬПИЙСКОМ ПОЯСЕ

Рассмотрим соотношение тектонических процессов в Атлантике и тектогенеза в Альпийском поясе в хронологическом порядке. Оговоримся, однако, что имеющиеся на этот счет данные еще не полные.

Основные тектонические периоды развития Атлантического океана сводятся к следующему.

Мощный рифтинг, охвативший в раннем мезозое многие области тогдашних материковых масс, привел к возникновению в средней юре (~ 170 млн лет) первого центра океанообразования в средней части современной Атлантики. Хотя он и был сравнительно небольшим, но именно с него начался процесс, приведший к становлению на Земле мегаокеана, кардинально изменившего существовавший до того ее тектонический план. Немного позже, в поздней юре, произошло другое значительное событие – отрыв и начало дрефта на юг такой крупной материковой массы, как Антарктида, что создавало условия для возникновения второго центра океанообразования между южными окончаниями Южной Америки и Африки. Заложился этот центр 150 млн лет назад, т.е. в оксфордское время. Из этого следует, что интервал времени между отрывом Антарктиды и возникновением Южной Атлантики был незначительным.

Фиксируется альбский тектонический рубеж (100 млн лет), когда океаногенез благодаря соединению в районе экватора Центральной и Южной Атлантики охватил уже очень большую, вытянутую в субмеридиональном направлении область, в сущности всю часть океана до его северного региона. Но не только дальнейшим развитием океана как такого характеризуется это время. Оно отмечено также проявлением в океане локальных тектономагматических процессов, приведших к возникновению ряда поднятий на океанском дне. Лучшее всего это изучено на о-вах Зеленого Мыса [43]. Начиная с поздней юры и, вероятно, до середины альба район архипелага находился в океанической стадии развития. В конце альба и, по-видимому, в сеномане произошел перелом в развитии, и после паузы здесь начался прогрессивно развивавшийся в дальнейшем процесс подъема мантийных и коровых масс, приведший в эоцене к становлению островного архипелага.

Очень значимым в тектонической истории океана было кампанское время. С рубежом 80 млн лет связано много событий. В это время про-

изошли резкое расширение Центральной Атлантики и значительное продвижение спрединга в северном направлении с заложением Лабрадорской и Гренландско-Британской ветвей. При этом Африка до кампана двигалась относительно Северной Америки в юго-восточном направлении, а начиная с кампана ее движение приобрело северо-восточное направление.

Что касается Южной Атлантики, то с этим рубежом связано начало ее основного расширения.

Очень интересны данные о кампанских надвиговых деформациях в океанической коре. Они констатируются в двух местах – в пределах поднятия Горриндж и котловины Гаттераса. В последнем случае такого рода нарушения составляют даже вторую генерацию надвигообразования, тогда как первая имела место еще в среднем мелу или немного раньше. Таким образом, сейчас надвиги в океанической коре не только фиксируются, но и указывается время образования некоторых из них.

Для времени ларамийского тектогенеза (65 ± 5 млн лет) характерна активизация тектонических движений в Атлантике. По-видимому, именно с этого времени началось формирование систем субширотных разломов в океане. Прежде всего, как представляется, это относится к Южной Атлантике, где возникла их наиболее ранняя система. Это важный и принципиальный момент, так как отсюда начинается становление той структуры океанского ложа, которую мы наблюдаем в настоящее время. С другой стороны, в этом впервые проявляется воздействие на тектонику дна такого фактора, как вращение Земли. С этой же эпохой связано начало развития Норвежского бассейна, т.е. продвижение океанообразования на север. Кстати, на юге в это время (P_1^1) закончилось движение Антарктиды.

Многими тектоническими событиями характеризуется эоценовое время. Именно тогда Центральная Атлантика приобрела основные черты ее нынешней структуры, в том числе и в отношении поперечных разломов. На севере в это время происходило дальнейшее внедрение процесса океанообразования. Вполне определенно проявлялся процесс надвигообразования. Свидетельство этого – эоценовый надвиг на о-ве Маю, входящем в архипелаг о-вов Зеленого Мыса. Есть данные о надвигообразовании также в пределах поднятия Горриндж. Можно думать, что структурой тектонического скучивания является Бермудское поднятие.

Не ясна ситуация в олигоцене, но что касается миоцена, плиоцена и квартера, то для этих отрезков времени зафиксированы значительные вертикальные нисходящие движения. Это относится, например, к трансверсивным хребтам сопредельных с желобами-трогами поперечных разломных зон, где опускания превышают 1 км (разломные зоны Вима, Зеленого Мыса). Примером может служить также гора Пейве, находящаяся у разлома Вернадского, и ряд гор-гайотов, которых, однако, вообще в Атлантике очень немного (около 30), причем все они располагаются в тропической области [3].

Со второй половиной кайнозоя связывают и образование ряда крупных позитивных форм дна, таких, как поднятия Бермудское, Риу-Гранди, Сьерра-Леоне, Канарское, Исландское.

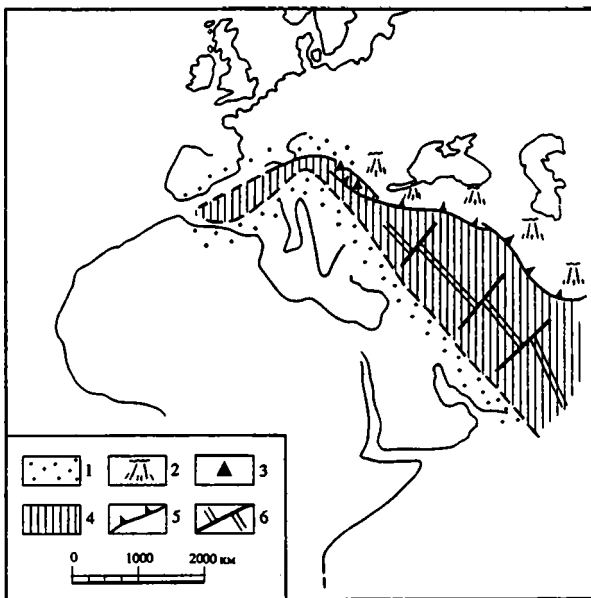


Рис. 21. Тетис к началу раннего апта [14]

1 – пассивная окраина; 2 – активная окраина; 3 – подводные вулканические горы; 4 – океаническая кора; 5 – зоны субдукции; 6 – срединно-океанический хребет (предполагаемое положение)

Далее обратимся к тектоническим корреляциям между Атлантикой и Альпийским поясом, западной его частью, более близкой к Атлантике.

Раскрытие центра океанообразования между Северной Америкой и Африкой в средней юре произошло следом за закрытием Палеотетиса и после завершения в Средиземноморском поясе раннекиммерийской складчатости. Неотетис еще не начинал образовываться. Соответственно процесс зарождения Атлантики оказался автономным.

Значительные тектонические движения в Средиземноморском поясе происходили в конце юры – раннем мелу [48]. В этот отрезок времени на основе предшествовавших рифтовых структур началось развитие Неотетиса (рис. 21) и, более того, проявилась позднекиммерийская складчатость, охватившая целый ряд районов будущих альпид. Главным эпизодом в Атлантике на этом этапе было ее раскрытие на юге. Происходило оно, как и ранее в Центральной Атлантике, в субмеридиональном направлении, ортогональном к простиранию Неотетиса, и свидетельствовало о возникновении атлантической тектонической доминанты.

Существенным оказался альбский рубеж (частично охватывающий и сеноман), которому отвечает австрийская фаза тектогенеза [14]. Эта фаза особенно отчетливо проявилась в Австрийских Альпах, где возникла система покровов, в которых участвуют разнообразные комплексы пород, в том числе и офиолиты Неотетиса. Но движения фиксируются и в ряде других мест Западного Средиземноморья. Единый в юре и мелу Неотетис раз-

делился в альбе на два бассейна – западный и восточный. Западный бассейн через очень узкий субширотный приразломный трог в районе Гибралтара имел связь с Центральной Атлантикой. Где-то в пределах этой последней имело место торцовое сочленение атлантического и тетического структурных направлений.

В противоположность Неотетису в пределах Атлантики в альбе произошло резкое расширение процесса океанообразования и соединение Центральной и Южной Атлантики. Как в том, так и в другом случае, как признается многими, первопричиной структурных преобразований является импульс, вызванный дрейфом Африки в сторону Евразии.

Поздний мел, в основном кампан, был временем также существенных тектонических событий. Атлантический океан импульсивно прогрессировал в своем развитии как вдоль простириания, так и в поперечном направлении. Локально океаническая кора подвергалась сжатию с возникновением в ней надвиговых структур. Что касается Неотетиса, то здесь еще в сантоне прекратился спрединговый процесс и началось закрытие океана. С позднего же кампана в Западном Средиземноморье стали ведущими процессы сжатия, с широким развитием покровообразования [48]. Как в Атлантике, так и в Средиземноморье явно видно влияние на структурообразование движения Африканской глыбы, направление которого стало северо-восточным.

С ларамийским этапом в Атлантике связаны очень существенные события, такие, как становление современной разломной системы и прорыв океанообразования в Субарктику и Арктику. Но в Средиземноморском поясе, согласно работе [48], интенсивность структурообразования несколько снизилась.

Контрастность тектонических движений здесь резко возросла в эоцене, причем поднятия, складчатость и образование надвигов достигли максимума в позднем эоцене в пиренейскую тектоническую фазу. Большим числом тектонических событий отмечено это время и в Атлантике. Главное из них – приобретение океаном основных черт современной структуры. Океаническая кора была подвержена деформациям; местами в ней образовывались чешуи и зоны тектонического скучивания. Тут проступает коррелятивная связь между тектоническими процессами в Атлантике и Средиземноморском поясе.

Чрезвычайно важный этап в развитии Средиземноморского пояса – олигоценовый, когда происходили в нем орогенные поднятия, покрово- и складкообразование, внедрение гранитоидов, в океане как будто особенно не выражен. Однако возможно, что это – результат нашего недостаточного знания.

Резкое усиление тектонических процессов в Средиземноморье имело место в среднем и позднем миоцене, а затем в плиоцене и квартере. Происходившее общее воздымание горных систем сопровождалось дальнейшим погружением ряда морских бассейнов. В Атлантическом океане с поздним кайнозоем связаны значительные опускания, особенно ступенчатого характера. Ряд высоких подводных, а местами и субазральных хребтов и гор оказались на глубинах более 1000 м.

Общее заключение таково, что тектонические процессы в Атлантичес-

ком океане и Средиземноморском поясе отнюдь не взаимообусловлены, а протекали независимо. Атлантический океан и ортогональный к нему Неотетис начали формироваться почти синхронно, но первый на протяжении второй половины мезозоя и кайнозоя прогрессивно разрастался, а второй в течение того же времени прошел полный цикл океанского развития до закрытия. Но временные тектонические рубежи, как выясняется, сопоставимы, хотя необходимо помнить, что в отношении Атлантики они еще недостаточно изучены. Эти рубежи следующие: J_3 , K_{1al} , K_{2km} , граница К и Р, P_2^{2-3} , N_1^2 – Q. Однако содержание тектонических событий весьма разное. В Атлантике они относятся к структурному развитию океанической коры, в Средиземноморском поясе – ко всем трем стадиям развития земной коры: океанической, переходной и континентальной. Совпадение же рубежей свидетельствует об общности тектонических импульсов в Атлантическом океане и на западе Средиземноморского пояса.

НЕЛИНЕЙНАЯ ГЕОДИНАМИКА

На предыдущих страницах приходилось многократно упоминать нелинейную геодинамику. Теперь следует суммировать данные по этому поводу. Но прежде, чтобы избежать разночтений, поясним смысл, который вкладывается в это понятие. Объективное назначение нелинейной геодинамики состоит в том, чтобы открыть пути для изучения тектонических, магматических и иных явлений и процессов, не вписывающихся в предначертанные для них нашим сознанием канонизированные схемы. Сейчас едва ли возможно оспаривать, что геосферы и их совокупности представляют собой открытые системы. Не является исключением и тектоносфера, с которой связаны и структурообразование и магматизм. Свойство открытых систем – энергетическая диссипация, а отсюда и резчайшие зигзаги в тектоно- и магмогенезе. Достаточно упомянуть о неправильном тектоническом плане Земли, индивидуализированных контурах как материков, так и океанов, о весьма прихотливом их размещении на лике планеты. Однако этой теме уже посвящено несколько публикаций [34 и др.].

Проявления нелинейной геодинамики в регионе Атлантики, наиболее "правильного" океана на Земле, весьма отчетливы. Они проступают в рифтогенезе, океаногенезе, магматических процессах, разломной тектонике, структурообразовании вообще, подводном горообразовании, сейсмичности и некоторых других не менее крупных явлениях. В сложном процессе рифтогенеза найдено немало естественных закономерностей, но с точки зрения нелинейной геодинамики эта феноменальная черта тектоники Земли еще не рассматривалась. Между тем только на этом пути лежит ключ к пониманию вспышек рифтогенеза, приведших к распаду Пангеи, Гондваны или Лавразии. Время и место возникновения рифтов, разнообразие их структурных черт – все это отражение нелинейных глубинных геодинамических процессов.

На многих примерах нетрудно убедиться в проявлениях хаотического

рифтогенеза. Пестрая картина распространения спрединговых зон, локальных рифтов и грабенов в Северной Атлантике, отличающихся друг от друга степенью выраженности, а в некоторых случаях и временем возникновения и развития, но в основном атлантического простирания, может рассматриваться как ситуация, предшествующая образованию монорифтовой системы, хотя это отнюдь не правило. В данном случае мы переходим к категории самоорганизации природного процесса. К незапрограммированным явлениям океанского рифтогенеза относится и такое, как "jumping" осей спрединга.

В работе [24] показана нелинейная зависимость интенсивности структурообразования от скорости спрединга в рифтовых зонах. Это выяснено на основе количественных оценок. На графиках видно, что такие параметры структурообразования, как глубина рифтовых депрессий и экстрезивной зоны, амплитуда смещения вдоль сбросов, частота образования тектонических нарушений, и ряд других при изменении скорости спрединга изменяются нелинейно.

Весьма отчетливо проявлена нелинейная геодинамика в образовании и развитии Атлантики. Каждая из трех ее основных составных частей образовалась в особое время и развивалась длительно по индивидуальному сценарию. Но для Южной и Центральной Атлантики была также общая особенность: в каждой из них рифтогенез продвигался с юга на север. В то же время очаги рифтогенеза в Атлантике не только разновременны, но и первоначально находились на значительных расстояниях друг от друга. В их возникновении нет последовательности. Раньше, чем где-либо, раскол произошел в центральной области, затем далеко на юге, а следующий крупный раскол – в районе Крайнего Севера.

Северная Атлантика сама по себе представляет пример нелинейного океанообразования. В соответствии с общим ходом развития следовало бы ожидать появление в ней очага рифтогенеза на юге с последующим продолжением спрединговой зоны в Полярный бассейн. Однако мощная моноспрединговая зона в виде хребта Гаккеля возникла слишком далеко на севере и отделена от Срединно-Атлантического хребта весьма обширной по площади областью, характеризующейся пестрым строением земной коры и сложным тектоническим планом. Произошло, таким образом, нелинейное смещение процесса океанообразования на большое расстояние в северном направлении.

Нелинейная геодинамика наглядно отражается, как было показано, в морфоструктурной, а также в глубинной асимметрии Срединно-Атлантического хребта, в отличие друг от друга по этим параметрам его фланговых зон [16]. Тем не менее в дополнение к сказанному приведем еще один яркий пример. Он относится к геологическому строению разломной зоны Зеленого Мыса, в районе пересечения ею сводовой части Срединно-Атлантического хребта. Экспедицией 15-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" для этого района была составлена геологическая карта масштаба 1 : 250 000 (рис. 22). Нужно отметить, что это был первый и удачный опыт картирования дна в подобном масштабе. Карта иллюстрирует отчетливую асимметрию как в структуре дна, так и в проявлении базальтово-

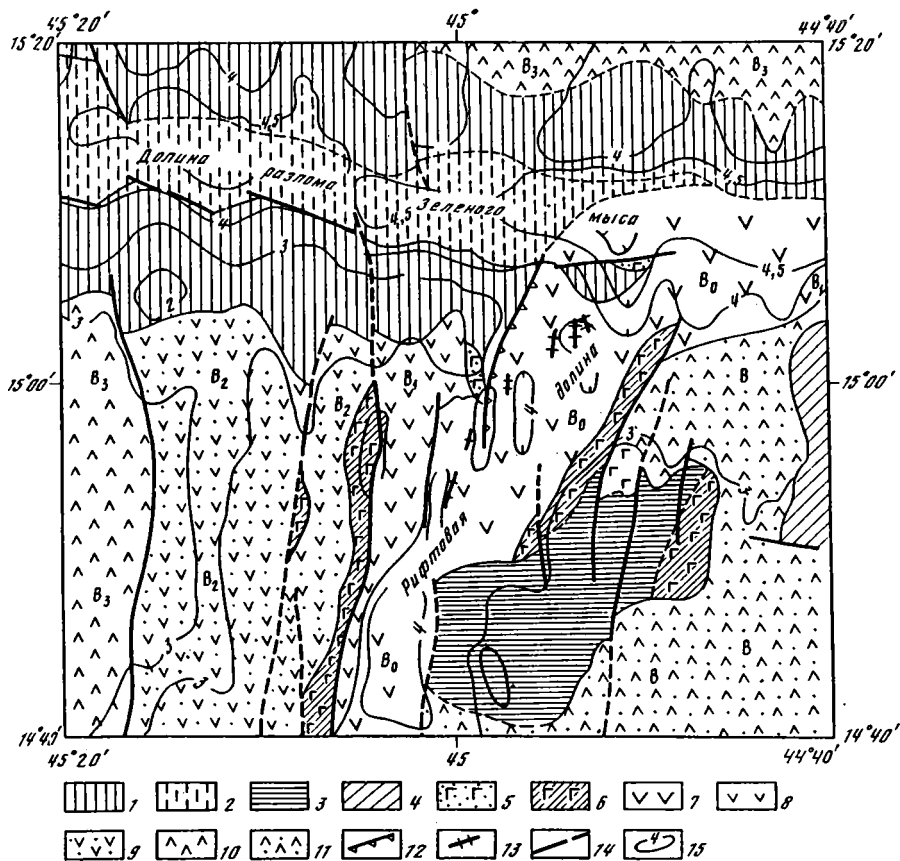


Рис. 22. Геологическая карта района восточного сочленения разлома Зеленого Мыса с рифтовой долиной. Материалы 15-го рейса НИС "Академик Николай Страхов", 1992 г. Оригинал масштаба 1 : 250 000

1 - габбро-гипербазитовый (гарцбургитовый) комплекс: гарцбургиты с отдельными телами габброидов, местами перекрытые потоками свежих и зеленокаменно-измененных базальтов; 2 - то же в трого разломной долины; 3 - габбро-гипербазитовый (гарцбургит-лерцолитовый) комплекс: преимущественно лерцолиты с телами габброидов, местами перекрытые потоками базальтов; 4 - предполагаемые гипербазиты неясного состава; 5 - расслоенный комплекс: габброиды и гипербазиты расслоенного комплекса с фрагментами долеритов и зеленокаменно-измененных базальтов, перекрытые местами потоками свежих базальтов; 6 - метагабброидный комплекс: габбро и гипербазиты расслоенного комплекса, подвергшиеся политермальному динамометаморфизму, местами перекрытые потоками зеленокаменно-измененных и свежих базальтов; 7 - базальты со свежим стеклом (B₀); 8 - базальты с начальной степенью палагонитизации стекла (B₁); 9 - базальты с частичной палагонитизацией стекла (B₂); 10 - базальты с полностью палагонитизированным стеклом (B₃); 11 - базальты со степенью палагонитизации стекол, меняющейся по площади незакономерно (B); 12 - глубинный срыв, установленный по данным погружений "Nautile"; 13 - вулканические гряды в рифтовой зоне; 14 - разломы; 15 - изобаты (в тыс. м)

го магматизма относительно оси хребта. Кстати, она убеждает в том, что среднемасштабное геологическое картирование океанского дна раскрывает совсем неизвестные и в то же время очень важные черты его истинного строения, так что подобного рода работы должны всемерно развиваться. Структурная асимметрия проступает также и при сопоставлении областей, лежащих к западу и востоку от Срединно-Атлантического хребта, — талассогенов.

Асимметрия такого рода — свидетельство нелинейных процессов в неравновесных геосферных системах. Степень ее выраженности такова, что при общих геодинамических построениях она должна приниматься в расчет в качестве одной из базовых основ. Пока что в геодинамике этого нет, возможно, из-за опасений нарушения стройности ее современной теории. Однако геологические асимметрии — феномен настолько значительный, что их глубокое осмысление неотвратимо. Естественно, что вместе с другими "невязками" их изучение приведет к бифуркации наших представлений о структурном развитии Земли.

Такое явление, как неспредингговые блоки, тоже легче всего уяснить, обращаясь к нелинейной геодинамике.

Об исключительном значении нелинейной геодинамики в проявлении океанского магматизма достаточно сказано выше, в соответствующем разделе данной книги. Приведем только заключительный вывод из работы [10], посвященной подробному рассмотрению связи давления кристаллизации и содержания воды в базальтовых расплавах Срединно-Атлантического хребта с его разломной тектоникой. "Материалы настоящего исследования", — пишут авторы, — позволяют рассчитывать на то, что использование параметров КДД (критическое давление дифференциации) и KH_2O будет эффективно способствовать реализации количественного подхода к описанию нелинейных геодинамических явлений в тектономагматическом развитии срединных океанических хребтов".

Анализ разломной тектоники очень отчетливо выявляет роль нелинейных процессов в ее становлении и развитии. Начнем с самого крупного факта — сочетания в структурном плане планеты субширотных поперечных океанских разломов, свойственных Атлантике и Тихому океану, и субмеридиональных, характерных для Индийского океана. Пусть те и другие непосредственно связаны с развитием Мировой рифтовой системы, но это означает только то, что и эта последняя является отражением нелинейных мантийных геодинамических процессов.

Если справедливо разделение поперечных разломов в Атлантике и Тихом океане на две возрастные группы, то необходимо признать, что смена геодинамического режима в тектоносфере, вызвавшая их образование, произошла в очень короткое время (ранний кайнозой). Это могло случиться лишь в результате нелинейного хода океанского тектогенеза, выразившегося в крупной перестройке кинематики мантийных потоков.

Нелинейная геодинамика ответственна и за такой факт, как разнообразие в структурном положении поперечных разломов, среди которых прослеживаются секущие срединные хребты, расположенные лишь по одну сторону хребтов, приуроченные только к их флангам, и т.д. В более де-

тальном плане отражением нелинейной геодинамики являются внутренние структурные осложнения разломных зон: ветвистость разломов, прихотливая смена структурных особенностей по простиранию зон, тектоно-вулканические процессы на флангах разломов и др. Принятие этого означает отказ от единых строгих "правил" поведения разломов и необходимость изучения явления во всем его многообразии.

Хаотическое расположение подводных гор в океане, неравномерность и хаотичность проявления сейсмичности (рои, интенсивность, географическое распространение), большие и "неожиданные" вариации мощностей коры и отдельных ее слоев – все это следствия нелинейных геодинамических процессов.

Если иметь в виду весь комплекс таких процессов, то необходимо заключить, что порождаются они неравномерностью передачи энергии глубин в верхние геосферы, с одной стороны, и воздействием на Землю внешних сил и энергий – с другой. Работ в этой последней области еще немного, но они есть [1, 2 и др.], и можно считать, что уже намечается связь между событиями на Земле и космическими явлениями. Это чрезвычайно благодатная область для исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог изложенному выше, обратим внимание на ряд положений, которые хотелось бы особенно подчеркнуть. Прежде всего далеко вперед продвинулось выдвинутое в 1980 г. представление о латеральной неоднородности верхней мантии, отражающейся в провинциальных петрогеохимических особенностях пород второго и третьего слоев океанской коры и подстилающих ее перидотитов. Исследования в Атлантике дали очень большой материал для такого вывода.

Латеральная мантийная неоднородность, вызванная нерегулярным разномасштабным и разноуровненным проявлением глубинных тепломассопотоков главным образом конвективной природы, стала фундаментальной эмпирической основой новой области геологического знания — нелинейной геодинамики. Тектоника Атлантики, особенно характер миграции центров океанообразования в ходе ее становления и структурные и кинематические особенности поперечных разломных зон, дала важные опорные данные для дальнейшего развития указанного направления.

Целенаправленные тектонические исследования разломных зон Атлантического океана, а также поднятий и впадин, осложняющих структуру дна, выявили тектоническую мобильность океанической земной коры, ее деформированность, в том числе (и это весьма важно!) существование в ней надвиговых структур, что свидетельствует о подверженности коры в какие-то моменты значительному сжатию. Этот вывод неизбежно влечет за собой радикальный пересмотр представления о жесткости и тектонической инертности литосферных плит. Именно поэтому он ни в какой мере не может быть воспринят и не воспринимается сторонниками плейт-тектоники, особенно ортодоксами этой эпохальной теории.

Геологические исследования в Атлантическом океане продолжаются. В них по-прежнему доминирует плейттектоническая геодинамическая модель. Как и раньше, явно не хватает работ собственно тектонического характера. Но как раз на этом пути, и это, надо надеяться, показывают приведенные выше материалы, нас, несомненно, ждут и новые важные фактические сведения, и оригинальные построения, полнее охватывающие структурообразующие процессы в коре и мантии океанов.

Большую пользу в этом смысле принесет продолжающееся океанское глубоководное бурение. Столь же многого можно ожидать и от морских экспедиций, особенно оснащенных современными техническими средствами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аесюк Ю.Н. Эволюция системы Земля—Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника. 1993. № 1. С. 13—22.
2. Аесюк Ю.Н. Роль внешнего воздействия в нелинейной геодинамике // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994.
3. Агапова Г.В., Вальчук С.В., Гершанович Д.Е. и др. Подводные горы в географии Мирового океана // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1990. № 3. С. 5—19.
4. Антипов М.П., Беляков С.Л., Пущаровский Ю.М., Шлезингер А.Е. О тектонике периокеанических бассейнов // Геотектоника. 1994. № 1. С. 62—73.
5. Буданов В.Г., Гайманов А.Г., Колежук И.В. и др. Об изменении мощности литосферы в зоне разломов Вернадского // Океанология. 1980. Т. 20, вып. 1. С. 72—78.
6. Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. Л.: Наука, 1984. 286 с.
7. 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. № 1. С. 12—22.
8. Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979. 207 с.
9. Геофизические поля и строение дна океанских котловин / Отв. ред. Ю.П. Непрочнов. М.: Наука, 1990. 221 с.
10. Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Даниошеский Л.В., Ахметов К.С. Сегментация Срединно-Атлантического хребта и ее связь с давлением кристаллизации и содержанием воды в базальтовых расплавах // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994.
11. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое // Геотектоника. 1987. № 3. С. 16—27.
12. Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с.ш. // Там же. 1981. № 2. С. 3—22.
13. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн лет // Там же. 1984. № 3. С. 3—16.
14. Книппер А.Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: Характер проявления, последствия и возможные причины // Там же. 1985. № 2. С. 3—15.
15. Кольцова А.В., Голод В.М. Рельеф акустического фундамента и мощность осадочного чехла в Атлантическом океане между 1° и 5° с.ш. // Докл. РАН. 1994. Т. 335, № 4. С. 484—488.
16. Комарова О.И., Мирлин В.Г., Углов Б.Д. Асимметрия тектоносферы Срединно-Атлантического хребта в пределах Анголо-Бразильского геотраверза // Там же. Т. 333, № 5. С. 638—641.
17. Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 174 с.
18. Ларин В.Н., Соловьева И.А. Морфологические свидетельства продольного растяжения срединно-океанических хребтов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244, № 6. С. 1437—1441.
19. Мазарович А.О. Разломы северной

- части Центральной Атлантики // Геотектоника. 1986. № 5. С. 25–34.
20. Мазарович А.О. Тектономагматические явления на флангах трансеканских разломов Архангельского, Полдрамс и Вернадского // Докл. РАН. 1993. Т. 332, № 1. С. 61–64.
 21. Мазарович А.О. Тектоническая конвергенция трансформных разломов в Приэкваториальной Атлантике // Там же. 1994. Т. 335, № 1. С. 70–73.
 22. Марова Н.А., Алехина Г.Н. Подводные горы Атлантического океана и особенности их распространения // Океанология. 1992. Т. 32, вып. 1. С. 176–180.
 23. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана / М-во геологии СССР, Академия наук СССР, Гл. упр. геодезии и картографии при СМ СССР. М., 1989–1990. 158 л.
 24. Мирлин Е.Г., Пшенина И.А. О нелинейной зависимости интенсивности структурообразования от скорости спрединга в рифтовых зонах // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, № 6. С. 1423–1427.
 25. Перфильев А.С., Ахметьев М.А., Гейтнер А.Р. и др. Мiocеновые базальты Исландии и проблемы спрединга. М.: Наука, 1991. 201 с.
 26. Перфильев А.С., Коган Л.И. Строевые коры и надвиговая тектоника в котловине Гаттераса (Западная Атлантика) // Геотектоника. 1994. № 6.
 27. Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М., Ельников Е.Н. и др. Тектоническое строение поднятия Сьерра-Леоне в Экваториальной Атлантике // Там же. 1987. № 6. С. 78–93.
 28. Пилипенко А.И. Тектонические деформации Бразильской котловины // Докл. РАН. 1993. Т. 330, № 4. С. 484–487.
 29. Проблемы литологии Мирового океана: Минералогия и геохимия Атлантического океана. М.: Наука, 1984. 191 с.
 30. Пушаровский Ю.М. Тектоника и магматизм океанов // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 13–17.
 31. Пушаровский Ю.М., Бонатти Э., Разницын Ю.Н. и др. Новые данные о строении и вещественном составе пород районов пересечения разломов Романш и Чейн с рифтовой долиной (Экваториальная Атлантика) // Докл. РАН. 1993. Т. 329, № 1. С. 75–79.
 32. Пушаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5–13.
 33. Пушаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Там же. 1989. № 5. С. 5–13.
 34. Пушаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектонической сфере // Там же. 1990. № 5. С. 3–8.
 35. Пушаровский Ю.М., Пейев А.А. Базальты океанов и проблема гетерогенности мантии и твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 5–19.
 36. Пушаровский Ю.М., Пейев А.А. Вещественные неоднородности океанской литосферы и геодинамические следствия // Геотектоника. 1992. № 4. С. 15–26.
 37. Пушаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О. и др. Разломы Архангельского, Полдрамс и Вернадского в Центральной Атлантике: Структура и вещественный состав пород // Там же. № 6. С. 63–79.
 38. Разницын Ю.Н., Трофимов В.В. Тектоническое скупчивание океанической коры в зоне разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Там же. 1989. № 2. С. 45–56.
 39. Разницын Ю.Н., Чинакаев Р.Г. Тектоническая расчлененность океанической коры и верхней мантии Бразильской котловины (Южная Атлантика) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 3. С. 678–680.
 40. Сборщиков И.М., Руденко М.В. Рельеф и тектоника структуры хребта Рейкьянес // Рифтовая зона хребта Рейкьянес / Под ред. А.П. Лисицина, Л.П. Зоненшайна. М.: Наука, 1990. С. 42–61.
 41. Суцешская Н.М., Удинцев Г.Б., Ко-

- нонкова Н.Н., Колесов Г.М. Новые данные о составе базальтов 2-го сейсмического слоя Приэкваториальной Атлантики (по данным 7-го рейса НИС "Академик Николай Страхов") // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 3. С. 671–676.
42. Сушевская Н.М., Удинцев Г.Б., Цехоня Т.И., Кононкова Н.Н. Генезис и геохимические особенности толеитового магматизма Срединно-Атлантического хребта (3–5° с.ш.) // Докл. РАН. 1992. Т. 332, № 1. С. 147–154.
43. Тектоника и магматизм островов Зеленого Мыса. М.: Наука, 1990. 247 с.
44. Тимофеев П.П., Еремеев В.В., Боголюбова Л.И. Юрский и меловой этапы развития осадочного чехла Атлантического океана и условия формирования "черных сланцев" // Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985. С. 179–192.
45. Толстухин И.Н., Каменский И.Л., Форжаш В. и др. Изотопы гелия в газах острова Сан-Мигель, Азорское плато // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 137–147.
46. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 240 с.
47. Удинцев Г.Б., Куренцов Н.А., Пронина Н.В. и др. Находки пород континентального типа и осадков аномального возраста на экваториальном сегменте Срединно-Атлантического хребта // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 2. С. 450–454.
48. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника: Мезозой и кайнозой. М.: Авиар. 1993. 452 с.
49. Худoley К.М. Палеобиогеография Атлантического океана в юрском периоде // Сов. геология. 1988. № 7. С. 86–97.
50. Bonatti E., Sartori R., Boersma A. Vertical crustal movements at the Vema fracture zone in the Atlantic: Evidence from dredged limestones // Tectonophysics. 1983. Vol. 91, N 3/4. P. 213–232.
51. Bonatti E., Seyler M. Upper mantle composition below the Mid Atlantic Ridge // *Ophioliti*. 1992. N 17 (1). P. 3–5.
52. 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. Vol. 123, N 1/4. P. 241–315.
53. Emery K.O., Uchupi E. The geology of the Atlantic Ocean. N.Y.: Springer, 1984. 1050 p.
54. Fodor R.V. Petrology of fresh and altered ridge-crest and seamount basalts, Southern Mid-Atlantic Ridge system, 13–14°S // Chem. Erde. 1989. Vol. 49, N 2. P. 105–117.
55. Gerlach D.C., Stormer J.C., Mueller A. Isotopic geochemistry of Fernando de Noronha // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 85, N 1/3. P. 129–144.
56. Huang P., Solomon S.C. Centroid depths and mechanisms of Mid-ocean ridge earthquakes in the Indian Ocean, Gulf of Aden, and the Red Sea // J. Geophys. Res. B. 1987. Vol. 92, N 2. P. 1361–1382.
57. Jones E.J.W. Fracture zones in the equatorial Atlantic and the breakup of western Pangea // Geology. 1987. Vol. 15. P. 533–536.
58. Klein E.M., Langmuir C.H., Zindler A. et al. Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian-Antarctic discordance // Nature. 1988. Vol. 333, N 6174. P. 623–629.
59. Lawver L.A., Sclater J.G., Meinke L. Mesozoic and cenozoic reconstructions of the South Atlantic // Tectonophysics. 1985. Vol. 114, N 1/4. P. 233–254.
60. MacDonald K.S. Near-bottom magnetic anomalies, asymmetric spreading, oblique spreading and tectonics the Mid-Atlantic Ridge near lat. 37°N // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 4. P. 541–555.
61. Müller R.D., Roest W.R. Fracture zones in the North Atlantic from combined Geosat and Seasat data // J. Geophys. Res. B. 1992. Vol. 97, N 3. P. 3337–3350.
62. Nürnberg D., Müller R.D. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present // Tec-

- tonophysics. 1991. Vol. 191, N 1/2. P. 27-53.
63. *Poreda R., Schilling J.G., Craig H.* Helium and hydrogen isotopes in ocean-ridge basalts north and south of Iceland // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol. 78, N 1. P. 1-17.
64. *Riegraf W., Luterbacher H.* Oberjura-Foraminiferen aus dem Nord- und Südatlantik (Deep Sea Drilling Project Leg 1-79) // *Geol. Rdsch.* 1989. Bd. 78, N 3. S. 999-1045.
65. *Saemundsson K.* An outline of structure of SW Iceland // *Iceland and Mid-Ocean ridges.* Reykiavik, 1967. P. 12-31. (Soc. Sci. Islandica; Vol 38).
66. *Savostin L.A., Sibuet J.C., Zonenshain L.P.* et al. Kinematic evolution of Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 123, N 1/4. P. 1-35.
67. *Schilling J.G.* Geochemical and isotopic variation along the Mid-Atlantic Ridge axis from 79°N to 0°N // *The geology of North America.* Wash. (D.C.), 1986. Vol. M: The Western North Atlantic region. P. 137-152.
68. *Shilling J.G., Zajac M., Evans R.* et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N // *Amer. J. Sci.* 1983. Vol. 283, N 6. P. 510-586.
69. *Shirey S.B., Bender J.F., Langmuir C.H.* Three-component isotopic heterogeneity near the Oceanographer transform, Mid-Atlantic Ridge // *Nature.* 1987. Vol. 325, N 6783. P. 217-223.
70. *Smoot N.Ch.* North Atlantic fracture-zone distribution and patterns shown by multibeam sonar // *Geology.* 1989. Vol. 17. P. 1119-1122.
71. *The Atlantic continental margin US / Ed. R.E. Sheridan, J.A. Grow,* Vol. 1/2. Wash. (D.C.): Geol. Soc. Amer., 1988. 610 p.
72. *Weaver B.L., Wood D.A., Tarney J., Joron J.L.* Role of subducted sediment in the genesis of ocean-island basalts: Geochemical evidence from South Atlantic Ocean islands // *Geology.* 1986. Vol. 14, N 4. P. 275-278.
73. *Weis D.* Pb isotopes in Ascension Island rocks: Oceanic origin for the gabbroic to granitic plutonic xenoliths // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 62, N 2. P. 273-282.
74. *Woodhouse J.H., Dzięwowski A.M.* Mapping the upper mantle: Three-dimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveforms // *J. Geophys. Res. B.* 1984. Vol. 89, N 7. P. 5953-5986.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Общая тектоническая характеристика	5
Модели раскрытия Атлантики	28
Палеоглубины	32
Разломная тектоника	36
Магматизм и тектоника	56
Периокеанические прогибы	62
Некоторые особенности развития	68
Корреляция с тектогенезом в Альпийском поясе	70
Нелинейная геодинамика	74
Заключение	79
Литература	80

CONTENTS

Introduction	3
General tectonical characteristics	5
Models for opening of the Atlantic	28
Paleodepths	32
Fracture tectonics	36
Magmatism and tectonics	56
Perioceanic depressions	62
Some developmental peculiarities	68
Correlation with the tectogenesis in the Alpine belt	70
Nonlinear geodynamics	74
Concluding remarks	79
References	80

Научное издание

Пуцаровский
Юрий Михайлович

**ТЕКТОНИКА АТЛАНТИКИ
С ЭЛЕМЕНТАМИ
НЕЛИНЕЙНОЙ ГЕОДИНАМИКИ**

Труды, вып. 481

Утверждено к печати
Геологическим институтом РАН

Редактор *М.А. Яценко*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Е.Н. Власова*
Корректор *Р.С. Алимове*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ЛР № 020297 от 27.XI.91 г.
ИБ 1176

Подписано к печати 11.4.94. Формат 60×90^{1/16}
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная.
Усл.печ.л. 5,5. Усл.кр.-отт. 5,8. Уч.-изд.л. 6,8.
Тираж 550 экз. Тип.зак. 228

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Московская типография № 3 РАН
107143, Москва, Открытое шоссе, 28

