



жан кулон

**Разрастание
океанического
дна**

**и дрейф
материков**

«LA SCIENCE VIVANTE»
Collection dirigée par Henri Laugier
Professeur honoraire à la Sorbonne

L' E X P A N S I O N
D E S F O N D S
O C É A N I Q U E S
ET LA DÉRIVE
DES CONTINENTS

Par JEAN COULOMB

Professeur à la Faculté des Sciences de Paris
Membre de l'Académie des Sciences
et du Bureau des Longitudes

Presses Universitaires de France
108, Boulevard Saint-Germain, Paris
1969

ЖАН КУЛОН

РАЗРАСТАНИЕ
ОКЕАНИЧЕСКОГО
ДНА

И ДРЕЙФ
МАТЕРИКОВ

Перевод с французского

С. М. ОРЛОВА

Под редакцией и с послесловием

А. Ф. ГРАЧЕВА

Издательство „Недра“
Ленинградское отделение
Ленинград · 1973

Кулон Ж. Разрастание океанического дна и дрейф материков. Пер. с франц. Л., «Недра», 1973. 232 с.

Книга «Разрастание океанического дна и дрейф материков» написана известным французским геофизиком Ж. Кулоном. На основе обобщения большого числа работ впервые дано подробное изложение различных вопросов, связанных с разработкой гипотезы разрастания океанического дна и тектоники жестких плит литосферы.

В книге рассмотрены сейсмичность дна Мирового океана, его магнитное и гравитационное поля, тепловой поток, природа верхней мантии и развитие океанов и континентов.

Книга Ж. Кулона позволяет широкому кругу исследователей ознакомиться не только с последними достижениями в области изучения океана, но и с современными проблемами теоретической геологии. Она рассчитана на геологов и геофизиков.

Таблиц 5, иллюстраций 125, список литературы — 327 назв.

К $\frac{0291-351}{043(01)-73}$ 101-73

© Перевод на русский язык. Издательство «Недра», 1973

ОТ РЕДАКТОРА

Получая в 1971 г. золотую медаль Бигсби от Лондонского геологического общества за выдающиеся исследования магнитного поля океанов, Ф. Вайн отметил, что десять лет назад, пожалуй, только два человека верили в разрастание океанического дна, а сейчас трудно найти двух людей, которые бы отрицали его *. Действительно, новые идеи — разрастание океанического дна, новая глобальная тектоника, а затем тектоника плит — позволили связать воедино широкий круг фактов из разных областей геологии, геофизики и геохимии. В настоящее время эти идеи признаются большинством исследователей за рубежом. Многие процессы и геологическое развитие различных областей анализируются с позиции новых представлений. Перестраиваются учебные программы университетов, уже выпущен ряд новых учебников, в которых объяснение геологических процессов дается на основе идей разрастания океанического дна.

На первый взгляд кажется удивительным, что ни один из исследователей, близко стоящий к той группе, которая заложила основы новых представлений, не написал сводной работы. Но, по-видимому, это не случайно. С одной стороны, в момент интенсивной разработки какой-либо проблемы трудно остановить исследование, с другой — узкая специализация, по-видимому, затрудняет охват проблемы в целом.

Предлагаемая вниманию читателя книга была написана в результате обсуждения новых идей на кафедре физики Земли в Сорбонне, которое проходило под руководством Ж. Кулона и при участии К. Ле Пишона, одного из создателей новой глобальной тектоники. Автор книги — проф. Ж. Кулон, член Французской академии, бывший президент Международного геодезического и геофизического союза, является выдающимся геофизиком, и его отношение к идее разрастания океанического дна, несомненно, привлечет внимание.

Книга Ж. Кулона — это не только введение в современное состояние проблемы происхождения и развития океанов, но и хорошая сводка данных по строению Земли вообще. Она представляет интерес как для широкого круга геологов, так и для специалистов,

* Annual General Meeting. — J. Geol. Soc. Ldn., 1971, vol. 124, p. 422.

занимающихся проблемами изучения океанического дна и вопросами теоретической геологии и геофизики.

Следует особо отметить стиль изложения, создающий у читателя ощущение, что он как бы участвует в обсуждении проблемы. Рассматривая все за и против, Ж. Кулон не делает категоричных выводов, предоставляя читателю самому решить, насколько достоверно то или иное положение.

Французское издание книги вышло в 1969 г.; в 1972 г. она была переведена на английский язык и опубликована под названием «Sea floor spreading and continental drift». Автор дополнил английское издание новой главой, где учел последние результаты, полученные в 1970 г., частично в 1971 г. Благодаря любезности проф. Ж. Кулона, приславшего эту главу (гл. X), нам удалось включить ее в русское издание.

Ввиду того, что в книге Ж. Кулона рассматриваются главным образом геофизические аспекты проблемы разрастания, а вопросов геологии автор практически не затрагивает, в послесловии редактора на это обращено внимание. К книге приложен дополнительный список работ (по состоянию на конец 1972 г.), несколько рисунков заменено.

Необходимо обратить внимание на одну особенность терминологии. Поскольку английский термин *spreading* (аналог французского *expansion*) может переводиться и переводится на русский язык по-разному (разрастание, расширение, растекание, расползание и т. д.), то вслед за В. Я. Барласом мы отдаем предпочтение слову «разрастание», лучше всего передающему процесс образования океанической коры, согласно гипотезе Вайна — Мэттьюза. Вместе с тем термин «расширение» может использоваться как общее понятие, связанное с дрейфом материков.

А. Грачев

ПРЕДИСЛОВИЕ К РУССКОМУ ИЗДАНИЮ

Со времени французского (1969 г.) и даже английского (1972 г.) изданий данной работы идеи разрастания океанического дна продолжают вдохновлять геофизиков и геологов. Однако положение изменилось. Если бы сегодня понадобилось написать работу на эту тему, она, несомненно, должна была бы называться «Теория плит». Действительно, именно в такой форме идеи геофизиков глубже всего проникли в геологическую науку, и такое название лучше подчеркивает самобытность новой концепции по отношению к идеям А. Вегенера, который представлял материк плавающими на океанической коре, но так и не смог это строго доказать.

Новая теория оказалась плодотворной во всех отношениях, и ее возможности, кажется, еще не исчерпаны. Из этого не следует, что она является очень точной; на это ее авторы никогда не претендовали. Вся геофизика основана на упрощениях, часто весьма грубых. Они оправданны и даже необходимы, если иметь в виду математический анализ, и подготавливают таким образом почву для лучшего понимания явления. Но любое упрощение может быть раскритиковано. Геологи без стеснения критикуют упрощения тех процессов, о которых у них уже сложилось твердое представление. Такая критика необычайно полезна для геофизиков: она позволяет им идти вперед! Но это требует и от геологов лучшего понимания геофизиков; необходимо, чтобы они поняли стиль их мышления, их точку зрения, рискуя даже принять ее.

В геологической литературе всех крупных стран все чаще обращается внимание на точные геофизические методы. Тем самым создается необходимая основа для поддержки того, что сегодня составляет одно целое — «науки о Земле».

Я надеюсь, что советское издание этого труда внесет свой скромный вклад в укрепление дружественного союза двух фундаментальных наук.

Ж. КУЛОН

3 мая 1972 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Исследования магнитных аномалий, параллельных срединно-океаническим хребтам, дали веские доказательства сторонникам дрейфа континентов. Для того чтобы подвести итоги по этому важному вопросу, в начале лета 1967 г. мой коллега Е. Телье и я решили наметить на 1967/68 учебный год тему ежегодного семинара «Физика Земли». Несмотря на то, что развитие исследований происходило быстро, казалось, что Генеральная ассамблея Международного геофизического и геодезического союза, которая должна была состояться в Швейцарии в сентябре*, и, в частности, несколько заседаний в Цюрихе под эгидой Международного комитета по верхней мантии позволят убедиться в том, что мы не упустили ничего существенного. По окончании семинара, где большая часть докладов была сделана мной, я решил написать эту книгу для читателя, научно подготовленного, но не специалиста в данной области.

Программа книги охватила более широкий круг проблем, чем мы предполагали вначале. Подводить итоги по проблеме, которая интенсивно разрабатывается сейчас, немисливо. Трудно получать материалы; сроки публикации в солидных периодических изданиях (в наши дни) близки к году. Я искренне благодарю тех, кто помог мне получить неопубликованные материалы, прежде всего Ксавье Ле Пишона. И все же я поздно ознакомился с основными работами.

Наконец, с точки зрения редакции серии «Живая наука», данный вопрос казался достаточно разработанным, чтобы быть изложенным без серьезных опасений, что высказанные взгляды вскоре устареют, так как основные проблемы теперь, вероятно, достаточно ясны.

Очевидно, немного нужно, чтобы превратить эту работу в более глубокое исследование: увеличить уже и так обширную библиографию, дать принцип некоторых расчетов и точные формулировки каждому положению. Фактически это нас увело бы очень далеко, и в результате был бы удовлетворен узкий круг читателей, и мы не ответили бы, быть может, на ряд принципиальных вопросов, которые могут задать исследователи иных областей науки.

Пусть у читателей этой небольшой книги, не слишком перегруженной фактами, те недавние изумительные открытия, сделанные при изучении океанического дна, вызовут тот же интерес, какой возник у меня, когда я глубже с ними ознакомился.

* XIV ассамблея. — *Прим. ред.*

ВВЕДЕНИЕ

Исследователь всегда испытывает желание идти по пути индуктивного анализа: сначала факты, затем объяснение их. Но он вскоре понимает медлительность, тяжеловесность этих действий и начинает выдвигать гипотезы. Поступим так же, как и он. К сожалению, мы должны также отказаться от исторического подхода, не указывая систематически приоритет тех или иных открытий, ибо это часто осложняется системой препринтов.

Можно выделить четыре направления, по которым шли исследования.

1. Распределение эпицентров землетрясений и эхолотирование подводных хребтов, благодаря которым были получены общие данные начиная с 1959 г.

2. Сейсмическое изучение методом преломленных волн, благодаря которому М. Юинг в 1959 г. доказал существование аномальной мантии под Срединно-Атлантическим хребтом, а Г. Менард в 1960 г. — отсутствие утолщения коры под Восточно-Тихоокеанским поднятием, и гравиметрия, которая дополняет эти данные (примерно с 1948 по 1965 г.).

3. Исследование теплового потока Э. Буллардом, инициатором этих исследований, которые были начаты в 1952 г. и дали в 1959 г. первые результаты, касающиеся срединно-океанических хребтов.

4. Наконец, и это главное, изучение магнитного поля, облегченное изобретением протонного магнитометра (1954 г.), которое привело к открытию линейных аномалий и больших поперечных разломов Р. Мейсоном и А. Раффом в 1961 г., затем, благодаря идеям Г. Хесса и Р. Дитца, теории Ф. Вайна и Д. Мэттьюза в 1963 г., — начало новой эры.

Благодаря пути, проложенному геофизиками, проблема разрешилась, и полученные результаты существенно повлияли на близкие к ней науки, в особенности на геологию.

Было трудно не затронуть в этой работе вопросы петрографии или стратиграфии, но об этом я говорил как можно меньше, сознавая свою некомпетентность.

ГЕОГРАФИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ. БАТИМЕТРИЯ ОКЕАНОВ

Тектонические землетрясения, наиболее распространенный тип подземных толчков, начинаются с разрыва в глубине Земли, который называют очагом землетрясения; ближайшая к очагу точка земной поверхности является эпицентром. Разрыв затем превращается в разлом на поверхности. Положение эпицентров и глубины очагов регулярно определяются различными институтами, а также несколькими сотнями станций, более или менее равномерно распределенных на земном шаре.

В начале 30-х годов, когда К. Вадатти поставил вне сомнения существование глубоких землетрясений, допускали, что разрыв может происходить только в коре. В самом деле, глубокие землетрясения немногочисленны и составляют менее 10% от общего количества. Их число быстро уменьшается к глубинам 300 или 350 км — границе промежуточных землетрясений; глубокофокусные землетрясения, следующие за ними, становятся редкими на глубине около 600 км и полностью исчезают на глубине 720 км. Это средние данные, и в зависимости от района они могут сильно меняться.

Если на карте отметить эпицентры «нормальных», т. е. неглубоких, землетрясений довольно сильной магнитуды (рис. 1), то можно заметить, что они очень четко группируются, образуя две сейсмические зоны: одну в области кайнозойской складчатости, другую — в вытянутой системе поднятий океанического дна, продолжающейся в глубь материков по зонам разломов. Редкие эпицентры центральной части Тихого океана и материковых щитов (стабильных областей) обрамляются вышеупомянутыми зонами. Землетрясения, соответствующие областям древней складчатости, могут быть частыми (землетрясения Шотландии), но они очень слабые.

Области кайнозойской складчатости, сдвиги, островные дуги

Проявления кайнозойской складчатости приурочены в основном к двум большим зонам: 1) Тихоокеанской (от юга Патагонии до о. Маккуори), включающей $\frac{4}{5}$ известных эпицентров; 2) Средиземноморской, или Альпийской, окаймляющей на юге материк Евразии,

соединяющейся с предыдущей в районе Молуккских островов и заканчивающейся у Гибралтара*.

В плане эти две зоны часто имеют дугообразную форму: гирлянда западной части Тихого океана и Восточного Средиземноморья, дуга Антильских и Южных Антильских островов (рис. 2), Гималаи, Карпаты и т. д. Большинство этих дуг разделяют замкнутые зоны: эпиконтинентальные моря, например Японское, или области осадконакопления, такие, как Паннонский бассейн; но Боинская, Марианская или Южно-Антильская дуги являются, вероятно, незамкнутыми, а в области дуг Меланезии структура очень сложная.

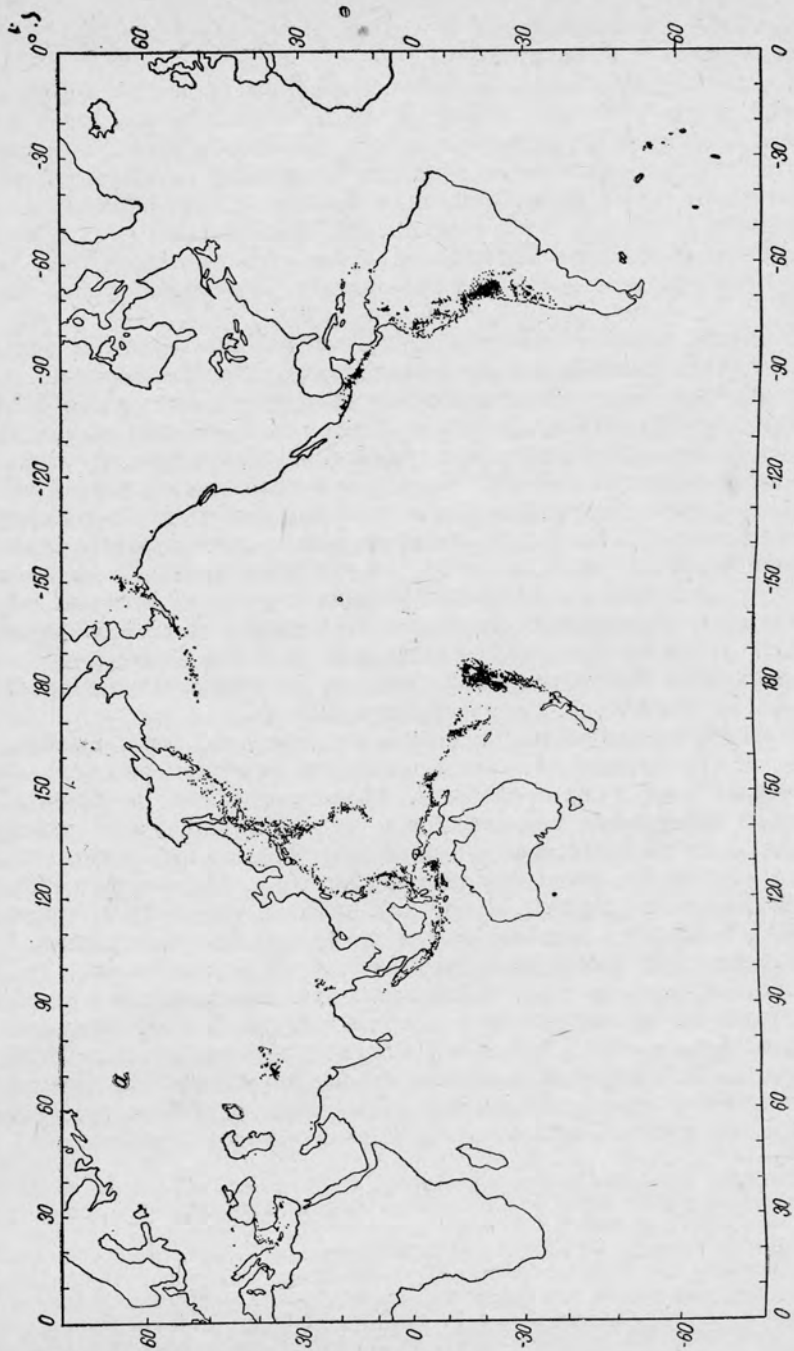
Движения, вызывающие землетрясения в Тихоокеанском поясе, и, может быть, некоторые подземные толчки Средиземноморской зоны (землетрясения Северо-Анатолийского шва) часто связаны с очень большими разломами или системами разломов, в которых амплитуда горизонтального смещения, или сдвига, во много раз превышает вертикальную составляющую. Наиболее поразительной чертой этих сдвигов является их относительная прямолинейность на протяжении сотен километров. Классическим примером может служить разлом Сан-Андреас, с которым связаны многие землетрясения (одно из них разрушило Сан-Франциско 18 апреля 1906 г.) и который с тех пор тщательно изучается. Во время землетрясения 1906 г. разлом снова дал о себе знать на двух участках в 320 и 150 км со смещением в некоторых местах на несколько метров; но разлом можно проследить, по крайней мере, на расстоянии 900 км.

Недавние смещения (все в одном направлении) были выявлены повторной триангуляцией, они происходят неравномерно, связаны обычно с сильными или слабыми землетрясениями и достигают в среднем нескольких сантиметров в год. Изучение поверхности, смещенной по разлому, позволяет сделать заключение о перемещении на несколько сотен километров начиная с мелового периода (Нобль; Хилл и Дайбл; Кроуелл), что соответствует средней скорости, несколько меньшей, чем по данным триангуляции**.

К. Аллен [3] последовательно изучил крупные сдвиги Тихоокеанского пояса для того, чтобы выяснить, были ли они сейсмоактивны (рис. 3). Исследование тальвегов речных долин, смещенных разломами, позволяет установить направление движения. Филиппинский и Тайваньский разломы ставят под сомнение правило, допускающее соответствие движения по всем разломам вращению центральной части Тихого океана против часовой стрелки.

* Следует отметить линию эпицентров, идущую от Гибралтара до Азорских островов и известную под названием Азорско-Гибралтарской зоны нарушений. — *Прим. ред.*

** По А. Гравтцу и У. Дикенсону, за последние 50 млн. лет средняя скорость движения по системе разломов Сан-Андреас составляет 1—2 см/год. У. Ийтс получил цифру 5,6 см/год на основе анализа разрастания океанического дна в Южной Калифорнии, а Р. Бёрфорд по данным триангуляции установил, что скорости колеблются от 1,2 до 2,5 см/год для разных сегментов системы разломов Сан-Андреас. — *Прим. ред.*



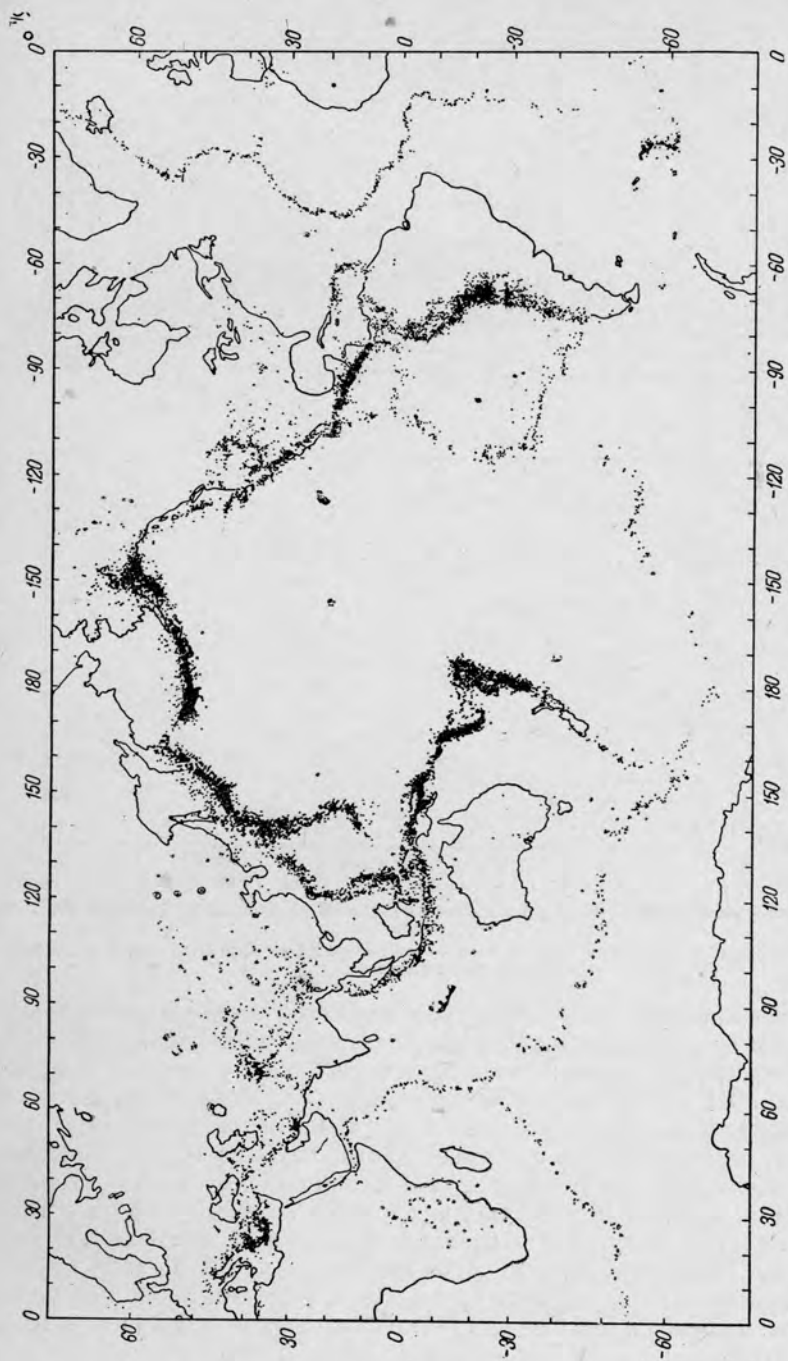


Рис. 1. Распределение эпицентров землетрясений с глубиной очагов 0—100 км (а) и 100—700 км (б) за 1961—1967 гг. [40].

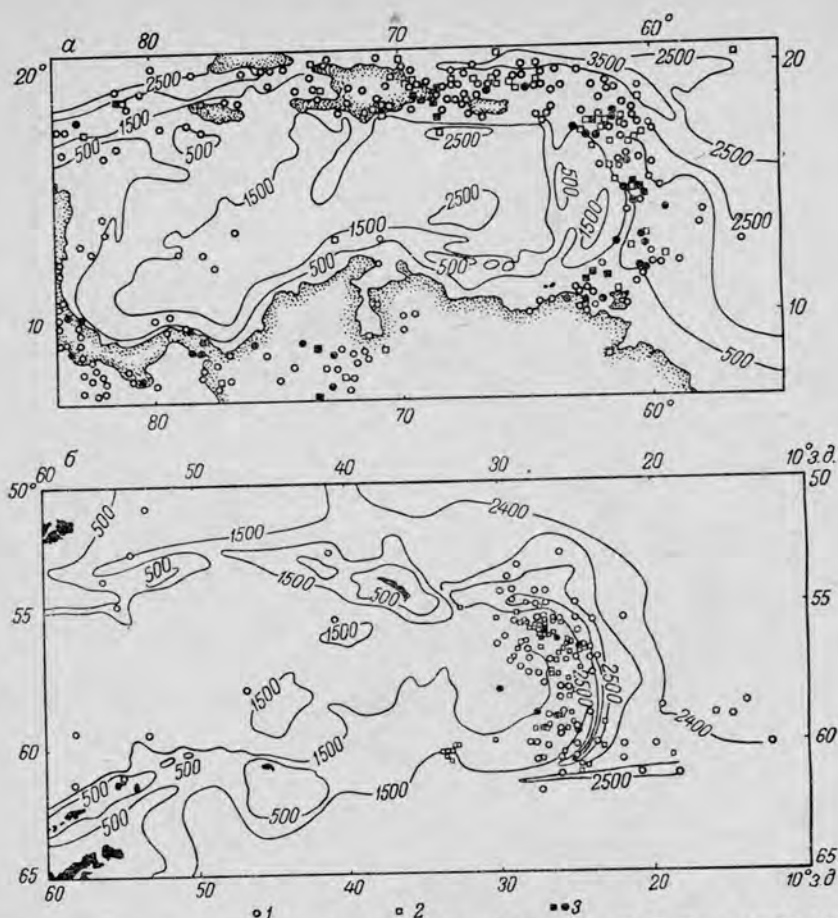


Рис. 2. Сейсмичность Антильской (а) и Южно-Антильской (б) дуг. По Б. Хизену и К. Джонсону, 1965.

1 — землетрясения до августа 1966 г.; 2—3 — эпицентры: 2 — рассчитанные, 3 — промежуточных землетрясений.

Зона кайнозойской складчатости является местом исключительно глубоких землетрясений. Причем последние не везде проявляются в Тихоокеанском поясе: они отсутствуют на побережье Северной Америки. Их присутствие обычно связано с океаническим желобом, т. е. длинной и узкой впадиной с крутыми склонами (длина более 1000 км, ширина 100 км в верхней части, глубина 10 км). Впадины, как правило, асимметричные; крутой склон находится с той стороны, где они окаймляют островную дугу или материк. Дно часто ровное, но это, скорее, результат деятельности мутьевых потоков. Глубины желобов, сопровождающих дуги западной части Тихого океана, часто превышают 10 км, в то время как глубина желобов побережья Мексики не более 5 км. Все они легко отличаются от больших сейсмически неактивных желобов северной части Тихого океана.

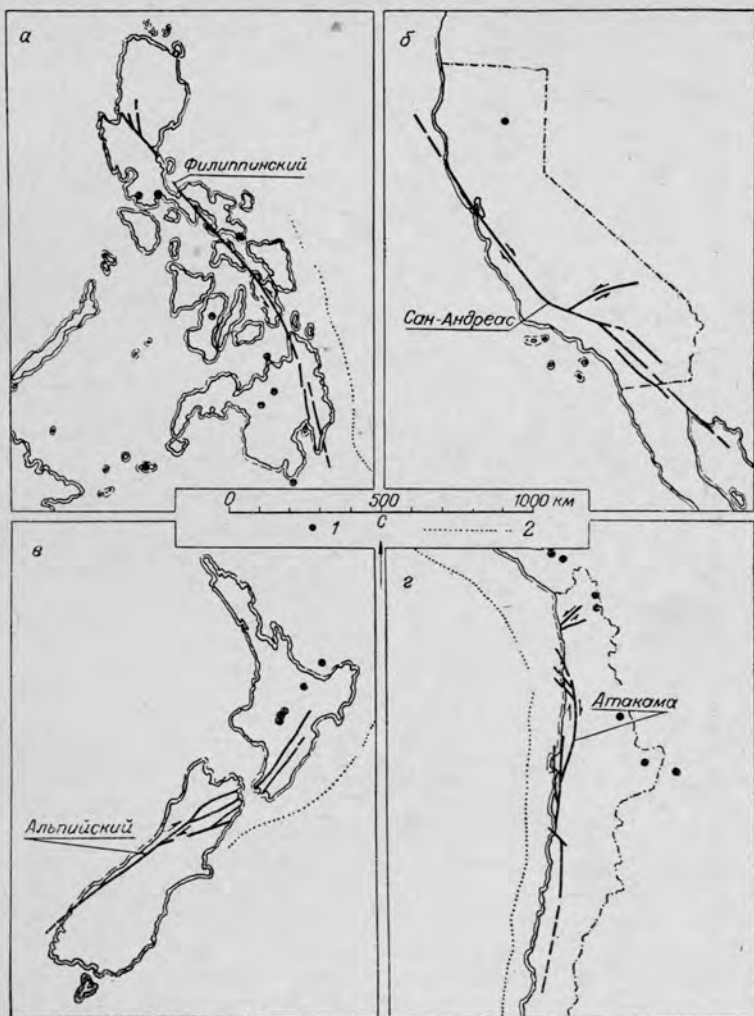


Рис. 3. Большие разломы Тихоокеанского кольца. По К. Аллену [3].
 а — Филиппинские острова; б — Калифорния; в — Новая Зеландия; г — Чили. 1 — активные вулканы; 2 — глубоководный желоб.

Кроме области Новых Гебридских и Соломоновых островов или зоны угла, входящего к границе Чили и Перу, желоба вогнутой частью обращены к соседнему матерiku. В этом направлении примерно на расстоянии 100 км цепь островов имеет действующие вулканы, извергающие кислую лаву. Глубина очагов землетрясений довольно закономерно увеличивается: нормальные землетрясения близки к оси желоба, но многочисленнее с материковой стороны; промежуточные очаги находятся в основном под островной грядой, очень глубокие

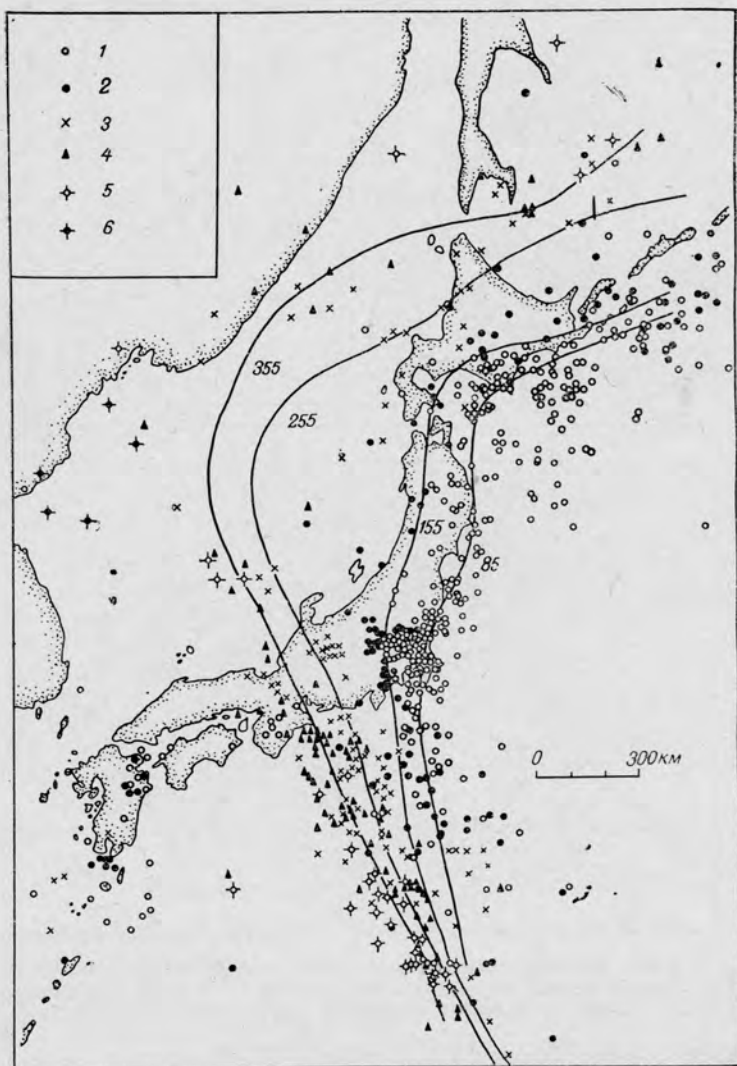
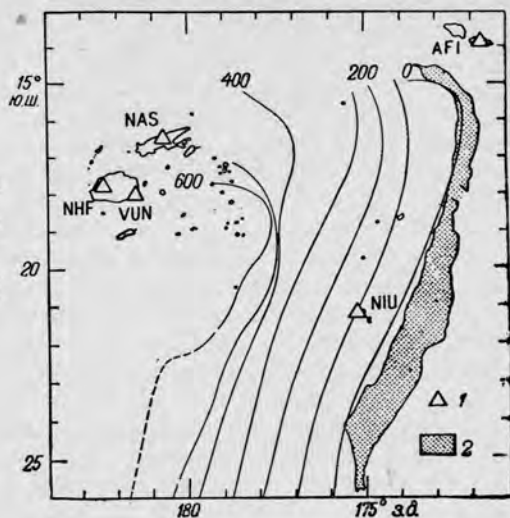


Рис. 4. Эпицентры глубоких землетрясений за 1926—1956 гг. (материалы Метеорологической службы Японии). Контуры, по данным А. Суги тура и С. Уэда (Японский национальный доклад по Проекту верхней мантии, 1967).
 Глубины очагов, км: 1 — 61—100; 2 — 101—200; 3 — 201—300; 4 — 301—400; 5 — 401—500; 6 — > 501.

Рис. 5. Распределение глубокофокусных очагов в районе желоба Тонга [171].

1 — временные станции Ламонтской геологической обсерватории: NIU — Тонга; AFI — Самоа; NAS, NHF, VUN — Фиджи; 2 — область с глубинами более 6 км. Изолинии проведены через 100 км.



землетрясения располагаются явно за ее пределами. Итак, система очагов приурочена к поверхностям, имеющим в среднем наклон около 50° , но положение которых только в двух случаях можно было определить довольно точно (рис. 4, 5). В отношении землетрясений желоба Тонга Л. Сайкс (рис. 5) замечает, что изгиб желоба (в плане) снова встречается на расстоянии 600 км при проекции глубин очагов на горизонтальную плоскость, несмотря на промежуточные нарушения.

В Тирренском море и Восточном Средиземноморье, где существуют дуговые структуры, имеются промежуточные землетрясения с аналогичным расположением. Было отмечено, как ни странно, что землетрясение 29 марта 1954 г. в вогнутой части Бетских Кордильер имело глубину очага 640 км. Наконец, в южной части краевой зоны Азиатского материка крупные дуговые структуры, включая Гималаи, на всем протяжении не сопровождаются глубокими землетрясениями. Все отмеченные землетрясения являются промежуточными и группируются в зону, вытянутую в направлении Бирма — Гиндукуш — Карпатская дуга, с любопытным постоянством эпицентров и глубин очагов (225 и 150 км соответственно) под двумя последними областями.

Землетрясения осевой зоны срединных хребтов

Зоны эпицентров в океане изучены меньше, но все же трассируются лучше, чем в областях кайнозойской складчатости. По Л. Сайксу, ширина сейсмической зоны не должна превышать 20 км. Все известные землетрясения — поверхностные и редко бывают

глубокими. Сейсмические зоны приурочены к приподнятым участкам океанического дна — уступам, хребтам. Типичным примером может служить Срединно-Атлантический хребет, открытый более века назад во время прокладки первых телеграфных кабелей*. Сейсмическая зона этого хребта разделяет океан по всей длине, следуя изгибу противоположных материков. Средняя ширина хребта превышает 1000 км, но землетрясения точно следуют гребню (де Вансе, 1939). Глубина океана над гребнем порядка 2—3 км, в то время как глубина океанических котловин, находящихся с обеих сторон, 5—6 км.

М. Юинг и его сотрудники [83] обнаружили, что гребень хребта обычно совпадает с грабеном, или рифтом, имеющим максимальную глубину 2 км и ширину примерно 30 км и располагающимся между двумя сильно расчлененными участками хребта (рис. 6). На самом деле осевой рифт может раздваиваться, быть усеянным вулканами, смещаться в сторону или даже исчезнуть (например, на хр. Рейкьянес к югу от Исландии).

От экватора сейсмическая зона Атлантического океана следует примерно от о. Сан-Паулу до желоба Романи. Идя к северу, линия описывает до Азорских островов большую дугу, огибающую побережье Африки. Ответвление проходит от Азорских островов в направлении Гибралтара или м. Сан-Висенти вдоль плохо выраженного уступа. Возможно, между Азорскими островами и Исландией другое ответвление соединяется с немногими эпицентрами, находящимися между Лабрадором и Гренландией, но их непрерывность не установлена.

Исландия — действительно, единственный остров, пересекаемый срединным рифтом хребта; остальные острова являются случайными вулканами. Далее (рис. 7) зона проходит через о. Ян-Майен, описывает новую дугу, обходя Шпицберген с запада, до материковой платформы Гренландии, затем идет по хр. Таккеля, на половине расстояния между Землей Франца-Иосифа и большим асейсмичным хр. Ломоносова, направляясь к устью Лены и расширяясь при достижении платформы дна моря Лазаревых. (Нет ничего удивительного в том, что океанические сейсмические зоны становятся рассеянными, как только они переходят на материк, где имеется множество нарушений.) Поскольку известно мало примеров замкнутых сейсмических зон, то последнюю связывают либо с Байкальским рифтом, образовавшимся в плиоцене по зонам древних разломов, либо с Верхоянскими горами, где землетрясения редки**.

Вернемся к экватору. К югу сейсмическая зона проходит по

* Существование Срединно-Атлантического хребта было предсказано К. Томсоном в 1870 г. на основе различия температуры воды в западной и восточной котловинах Атлантического океана. — *Прим. ред.*

** Представление о том, что Байкальский рифт и зона Верхоянских гор (точнее, зона горной системы хр. Черского, или Момский рифт) являются замкнутыми, не доказано. Имеющиеся данные свидетельствуют об обратном [10*]. — *Прим. ред.*

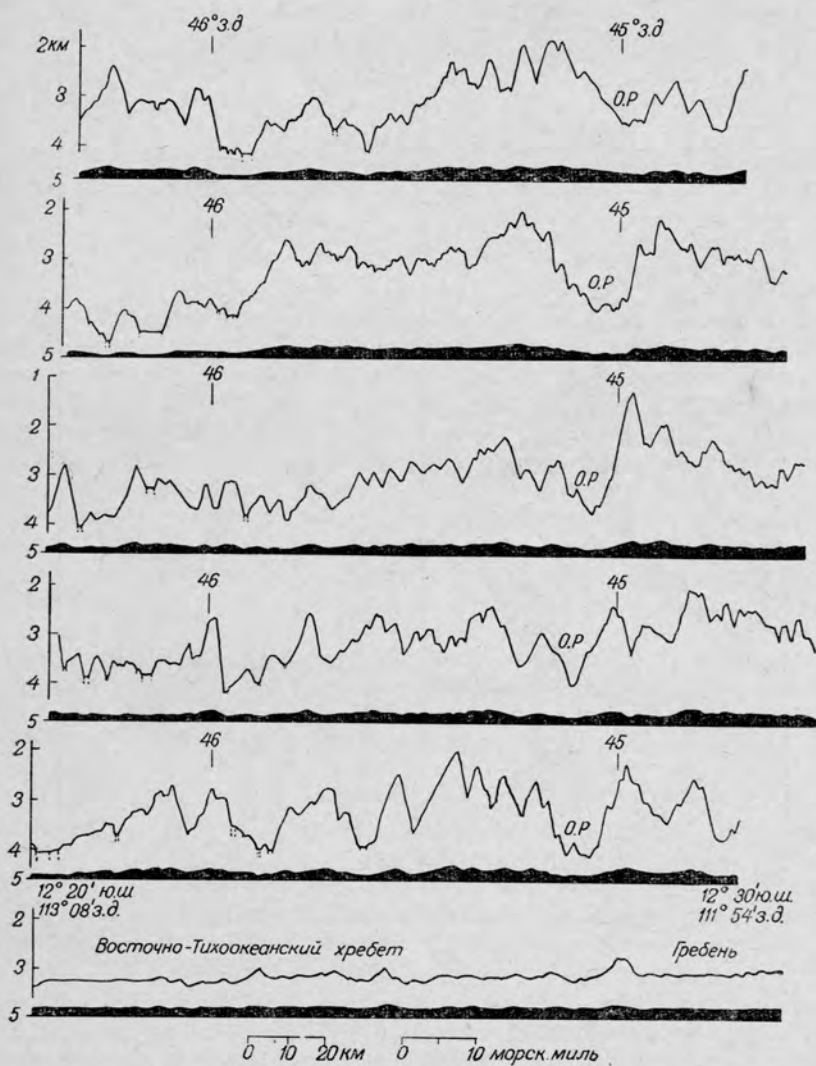


Рис. 6. Профили через Срединно-Атлантический хребет между 22 и 23° с. ш. и Восточно-Тихоокеанское поднятие в районе 12° ю. ш. [222].

На первых нескольких профилях видно, насколько меняется рельеф в зоне гребня, особенно к западу от осевого рифта (О. Р), где иногда имеются отдельные вершины, иногда плато.

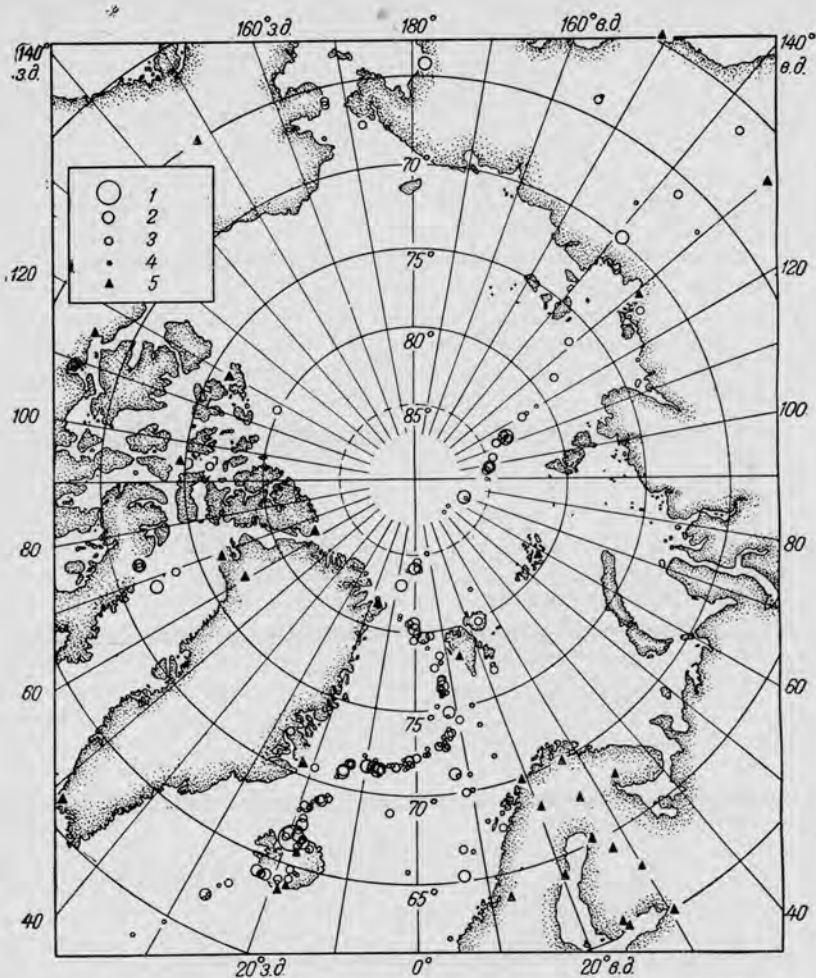


Рис. 7. Распределение эпицентров в Арктике (1955—1965 гг.) [208].

Магнитуда: 1 — 7,0; 2 — 6,0; 3 — 5,0; 4 — 4,0; 5 — сейсмические станции.

островам Вознесения, Тристан-да-Кунья и Буве, где к ней подходит зона *, идущая от Южно-Антильской дуги, начало которой можно увидеть на рис. 2 в южной части этой дуги. Затем главная сейсмическая зона огибает Африку и Мадагаскар, находясь сначала на половине расстояния от Антарктиды, затем на половине расстояния от плато Кергелен. Линия проходит по островам Принца Эдуарда, достигает перекрестка, находящегося вблизи о. Родригес, подни-

| * Эта зона является трансформным разломом типа дуга — хребет. — Прим. ред.

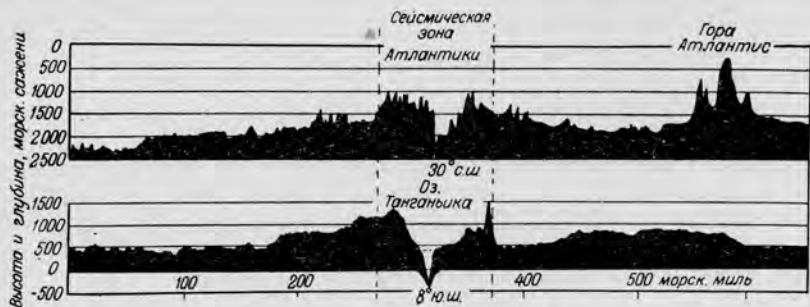


Рис. 8. Профили через Африканское плато и Срединно-Атлантический хребт с изображением осевых рифтов. По М. Юингу и Б. Хизену, 1960.

мается к северу, следуя вдоль хр. Карлсберг, и проникает, наконец, в Аденский залив, где она раздваивается, с одной стороны, в район Великих Африканских озер, с другой — к Красному морю и Иорданскому грабену. Эта непрерывность заставляет рассматривать рифтовые зоны хребтов и африканских грабенов как аналогичные структуры. Их морфологическое сходство кажется значительным (рис. 8), но мы найдем также и существенные различия.

От пересечения вблизи о. Родригес отходит другая ветвь хребта, которая проходит между плато Кергелен и Антарктидой на юге и Австралией на севере, следуя изгибу их платформ. Она заканчивается к 160° з. д., к югу от о. Маккуори.

Сейсмическая и батиметрическая зона, которую мы только что описали, относится к срединно-океаническим хребтам и может быть названа Атлантико-Индийским хребтом. Это определяет особенность ее положения посередине океана. Не следует применять термин «срединно-океанический» в других случаях, не относящихся к этой категории.

Линия эпицентров не заканчивается в районе 160° з. д., а прослеживается на некотором удалении от Антарктиды, поднимаясь затем к о. Пасхи. Это зона Южно-Тихоокеанского хребта. По отношению к Индийскому хребту ее рельеф меняется. Осевой рифт исчезает (рис. 6), но глубина от 2 до 3 км сохраняется, что, кстати, характерно для всех других хребтов (исключая области пересечения материков или зоны разломов, о которых мы будем говорить в дальнейшем).

Остров Пасхи соответствует новому пересечению хребта с сейсмической линией, идущей из Патагонии. Главная ветвь (Восточно-Тихоокеанское поднятие), поднимаясь к северу, проходит через Галапагосские острова. Отсюда и до Калифорнийского залива, куда эта ветвь проникает, она связана сейсмическими отрогами с Южной и Центральной Америкой. От Калифорнийского залива отходят две сейсмические зоны, что свидетельствует о разветвлении единой зоны на внутреннюю зону разломов, особенно Провинцию Бассейнов и Хребтов штата Юта, и зону разлома Сан-Андреас, продолжающуюся

вплоть до Аляски в виде роя прибрежных эпицентров землетрясений, которые мы позже отождествим с фрагментами хребтов, имеющих срединный рифт.

В общую систему хребтов, только что описанную нами и имеющую длину порядка 50 000 км *, разные авторы вносили изменения и добавления вследствие неточностей определения линии эпицентров или же батиметрических данных. Например, Г. Менард [152] показывает раздвоение Восточно-Тихоокеанского поднятия, рисуя дугу от Панама (может быть, даже от Гондураса) до Патагонии (а возможно, и до Новой Шотландии). С другой стороны, он продолжает Восточно-Тихоокеанское поднятие через Аляску и Канадский арктический архипелаг и далее между Гренландией и Северной Америкой ** (отмечено двумя эпицентрами на рис. 4).

Другие структуры, иногда включаемые в систему хребтов от о. Маккуори до Новой Зеландии *** и даже за ней (простирающийся к север-северо-западу меланезийский хр. Менарда), лучше было бы связывать с системой океанических дуг.

Батиметрия океанов

Мы рассмотрели океанические хребты с их осевой, почти линейной, зоной, но это особое явление. В океанах различают три главных морфологических элемента:

- 1) материковые окраины и островные дуги;
- 2) океанические котловины, которые включают абиссальные равнины и области абиссальных холмов;
- 3) срединно-океанические хребты, возвышающиеся над океаническими котловинами.

Срединно-Атлантический хребет, например, занимает треть Атлантического океана. Профиль его склонов таков, что средний уклон обычно увеличивается, приближаясь к гребню. Положение Восточно-Тихоокеанского поднятия не позволяет присоединить к нему на востоке значительную часть океанического дна. Но Г. Менард [150] смело предполагает, что хребет продолжается под западной частью американского континента, и мы отметим плодотворность этой гипотезы.

В данной главе мы ограничимся общим описанием рельефа хребтов, изученного с помощью эхолотирования, поверхности раздела между более или менее консолидированными отложениями и обычным вулканическим фундаментом, установленной методом отраженных волн по непрерывным профилям.

* Эта цифра должна быть увеличена в два раза. К. Кук [24] еще в 1962 г. приводил цифру 75 000 км. — *Прим. ред.*

** Такое продолжение вытекает, скорее, из старой идеи Г. Менарда о том, что срединные хребты ооконтуривают материк. Сейчас стало очевидным, что зона между Гренландией и Северной Америкой (Лабрадорское море и Баффинов залив) является древней областью разрастания океанического дна, где процесс раздвижения закончился 47 млн. лет назад. — *Прим. ред.*

*** Зона от о. Маккуори до Новой Зеландии относится к трансформному разлому типа дуга — хребет. — *Прим. ред.*

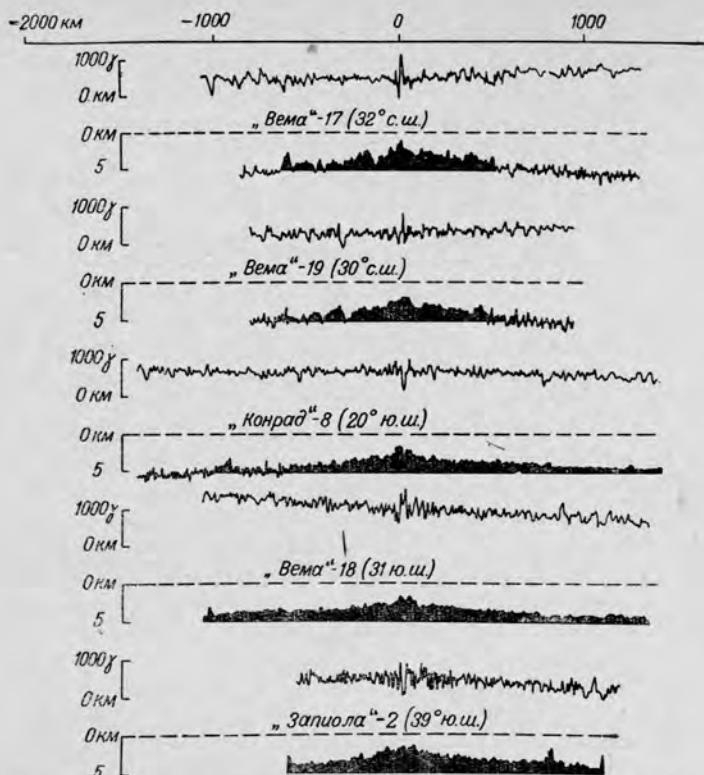


Рис. 9. Поперечные профили через Срединно-Атлантический хребет, показывающие рельеф фундамента и интенсивность магнитных аномалий [88].

Профили «Конрад»-8 и «Вема»-18 перпендикулярны к гребню ($1\gamma = 10^{-5}$ э).

Срединно-Атлантический хребет был хорошо изучен сотрудниками Ламонтской геологической обсерватории, у которых мы заимствовали (рис. 9) пять характерных профилей поверхности фундамента [88]. К северу, между Гренландией и Норвегией, хребет становится более широким и менее глубоким.

Для того чтобы получить общий характер рельефа, производят сглаживание профилей, исключая неровности длиной менее 100 км и предполагая, что они соответствуют случайным элементам, изостатически не выравненным. Гребень отмечается везде на одной глубине ($2,5 \pm 0,5$ км), но глубина склонов меняется. К северу от 29° ю. ш. они имеют крутизну $3-4^\circ$ и соединяются с абиссальными холмами на глубине 5 или 6 км. К югу от 29° ю. ш. крутизна склонов небольшая, они образуют плато глубиной 3,5 или 4 км, заканчивающееся на севере у хребтов Китового и Рио-Гранде. На севере, как и на юге, в прилегающих котловинах, где развиты абиссальные холмы, фундамент следует наклону склонов и остается на довольно

постоянной глубине (примерно 6 км). Самые большие глубины (порядка 6,5 км) приходится обычно на зоны мощного покрова осадков, указывая, что эти места изостатически уравновешены. Фундамент снова погружается до глубины 7 км и более под материковым склоном, образуя там подобие впадины. К. Ле Пишон проводит границу хребта в зоне погружения фундамента под склоном хребта, определяя ширину в 1000 км для Северной Атлантики и удваивая эту величину южнее 30° ю. ш. Но в таком случае резкая граница между хребтом и зоной абиссальных холмов отсутствует.

Рельеф, полученный путем сглаживания, показывает, что на всем протяжении Срединно-Атлантического хребта существует зона шириной от 150 до 200 км, образованная двумя поднятиями, прилегающими к центральной долине, лишенной неконсолидированных отложений. Наоборот, рельеф склонов меняется около 29° ю. ш.: на севере склоны, по описанию Б. Хизена, М. Тарп и М. Юинга, образованы приподнятыми и наклонными блоками, имеющими (в отличие от осевых блоков) максимальную ширину 100 км, уступы которых, обращенные к гребню, рассматриваются как обычные смещения типа сбросов. В действительности картина не так ясна, как ее рисуют Б. Хизен с соавторами. Обычно на севере осадконакопление на склонах происходит в углублениях, где отложения, как правило, имеют горизонтальную поверхность. Фундамент обнажается на вершинах. Переход к абиссальным холмам отмечается исчезновением неровностей рельефа длиной более 50 км. Главные структурные зоны склонов вытянуты параллельно гребню; в отношении абиссальных холмов это менее ясно.

На склонах к югу от 29° ю. ш. неровности рельефа длиной более 50 км отсутствуют; там, где они локально развиты, их амплитуда невелика. Неровности, устраненные сглаживанием, имеют тот же порядок. Отложения образуют непрерывный покров большой акустической прозрачности, максимальной мощностью в несколько сотен метров.

Замеченные различия между склонами хребта к северу и югу от 29° ю. ш. обращают на себя внимание в связи с двумя асейсмичными хребтами: Китовым и Рио-Гранде, которые отходят от Срединно-Атлантического хребта в этом месте. Глубина линейного гребня Китового хребта на протяжении 200 км меняется от 1500 до 2000 м. Его восточная сторона имеет форму уступа, доходящего до глубины 4500 м на расстоянии в несколько километров, а западная представлена склоном умеренной крутизны, в целом расчлененным. Хребет Рио-Гранде — это крупный блок с умеренным склоном, обращенным в сторону Аргентинской котловины на юго-западе, и более крутым к северу и востоку. К. Ле Пишон рассматривает эти два хребта как структуры, образованные мезозойскими сбросами, неоднократно обновлявшимися.

Выявляется большое различие между Срединно-Атлантическим хребтом или хребтами Рио-Гранде и Китовым и прилегающими котловинами, особенно Аргентинской, где, несмотря на сужение Южной

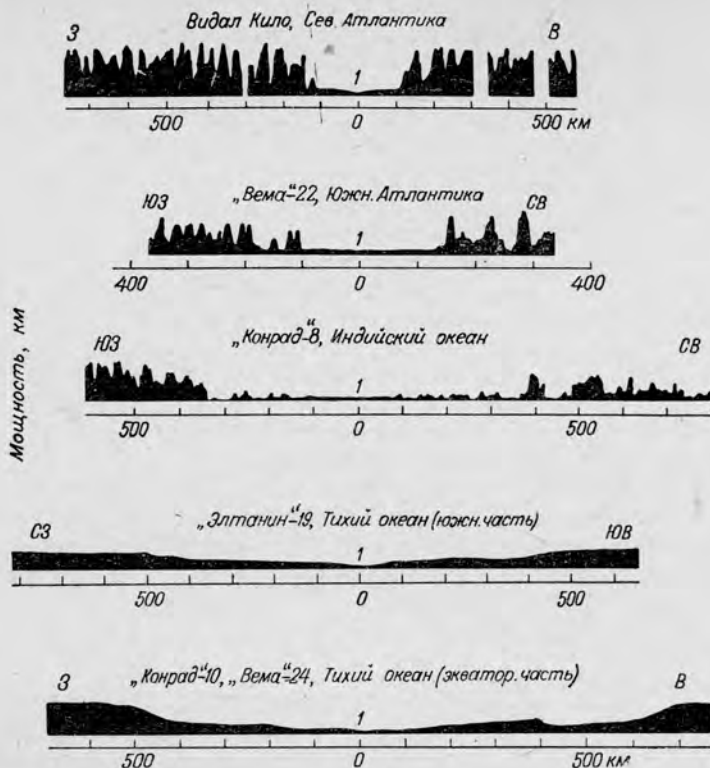


Рис. 10. Изменение мощности отложений в зависимости от расстояния от оси хребта [52].

Нижний профиль построен на основе трех пересечений через Восточно-Тихоокеанское поднятие в зоне мощного экваториального осадконакопления. На востоке заметно влияние структуры Галапагосских островов.

Америки на этой широте, накопилось до 2,5 км отложений, по-видимому не деформированных со времени накопления.

Морфология Восточно-Тихоокеанского хребта (рис. 6) менее известна, чем Атлантического. Описание Г. Менарда выявляет основные черты: симметрию по отношению к гребню, не имеющему осевого рифта; значительную ширину, примерно в 2 раза превышающую ширину Срединно-Атлантического хребта; более сглаженные черты рельефа, если не принимать во внимание изолированные вулканы и особенно рельеф значительной части склонов, нарушенный, по-видимому, нормальными сбросами, параллельными хребту.

Что касается отложений, то описание, данное выше для Атлантики, кажется, применимо для всех океанов [52] и в еще большей мере для Восточно-Тихоокеанского хребта. Зондирование всегда дает некоторую неопределенность при выявлении реальной мощности осадков в осевой части хребта. Бурение и фотографирование выявляют выходы фундамента. Мощность отложений постепенно

увеличивается по направлению к склонам в соответствии со скоростью осадконакопления на расстоянии от 100 до 400 км от оси, где мощность вдруг увеличивается, а затем, по мере удаления от оси, остается почти постоянной или незначительно увеличенной. На рис. 10 показана мощность отложений (средние значения на 10 км длины) по пяти профилям в различных океанах. Отметим удивительно спокойный ход профилей Тихого океана.

Мы не будем описывать материковые окраины и островные дуги, как мы это сделали в отношении хребтов — структур, которые для нас являются главными. Что касается окраины, то напомним только, что она подразделяется, начиная от берега, на материковый шельф, материковый склон, материковое подножие, по терминологии К. Ле Пишона [120]. Вернемся к островным дугам. Менее широкие, чем хребты, они все же являются более крупными структурами. В первую очередь, характерен желоб, который может, как в Индонезии, разделяться по простиранию осадочной дугой, иногда подводной, иногда надводной. Существуют простые островные дуги (вулканические) и двойные (осадочные и вулканические). С другой стороны, Г. Менард [150] присоединяет к дугам систему поднятий и прогибов, более или менее параллельных, в особенности значительных в эпиконтинентальных морях, которые они разграничивают. В этом случае ширина Марианской дуги составляла бы 1500 км.

Механизм в очагах землетрясений и ориентировка напряжений

Волны, возникающие в очаге землетрясения, бывают двух видов. Те, которые приходят первыми, или волны P , соответствуют, как и звуковые волны, движениям в направлении распространения волны; волны, идущие за ними, или волны S , соответствуют движению в перпендикулярной плоскости по отношению к движению волны. В горизонтальной проекции начальные смещения, наблюдаемые в соседних с эпицентром станциях, направлены к эпицентру, но направление их зависит от положения станции.

Рассмотрим простой случай, когда по вертикальному разлому F происходит горизонтальное смещение (рис. 11); максимальное смещение отмечается, когда удаленные точки на перпендикулярной линии L не движутся. В этих условиях зоны с начальным смещением, направленным к эпицентру, отделены от зон с начальным смещением, идущим от эпицентра, вертикальными плоскостями, проходящими через F и L . И, наконец, наблюдаемые сжатие и растяжение располагаются чередующимися квадрантами, которые позволяют найти обе плоскости, но не дают возможности различить их между собой.

В случае какого-либо разлома, если наблюдается сжатие и растяжение в удаленных станциях, чтобы найти их распределение в очаге, надо принимать во внимание сложный путь, проделанный волной внутри Земли. Такие исследования в наши дни обычно проводятся для большинства сильных землетрясений. Устранив некоторые

несогласованные наблюдения, можно получить приемлемые статистические результаты о положении разлома и его начальном движении. В двенадцати случаях для землетрясения, вызванного явными разломами, метод дал удовлетворительные результаты, согласующиеся с положением этих сбросов и их движением на поверхности.

Иногда выражают опасение, что полученные данные имеют только местное значение. Однако установлено, что на постоянных станциях сильные землетрясения, происходящие в отдаленной области, по крайней мере те, которые соответствуют глубинам того же порядка, характеризуются в общем тем же направлением, что и начальное движение. Это показывает одновременно зональный характер явления и его устойчивость.

Теоретически трудно различить плоскость разлома и плоскость, перпендикулярную к смещению крыльев, так как сложно выявить пересечение хорошо определенных двух плоскостей, иначе говоря, линию, вдоль которой начальное смещение равно нулю. Из противоречивых результатов долгое время хотели вывести следующее правило: в зонах кайнозойской складчатости, кроме некоторых областей (Британской Колумбии, от Соломоновых островов до Зондского архипелага, о. Бонин, Центральной Азии), линия нулевого движения довольно близка к вертикали. Два решения, одно из которых мы должны принять, соответствуют преобладающему движению в горизонтальной плоскости (сдвигу). В одном из них плоскость сброса более или менее параллельна тектоническим зонам, в другом — более или менее перпендикулярна к ним.

Сдвиг, параллельный структурам, кажется, установлен в области больших циркумтихоокеанских разломов (Сан-Андреас, Чилийского и т. д.). Движения, перпендикулярные к берегам и необходимые для объяснения орогенических явлений этих областей, соответствовали другим разломам, находящимся внутри континентов и менее активным (в качестве примера можно назвать сброс Оуэн-Вэлли в Калифорнии, явившийся причиной большого землетрясения 1872 г.).

Второе решение кажется предпочтительнее в отношении Западно-Тихоокеанских дуг. Это позволило бы представить каждую дугу как более или менее закрепленную на концах и подверженную действию внутренних сил, способных ее местами деформировать. Наблюдения в поперечных тектонических зонах на Курильских и Алеутских островах привели Г. Менарда [150] к аналогичным заключениям (рис. 12).

Что касается областей кайнозойской складчатости, где преобладающие вертикальные движения могли соответствовать перемещению по обратным сбросам, касательным к глубоким очагам, в большинстве случаев они не подходят к этим двум решениям. Континент

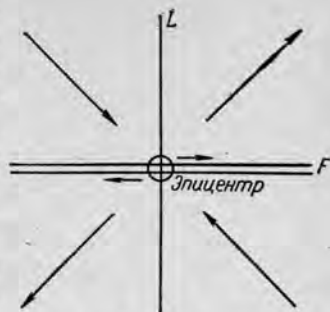


Рис. 11. Распределение напряжений в очаге землетрясения.

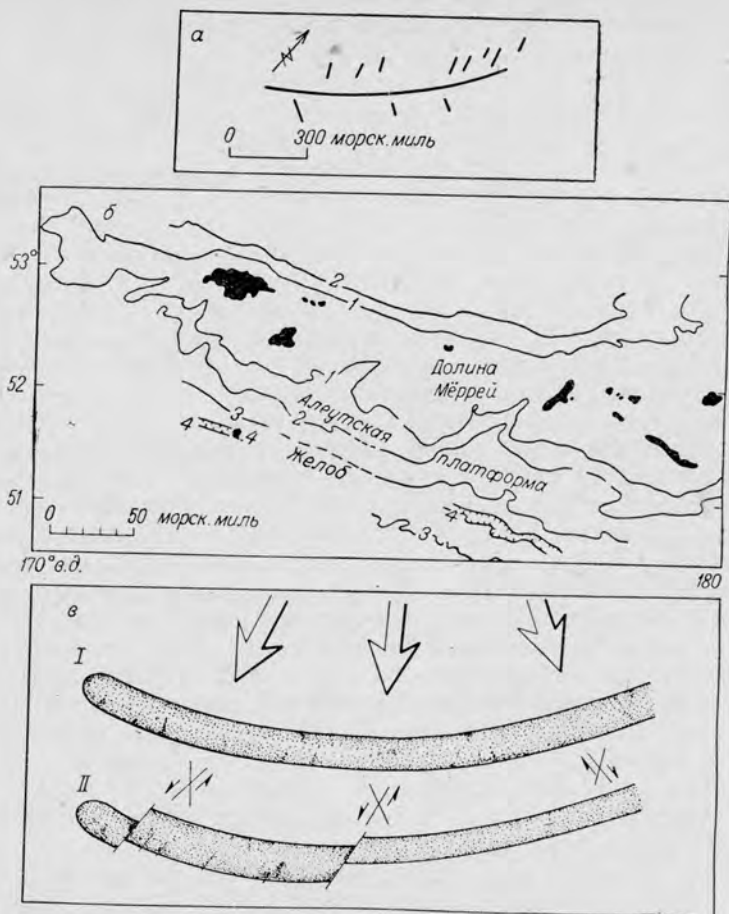


Рис. 12. Диагональные трещины на склонах Курильского желоба (а), расчлененный рельеф северного склона Алеутского желоба (б) и интерпретация, основанная на поперечных разломах (в) [150].

I — до начала движения; II — после начала движения. Цифры на рис. 12, б — глубина, км.

в то время, казалось, надвигался на Тихий океан, за исключением района Соломоновых островов и островов Бисмарка, где фокальная плоскость наклонена в обратную сторону, а океаническое дно, казалось, перемещается в сторону Кораллового моря, кроме района Новых Гебридских островов, где плато Фиджи играло роль материка.

Если возвратиться теперь к срединно-океаническим хребтам, то наличие осевого рифта в Атлантико-Индийском хребте уже давно заставляло допускать, что все они испытывают растяжение и что землетрясения там происходят в результате смещения по нормальным сбросам, как и в зонах материковых грабенов. Эти данные, прочно

утвердившиеся к 1960 г., подчеркивали простую мысль о том, что выделение двух крупных сейсмических зон отражает существование областей сжатия, или сдвиговых деформаций (зона кайнозойской складчатости), и растяжения (срединно-океанические хребты).

Сегодня все кажется менее простым. Л. Сайкс, который недавно провел несколько детальных исследований, о чем мы будем говорить дальше, думает, что неудачное расположение станций и посредственное качество старых данных могли преувеличить роль сдвигов. С другой стороны, природа сил, вызывающих образование кайнозойских дуг и глубоководных желобов, которые их сопровождают, дискуссионна.

Мысль о том, что и то и другое — результат сжатия, казалось, прочно укоренилась после знаменитых гравиметрических исследований Ф. Венинг-Мейнеса. Сжатие хорошо объясняло образование двойных дуг (осадочная дуга вдоль желоба, вулканическая в вогнутости) смятием отложений в складки, но мы увидим, что гравитационное поле желобов было по-иному истолковано Дж. Уорзелом, который видит в нем аналогию с материковыми рифтами.

В подтверждение этого Г. Менард [150] отметил в некоторых желобах существование осевого рва, прорезающего их дно, и в большинстве случаев наличие латеральных террас, образующих ловушку для отложений, — два обстоятельства, говорящих, скорее, о растягивающих усилиях, возможно сопровождаемых вертикальными движениями. Все это трудно согласуется со складчатостью, отмеченной в Индонезии, на островах осадочной дуги. Мы еще вернемся к этим вопросам в гл. VI.

Глава II

РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В МОРЕ. ПОПЕРЕЧНЫЕ РАЗЛОМЫ

Магнитные аномалии срединно-океанических хребтов

Измерение полной интенсивности магнитного поля при помощи буксируемых магнитометров позволило выявить на срединно-океанических хребтах аномалии, иногда превышающие 3000 γ ($1\gamma = 10^{-5}$ э), в то время как на материках они редко достигают этой величины. Первые результаты магнитных измерений были получены в восточной части Тихого океана, где Р. Мейсон в 1958 г., а затем Р. Мейсон и А. Рафф в 1961 г. обнаружили удивительные параллельные аномалии, имеющие (рис. 13) четкие границы и обусловленные намагниченными телами с глубиной залегания не более 3 км.



Рис. 13. Магнитные аномалии, открытые А. Раффом и Р. Мейсоном в 1961 г. [226].

1 — положительные аномалии; 2 — разломы; 3 — хребты (с севера на юг): Эксплоурер, Хуан-де-Фука, Горда.

Характер магнитных аномалий меняется в зависимости от местоположения. Аномалии, с которых началось изучение, оказались самыми интенсивными и были приурочены к зоне гребня (рис. 9). В этом случае, как и во всех остальных, аномалия получается исключением главного поля, представленного в виде разложения по сферическим гармоническим функциям. Большая осевая аномалия сопровождается более слабыми и узкими аномалиями, которые лучше выделяются к северу от 29° ю.ш., чем к югу, где зона гребня более широкая и осевая аномалия состоит из нескольких пиков. Большинство аномалий очень хорошо коррелируется с рельефом и сейсмичностью осевой зоны.

Рис. 14. Суммарная амплитуда осевой магнитной аномалии как функция широты и вариации, рассчитанные для модели с постоянным объемом и восприимчивостью [88].

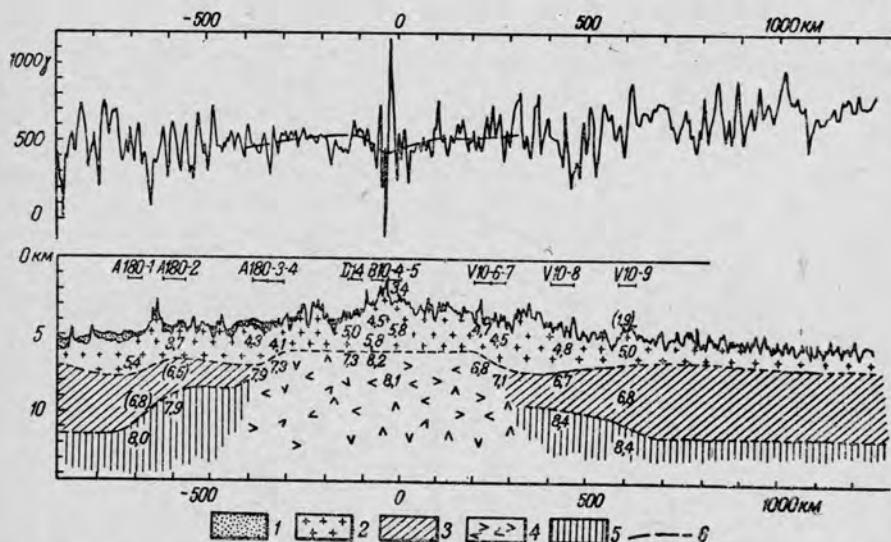
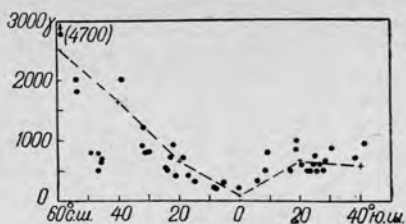
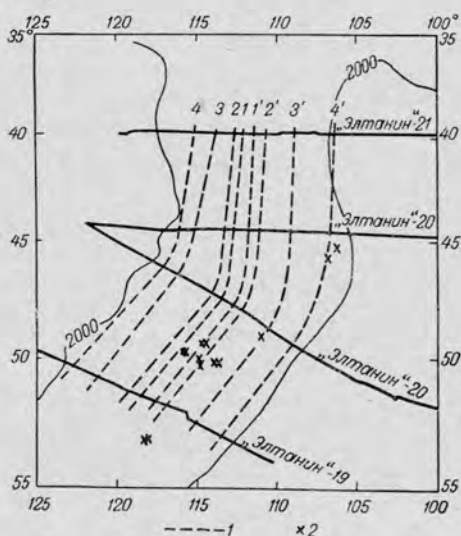


Рис. 15. Магнитный профиль через Срединно-Атлантический хребт на 32° с. ш., приведенный к постоянной глубине 3 км [88].

1 — неконсолидированные отложения; 2 — фундамент; 3 — океанический слой; 4 — слой со скоростью волн $P = 7,3$ км/сек; 5 — мантия; 6 — влияние изменения глубины на положение точки Кюри.

Рис. 16. Маршрут судна «Элтанин» [183].

1 — аномалии, выявленные на четырех профилях; 2 — примерное положение эпицентров землетрясений. Глубины даны в морских саженях.



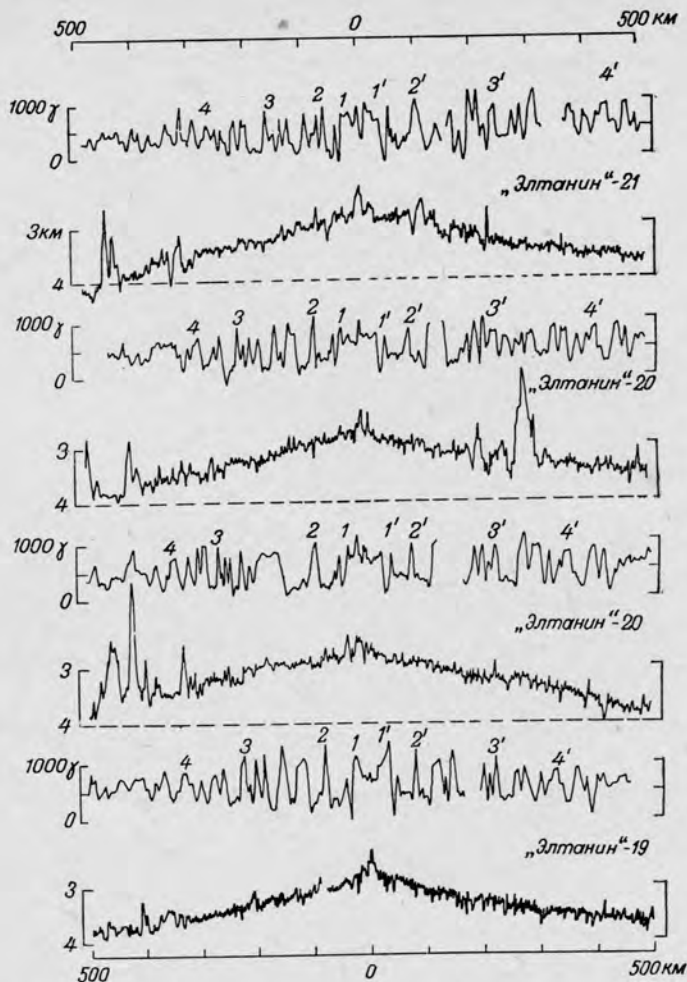


Рис. 17. Магнитные и топографические профили по маршрутам, перпендикулярным к оси хребта [183].
Направление маршрутов показано на рис. 16.

Если представить магнитное тело, вызывающее осевую аномалию, в виде призмы меридионального простирания, имеющей постоянную ширину (10 км), глубину (10 км от дна океана) и магнитную восприимчивость 0,01 эл.-магн. ед., то полная интенсивность может быть рассчитана исходя из интенсивности геомагнитного поля, от его относительного направления и глубины дна (рис. 14). Полагают, что эта простая гипотеза хорошо объясняет наблюдения. Самые значительные смещения аномалий соответствуют зонам поперечных разломов, о которых мы будем говорить дальше. Возможно, осевая аномалия

является следствием сильно намагниченной интрузии, находящейся в вулканическом фундаменте, непосредственно под осевым рифтом.

К склонам хребта наблюдается уменьшение ширины аномалий и их амплитуды, приведенной к определенной глубине относительно дна (рис. 15), что характерно для аномалий северных областей. Длина волн здесь оказывается больше 60 км, что было бы трудно объяснить влиянием рельефа. Осевая аномалия (1200 γ) выделяется очень четко.

Рассмотрим осевую аномалию. Хорошая корреляция, которую дает гипотеза индуцированной намагниченности, — это только результат искусственных построений, и хорошо известно, что термоостаточная намагниченность играет важную роль. Следовательно, нижняя кромка намагниченного тела должна соответствовать точке Кюри. Тепловой поток в осевой зоне хребта высокий, что влечет за собой поднятие изотермы Кюри, примерное положение которой показано на рис. 15. Положение границы изотермы Кюри зависит от состава пород, изменения размера зерен и т. д.

Результаты, аналогичные предыдущим, были получены в 1963 г. на хр. Карлсберг [227], затем в 1965 г. (рис. 16 и 17) на четырех пересечениях Тихоокеанско-Антарктического хребта между 40 и 55° ю. ш. [183]. Линейность аномалий здесь еще более четкая, как показывает соответствие четырех профилей, но выявляется новая особенность. Осевая аномалия 1—1' и прилегающие аномалии симметричны по отношению к оси, и эта симметрия прослеживается довольно далеко (см. профили 2—2', 3—3', 4—4'). Казалось бы, правильно оценить точность этих результатов, говорящих о существовании продольных интрузий в хребтах, можно, обратившись к Исландии, которая находится на Срединно-Атлантическом хребте. Область раздвоения здесь (рис. 18) следует рассматривать как сочетание элементов осевой зоны, реальная форма которой без сомнения,

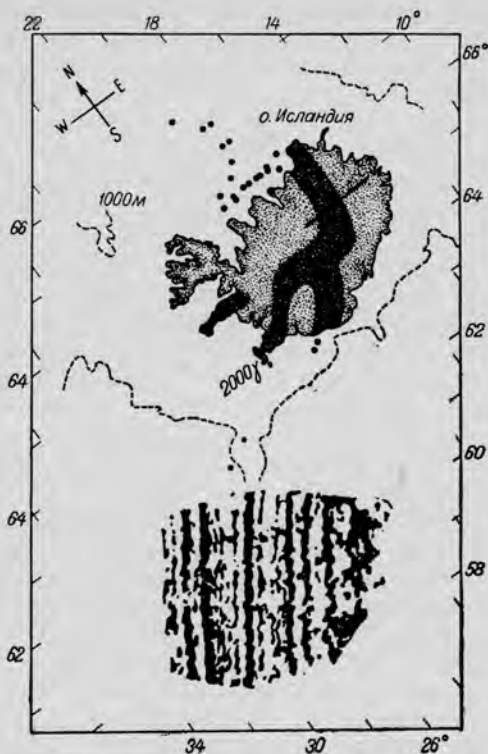


Рис. 18. Положительные магнитные аномалии хр. Рейкьянес (эпицентры, по Л. Сайксу [208]). Черное — зона четвертичного вулканизма на о. Исландия [120].

еще более сложная и которая является зоной многочисленных активных, более или менее параллельных трещин.

Самые древние породы Исландии находятся по обеим сторонам осевой зоны, в периферической части острова. В действительности они не очень древние: что касается магматических пород, то Н. Гейл, С. Мурбат, Г. Симонс и Дж. Уолкер в 1966 г. определили калий-аргоновым методом возраст кислых интрузий юго-востока и запада Исландии от 10 до 1,5 млн. лет (верхний миоцен — плейстоцен), т. е. возраст самых древних базальтов не выходит за пределы миоцена.

В противоположность авторам, которые рассматривают Исландию как геосинклиналь или плато, центральная часть которого опустилась, Г. Бодварссон и Дж. Уолкер связывают образование Исландии с прогрессивным поступлением материала, поднимающегося по трещинам осевой зоны [232]. Наблюдаемые трещины (половина из которых обусловила излияние лав, остальные остаются открытыми) являются следствием значительного растяжения фундамента, которое, по определению этих авторов, равно 30 м и произошло за последние 3000—5000 лет.

Дж. Уолкер также изучал вулканические дайки, которые прорывают покров третичных лав на востоке Исландии; толща лавы мощностью в 10 км, устанавливаемая наблюдениями, должна соответствовать 200—400 км суммарной мощности подводящих даек.

Детали наблюдений живо обсуждались [12],* но высказывания многих исследователей, касающиеся происхождения срединно-океанических хребтов и разрастания океанического дна, совпадают с гипотезой Г. Бодварссона и Дж. Уолкера о последовательном внедрении смежных полей даек. С точки зрения магнетизма в такой вулканической области наземная съемка нереальна. Выполненная канадскими исследователями аэромагнитная съемка [12] выявила сложный рисунок профилей, упрощающийся по мере перехода к морю на юге острова.

Часть хребта, которая отходит от п-ова Рейкьянес, была ранее объектом детального аэромагнитного картирования, охватившего квадрат со стороной в 350 км и координатами центра 60° с. ш., 28° з. д. [29]. Основные элементы рельефа параллельны и симметричны по отношению к оси; на севере гребень выявляется по резкому увеличению глубины на расстоянии 30 км по обе стороны от оси, но эти перепады глубин уменьшаются к югу, и на 60° с. ш. глубина возрастает довольно постепенно с увеличением расстояния от оси. У неровностей рельефа шириной менее 5 км симметрия отсутствует. Дж. Хейрцлер, К. Ле Пшон, Дж. Бэйрон не обнаружили осевого грабена; Дж. Шиллинг, Д. Краузе, Дж. Моор [196] отметили между 60 и 61° с. ш. существование рифта шириной менее 10 км с покровом подушечных лав.

* Автор имеет в виду симпозиум по проблеме «Исландия и срединно-океанические хребты», организованный Исландским обществом наук о Земле (Рейкьявик, 27 февраля — 4 марта 1967 г.) — *Прим. ред.*

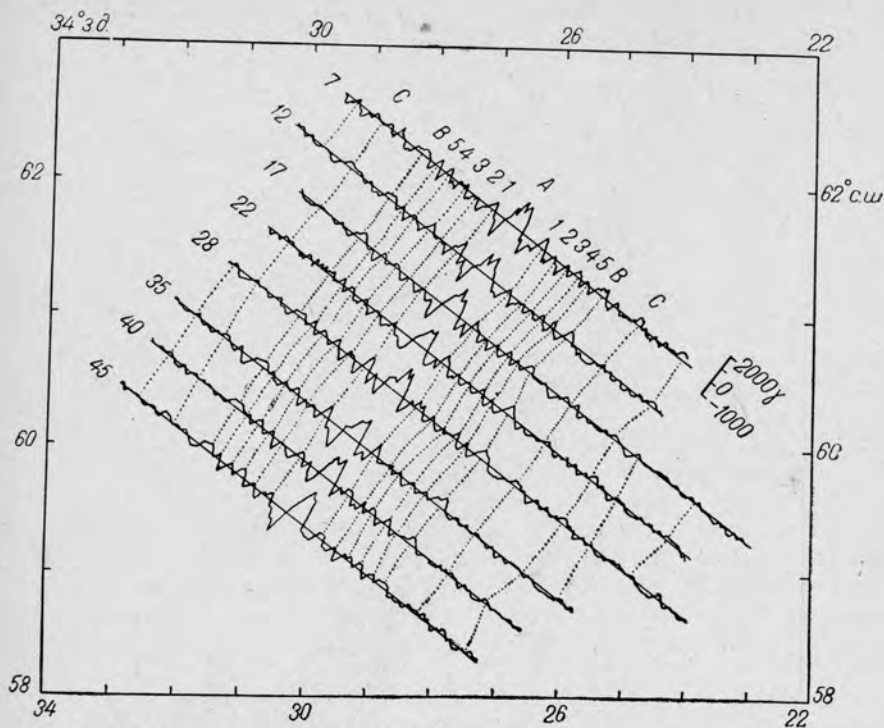


Рис. 19. Восемь профилей полной интенсивности магнитного поля, перпендикулярных к простиранию хр. Рейкьянес [89].

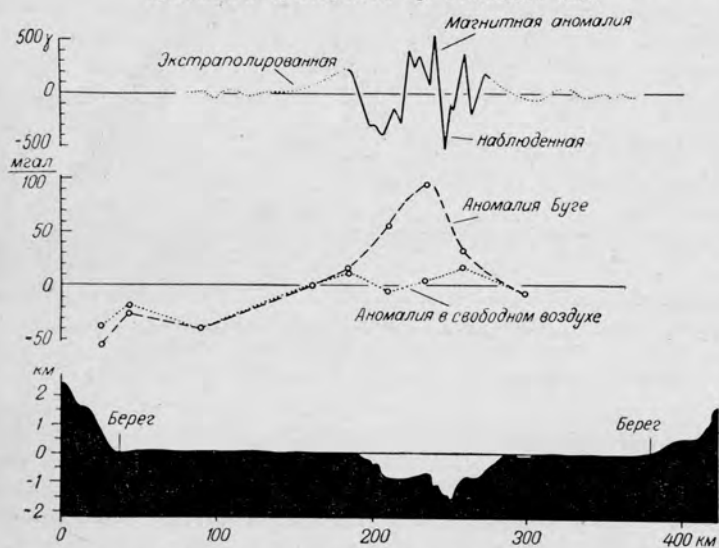


Рис. 20. Разрез через Красное море в районе 16° с. ш. с магнитным и гравиметрическим профилями. По Ч. Дрейку и Р. Гирдлеру, 1964.

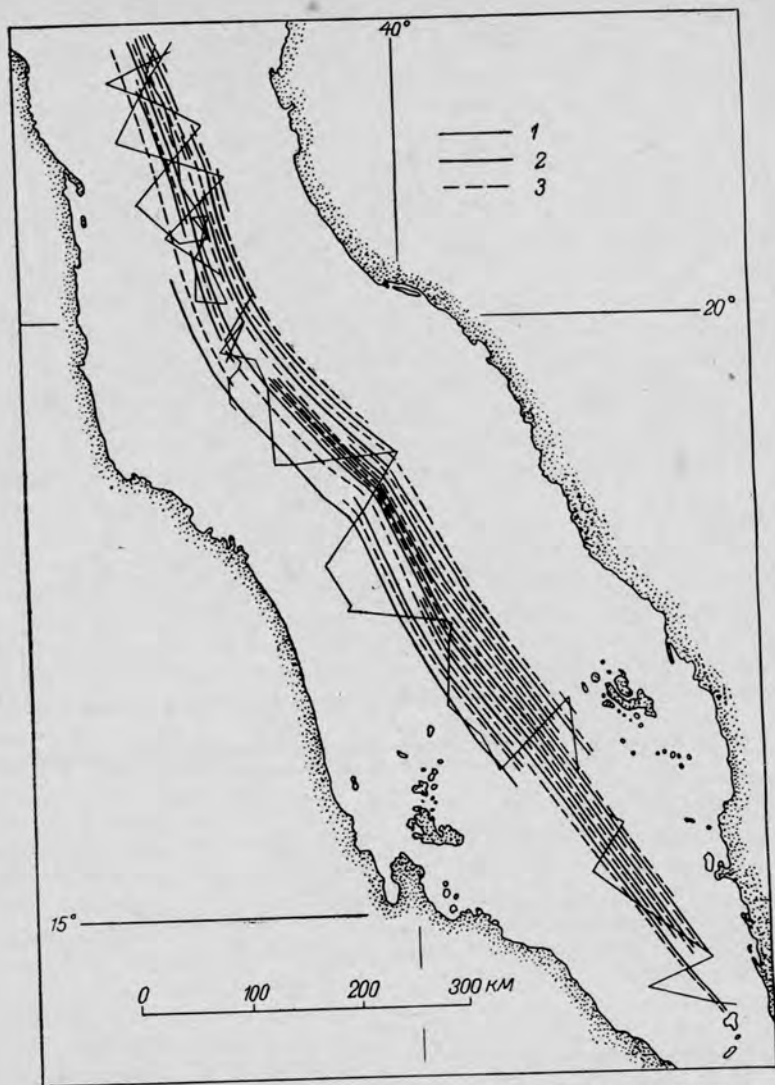


Рис. 21. Корреляция магнитных аномалий в южной части Красного моря. По Ч. Дрейку и Р. Гирдлеру, 1964.

1 — маршрут судна; 2 — максимальная интенсивность; 3 — минимальная.

На хр. Рейкьянес магнитные аномалии удивительно параллельны (рис. 18). Интенсивность магнитного поля вдоль оси точно соответствует деталям рельефа [213]. На рис. 19 показано 8 профилей, перпендикулярных к оси и отстоящих друг от друга на расстояние 40 км. Положительная осевая аномалия, образованная прямо намагниченным телом, естественно, интенсивна на этой высокой магнит-

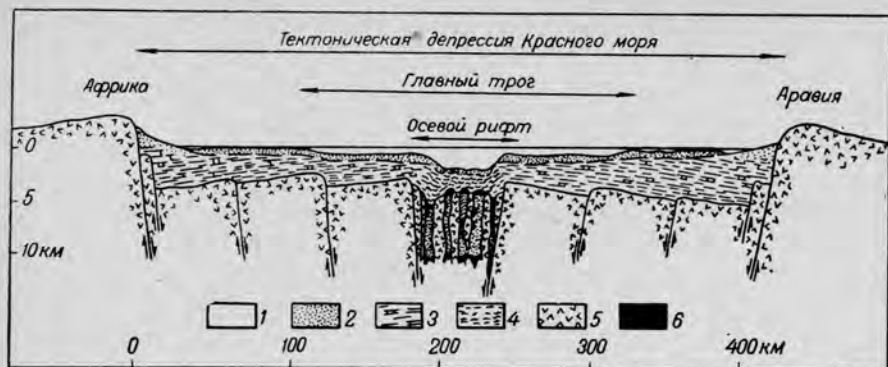


Рис. 22. Строение коры в южной части Красного моря по геофизическим данным. По Ч. Дрейку и Р. Гирдлеру.

1 — вода; 2 — органогенные образования (кораллы), неконсолидированные отложения; 3 — осадочная толща (карбонатные породы, эвапориты); 4 — осадочные и вулканогенные образования; 5 — кристаллические породы фундамента; 6 — интрузии основных пород, прямо и обратно намагнитченных.

ной широте: ширина порядка 40 км, амплитуда 3000 γ. С каждой стороны можно различить 6 аномалий с амплитудой от 500 до 1000 γ и с шириной примерно 15 км. Их расположение удивительно симметрично относительно оси хребта. Они мало связаны с рельефом, в котором параллельность наклонных блоков земной коры не выражена.

Если принимать во внимание глубину измерения относительно дна, то центральная аномалия выражена более четко в северной части Срединно-Атлантического хребта; боковые аномалии больше напоминают аномалии южной части, но система аномалий гребня намного правильнее. Лишь на расстоянии 100 км от оси боковые аномалии становятся весьма нерегулярными. Осевая аномалия так или иначе прослеживается на Исландском материковом плато, боковые же отсутствуют.

Необыкновенный параллелизм магнитных аномалий, подобных аномалиям хр. Рейкьянес, снова встречается в осевом рифте южной части Красного моря [68]. На рис. 20 показаны этот осевой рифт и аномалии, обнаруженные в районе 16° с. ш. Ч. Дрейком и Р. Гирдлером. Проведенная корреляция аномалий, встреченных судном по маршруту, показанному на рис. 21, позволила выделить положительные и отрицательные аномалии; эта корреляция менее точная, чем на хр. Рейкьянес. Р. Гирдлер объясняет этот факт присутствием серии интрузий, разделенных немагнитными породами в центре зоны растяжения коры (рис. 22).

Линейные аномалии вблизи островных дуг и материковых окраин

Линейный характер аномалий, свойственный срединно-океаническим хребтам, иногда встечается в районах островных дуг, как это показано на рис. 23, выполненном Дж. Хейрцлером [85] на

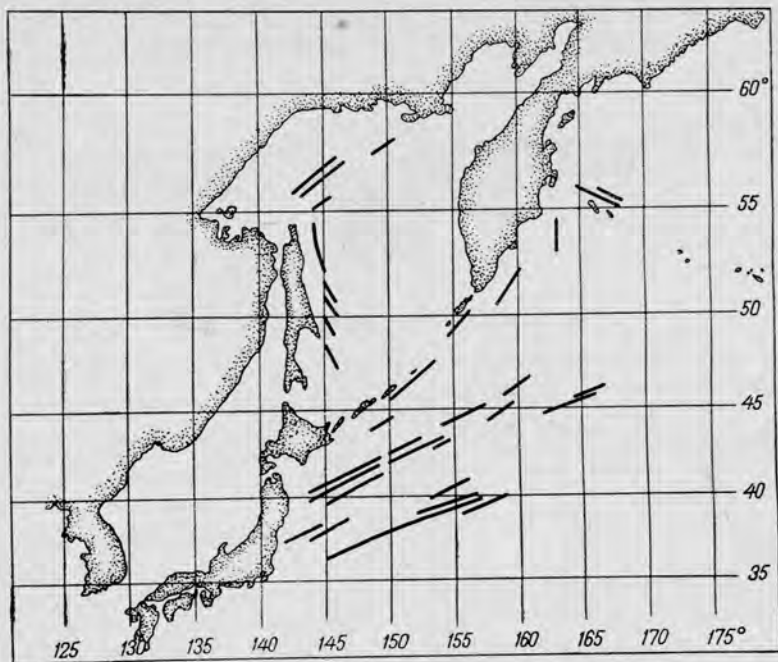


Рис. 23. Линейные магнитные аномалии в северо-восточной части Тихого океана [85].
Линии соответствуют максимумам аномалий.

основе японских и советских магнитных карт. Ясно, что тела, вызывающие образование этих аномалий, находятся здесь еще на небольшой глубине. Аналогичные аномалии идут вдоль южного края Алеутского желоба, в его восточной части [82], и соединяются с аномалиями тихоокеанской материковой окраины (продолжение аномалий Р. Мейсона и А. Раффа) в Аляскинском заливе, где эта система образует острый угол. На рис. 23 отмечены аномалии в Охотском море, выявленные О. Н. Соловьевым и А. Г. Гайнановым в 1963 г.

Вне желобов магнитное поле слабо нарушено. Однако, как показано на рис. 24, также составленном по разным данным Дж. Хейрцлером, гораздо менее линейные аномалии (кроме начала Антильской дуги) окаймляют и даже захватывают Атлантическое побережье Северной Америки. Намагнитченные породы, вызывающие образование краевой структуры аномалий, не кажутся более глубоководными (по отношению к уровню моря) по сравнению с аналогичными телами в абиссальных равнинах, несмотря на то, что они перекрыты мощными отложениями. В открытом море область спокойного поля шириной около 400 км. Оно отделяется от зоны более расчлененного рельефа, который доходит до Срединно-Атлантического хребта.

Дж. Хейрцлер и Дж. Хейс [87] выявили зону спокойного магнитного поля на востоке Атлантики. Она более узкая и ближе под-

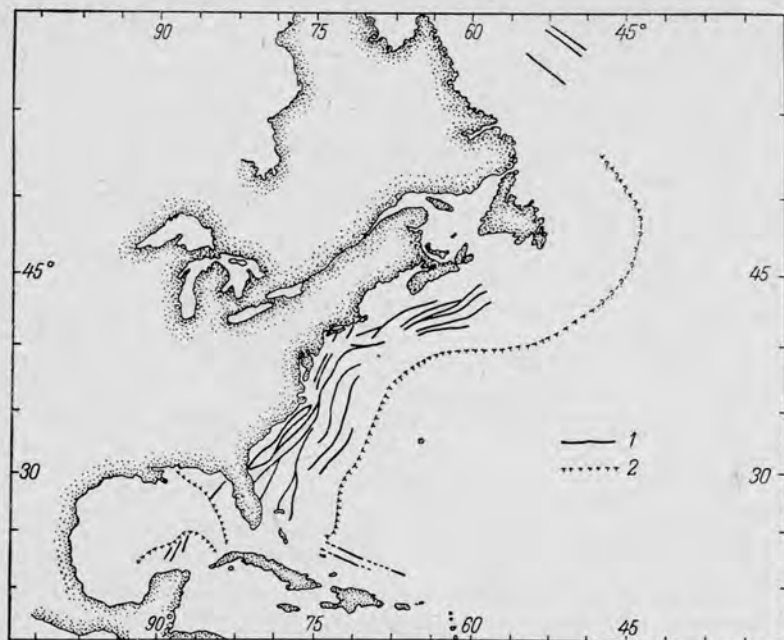


Рис. 24. Линейные магнитные аномалии восточной части Атлантики [85].

1 — максимумы аномалий; 2 — границы зоны спокойного поля.

ходит к срединному хребту. Наконец, в 1968 г. была выявлена зона спокойного и несколько выравненного поля вблизи берегов Южной Атлантики [35]*.

Восточно-Тихоокеанское поднятие и крупные поперечные разломы

Мы до сих пор подробно рассматривали аномалии, впервые изученные Р. Мейсоном и А. Раффом. Им повезло, потому что аномалии смещены поперечными разломами, которые наиболее четко выражены в восточной части Тихого океана, где они были, кстати,

* Аэромагнитная съемка по проекту «Магнит» [67* — см. список дополнительной литературы] выявила существование двух линейных зон спокойного магнитного поля, симметрично расположенных относительно оси Срединно-Атлантического хребта. Первая зона шириной 200 км начинается сразу за материковой окраиной Аргентины и Южной Африки; вторая шириной 300 км прослеживается от экватора до 40° ю. ш., в пределах Аргентино-Бразильской и Ангольской котловин.

Происхождение первой зоны связывается либо с тектоническими, либо с диагенетическими процессами в начальную стадию разрастания дна. Возникновение второй может быть объяснено отсутствием инверсий магнитного поля в течение второй половины меловой эпохи.

В работе [82*] высказано предположение, что образование зоны спокойного магнитного поля к западу от Норвегии связано с опусканием материковой коры. — *Прим. ред.*

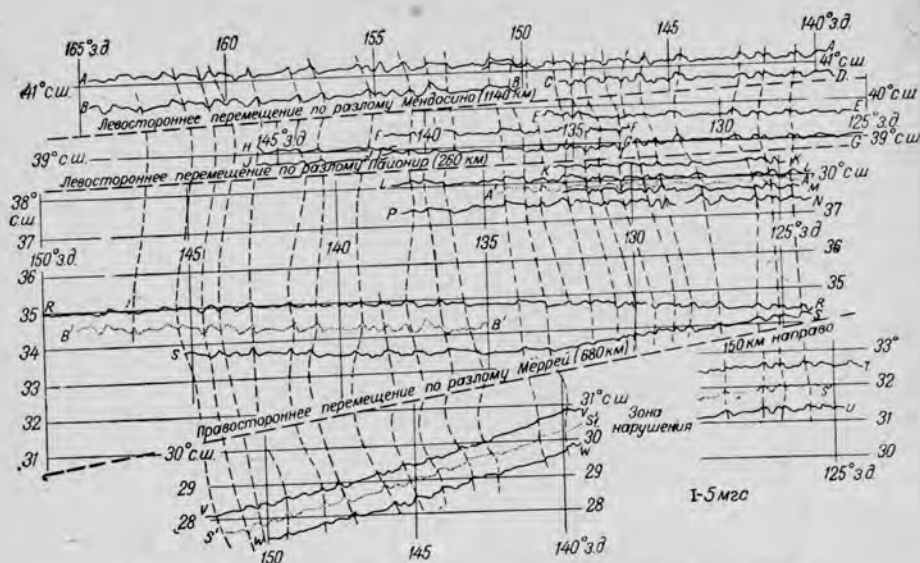


Рис. 25. Профили магнитных аномалий к западу от Калифорнии [221].

Профили AA коррелируются с А'А' и т. д., позволяя выявлять смещения океанического дна по разломам Мендосино, Пайонир, Мёррей.

открыты Г. Менардом и Р. Дитцем в 1952 г. и описаны Г. Менардом [150] как длинные, узкие, прямолинейные полосы, разделяющие области с различной глубиной и несколько углубленные по сравнению с окружающим дном. Большие разломы восточно-западного направления в Тихом океане имеют длину в несколько тысяч километров при ширине от 100 до 200 км. Перепад глубин в зоне разломов 3 км.

Карта магнитных аномалий, основное направление которых меридиональное, показывает наряду с локальными изгибами внезапные нарушения аномалий при пересечении разломами. Самый северный из них, Мендосино, отмечен в самой нижней части рис. 13. За ним следуют разломы Пайонир и Мёррей в районе Калифорнии.

Как показывает рис. 25, сравнение аномалий по обе стороны нарушений позволяет выявлять сходство смещенных участков иногда на сотни километров. Сначала это объяснялось исходя из предположения, что магнитоактивные тела океанического дна смещались по разломам без заметного искривления. Однако две величины перемещения по разлому Мёррей, 680 км на западе и 150 на востоке, говорят о том, что между 130 и 139° з. д. («зона нарушения» на рис. 25) океаническое дно или уничтожилось на северном, или образовывалось на южном крыле разлома. В зоне нарушений, имеющей расчлененный рельеф и окаймленной с востока и запада двумя грядами подводных гор, находящихся непосредственно к югу от разлома, корреляция в меридиональном направлении отсутствует.

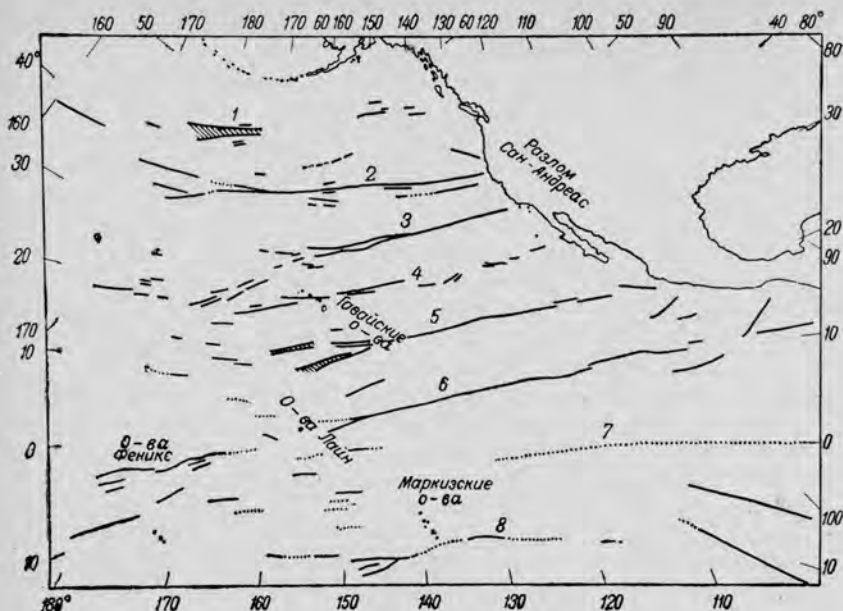


Рис. 26. Зоны больших разломов северо-восточной и центральной частей Тихого океана [154].
 Зоны разломов: 1 — Чинук; 2 — Мендосино; 3 — Мёррей; 4 — Молокай; 5 — Клариян; 6 —
 Клиппертон; 7 — Галапагосская; 8 — Маркизская.

Линейный характер магнитного поля продолжается далее на юг, но исчезает за новым разломом Молокай. Еще южнее, на широте 25° с. ш., у входа в Калифорнийский залив, появляется Восточно-Тихоокеанское поднятие, которое в районе разлома Мендосино не было выражено. Новые разломы, поперечные если не магнитным аномалиям, то хребту, были установлены по их выражению в рельефе. Они получили с севера на юг названия: Молокай, Клариян, Клиппертон, Галапагосский, Маркизский (последний не достигает гребня хребта).

Большие разломы северо-восточной части Тихого океана могут быть прослежены по батиметрическим данным до центральной части Тихого океана за пределы Восточно-Тихоокеанского поднятия [154]; они разветвляются на некотором расстоянии от склонов хребта. Рис. 26, составленный в центральной проекции, показывает, что разломы примерно соответствуют большим дугам окружности. Самый удивительный пример — это разлом Клиппертон, который прослеживается практически до островов Лайн, где, кажется, исчезает под вулканическим покровом архипелага и пелагическими отложениями, но снова появляется на юге экваториального пояса осадконакопления в виде зоны желобов или выражается довольно слабым изменением глубины поднятий (однако наблюдается уступ глубиной 2000 м в районе островов Феникс, рядом с впадиной

глубиной 8000 м — самой глубокой в центральной части Тихого океана). Общая длина разлома порядка 9800 км.

Эти наблюдения трудно увязать с ранее высказанным предположением Г. Менарда, развивающим идею Г. Хесса. Пораженный контрастом между срединным положением Атлантико-Индийского хребта (между двумя материками) и необычайным положением Восточно-Тихоокеанского поднятия, Г. Менард вообразил, что аналогичный хребет, находившийся в центре Тихого океана, постепенно погрузился. Он был назван поднятием Дарвина (в честь Ч. Дарвина, изучавшего погружение коралловых атоллов), и его местоположение примерно соответствует двум известным областям базальтового вулканизма Тихого океана, которые Г. Менард сопоставляет с плато-базальтами, в частности с исландскими базальтами. Более 100 млн. лет назад поднятие Дарвина возвышалось на 2 или 3 км относительно дна океана (глубина океана здесь 5 км). Его длина составляла 10 000, ширина 4000 км. Это поднятие имело продольные разломы и трещины, превратившиеся затем в большие поперечные разломы. Вулканическая активность проявилась значительно позже. Если приведенная точка зрения отражает общий характер разломов, то из этого следует, что активные хребты представляют собой только зоны умеренного вулканизма. На самом деле вскоре станет ясно, что большие поперечные разломы, скорее, связаны с древней историей развития Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Большие разломы северо-восточной части Тихого океана практически асейсмичны. Они составляют, по существу, особую группу, позволяющую представить развитие в прошлом. Их открытие сопровождалось выявлением других разломов, которые также свидетельствуют о латеральном смещении хребтов; они были обнаружены благодаря выраженности в рельефе дна, но развитие сейсмологии позволило установить там многочисленные эпицентры землетрясений. Длина этих активных разломов обычно намного меньше длины разломов в восточной части Тихого океана. Можно все же выделить большой разлом Элтанин (раздваивающийся на рис. 48), который, по данным М. Тарп и Ч. Холлистера, очевидно, простирается от Новозеландского плато * до Южно-Антильской дуги.

Некоторые системы разломов местами буквально «крошат» хребты. Атлантический океан в зоне экватора пересечен огромным числом параллельных разломов. В качестве примера можно привести разлом Чейн, который, кажется, смещает хребет на 320 км влево, и зону разломов Романш, которая смещает хребет на 860 км (рис. 27).

Как показывает физиографическая карта Б. Хизена и М. Тарп, на основе которой выделены крупные линии разломов на рис. 28, Индийский океан нарушен в нескольких местах аналогичным образом. За исключением двух-трех случаев, кстати важных, эти поперечные разломы имеют заметное меридиональное простираение, как и большинство структурных линий Индийского океана, а не перпен-

* Плато Кэмпбелл. — *Прим. ред.*

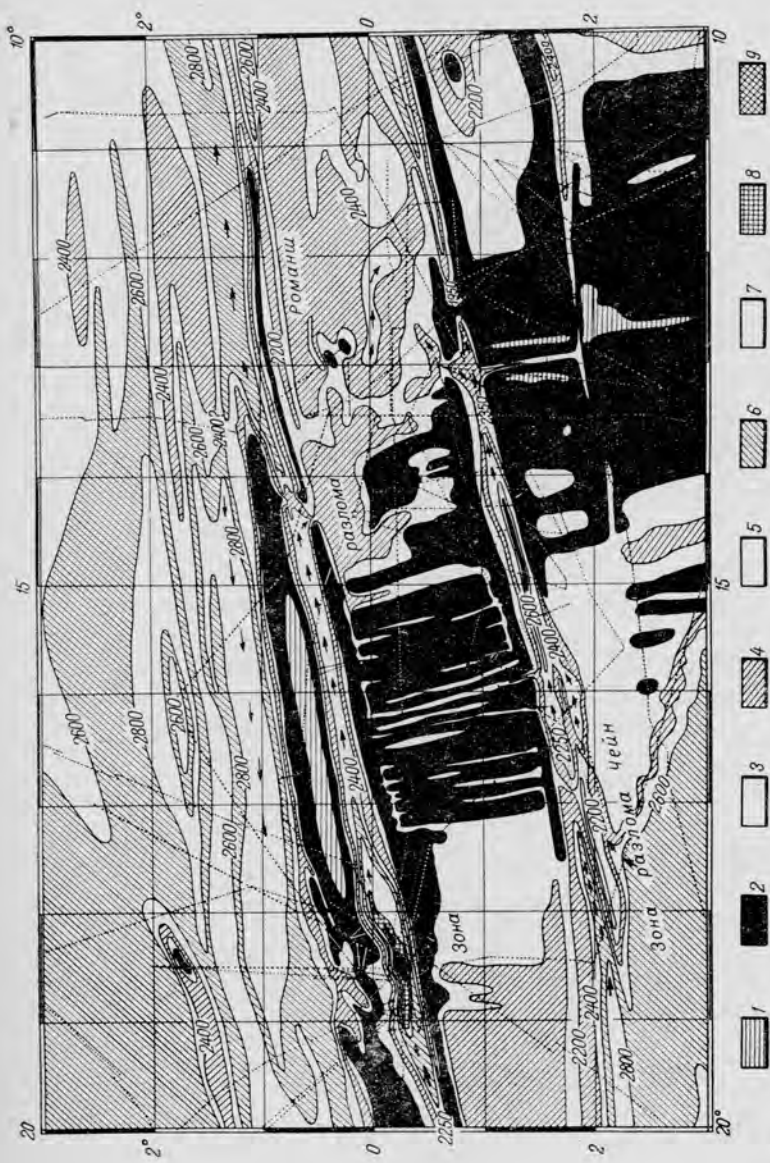


Рис. 27. Батиметрическая схема части зоны разломов Чейн и Романиш. По Б. Хизену, Э. Бане, Дак. Херси и М. Тари, 1964. Линии зондирования показаны точечными линиями. Изобаты, где возможно, проведены через 200 морских саженей. Глубина, морск. сажень: 1 — менее 1400; 2 — 1400—2000; 3 — 2000—2200; 4 — 2200—2400; 5 — 2400—2600; 6 — 2600—2800; 7 — 2800—3000; 8 — 3000—4000; 9 — более 4000.

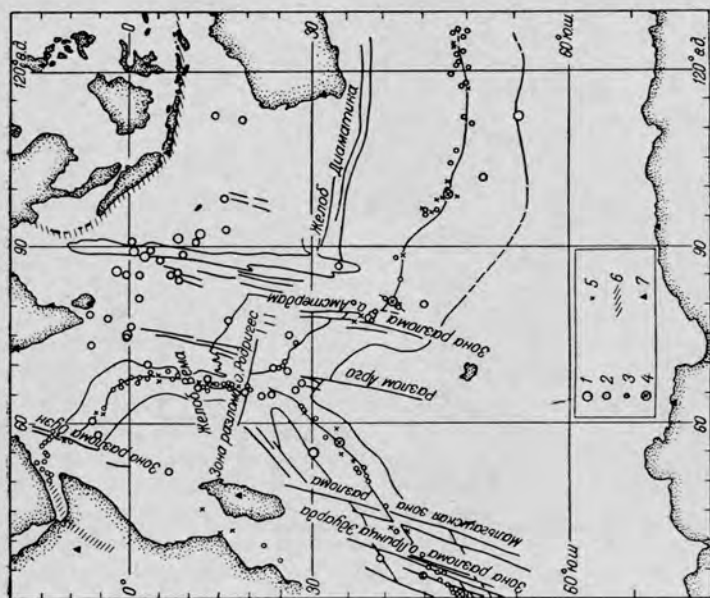


Рис. 28. Эпицентры землетрясений Индийского океана за 1942—1964 гг. По Ч. Стоверу, 1966.

1—2 — пересчитанные магнитуды ($1 \geq 7, 2 < 7$); 3 — эпицентры за 1960—1964 гг.; 4—5 — магнитуды за 1942—1969 гг. ($4 \geq 7, 5 < 7$); 6 — сейсмические зоны; 7 — сейсмические станции.

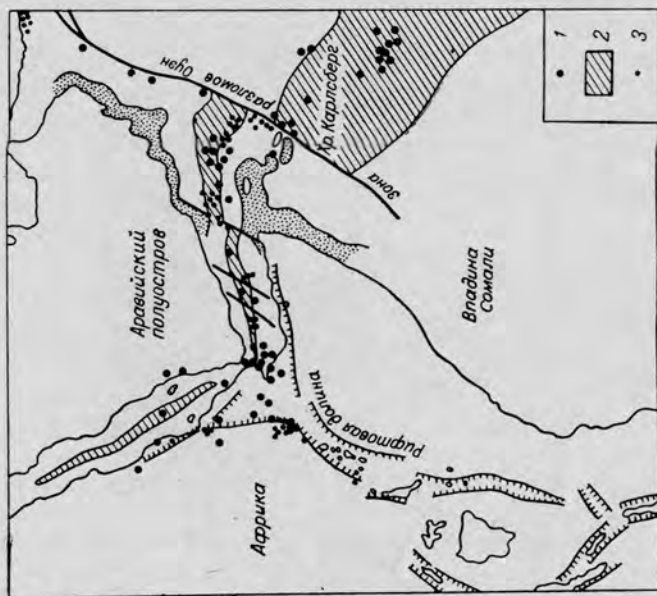


Рис. 29. Смещение хр. Каракорум по разлому Оуэи. По А. Ляу-тону, 1967.

1 — эпицентры (близповерхностных) землетрясений; 2 — хр. Каракорум, центральная расчлененная зона Адонского залива и осевой грабен Красного моря; 3 — поднятия дна, не сопровождающиеся магнитными аномалиями, и граница материкового склона у о. Сокотра.

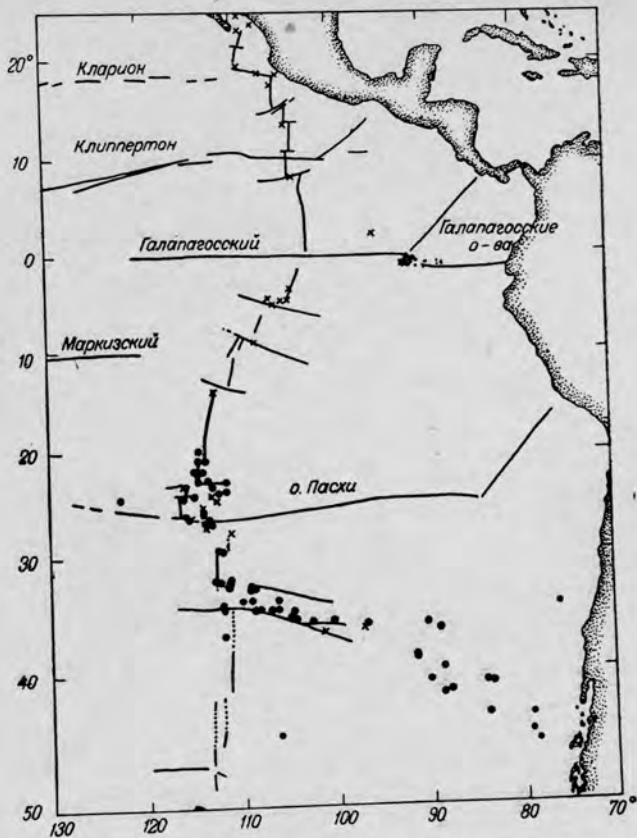


Рис. 30. Гребень Восточно-Тихоокеанского поднятия, смещенный активными разломами. Точками показаны эпицентры землетрясений, по Л. Сайксу (1963); крестиками — то же, по данным Международной сейсмологической службы [153].

дикулярное к общему направлению хребта. В качестве примера на рис. 29 показан разлом Оуэн, который пересекает хр. Карлсберг у входа в Аденский залив. Здесь наблюдается важное явление: поперечные разломы асейсмичны (или очень слабо сейсмичны), за исключением зон, располагающихся между смещенными частями хребтов, но тогда эти зоны являются самыми сейсмичными и наиболее расчлененными.

На рис. 30 хорошо видно, что рядом с крупными древними разломами имеются небольшие активные разломы. Г. Менард [153] считает даже вероятным, что все землетрясения хребтов связаны с небольшими поперечными разломами, и исследование А. Лаутоном Аденского залива подтверждает это. Как полагали в 1966 г. Р. М. Деменицкая и А. М. Карасик, в Северном Ледовитом океане также имеются разломы, которые протягиваются от хр. Ломоносова до материка, пересекая срединно-океанический хр. Гаккеля.

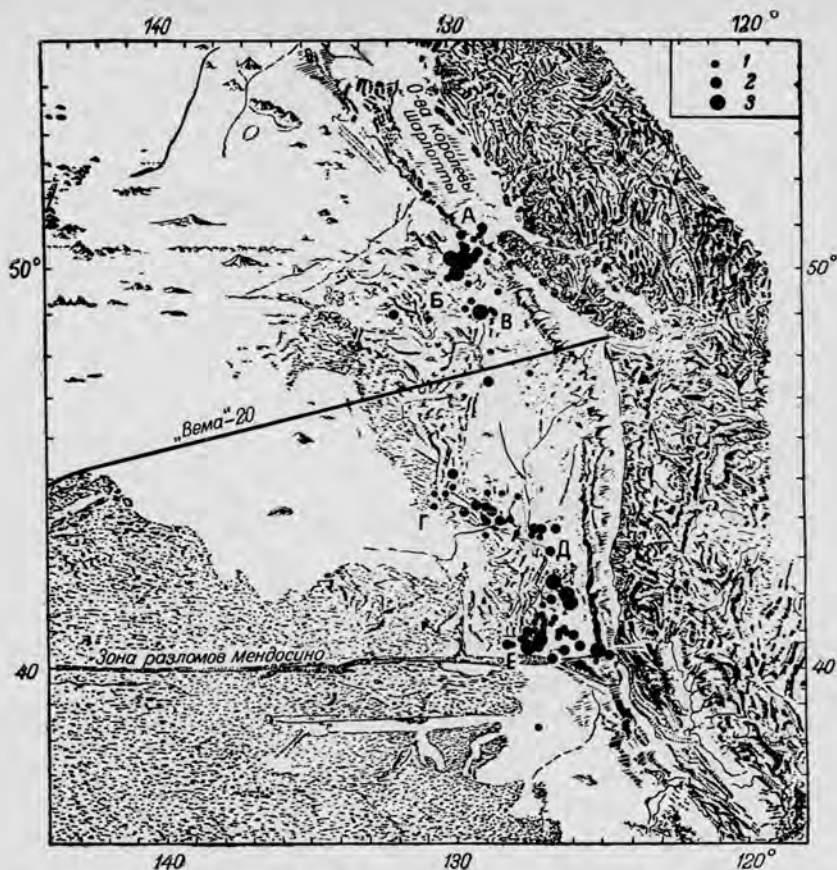


Рис. 31. Эпицентры за 1961—1963 гг. по предварительным определениям Береговой и Геодезической службы США [212].

Магнитуды: 1 — менее 3; 2 — 3—4; 3 — более 4.

Изучение магнитных аномалий позволяет понять сложную структуру Восточно-Тихоокеанского поднятия в зоне гребней и желобов к северу от разлома Мендосино (40° ю. ш.). Идеи Дж. Т. Уилсона о трансформных разломах (см. гл. III) имеют в данном случае большое значение и позволяют просто объяснить факты. Как показано на рис. 31, составленном М. Тальвани, К. Ле Пишоном и Дж. Хейрцлером [212], сейсмическая зона, которая идет с северо-востока вдоль разлома, окаймленного островами Королевы Шарлотты, принимает здесь форму ломаной дуги АБВГДЕ. Отрезки АБ, ВГ, ДЕ соответствуют небольшим хребтам, названным хребтами Эксплуорер, Хуан-де-Фука и Горда. Пересечение хр. Хуан-де-Фука кораблем «Вема» выявило структуру, сходную с большинством хребтов, но восточный склон хребта, кажется, исчезает под материком. На карте положительных аномалий (рис. 13) видно, что три

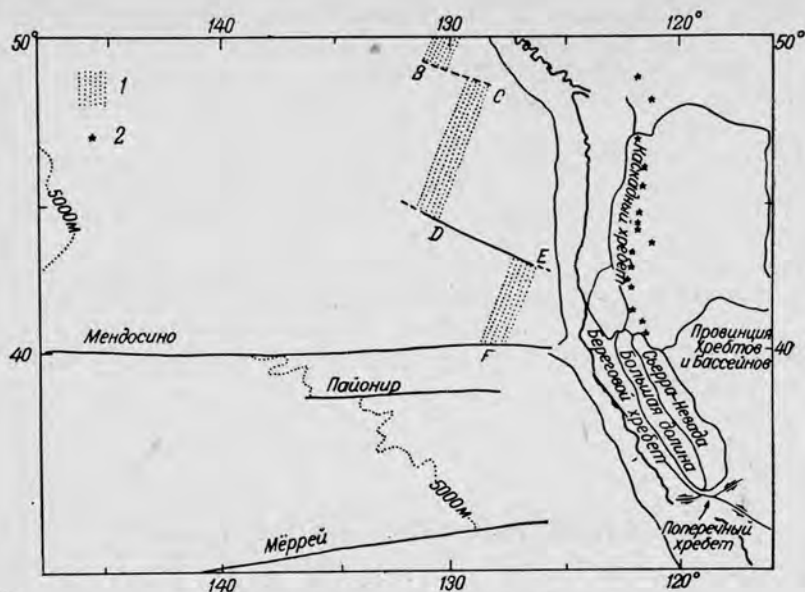


Рис. 32. Хребты и разломы к западу от США [212].
1 — гребень хребта (схема); 2 — вулканы (на суше).

небольших хребта, в особенности хр. Хуан-де-Фука, являются осями симметрии, относительно которых располагаются магнитные аномалии. Они связаны между собой небольшими поперечными разломами.

К югу от разлома Мендосино какие-либо признаки гребня отсутствуют. Г. Менард полагает, что здесь проходит один из склонов хребта. Смещение изобаты 5000 м (рис. 32) подтверждает эту точку зрения. В то же время система магнитных аномалий смещена к востоку примерно на 1600 км (включая амплитуду разлома Пайонир). Осевая зона соответствует в этом случае Провинции Хребтов и Бассейнов и плато Колорадо, роль которого по отношению «погребенного» хребта аналогична роли Африканского плато относительно грабена Великих озер.

Если принять эту точку зрения и предположить, что большие разломы восточной части Тихого океана генетически связаны с хребтом, можно задать вопрос об их возможном продолжении на материке; это было задачей аэромагнитной съемки, выполненной под руководством М. Фуллера в 1964 г. Разлом Мендосино может быть прослежен в Неваде до 115° в. д., но корреляция между магнитными профилями в восточно-западном направлении ослабевает. Значительно раньше (в 1963 г.) Ч. Дрейк, Дж. Хейрцлер и Дж. Гиршман показали существование домезозойского разлома на восточном побережье США на широте Мендосино (но наблюдатель, находящийся на одном из крыльев разлома, увидел бы другое крыло, смещенное

вправо, в то время как Мендосино является левым сдвигом). Разлом заходит на материк на 600 км и оттуда прослеживается в океане, может быть до Срединно-Атлантического хребта. На рис. 24 он прерывает береговые аномалии и смещает зону спокойного магнитного поля.

Разлом Мёррей располагается как раз напротив поперечных хребтов Калифорнии (рис. 32), где имеются левые сдвиги третичного возраста. Здесь направление обратно явному смещению по разлому Мёррей.

Наконец, обнаружено, что напротив разлома Кларион имеется зона активных вулканов, пересекающая Мексику с запада на восток. Предполагают, что разломы Кларион и Клиппертон могли достигать Антильской дуги, которую они сместили до ее современного положения *.

Глава III

ИНВЕРСИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ З Е М Л И. Г И П О Т Е З А В А Й Н А—М Э Т Т Ь Ю З А

Остаточная намагниченность эффузивных пород и магнитное поле в прошлом

У. Гильберт, врач английской королевы Елизаветы I, открыл, что магнитное поле Земли аналогично полю однородно намагниченной сферы; его также можно представить в виде малого магнита, или диполя, помещенного в центр Земли. На самом деле поле непрерывно меняется. Если возьмем среднегодовую величину поля и разложим ее с помощью гармонических функций, как это сделал К. Гаусс, то найдем, что поле почти целиком внутреннего происхождения и что первые коэффициенты разложения, весьма значительные, в точности соответствуют полю магнитного диполя, ось которого в настоящее время образует угол $11^{\circ},5$ с осью вращения Земли.

Единственная удовлетворительная, хотя и несовершенная, теория, разработанная Э. Буллардом, а затем У. Эльзассером, объясняет происхождение геомагнитного поля движением в проводящей жидкости, составляющей ядро Земли. Каков бы ни был в действи-

* По Ф. Кингу, Мендосино является единственным разломом, который уверенно прослеживается по суше, смещая край шельфа на 80 км. Для продолжения на материк других разломов убедительных данных нет, если пытаться связывать их с современными зонами нарушений. В то же время несомненно, что понимание древней структуры в этой области невозможно без учета смещений по океаническим разломам, рассматриваемым как трансформные. — *Прим. ред.*

тельности механизм этой самовозбуждающейся динамо-машины (очевидно, тепловая конвекция, а может быть, турбулентность, вызываемая прецессией), сила Кориолиса, возникающая вследствие вращения Земли, играет главную роль, благодаря чему значительная часть поля должна соответствовать диполю, положение которого определяется осью вращения; остальная часть поля, дипольная или недипольная, меняется в течение постоянного отрезка времени (порядка сотни или тысячи лет), образуя вариации, названные вековыми. Итак, величина $11^{\circ},5$, определяющая угол между географической и магнитной осями, является переменной. Среднее значение ее за довольно длительный промежуток времени, например 100 тыс. лет, слабо меняется.

Вековые вариации хорошо выявляются по древним магнитным измерениям, но последние охватывают не более трех-четырех веков, а самые древние, весьма неточные, относятся только к магнитному склонению. Что касается исторического времени, то они дополнены изучением намагниченности керамики, датированной археологами; исследование основано на тщательно разработанном Е. Телье [217] методе, который послужил основой для измерений намагниченности горных пород. Мы не можем останавливаться здесь на археомагнетизме — науке, которая выявляет медленные вариации в несколько десятков градусов.

Для нас непосредственный интерес представляют данные по намагниченности некоторых пород, возникшей во время их формирования. Эта намагниченность, обычно параллельная полю, существовавшему в то время, в значительной степени сохраняется (остаточная намагниченность), неся следы индуцированной намагниченности в современном магнитном поле *. В случае лавы, которая, охлаждаясь ниже точки Кюри, приобретает в общем устойчивую «термоостаточную» намагниченность, определяемую с помощью тонких измерений, можно найти направление древнего магнитного поля.

Осадочные породы также имеют остаточную намагниченность, обычно очень слабую, которая прежде всего определяется ориентировкой зерен параллельно магнитному полю во время их медленного осаждения в океане. Конечно, здесь предпочтительнее видеть влияние магнитного поля на образование кристаллов во время химического преобразования консолидированного осадка.

Для лавы четвертичного возраста одной и той же области направление поля, полученное по ее намагниченности, оказывается одинаковым (в пределах $20-30^{\circ}$), что естественно, если поле является полем осевого диполя и если не было быстрого смещения местности относительно географического полюса.

* Интенсивность естественной остаточной намагниченности, как правило, значительно превышает индуцированную намагниченность в современном поле. — *Прим. ред.*

Но направление поля может меняться. В начале века В. Брюнес и Давид обнаружили, что покров плато-базальтов в Понтфарейне (Канталь) *, который считался миоценовым, на самом деле имеет позднелиоценовый возраст, а направление его намагниченности, в общем, соответствует современному полю, но с обратным знаком. Глина, изученная в зоне контакта с покровом, также обладает обратной намагниченностью. К этому примеру инверсии поля несколько позже М. Меркантион, а затем М. Матуяма (в 1929 г.) прибавили много других. М. Матуяма, рассматривая 139 образцов вулканических пород четвертичного, а также позднелиоценового возраста Японии, Маньчжурии и Корейского полуострова, нашел хорошее соответствие намагниченности с направлением современного поля или обратным направлением с некоторым отклонением.

Так, начиная с этого времени существование инверсий магнитного поля, быстрых и одновременных на всем земном шаре, считается доказанным, что согласуется с нашими современными представлениями об осевом диполе. Эта идея была принята не сразу. Мы не можем излагать постепенной эволюции представлений геофизиков, несмотря на то, что это было бы интересно для историков науки. Напомним только, что Л. Неель в 1951 г. нашел несколько теоретических механизмов, согласно которым лава может намагничиваться в направлении, обратном магнитному полю; один из этих механизмов был вскоре выявлен Т. Нагата и С. Уеда для дацитовой лавы горы Харуна **; позднее, в 1962 г., Е. Ферхуген предложил другой механизм, что ставит в особенно затруднительное положение сторонников одновременных инверсий в планетарном масштабе, так как для этого требуется очень медленное изменение намагниченности.

Однако изучение десятков тысяч образцов умножили число примеров, подтверждающих оба типа намагниченности, такие, как в Понтфарейне, и в особенности увеличили число согласованных датировок между отмеченными инверсиями в различных местах пород разного состава.

Сегодня кажется ясным, что самообращение касается очень редкой группы минералов и пород. Если эволюция поля во время мировой инверсии еще мало известна, то существование самих инверсий уже нельзя отрицать, и мы довольно хорошо знаем об их частоте, по крайней мере для последних миллионов лет. Таким образом, П. Дегли с соавторами [31], изучив тысячу труднодатруемых базальтовых потоков на востоке Исландии (общей мощностью 9 км), охватывающих отрезок времени в 20 млн. лет, обнаружили там около 60 инверсий, продолжительность которых составляет около 5% времени. Статистически интенсивность поля во время переходов равна 1/3 или 1/4 средней интенсивности эпох нормальной или обратной намагниченности (интенсивность имела значительные временные отклонения).

* Район Центрального Французского массива. — Прим. ред.

** Вулкан Харуна. — Прим. ред.

Периоды полярности и промежуточные события

В первых работах по инверсиям поля, таких, как диссертация Хосперса по исландским покровам и исследование Роша по овернским (обе в 1964 г.), основное внимание уделялось определению времени возникновения инверсий. Но это вскоре стало сложным ввиду того, что была установлена большая частота инверсий; изотопные датировки по калий-аргоновому методу проводились начиная с 1963 г. все более и более многочисленными коллективами.

Синтез, который должен был иметь важные последствия для проблемы разрастания океанического дна, был предметом работ А. Кокса, Р. Доелла, Г. Далримпла начиная с 1963 г. С самого начала эти авторы признали существование трех больших периодов полярности исходя из направления осевого диполя, каждый длительностью порядка миллиона лет. Период, который еще не закончился и которому они позже дали название эпохи Брюнес, характеризуется полярностью, в общем идентичной современной, называемой также нормальной полярностью. В течение предыдущей эпохи, названной Матуяма, полярность обычно обратная; еще раньше она была вообще нормальной на протяжении эпохи Гаусс; наконец, она становится обратной во время эпохи Гильберт, о начале которой еще мало данных.

Начиная с 1964 г. результаты, полученные в различных лабораториях для вулканических пород



Рис. 33. Изменение полярности геомагнитного поля за последние 4,5 млн лет. Из Ф. Стейси, 1972.

Заштрихованные участки — прямая полярность; незаштрихованные — обратная.

Северной Америки, Гавайских островов, Европы и Африки, заставили выделить в рамках предыдущих эпох, названных именами магнитологов, короткие периоды обратной полярности, которые А. Кокс, Р. Доелл, Г. Далримпл [29] назвали эпизодами, получившими названия районов, откуда были взяты соответствующие образцы. В 1964 г. были выявлены два эпизода: Олдувай (по названию знаменитого палеонтологического местонахождения), включенный в эпоху Матуяма, и Маммот, обратный эпохе Гаусс.

Это различие между длительными эпохами и короткими эпизодами (порядка 10 тыс. лет) основывается на теоретических соображениях, о которых мы будем говорить дальше. Оно кажется сегодня весьма неудобным. Действительно, количество выявленных эпизодов увеличивается, а распределение периодов полярности приближается к равномерному, в котором вероятность систематически уменьшается по мере увеличения продолжительности интервалов (рис. 51).

Новые эпизоды, названные по месту их установления, следующие: Харамильо, выделенный Р. Доеллом и Г. Далримплом в 1966 г.; Гилза, довольно сомнительный, по И. Мак-Дугалу и Г. Уэнсинку; Каена, по И. Мак-Дугалу и Ф. Чамалауну, установленный также в 1966 г.; Кохити и Нунивак, по А. Коксу и Г. Далримплу [28]. На рис. 33 отражено состояние наших знаний на время выхода последней статьи (рис. 33 заменен. — *Ред.*) Авторы думают, что шкала инверсий не будет часто меняться, но эта точка зрения кажется слишком оптимистичной. До сих пор для эпохи Брюнес не было установлено обратное событие, за исключением одного еще плохо подтвержденного наблюдения [15].

Намагниченность океанических осадков и различные явления, связанные с инверсиями

Вдали от материков осадконакопление происходит со средней скоростью около 0,01 мм/год. Взятие 20-метровых колонок на больших глубинах если и не стало обычной операцией, то вполне реально. С помощью поршневых трубок для четвертичного периода и конца кайнозоя получены непрерывные разрезы, но скорость, меняющаяся вместе с характером осадконакопления, известна только приблизительно ввиду отсутствия данных изотопных датировок. Полученные результаты, допускающие совпадение направлений остаточной намагниченности и древнего магнитного поля, хорошо подтверждаются данными, основанными на изучении лавы.

П. Гаррисон и Б. Фаннел в 1964 г., очевидно, впервые обнаружили некоторые инверсии. В обширной работе Н. Опдайк с соавторами [174] антарктические колонки использовались для того, чтобы избежать определения азимута из-за значительного наклона магнитного поля. Исследователи снова довольно легко выделили эпохи Брюнес, Матуяма, Гаусс, эпизоды Харамильо, Олдувай и Маммот, используя радиоярири для определения возраста

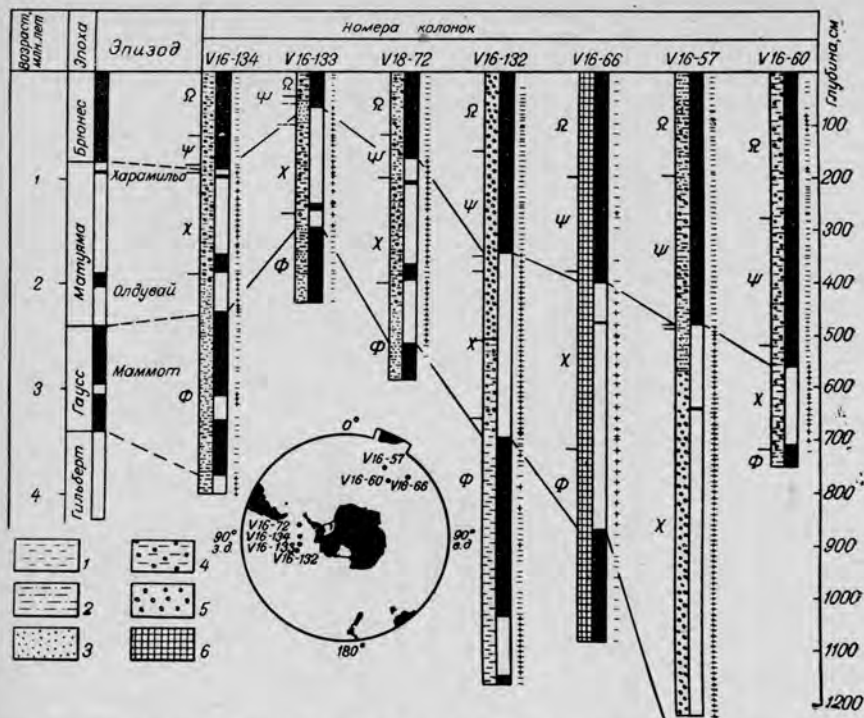


рис. 34. Корреляция магнитных событий между семью антарктическими колонками [174].
 1 — лютит; 2 — лютит и ил; 3 — ил; 4 — лютит с диатомитами; 5 — диатомитовые осадки;
 6 — карбонатные осадки.

Знаком минус показана нормальная намагниченность; знаком плюс — обратная; греческими буквами обозначены фаунистические зоны.

отложений (рис. 34). Позднее были обнаружены другие события. Не все колонки выявляют полную шкалу инверсий, кажется даже, что в других океанах число колонок, дающих четкие инверсии, весьма невелико. Все же метод является очень полезным дополнением данных, полученных по лавам.

Эти данные были использованы Н. Опдайком и К. Уилсоном [173] для проверки гипотезы среднего положения осевого диполя. Из 270 колонок, полученных по всем океанам, они использовали 56; последние имели типичное наклонение менее 15° . Н. Опдаик и К. Уилсон сравнили это наклонение с тем, которое вызвано осевым диполем. Для эпох Брюнес и Матуяма совпадение значений прекрасное; что касается первой эпохи, то рассчитанный средний полюс, исходя из предположения, что намагничивание происходило в меридиональной плоскости, отклоняется только на 1° от полюса вращения.

На рис. 34 символами Φ , χ , ψ , Ω обозначены фаунистические зоны, соответствующие различным популяциям радиолярий. Они кажутся связанными с периодом инверсий (рис. 34 и 35).

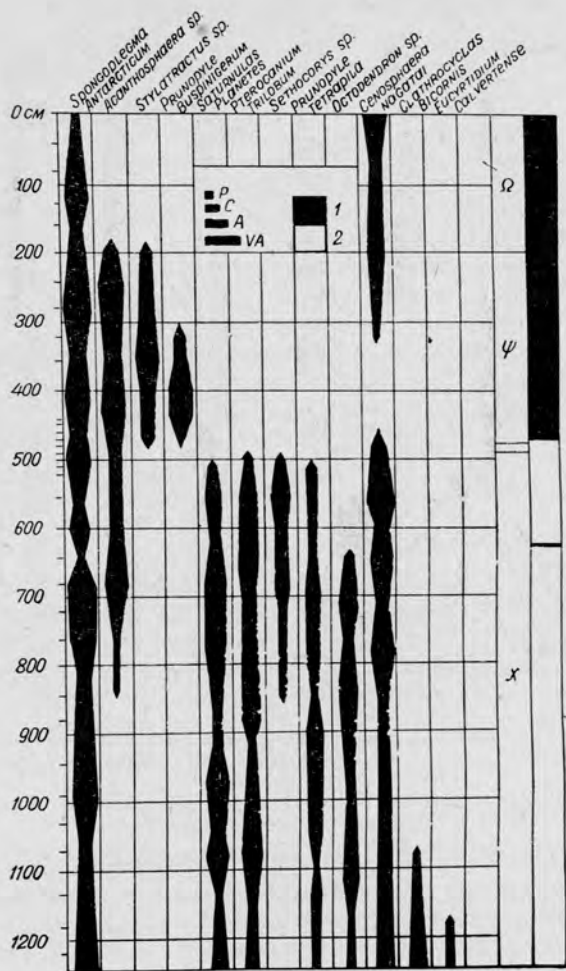


Рис. 35. Частота встречаемости руководящих видов в антарктической колонке [174].

P — редко; C — обычно; A — часто; VA — очень часто.
 Намагниченность: 1 — нормальная; 2 — обратная. Места
 взятия образцов указаны на шкале слева.

Переход $\chi \rightarrow \psi$ совпадает с исчезновением многих видов и появлением новых (рис. 35), и это подтверждает мысль, высказанную Аффенем в 1963 г. о том, что если интенсивность магнитного поля падает во время инверсий, то космические лучи свободно достигают поверхности Земли и вызывают мутации, способные изменить направление эволюции видов. Мы не будем касаться многочисленных дискуссий биологов и физиков (Уаддингтон в 1967 г., Д. Блек в 1967 г., Дж. Харрисон в 1968 г. и т. д.), которые были вызваны этой идеей. На самом деле кажется, что космические

частицы, проходящие через атмосферу и толщу воды океанов, аналогичны сегодняшним излучениям, т. е. это увеличивает скорость мутаций только на несколько процентов. Высказывались предположения о промежуточном влиянии лучей на климат, что кажется маловероятным.

Последнее совпадение было отмечено между инверсией поля и явлением, которое априори кажется очень далеким. В мире известно несколько разобщенных групп стекловидных обломков метеоритов, названных тектитами. Калий-аргоновый метод и метод треков спонтанного деления определяют общий возраст образования некоторых из этих групп (австралийские, индонезийские, филиппинские, индокитайские тектиты) в 700 000 лет, несмотря на то, что между ними имеются большие морфологические различия. Однако это соответствует времени перехода от эпохи Матуяма к эпохе Брюнес.

Были высказаны две гипотезы о происхождении тектитов: с одной стороны, их образование связывается с Луной, с другой — предполагают, что они произошли от столкновения астероидов с Землей. Б. Гласс и Б. Хизен [70] склоняются ко второй гипотезе и допускают, что тектиты Дальнего Востока (масса которых достигает, может быть, 150 млн. т, если к ним присоединить микротектиты, обнаруженные Б. Глассом [69] в пробах, взятых в районе Австралии) могли быть обломками астероида, взорвавшегося вблизи Земли, после чего он раскололся на несколько частей. Падение этого астероида вызвало бы инверсию земного диполя. Другие астероиды, развитие которых не дало тектитов, могли вызвать иные инверсии. Но падение Тунгусского метеорита в 1908 г., без сомнения связанного со взрывом ядра кометы, не привело к выделению необходимой энергии, несмотря на то, что площадь в 2000 км² была целиком усыпана микроскопическими шариками силикатного стекла или металла. Из таких рассуждений следует, что геомагнитное поле меняется с поразительной легкостью. Посмотрим (не прибегая к аналогии с некоторыми звездами, полярность которых меняется в течение нескольких дней), что может вызвать такую неустойчивость магнитного поля Земли.

О происхождении инверсий

Проблемы гидромагнитной теории, которые вытекают из земного самовозбуждающегося динамо, чрезмерно сложны, и их решения только намечаются.

Простые модели, построенные на принципе твердых проводников, за редким исключением физически нереальные, имели успех потому, что поддавались расчетам. Вспомним дисковое динамо, описанное Э. Буллардом в 1955 г., и систему двух одинаковых связанных дисковых динамо (рис. 36), изученную Т. Рикитаки в 1958 г. [190] или Т. Рикитаки и С. Ранкорном [193]. Последняя была предметом многочисленных расчетов. Полагают, что оба динамо работают как

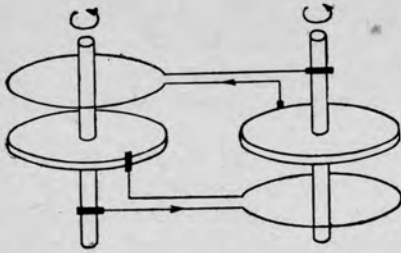


Рис. 36. Связанная система из двух дисковых динамо [190].

равные и постоянные пары. В этих условиях обе скорости вращения непостоянны, а возникающие токи меняются еще больше.

На рис. 37, сделанном по расчетам Д. Аллана, изображены два характерных случая. Ток в первом динамо (рис. 37, *a*) и, следовательно, соответствующее поле меняют направление на прямое или

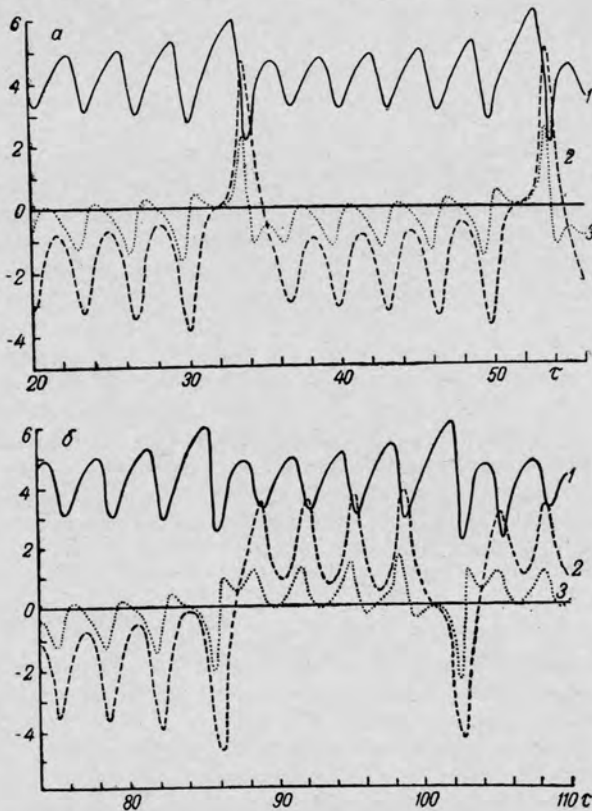


Рис. 37. Колебания связанной системы дискового динамо для особых величин принятых параметров. По Д. Аллану, 1962.

1 — колебания вращения; 2 — ток в первом динамо; 3 — ток во втором динамо.

обратное в течение очень коротких периодов, аналогичных земным «событиям». На рис. 37, б периоды изменения направления тока с прямого на обратное аналогичны земным «эпохам». В обоих случаях самовозбуждение не приводит к устойчивому состоянию, в котором потери энергии компенсировали бы энергию, получаемую от связанных динамо, а при неустойчивом состоянии порождает колебания, амплитуда которых увеличивается до инверсии.

Непосредственно перед инверсией, когда поле очень слабое, поведение динамо может быть изменено незначительными пертурбациями, которые могут поддерживать или изменять направление поляризации на обратное по сравнению с теоретически предсказанными. Столкновение с болидом может, как мы уже говорили, рассматриваться как одно из нарушений, вызывающих инверсии. Это не самая вероятная причина: в земном динамо движения более или менее турбулентные. Пертурбации, являющиеся результатом турбулентности, могут быть значительными, потому что они действуют на магнитное поле внутри ядра, и это поле намного выше, чем можно было бы предположить по внешнему полю. (Возрастание поля, ощущаемое снаружи, которое называют полоидальным полем, так как силовые линии находятся в меридиональных плоскостях, как у диполя, на самом деле вызывает одновременное существование гораздо более сильного поля, называемого тороидальным, силовые линии которого являются окружностями, а ось — линией полюсов.) Так объясняют случайный характер эпох различной полярности.

Гипотеза Вайна — Мэттьюза

Два года спустя после «взрыва», вызванного идеями Г. Хесса об обновлении океанического дна, опубликованными в 1961 г. (такой же точки зрения придерживается и Р. Дитц), развитие исследований благодаря интуиции Ф. Вайна и Д. Мэттьюза [227] приобретает широкий размах. Линейные магнитные аномалии, параллельные хребтам, были отмечены в северной части Атлантического океана, в Антарктике и в Индийском океане, в частности английской экспедицией на хр. Карлсберг. Эти аномалии объяснялись различием в намагниченности пород или даже разломами океанического дна.

Ф. Вайн и Д. Мэттьюз сопоставили свои наблюдения с чередованием эпох магнитной полярности, хронология которых была установлена А. Коксом, Р. Доеллом и Г. Далримплом, и высказали мысль о том, что океаническая кора образуется на хребтах и вследствие конвекции движется затем к соседним материкам. Итак, они предположили, что лава, поступающая в осевую зону хребтов, при охлаждении намагничивается в направлении поля, существующего в данную эпоху, затем отодвигается, давая выход новой порции лавы, которая намагничивается в том же направлении, и так до тех пор, пока инверсия, изменяющая направление индуктивного поля, не приведет к намагничиванию свежей лавы в обратном направлении

и пока не произойдет разделения древнего осевого блока на две симметричные глыбы. Представляя массы, которые образуют две или три первые аномалии в виде вертикальных блоков чередующейся полярности, Ф. Вайн и Д. Мэттьюз определяют в общих чертах форму этих аномалий.

Нет необходимости предполагать большую и, несомненно, меняющуюся мощность слоя лавы, в котором находятся источники аномалий. Образцы свежих базальтов, взятых с хребтов, обычно представленные подушечными лавами, имеют очень высокую остаточную намагниченность (порядка нескольких сотен электромагнитных единиц на кубический сантиметр) и очень низкую точку Кюри (от 140 до 180° С, по Г. Н. Петровой и Д. М. Печерскому), что соответствует глубине намагниченности менее 2 км, если принимать во внимание, что геотермический градиент на хребтах примерно в 3 раза больше обычного градиента 30 град/км (см. гл. VII). Индуцированная намагниченность той же охлажденной базальтовой лавы незначительна и составляет, например, около 2% остаточной намагниченности в отличие, может быть, от 10% для обычных вулканических пород и 100% для хорошо раскристаллизованных изверженных, по П. Фогту и Н. Остенсо, Б. Луендику и У. Мелсону, Н. Опдайку и Р. Хекиньяну. Все эти свойства, вероятно, обусловлены довольно значительным содержанием титаномагнетита в рассмотренных базальтах, а также условиями их охлаждения.

Как показано в гл. II, центральная аномалия гораздо интенсивнее (примерно в два раза) боковых аномалий. Чтобы объяснить это явление, Ф. Вайн и Д. Мэттьюз допускают, что намагниченность двух латеральных блоков затухает внеосевым вулканизмом. В качестве примера приведем результаты рекогносцировочного бурения по американской программе Мохол, сейчас приостановленной. Обратной намагниченный базальт был обнаружен в районе положительной аномалии.

Позднее Д. Мэттьюз снова вернулся к обсуждению этого вопроса. Основываясь на результатах работы Г. Бодварссона и Дж. Уолкера в Исландии (см. гл. II), он высказал предположение, что намагниченное вещество поступает в осевую область хребтов в виде маломощных вертикальных даек, раздвигающих ранее внедрившиеся дайки, и что внедрение происходит, вероятно, на некотором расстоянии от оси и по мере удаления от нее очень быстро затухает. Используя простейшую схему: расположение даек относительно оси подчиняется нормальному гауссовому распределению, можно понять, почему в большинстве случаев внедрение происходит очень близко от оси: отклонения в отмеченных профилях в Северной Атлантике в районе 45° с. ш. действительно менее 5 км, что составляет половину ширины осевого рифта [137].

За исключением даек, трещинные излияния или незначительные потоки лавы могут быть поставлены под сомнение. Мощные лавовые покровы или отдельные вулканы скорее нарушают параллелизм и симметрию магнитных аномалий, чем способствуют их проявлению.

нию. Смазанные боковые аномалии, несомненно, подчеркивают контраст осевой аномалии, но этот эффект кажется все же незначительным [184], а влияние индуцированной намагниченности может быть существенно (Е. Телье). В осевой зоне температура должна быть, несомненно, высокой. Однако кажется, что намагничиваемое вещество может иметь очень сильную восприимчивость, немного ниже своей точки Кюри. Согласно Горбаньяну, это, по крайней мере, относится к магнетиту, пока он не опустился на сотню градусов ниже своей точки Кюри (580°C).

В настоящей работе мы не будем строго следовать этапам развития гипотезы Вайна — Мэттьюза. Скажем только, что в 1965 г. первое детальное сравнение магнитных профилей и шкалы инверсий дало возможность Ф. Вайну и Дж. Уилсону получить для хр. Хуанде-Фука скорость разрастания (в дальнейшем будем часто говорить просто разрастание. — *Ж. К.*) $1,5$ см/год; порядок величины оказался правильным, что было подкреплено новыми данными.

Трансформные разломы

Теория разрастания океанического дна позволила лучше понять взаимную роль хребтов и поперечных к ним разломов. Рассмотрим (рис. 38) два последовательных сегмента гребня хребта: AA' , BB' , находящихся по обе стороны от разлома и, как это часто бывает, перпендикулярных к нему. Каждый сегмент является осью разрастания, которое с обеих сторон создает рельеф и магнитные симметричные аномалии. Скорость разрастания мало меняется на больших расстояниях вдоль хребта (она мало отличается в двух последовательных сегментах). Рельеф и аномалии с обеих сторон разлома совпали бы при совмещении, если бы сегменты были смещены в результате сдвига; но относительное перемещение двух крыльев разлома в части $A'B$ между гребнями обратно тому, которое было бы в случае обычного сдвига.

Можно ожидать, что землетрясения произойдут в сегменте $A'B$, где разрастание идет в противоположных направлениях и где относительная скорость перемещения двух крыльев разлома значительна. Это предположение прекрасно совпадает с наблюдениями. Сегменты разлома, находящиеся вне $A'B$, подвержены только относительному смещению, и землетрясения там редки.

Такое объяснение поперечных разломов вполне отвечает разломам небольшой протяженности, которые срезают хребты в их изогнутых частях. Можно сомневаться в применимости этого объяснения к древним разломам Тихого океана, допуская тем самым разрастание на тысячи километров и учитывая существование исчезнувшего хребта. В подтверждение этой

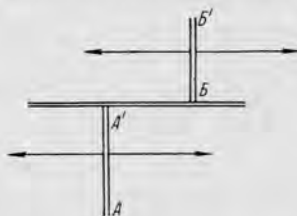


Рис. 38. Схема трансформного разлома.

мысли напомним, что продолжение больших разломов под Американский материк выявляет обратные перемещения. Это и естественно, если мы находимся с другой стороны хребта*.

Поперечные разломы, интерпретированные так, как мы это только что сделали, являются самым простым примером того, что Дж. Уилсон [237] назвал трансформными разломами (transform faults). По мнению Дж. Уилсона, ни одна из больших геологических структур (хребет, островная дуга и материковые рифты, изогнутые горные цепи) не имеет свободного окончания**. Соответствующая деформация (растяжение на хребтах и, очевидно, сжатие в островных дугах) должна передаваться следующей структуре через разлом, который трансформирует, например, дугу в хребет (лучше было бы сказать: соединяет дугу с хребтом). Как мы только что видели, поперечные разломы — это разломы, трансформирующие один хребет в другой. Линия эпицентров, которая идет от о. Буве вдоль Атлантического хребта до южного окончания Южно-Антверпской дуги (рис. 2), является примером перехода хребта в дугу.

Понятие трансформного, или переходного, разлома оказалось очень плодотворным, несмотря на то, что отправная гипотеза о непрерывности крупных структур земной коры иногда может ввести в заблуждение.

Механизм в очагах землетрясений срединно-океанических хребтов

Лучшее подтверждение точки зрения Дж. Уилсона было получено при изучении Л. Сайксом [209] начальных смещений, вызванных поверхностными землетрясениями, очаги которых расположены на срединно-океанических хребтах. Эта работа была проведена Л. Сайксом с точностью, которая обеспечивается американской мировой сетью сейсмических станций, оборудованных длиннопериодными сейсмографами: менее 1% данных отклоняется от распределения в квадрантах в отличие от примерно 15% в предшествующих исследованиях.

На рис. 39 приведены результаты, полученные Л. Сайксом для Экваториальной Атлантики. Эпицентры поперечных разломов почти всегда располагаются между сегментами гребня. В четырех случаях направление первого движения было определено. Если принять (логически), что плоскость смещения действительно совпадает с плоскостью разлома, а не перпендикулярна к вертикальной плоскости, то направление соответствует схеме на рис. 38, а не гипотезе смещения гребня по сдвигу.

* Именно такое объяснение позволяет понять различное направление перемещений по сдвигам материковой окраины запада США. — *Прим. ред.*

** В отношении материковых рифтов это положение требует доказательства, как, например, для южного окончания Африканской и юго-западного Байкальской рифтовых зон. — *Прим. ред.*

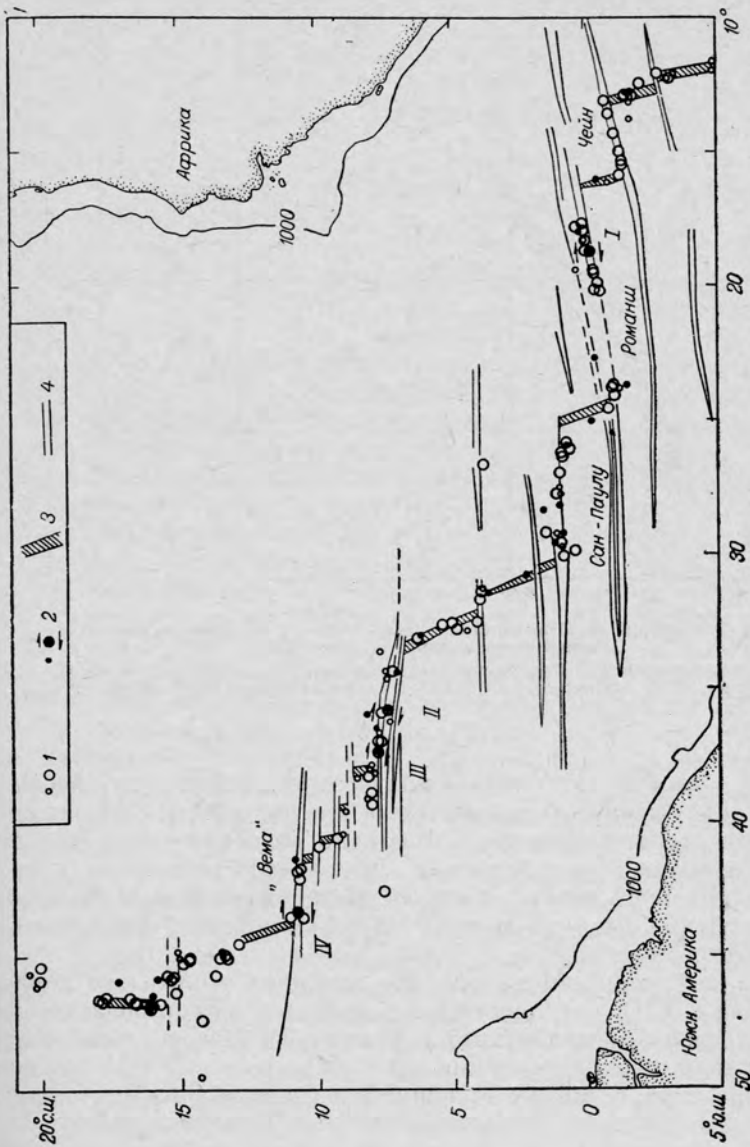


Рис. 39. Эпицентры Экваториальной Атлантики за 1955—1965 гг. и механизм четырех землетрясений на Средино-Атлантическом хребте [209].

1 — эпицентры; большой кружок — с точными координатами, маленький — с менее точными; 2 — механизм напряжений в очаге землетрясения; 3 — гребень хребта; 4 — поперечные разломы. Для землетрясений I—IV показаны направление первого движения и положение плоскости сброса.

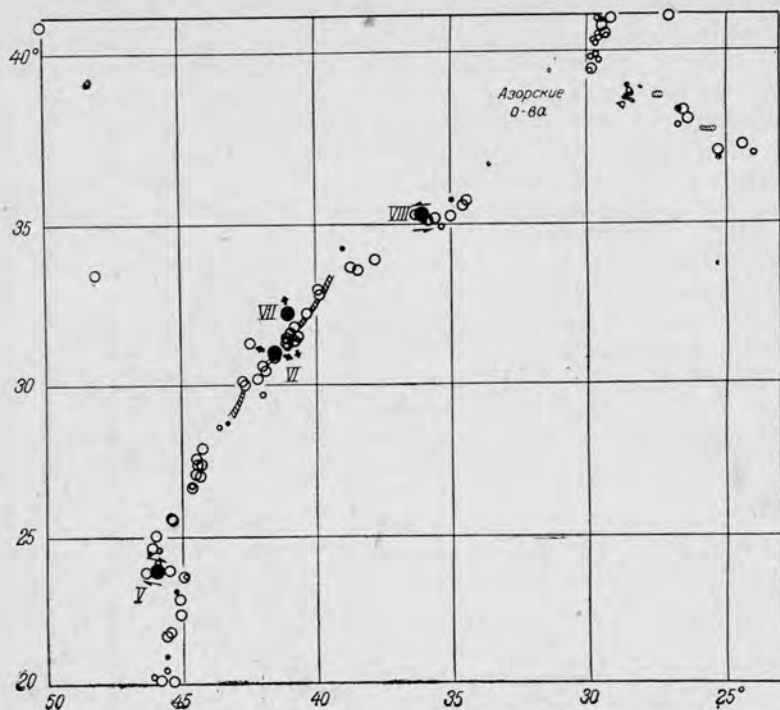


Рис. 40. Эпицентры землетрясений за 1955—1965 гг. на одном из сегментов Срединно-Атлантического хребта [209].

Механизм землетрясений показан для четырех эпицентров; осевой рифт — косой штриховкой. Для эпицентров VI и VII даны направления максимальных напряжений.

Аналогичные результаты были получены Л. Сайксом для небольшой зоны нарушения Атлантического хребта севернее Исландии, а также на трех нарушениях Восточно-Тихоокеанского хребта, в частности на небольшом разломе Ривера непосредственно к югу от Калифорнийского залива, который продолжает разлом Клариян и образует вместе с ним угол от 20 до 30° и который в дальнейшем получит объяснение.

Однако, как показано на рис. 40, для двух эпицентров землетрясений (VI и VII), находящихся в хорошо изученной области, где было установлено смещение хребта, превышающее несколько десятков километров, первые смещения дают расширение во всех удаленных сейсмических станциях и должны соответствовать раскрытию по нормальным сбросам, параллельным оси. Точность определений максимального напряжения соответствует растяжению. Землетрясения Арктического хребта и три землетрясения африканских рифтов дают аналогичные результаты. Л. Сайкс не обнаружил подобной ситуации на Восточно-Тихоокеанском поднятии.

Результаты Л. Сайкса, несмотря на ограниченное количество рассмотренных случаев, позволяют предположить, что все землетрясения на хребтах принадлежат одному из двух типов: землетрясения вызваны или трансформными разломами, или нормальными сбросами осевого рифта.

Глава IV

РАЗРАСТАНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Срединно-океанические хребты и глубоководные желоба

Примем гипотезу разрастания океанического дна, начинающегося от срединно-океанических хребтов. Что происходит в таком случае с дном? Пока дадим общий ответ. Во-первых, расширение океанов, вызывающее раздвижение материков, приводит к увеличению площади океанов, в которых располагаются хребты. Некоторые геофизики думают, что это закономерно и расширение океана только отражает общее увеличение объема Земли. Но имеются серьезные доводы, позволяющие рассматривать земной радиус как почти не меняющийся, и тогда надо предположить существование особых зон, где океаническая кора исчезает. Как показали Г. Хесс и Р. Дитц в 1961 г., эти зоны соответствуют глубоководным желобам и материковым окраинам. Мы видели (рис. 23 и 24), что там наблюдались линейные аномалии, которые завершают систему аномалий, параллельных срединным хребтам.

Изучение глубоководных землетрясений дуги Тонга [171] подтвердило ранее высказанные предположения Г. Хесса и Р. Дитца. Дж. Оливер и Б. Айсекс [171] отметили значительные различия амплитуды и периода в записях одного землетрясения на островах Тонга, на островной дуге и на островах Фиджи, внутри дуги (рис. 5).

Отсутствие деформаций при смещении намагниченного базальтового слоя возможно лишь в том случае, если последний составляет одно целое с относительно жестким слоем мощностью 100 км. Дж. Оливер и Б. Айсекс используют классический термин «литосфера» для слоя, в котором сейсмические волны испытывают очень слабое затухание. Далее они высказывают предположение, что расположенная ниже зона, или астеносфера, способна к медленному течению: на протяжении коротких периодов времени, характерных для землетрясений, она ведет себя как неидеально упругое тело, в котором амплитуда волн уменьшается с расстоянием. Астеносфера увлекает литосферу и заставляет ее двигаться под островную дугу вместе с корой, где возникают все землетрясения, сперва поверхностные, затем глубокие (рис. 41), не менее 25 км глубиной.

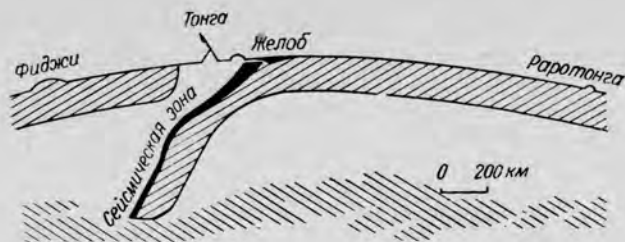


Рис. 41. Схематический разрез литосферы по профилю Фиджи — Тонга — Раротонга [171].
Заштрихованы области высоких значений Q ; не заштрихованы — низких значений Q .

Свойства среды передавать волны характеризуются фактором качества Q , тогда как относительная потеря энергии волны равна $2\pi/Q$. Из сказанного следует, что литосфера имеет высокие значения Q , а астеносфера — низкие. Волны, возникающие в результате глубокофокусного землетрясения, до островов Тонга проходят путь в литосфере, а до Фиджи — большей частью в астеносфере, что объясняет вид соответствующих сейсмограмм. Кацумата получил аналогичные результаты для Японской дуги на расстоянии до 350 км.

Модель Дж. Оливера и Б. Айсекса имела большой успех. Если принять ее, это заставит нас вслед за Г. Хессом различать два случая образования срединно-океанических хребтов. В первом процессе начинается с возникновении трещины в глубине материка, которая, развиваясь, приводит к раздвижению и образованию нового океана; хребет тогда становится срединно-океаническим. Этот случай хорошо объясняет поперечное направление горных цепей Атлантики по отношению к берегам. Для Индийского океана ситуация намного сложнее. Кажется, что «обломки» материка, такие как Сейшельские острова, продолжали существовать внутри сформированного океана. Во втором случае хребет возникает в уже существующем океане, развитие которого закончено или находится в завершающей стадии. Тогда расширение заканчивается у желобов, окаймляющих материка, или у островных дуг типа Тонга. Лучшим примером является развитие Восточно-Тихоокеанского поднятия в западном направлении. Все это дает нам очень ценные сведения о процессах, сложность которых мы постепенно разберем.

Примеры простого разрастания

В гл. I мы рассмотрели общие данные о географии землетрясений. Но трансформные разломы и сегменты хребта обладают тонкой структурой, проявляющейся в поверхностных землетрясениях; с другой стороны, магнитные аномалии и морфология хребтов выявляют значительные региональные различия. Теперь проанализируем

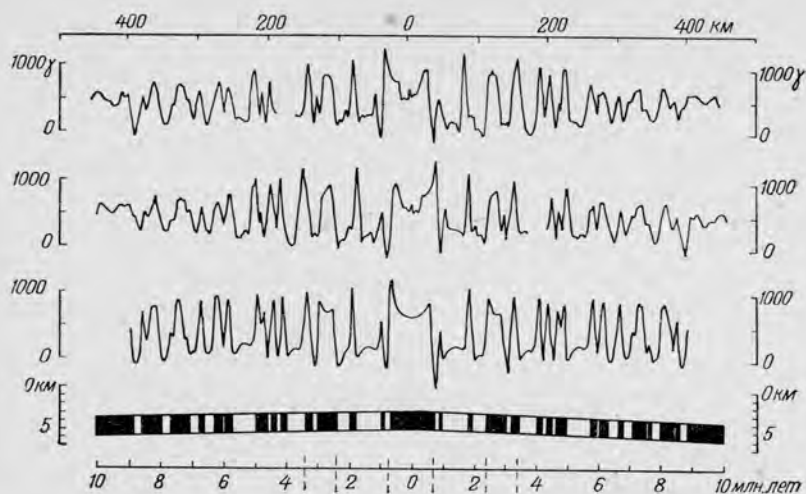


Рис. 42. Профиль аномального магнитного поля, полученный судном «Эланин-19» (в середине) [183]. Вверху тот же профиль в обратном направлении (с запада на восток). Внизу модель для Тихоокеанско-Антарктического хребта.

Шкала инверсий соответствует разрастанию со скоростью 4,5 см/год. Черные полосы — нормально намагниченные блоки пород, промежутки между ними — обратно намагниченные. Над моделью расчетный магнитный профиль.

детально отдельные районы. Наблюдения ведутся во всех океанах, и уже сейчас известны многочисленные типичные примеры.

В замечательной статье Ф. Вайна [226] рассмотрен ряд случаев, для которых было найдено объяснение и показана их связь с хронологией инверсий (речь идет об известных в 1966 г. эпизодах Харамильо, Олдувай и Маммот). Два примера Ф. Вайна, уже рассмотренные нами (рис. 16 и 19), были детально обсуждены У. Питманом и Дж. Хейрцлером [183]: южная часть Тихого океана и хр. Рейкьянес (рис. 42 и 43). Отмечается симметрия профилей и точность, с которой они позволяют выявлять намагниченные блоки разной полярности, образующие слои мощностью 2 км (начиная от дна океана), намагниченные с интенсивностью $\pm 0,006$ гс в направлении современного поля. За пределами шкалы инверсий, охватывающей 4 млн. лет, на выразительном Тихоокеанском профиле можно выделить новые инверсии, которые в свою очередь датируются исходя из предположения, что скорость оставалась постоянной; это положение не доказано, оно все же позволило У. Питману и Дж. Хейрцлеру успешно применить его для хр. Рейкьянес (рис. 43), несмотря на различие скоростей разрастания (1 см/год против 4,5).

Ф. Вайн [226] также рассматривает более сложный случай Красного моря, схематически изображенный на рис. 22 (гл. II). Разрастание со скоростью 1 см/год отражено в магнитных аномалиях на двух профилях, но границы осевого грабена соответствуют

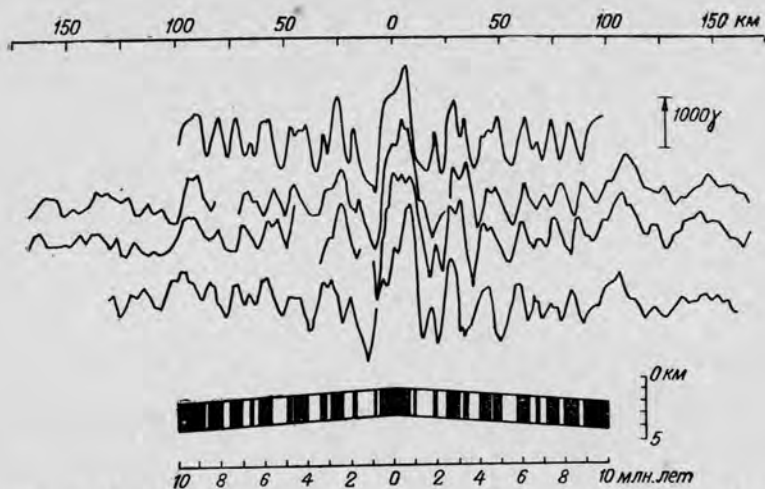


Рис. 43. Модель Тихоокеанско-Антарктического хребта, использованная для хр. Рейкьянес, с временной шкалой, соответствующей скорости разрастания 1 см/год (внизу) [183].

Верхний профиль рассчитан исходя из модели. Три нижних профиля построены по данным аэромагнитной съемки; они перпендикулярны к оси хребта.

двум различным возрастам на северном и южном профилях, поэтому нельзя принять нормальное расширение, начинающееся с разрыва коры. Начало процесса, очевидно, было более сложным. С другой стороны, корреляция аномалий (рис. 21) может быть поставлена под сомнение. Красное море и Аденский залив (рис. 73), как и Калифорнийский залив (рис. 59), без сомнения, подвергались диагональному разрастанию, о чем свидетельствуют сегменты хребта, расположенные en échelon и соединенные трансформными разломами.

Не будем больше рассматривать примеры, для которых схема Вайна—Мэттьюса может быть успешно применена. Это обычно касается аномалий зоны гребня при условии параллельности ему, т. е. тот случай, когда разломы и вулканические постройки, нарушающие поле, отсутствуют.

Разрастание без срединно-океанического хребта

Трудность интерпретации следующих примеров заключается не в недостаточной четкости аномалий, а в плохой выраженности самого хребта.

В экваториальной части Тихого океана, к северу от Галапагосских островов, Э. Херрон и Дж. Хейрцлер [92] обнаружили аномалии восточно-западного направления, обладающие явной, хотя и несовершенной симметрией по отношению к главной аномалии; интенсивность последней более 1000 γ в отличие от осевой анома-

ли Восточно-Тихоокеанского поднятия (только 200 γ) на той же широте, что объясняется, кстати, их различной ориентировкой. Расчлененный рельеф и осадки отсутствуют, а батиметрия ничего не говорит о присутствии хребта, кроме, может быть, очень слабого поднятия на магнитной оси. Сейсмичность района, кажется, связана с зонами разломов. Расчет аномалий со скоростью разрастания 3 см/год довольно удачен.

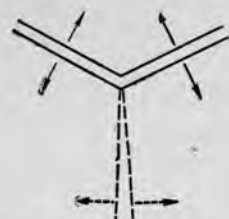


Рис. 44. Схема тройного соединения.

Эти аномалии не достигают гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия, который образует изгиб на той же широте. Э. Херрон и Дж. Хейрцлер предполагают, что разрастание, идущее с обеих сторон изгиба, привело к образованию второстепенной зоны растяжения и расширения, объясняющей образование аномалий (рис. 44). Такая же интерпретация была использована затем К. Ле Пишомом [121] для объяснения образования валов Чилийского и Туамоту, но это требует подтверждения.

Важным примером является Лабрадорское море. Рис. 45, заимствованный у Э. Годби, Р. Бейкера, М. Бауэр и Р. Худа [71], показывает две параллельные зоны магнитных аномалий, расположенные по обе стороны от сейсмической линии, активность которой, по Л. Сайксу, как отмечают К. Джонсон и Дж. Пью [102], составляет примерно десятую часть активности обычных срединно-океанических хребтов и совпадает более или менее с подводным каньоном. Расстояние между аномалиями порядка 20 км совместимо с умеренным разрастанием.

Ф. Вайн [226] предполагает, что древний хребет, разрастание которого к настоящему времени закончилось, был погребен в этом месте, но сейсмические толчки все еще продолжаются. Полное отсутствие осевой аномалии, которая должна была бы быть значительной на этой широте, в крайнем случае можно было бы объяснить, если бы окончание разрастания случайно совпало с инверсией поля. Но тревожат другие детали: с помощью акустического зондирования выявлен гребень под осадками восточной магнитной зоны. К. Джонсон и Дж. Пью опровергают существование здесь одной из боковых цепей хребта*, так как другая должна была бы быть глубоко погребена в зоне материкового склона и осевой рифт был бы ненормально широк; они утверждают, что там виден сам хребет, а это кажется еще менее вероятным**.

На рис. 45 показан важный профиль, выполненный южнее Океанографической службой Военно-Морского флота США в 1963 г. во время совместного плавания трех кораблей, которые находились на расстоянии 10 миль (19 км) друг от друга. Направление аномалий здесь такое же, как и в предыдущем случае, за исключением района

* Имеются в виду боковые цепи рифтовых гор, окружающие срединный рифт. — Прим. ред.

** См. 2-е примечание на с. 22 — Прим. ред.

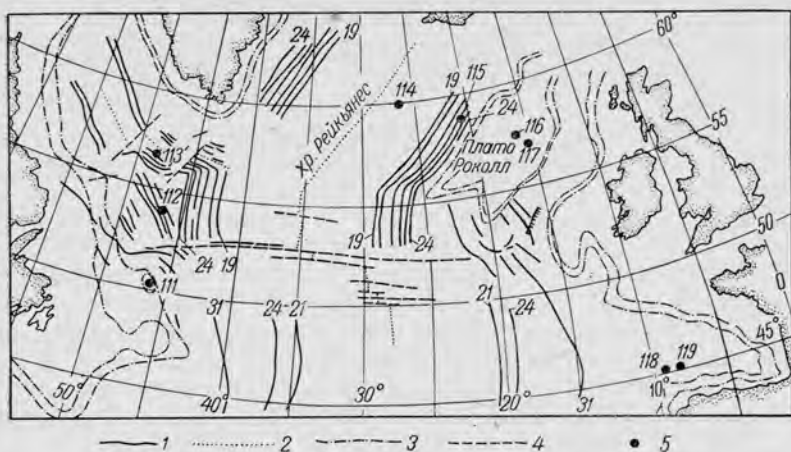


Рис. 45. Простираание магнитных аномалий в Северной Атлантике.

1 — положительные магнитные аномалии, начиная с аномалии 19; 2 — активные и неактивные оси разрастания; 3 — контуры материкового склона; 4 — зоны разломов; 5 — скважины глубоководного бурения.

Срединно-Атлантического хребта, где аномалии внезапно поворачивают и становятся параллельными хребту. Влияние хребта здесь сказывается только на очень близком расстоянии.

Срединно-Индийский хребет является аналогичным примером. Его северная ветвь (хр. Карлсберг) — второй хребет в мире, природа которого была установлена. Юго-восточная ветвь, несомненно, активна; хребет на 90° в. д., * имеющий форму горста, по отношению к этой ветви, кажется, играет такую же роль, как хребты Китовый и Рио-Гранде относительно Южно-Атлантического хребта [124]. В 1967 г. Р. Шлих и П. Патриа обнаружили значительную корреляцию между двумя профилями длиной в 500 км, срезающими эту ветвь между 140 и 145° в. д.; третий профиль около 75° в. д. и, наконец, профиль, полученный во время рейса судна «Элтанин-19» на 120° з. д., в целом рисуют дугу длиной примерно в 10 000 км, опоясывающую Антарктиду.

Если соединить юго-восточную ветвь с хр. Карлсберг, несмотря на вроде бы существующий разрыв между разломами Родригес и Вема, система всех хребтов, в данное время активных, будет состоять из двух различных зон: от Красного моря до Аляски и от устья Лены до центра Южной Атлантики. Мы еще будем говорить об этом в гл. VIII, когда коснемся конвекции «в форме теннисного мяча».

Наоборот, юго-западная ветвь хребта, которая, как мы видели (рис. 28), пересечена разломами, не везде имеет осевой рифт и осе-

* В советской литературе принято название Восточно-Индийский хребет, в английских и американских работах его обычно называют Найнтейст (Ninetyeast). — Прим. ред.

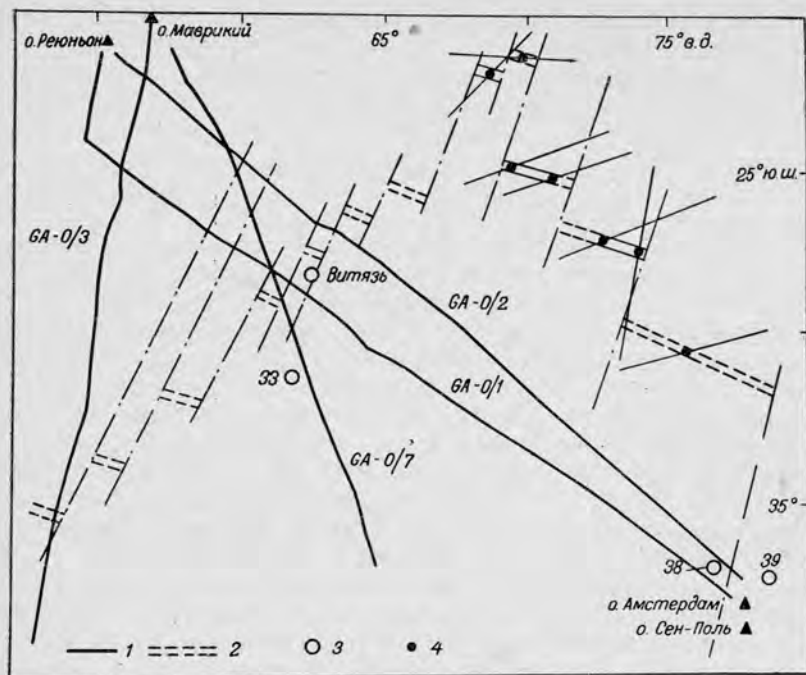


Рис. 46. Юго-западная и юго-восточная ветви Срединно-Индийского хребта [197].
 1 — профили; 2 — предполагаемая ось хребта; 3 — сейсмическое профилирование МПВ; 4 — осевая магнитная аномалия.

вую аномалию. Ф. Вайн [226] рассматривает его как ныне неактивный хребет. Однако сейсмичность там местами очень высокая. Предполагали, что сейсмичность могла быть обусловлена разломами; тогда следовало бы думать, что эти разломы уже не являются трансформными. В противоположность тому, что наблюдается в районе Лабрадорского хребта, никакая сеть магнитных аномалий не могла быть выявлена на юго-западной ветви. Но К. Ле Пшон и Дж. Хейрцлер [124] отмечают, что медленное расширение приводит к образованию расчлененного рельефа, нарушающего аномалии (см. гл. VI); они были бы невыразительными, если бы разрастание происходило со скоростью менее 0,3 см/год, а мощность интрузий была бы менее 3 км.

Мальдивская и Лаккадивская дуги, окаймленные с внешней стороны желобом Чагос, вероятно, продолжают юго-западную ветвь, но родство этих двух структур далеко не очевидно. Р. Шлих и П. Патриа [197] рисуют противоположную картину юго-западной ветви (рис. 46), которая, по их предположению, активна; гипотетическое направление, состоящее из сегментов, параллельных юго-восточной ветви, продолжением которой оно является, не пересекается на севере разломом Родригес.

Наряду с двумя предыдущими примерами хребтов, очевидно прекративших развитие, отметим, согласно сообщению Д. Гриффитса с коллегами, возможность существования такого хребта в Южно-Анtilьской дуге и нескольких хребтов в Арктике * [103].

Локальные изменения в процессе разрастания дна

Если хребты со временем теряют свою активность, то тем более мы должны допустить изменение скорости разрастания отдельных хребтов. В качестве первого примера можно привести Срединно-Атлантический хребет в районе 27° с. ш., изученный Дж. Филлипсом [192], где установлено весьма небольшое число разломов, нарушающих структуру хребта. Зона гребня очень хорошо прослеживается по десяткам поперечных профилей. Принимая шкалу инверсий У. Питмана и Дж. Хейрцлера и предполагая, что разрастание происходит со скоростью 1,25 см/год, мы можем выделить магнитные аномалии на расстоянии до 75 км (от гребня), что соответствует отрезку времени в 6 млн. лет. На склонах аномалии остаются значительными; их амплитуда на расстоянии 150 км достигает 30—50% амплитуды осевой аномалии. Но их ширина бо́льшая, чем это следует из модели. Допуская разрастание со скоростью 1,65 см/год, можно намного улучшить совпадение и, таким образом, дойти до конца шкалы У. Питмана и Дж. Хейрцлера (10 млн. лет), что позволит определить возраст древних аномалий. Аналогичное развитие хребта (со скоростью разрастания от 1,4 до 1,7 см/год) менее отчетливо выявляется около 22° с. ш. [222].

Таким образом, зададим себе вопрос, не содержит ли шкала ошибок, связанных с изменением скорости разрастания? Эта важная проблема еще не решена. Обширная американская программа глубоководного бурения (JOIDES **) предусматривает выяснение корреляции между отдельными аномалиями в разных океанах, но точность определения возраста пород радиоактивными методами (около 10%) недостаточна для разделения близких инверсий магнитного поля. Мы встретимся и с другими трудностями.

Восточно-Тихоокеанское поднятие является важным районом, изучение которого опять связано с именем Ф. Вайна [226], и мы должны вернуться к нему еще раз. Во-первых, разрастание, начиная с хр. Хуан-де-Фука (рис. 13), соответствует шкале инверсий только в том случае, если учитывать смещение аномалий вдоль разломов, а также слабое изменение их ориентировки. Движение блоков хребта между зонами разломов кажется довольно сложным.

Скорость разрастания в данном случае по сравнению с таковой в южной части Тихого океана, принимаемая Ф. Вайном как неизмен-

* Предположение о мезозойском возрасте хр. Менделеева (Альфа) в Арктическом бассейне было впервые сделано Н. Остенсо. — *Прим. ред.*

** Объединение океанографических институтов по глубоководному бурению. — *Прим. ред.*

ная, 5,5 млн. лет назад уменьшилась с 4 или 5 до 2,9 см/год. Ф. Вайн предполагает, что в первом приближении недавняя геологическая история области связана с расширением дна Атлантического океана, в результате чего Северная Америка перекрыла систему желобов, отсутствующих сейчас (их существование рассматривается как следствие разрастания Восточно-Тихоокеанского хребта), а впоследствии перекрыла и сам гребень поднятия.

Согласно Ф. Вайну, разрастание дна, начиная от Восточно-Тихоокеанского поднятия, происходило в восточно-западном направлении, вызывая образование аномалий с меридиональным простиранием. Крупные разломы, рассекавшие хребет, были трансформными. Гребень хребта в настоящее время погребен, что объясняет изменение направления его материкового продолжения. Характер разрастания изменился за последние 10 млн. лет в результате движений северо-западного направления параллельно разлому Сан-Андреас. Признаки изменения можно найти в рисунке самих аномалий, об этом же свидетельствует конфигурация разломов Клариион и Ривера, что было отмечено в гл. III.

К северу от разлома Мендосино изменение направления разрастания привело к деградации первоначально существовавшего хребта, уничтожению блока магнитоактивных тел и образованию нового хребта, состоящего из трех сегментов. К югу от разлома Мендосино, где смещение сейчас происходит по разлому Сан-Андреас, погребенный хребет потерял свою активность. Можно найти местоположение древнего хребта исходя из существования гребня к северу от Мендосино, принимая во внимание смещения, установленные Ф. Вайном южнее, на разломах Мендосино и Пайонир. Таким образом, Ф. Вайн находит, что древний гребень проходил в районе плато Колорадо между штатами Юта и Аризона. Ф. Вайн допускает, что к югу от разлома Мёррей положение гребня хребта не менялось.

В целом из этих соображений Ф. Вайна следует, что раскрытие северо-восточной части Тихого океана связано с ранее существовавшим хребтом срединно-океанического типа и что большие тихоокеанские разломы являются древними, а зона эпицентров штата Юта, так же как и зоны древней складчатости, унаследованно развивается. Предполагая вместе с Ф. Вайном, что скорость разрастания была 4,5 см/год к северу от разлома Мендосино, можно, начиная с хр. Горда, определить возраст краевых аномалий (в районе 168° з. д.), установленных А. Раффом в 1966 г., в 80 млн. лет. Восточно-Тихоокеанское поднятие начало развиваться в конце мелового периода, очевидно в то время, когда поднятие Дарвина опустилось, если оно вообще когда-либо существовало.

Глобальные изменения в разрастании

На склонах срединно-океанических хребтов аномалии довольно часто внезапно приобретают большую амплитуду и длину волны. Эти изменения, происходящие на некотором расстоянии от оси хребта,



Рис. 47. Общая схема распределения мощностей осадков в зоне гребня и на склонах срединно-океанического хребта, составленная на основе данных по экваториальной части Тихого океана [52].

Стрелка сбоку показывает направление увеличения мощности отложений.

в общем, пропорциональны разрастанию. По Ф. Вайну [226], они датируются 25 млн. лет. Он объясняет эти изменения увеличением частоты инверсий начиная с этого времени. Некоторые магнитные аномалии, становясь слишком узкими, исчезают, сильно понижая интенсивность смежных аномалий. Возможно также, что одновременно понижалась активность индуктивного магнитного поля.

Ускорение разрастания, отмечаемое для всех предположительно взаимосвязанных срединно-океанических хребтов, равноценно увеличению частоты инверсий, но это кажется маловероятным (известен исключительный случай изменения частоты: палеомагнитологи не нашли инверсий для пермского и части позднекаменноугольного времени). Нет необходимости обсуждать эту проблему, так как одновременность событий и дата 25 млн. лет кажутся сомнительными.

М. Юинг и Дж. Юинг [52] привели факты в пользу существования действительно всеобщего изменения разрастания. Мы видели (рис. 10), что мощность отложений на склонах хребтов увеличивается. Чтобы связать эти изменения мощности осадков с изменением скорости осадконакопления, необходимо установить, что все эти отклонения имеют одну причину. На самом деле, на хребтах находят только пелагические осадки, частично образовавшиеся на месте, частично перенесенные ветром и поверхностными течениями. До фундамента, примерно на глубине 4 км, — это известковый ил, в основном органического происхождения; глубже скорость осадконакопления меньше скорости растворения карбонатов, и остается только терригенная часть, значительно менее мощная, которая образует глубоководную красную глину. Но область, где М. Юинг и Дж. Юинг установили изменение мощности, находится еще в известковой зоне. Это изменение, которое оказывается менее древним, чем у Ф. Вайна, кажется, совпадает с зоной перехода от гребня хребта к склонам и с изменением характера аномалий.

Дж. Юинг и М. Юинг делают следующее предположение, схематически представленное на рис. 47. В течение первого этапа, который, может быть, соответствует времени становления материков, всеобщее разрастание дна, непрерывное или с перерывами, уничтожило все палеозойские отложения в Тихом океане. Этот этап, очевидно, закончился в начале третичного времени, за которым последовал более продолжительный период покоя, соответствующий образо-

ванию большинства рассмотренных осадочных пород. Наконец, новый общий цикл разрастания начался 10 млн. лет назад в тех же осевых зонах (за исключением северо-восточной части Тихого океана, что было установлено Ф. Вайном); это привело к образованию системы магнитных аномалий зоны гребня и слоя маломощных осадков.

За неимением более точных данных об осадконакоплении Дж. Юинг и М. Юинг для оценки продолжительности спокойного периода магнитного поля допускают, что скорость образования осадков по обе стороны от хребта оставалась постоянной. Они предполагают также, что отложения в зоне гребня накопились за 10 млн. лет. Во многих местах мощность отложений на склонах в 3 или 4 раза больше; в этом случае спокойный период имел бы продолжительность 30 или 40 млн. лет. Но иногда, как на профиле «Элтанин-19» (рис. 10) около 50° ю. ш., соотношение мощностей не превышало 2, в этом случае спокойный период был бы короче или, если кто-нибудь смог бы найти другие аргументы, скорость осадконакопления возрастала бы к концу третичного периода. В отличие от Ф. Вайна, приводящего цифру 25 млн. лет, данные М. Юинга и Дж. Юинга, кажется, не поддаются другому объяснению; остается принять глобальное ускорение разрастания, более или менее одновременное по всей системе срединно-океанических хребтов около 10 млн. лет назад.

В соответствии с этими идеями М. Юинг, Дж. Юинг, Т. Эйкен, У. Людвиг [54] нашли, что распределение осадков в Тихом океане (с севера до 41° ю. ш.) несовместимо с любой гипотезой, по которой океаническое дно двигалось с относительно постоянной скоростью. Только прерывистое разрастание кажется приемлемым, хотя неясности остаются. Некоторые детали указывают на сложный характер разрастания. В северной части Тихого океана нет мощных отложений, которые имеются в Атлантическом и Индийских океанах, а общая последовательность слоев следующая.

1. Вверху располагается акустически прозрачный слой, повторающий неровности рельефа и прослеживающийся до два глубоководных желобов. Изменения его мощности (от 20 м до 1 км) довольно точно контролируются современной биологической продуктивностью. Обнаружен, в частности, значительный максимум на экваторе; если слой имеет третичный возраст, то это объясняется соответствующими вариациями разрастания, изменением биологической продуктивности и уровня растворимости карбонатов при условии, что разрастание довольно точно следовало экватору; однако разлом Клиппертон образует угол в 15° с осью экваториального осадконакопления.

2. Турбидиты обычно имеют более молодой возраст по сравнению с предыдущим слоем, с которым они иногда перемешаны. К ним относят поверхностные отложения вблизи Алеутского и, возможно, Курильского желобов. Такое определение подразумевает отсутствие в эту эпоху соответствующих островных цепей, так как они служили бы преградой для материковых отложений. Разрастание в этом

случае происходило параллельно зонам больших древних разломов; образование островных дуг является результатом недавнего разрастания.

3. Мощность в значительной степени стратифицированного горизонта, а следовательно, акустически непрозрачного, меняется в западной части Тихого океана в южном направлении. В общих чертах его распространение совпадает с предполагаемыми границами поднятия Дарвина, образование которого связывают с эрозией во время максимума вулканической деятельности, т. е. от 60 до 100 млн. лет назад, по Г. Менарду (из этого не следует, что поднятие Дарвина играло роль активного хребта срединно-океанического типа). Этот тип отложений доходит до оси Японского и Марианского желобов, но они не достигают Курильского желоба, к которому приближаются в результате современного разрастания. Сложность распределения осадков очевидна. В конце гл. VII мы приведем другой аргумент в пользу прерывистого разрастания. Дж. Юинг и М. Юинг приводят в качестве примера Аденский залив, где А. Лаутон в 1966 г. определил мощность отложений и время разрастания; но трудно говорить о совпадении спокойных эпох; период тектонической стабилизации Красного моря Нотт, Бренс и Т. Чейз относят к плиоцену.

Система аномалий. Нумерация и датировка

В четырех одновременно вышедших статьях (У. Питмана, Э. Херрон, Дж. Хейрцлера [184]; Г. Диксона, У. Питмана, Дж. Хейрцлера [35]; К. Ле Пишона, Дж. Хейрцлера [124]; Дж. Хейрцлера, Г. Диксона, Э. Херрон, У. Питмана, К. Ле Пишона [90]), написанных сотрудниками Ламонтской геологической обсерватории, сопоставляются аномалии, выявленные в различных океанах. После проведения корреляции (в общем довольно точной) аномалии были пронумерованы начиная от гребня (аномалия 1) до границы карты (аномалия 32), что ничего не говорит об их действительном возрасте.

В первой статье [184], например, доказывається, что между аномалиями северной части Тихого океана, вдоль северной границы разлома Мендосино, и южной части Тихого океана до Новозеландского плато корреляция превосходная (рис. 48). Скорость разрастания вдоль гребня меняется, особенно в зонах поперечных разломов. Но если мы хотим сделать шкалу аномалий возрастной, основанной на изотопных датировках, то нужно иметь в виду, что разрастание неравномерно во времени, учитывая различие скоростей на севере и юге Тихого океана. Авторы вносят поправки в скорость разрастания, чтобы можно было использовать шкалу северной части Тихого океана для южной, где разрастание было сложным, учитывая эволюцию хребта.

Во второй статье [35] показано, что профили через Южную Атлантику хорошо увязываются между собой, за исключением зон нарушений, и очень сходны с северотихоокеанскими. На западе



Рис. 48. Магнитные аномалии Тихого океана [184].

1 — положение некоторых ключевых аномалий; 2 — аномалии, корреляция для которых ненадежна; 3 — зоны разломов. Показана изобата 2000 саженей.

аномалия 31 совпадает с краем хр. Рио-Гранде; на востоке аномалия 21 приближается к хр. Китовому. За хребтом в котловинах Аргентинской и Капской мы обнаруживаем, как это было отмечено в гл. II, зону спокойной магнитного поля, а затем снова более или менее четкие магнитные аномалии.

Мы уже ссылались на статью [124], посвященную Индийскому океану, в которой подчеркивалась вся сложность его структуры. Кроме корреляции аномалий на хребтах в статье указывается на возможность существования по обе стороны от хребта 90° в. д. * двух древних аномалий восточно-западного направления, довольно близких к Индонезийскому желобу. Устанавливается приемлемое согласие между аномалиями зоны гребня хребтов и шкалой У. Питмана и Дж. Хейрцлера. Скорость разрастания порядка 1,5 см/год

* См. примечание на с. 68. — Прим. ред.

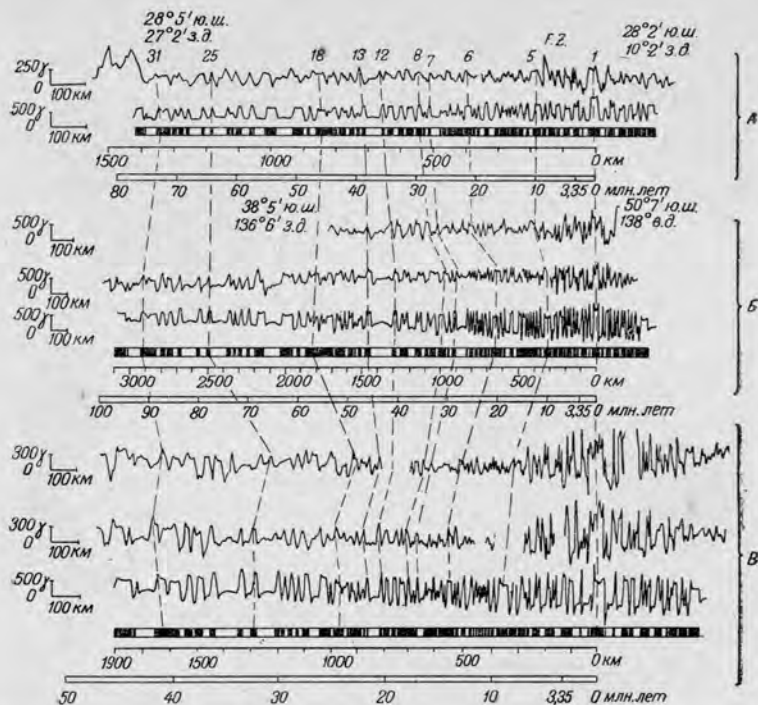


Рис. 49. Избранные профили аномального магнитного поля из различных океанов [90].

А — Южная Атлантика (V-20); Б — южная часть Индийского океана (V-16) и северная часть Тихого океана; В — южная часть Тихого океана (SI-6 и EL-19). Под каждым из отмеченных профилей — теоретический профиль, построенный для инверсионной модели (черное — нормально намагниченный блок; белое — обратно намагниченный блок; мощность каждого блока 2 км). Для каждой модели дана возрастная шкала, по которой эпоха Гильберта датируется в 3,35 млн. лет. Штрих-пунктиром соединены одноименные аномалии.

выявлена в южной части разлома Родригес; 3,3 см/год — между Австралией и Кергеленским плато*; наклон склонов и их рельеф уменьшаются в том же направлении (см. гл. VI); спокойный рельеф последнего профиля напоминает хребет в южной части Тихого океана.

Выделение аномалий в зоне склонов срединных хребтов встречает значительные трудности. Перерывы или замедления в разрастании кажутся возможными в конце олигоцена или начале миоцена. Они не совпадают с всеобщим интервалом от 30 до 40 млн. лет, выделенным М. Юингом и Дж. Юингом [52] по мощности отложений и закончившимся 10 млн. лет назад в эпоху аномалии 5, как это мы видели в предыдущем разделе; К. Ле Пижон и Дж. Хейрцлер [124] не думают, что этот последний перерыв мог бы длиться более 10 млн. лет в юго-западной части Индийского океана, более 15—20 млн. лет

* Соответствует принятому у нас названию Кергеленский хребет. — Прим. ред.

в центральной и северной его частях. Даже в этом случае ошибки порядка 20 млн. лет возможны в любой шкале инверсий, если предположить постоянство разрастания отдельного хребта.

Четвертая статья [90] является синтезом трех предыдущих, и ее цель заключается в установлении возрастной шкалы. На рис. 49 сопоставляется несколько магнитных профилей, проведенных в северной и южной частях Тихого океана и в южной части Индийского и Атлантического океанов, которые довольно хорошо выявляют систему аномалий, а также характер рельефа каждой области, для которых можно построить модель исходя из гипотезы Вайна — Мэттьюза. Имеются три возрастные шкалы, и все они датируют начало эпохи Гаусс в 3,55 млн. лет. Соответствие трех возрастов аномалий данного номера не является прямым, поэтому необходимо сделать выбор. Шкала для Индийского океана была бы слишком непродолжительной. Шкала южной части Тихого океана, кажется, противоречит трем наблюдениям, самое точное из которых соответствует миоцену согласно данным бурения в районе аномалии 6, что дает возраст 14 млн. лет — слишком низкое значение, в то время как шкала для северной части Тихого океана и Атлантики по результатам бурения дает согласованное значение возраста (20—22 млн. лет). Шкала северной части Тихого океана соответствует сложной структуре гребня, и в конечном итоге авторы используют шкалу для Южной Атлантики, которую, кстати, можно применить и к Северной Атлантике как основную. По этой шкале возраст аномалии 32 соответствует 80 млн. лет в отличие от 73 млн. лет, по определению Ф. Вайна [226]. На рис. 50 шкала инверсий сопоставляется с фанерозойской шкалой геологического времени, принятой Лондонским геологическим обществом [6].

Упомянутая выше шкала, которую мы будем называть Ламонтской, включает 171 инверсию магнитного поля. Большинство



Рис. 50. Ламонтская шкала инверсий магнитного поля [90]. Слева направо: фанерозойская шкала геологического времени, номер аномалии, магнитная полярность (нормальная полярность показана черными отрезками рядом с колонкой).

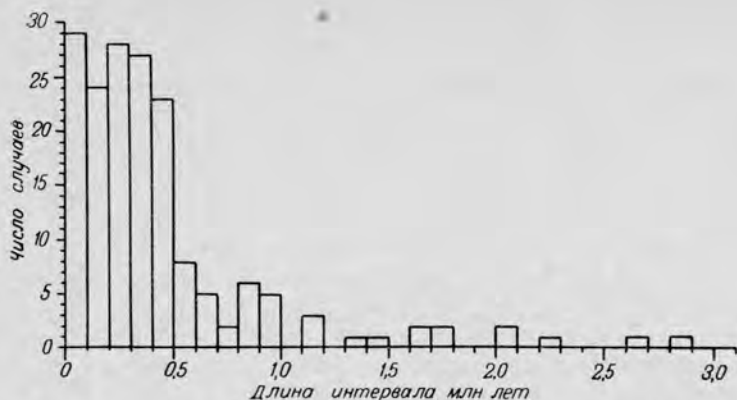


Рис. 51. Гистограмма продолжительности интервалов полярности магнитного поля [90].

интервалов полярности имеет продолжительность менее 0,5 млн. лет (рис. 51). Средняя частота инверсий, довольно постоянная до эпохи 50 млн. лет, увеличилась вдвое в эпоху 40 млн. лет и сохраняет эту величину до сих пор (примерно 3 инверсии в 1 млн. лет). По Ф. Вайну, увеличение частоты инверсии падает на эпоху 25 млн. лет назад, что не подтверждается.

Эпизод Каена является дополнительным подразделением эпизода Олдувай, которое отмечается только на нескольких профилях и не включено в шкалу. Эпизод Гилза не показан. Что касается Кохити и Нунивак, введенных, кажется, после редактирования четвертой статьи [90], то для них с трудом находится место в шкале.

Важность этой статьи заключается в том объеме времени и той пространственной широте, которые она охватывает. Данные, положенные в ее основу, не противоречат существованию перерыва в разрастании, установленного М. Юингом и Дж. Юингом в 1967 г., при условии, что этот перерыв везде был одновременным, что нам кажется маловероятным. Тем не менее К. Ле Пишон [121] учитывает это и меняет Ламонтскую шкалу, приписывая аномалии 32 возраст 60 млн. лет (верхний палеоцен) вместо 77 млн. лет. Он также предполагает, что перерыв в разрастании продолжительностью 10 млн. лет начался с эпохи аномалии 5. Замедление разрастания, начавшееся в олигоцене, прекратилось в миоцене. В то же время глубоководные желоба, располагавшиеся вдоль берегов Северной Америки, были перекрыты* или заполнены осадками; с другой стороны, произошло смещение Срединно-Атлантического хребта в той его части, которая находится к северу от стыка хребтов Кито-

* Имеется в виду перекрытие вследствие надвигания материка Северной Америки. — Прим. ред.

вого и Рио-Гранде. * Связь между тремя этими процессами необходимо установить.

По мнению К. Ле Пишона, то, что известно о возрасте и распределении отложений по данным бурения, не противоречит принятию его шкалы. Максимальное отклонение от Ламонтской шкалы около 17 млн. лет.

Глава V

ДРЕЙФ МАТЕРИКОВ

Разрастание, дрейф и палеомагнетизм

Мы уже обсуждали вопрос о влиянии расширения океанов на прилегающие материки. Его выявление вновь возбудило интерес к старой теории дрейфа материков. Из последней мы напомним только самое необходимое и постараемся ограничиться геофизическими аспектами.

Разрастание океанического дна, установленное на основе магнитных аномалий, не может непосредственно объяснить процессы, происходившие в домеловое время, но позволяет понять их. Поэтому мы иногда будем выходить за временные границы Ламонтской шкалы.

Единого мнения о том, где начался дрейф материков, нет. Иногда предполагают, как, например, А. Вегенер, что в палеозое материки были объединены в единый материк Пангею или образовывали два разобщенных материка — Лавразию (Северная Америка, Европа, Азия, за исключением Индии) и Гондвану (Южная Америка, Африка, Индия, Австралия, Антарктида). Точные границы этих двух материков вызывают дискуссию. Также расходятся мнения и о времени распада Пангеи или Гондваны и Лавразии.

Лучшим доказательством дрейфа материков в наши дни является само разрастание, точнее, вытекающее из него следствие: отсутствие древних отложений в океанах. Первоначально задача сводилась к объединению родственных палеонтологических элементов, которые сегодня достаточно разобщены. Мы недостаточно компетентны, чтобы обсуждать такие данные. Обычно допускают, что в прошлом климаты имели такое же распределение относительно различно расположенных полюсов, как и теперь. В частности, наиболее распространенными и характерными признаками климата являются следы оледенений, возникающих вследствие близкого положения материка к полюсу. Но даже эти признаки оспариваются. А. Вегенер допускал, что обособление Атлантического океана закончилось только в плейстоцене и ссылался на распространение четвертичных оледенений; несмотря на то, что последние плохо объяснены, эта мысль представляется сегодня ошибочной. Наоборот, признаки оледенений, относящихся к пермскому, а также каменно-

* Последние батиметрические карты свидетельствуют об отсутствии стыка хребтов Рио-Гранде и Китового. — *Прим. ред.*

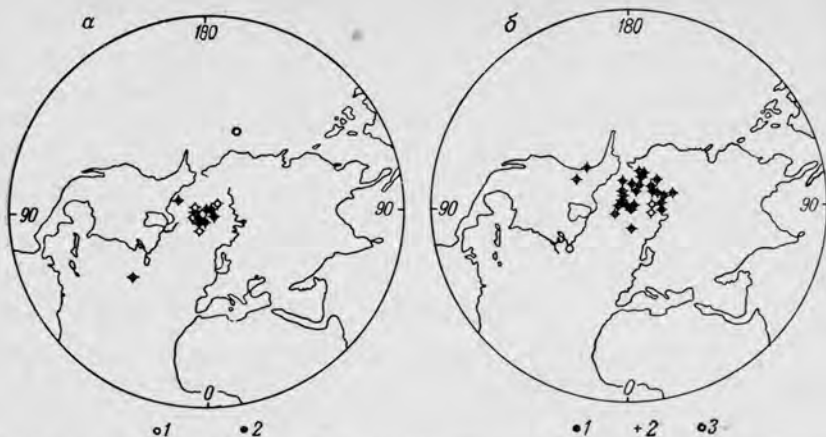


Рис. 52. Положение полюса, определенного по палеомагнитным данным для Северной Америки (а) и Европы (б) [192].

а: 1 — для четвертичного времени; 2 — для третичного; б: 1 — для четвертичного времени; 2 — для третичного; 3 — для плиоцена — плейстоцена.

угольному времени, являются сильным аргументом в пользу существования материка Гондваны.

Мы без труда перешли от перемещения материков относительно друг друга к их действительному дрейфу относительно полюса. Оба вопроса оказываются взаимосвязанными, если обсуждать проблемы палеомагнетизма — единственного источника новых аргументов после А. Вегенера. Напомним очень кратко его основные положения: магнитное наклонение и склонение, относящиеся к какой-либо эпохе, отражаются в намагниченности некоторых пород, вулканических и осадочных, излившихся или накопившихся в эту эпоху. Легко сделать вывод о положении магнитного полюса, которое соответствует в среднем, как мы это видели, географическому полюсу. Слои могут быть смяты в складки, но это поддается учету.

Исходя из результатов палеомагнитных определений, относящихся к одному матерiku, например Южной Америке, можно получить траекторию Северного полюса относительно этого материка. (Мы не будем останавливаться на трудностях применяемой методики, к преодолению которых приступили несколько лет назад.) Таким же путем мы получаем траекторию полюса относительно Африки. Если соединить оба материка, как это сделал А. Вегенер, то части траектории полюсов, относящиеся к палеозою, совпадут. Расхождение траекторий падает на мезозой; распад, таким образом, начался в пермское время [192].

К. Крир использовал аналогичную методику для Гондваны. Его предварительный вывод состоит в том, что распад материка начался в пермо-триасе. В течение мезозоя, который нас больше интересует, Австралия и Индия, возможно, прошли бóльший путь от полюса, чем Африка; Южная Америка оставалась неподвижной. По мнению

других авторов, распад в основном начался с мелового времени. Таким образом, ясно, что палеомагнитные выводы в основном охватывают более древний отрезок времени, чем возраст магнитных аномалий в океанах. В действительности, как следует из рис. 52, составленного С. Ранкорном, в течение, по крайней мере, последних 60 млн. лет полюс относительно Северной Америки или Европы мало удалялся от современного географического полюса.

Реконструкция материковых блоков

Самый сильный довод в пользу дрейфа материков — совпадение береговых очертаний Южной Америки и Африки. Но Э. Буллард сделал решительный шаг вперед в поисках более объективной группировки современных материков. Очертания берега могут сильно измениться даже из-за незначительных колебаний уровня моря.

Истинная граница материка — это материковый склон, который протягивается от глубины 100 или 200 м до 1000 или 2000 м на расстояние в несколько километров. Э. Буллард, Дж. Эверетт и А. Смит [18] математически обосновали лучший вариант возможного совмещения берегов для контуров, соответствующих глубинам 100, 500, 1000 и 2000 морских саженей. Они построили сначала первый блок, включающий Африку и Южную Америку, затем второй, охватывающий Северную Америку, Гренландию и Европу; далее они соединили оба блока вместе (мы увидим далее, что совмещение здесь менее удачно).

При ничтожных отклонениях (порядка 200 м) можно допустить, что Земля является сферой. Два идентичных контура на одной сфере могут быть совмещены путем вращения. Э. Буллард при помощи серии точек определяет контуры, которые должны совпадать; исходя из приблизительного положения полюса вращения он ищет методом наименьших квадратов лучшее значение угла вращения, соответствующее этому полюсу. Вследствие ошибки остается какое-то квадратичное отклонение. Тогда полюс вращения перемещается по широте и долготе до тех пор, пока среднее квадратичное отклонение не станет минимальным.

Для совмещения берегов Южной Америки и Африки лучшие результаты получены для изобаты в 500 морских саженей. Необходимо, однако, исключить дельту Нигера, которая имеет третичный возраст, и хр. Китовый, вероятно того же возраста. Среднее квадратичное отклонение двух контуров, ограничивающих устье Амазонки и м. Доброй Надежды, 88 км.

Эта реконструкция подтверждается довольно детальными определениями изотопного возраста [98] для Западной Африки и севера Бразилии. В Западной Африке для Ганы, Берега Слоновой Кости и более западных районов калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами получены значения возраста, близкие к 2000 млн. лет (эбурнейская складчатость)*. Восточная Дагомея, Нигерия и более

* Балтийская. — *Прим. ред.*

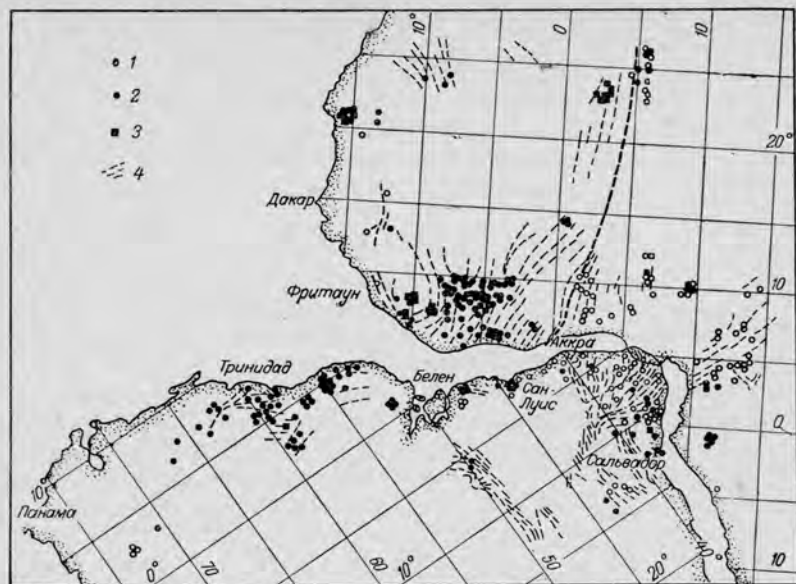


Рис. 53. Совпадение контуров Африки и Америки по реконструкции Э. Булларда, Дж. Эверетта, А. Смита [18].

Возраст, млн. лет: 1 — 600 ± 200 ; 2 — $1000 \pm 200 \div 2000 \pm 300$; 3 — 2700 ± 300 ; 4 — направление структур.

В Западной Африке Эбурнейская провинция с возрастом 2 млрд. лет соприкасается с Панафриканской провинцией, имеющей возраст 550 млн. лет. Их граница показана жирной штрихпунктирной линией. Определение возраста в Бразилии показывает те же провинции, что и в Западной Африке. Аналогична корреляция между Западной Африкой и восточным берегом Бразилии к северу от Сальвадора [98].

западные районы имеют возраст порядка 500—650 млн. лет (панафриканская складчатость). Поскольку граница резко выражена, то в месте, где она срезает берег Бразилии, по реконструкции Э. Булларда, было сделано 150 определений изотопного возраста двумя упомянутыми методами. Мы видим (рис. 53) хорошее соответствие между временем эбурнейской складчатости и возрастом образований Гуанского щита и побережья Бразилии непосредственно к югу от Амазонки; но эти образования окружены горными породами с возрастом в 500 млн. лет. Калий-аргоновые датировки по слюде, полученные на границе, дают 410—640 млн. лет, тогда как возраст образцов по рубидий-стронциевому методу определен в 2000 млн. лет. Далее к востоку возраст (по рубидий-стронциевому методу) понижается до 665 млн. лет. Наилучшее соответствие устанавливается между панафриканской и керирьенской складчатостями в Бразилии, где по калий-аргоновому методу в двух случаях получен возраст около 500 млн. лет, а по рубидий-стронциевому — около 640 млн. лет.

Рассмотрим Северную Атлантику. Э. Буллард отделяет Гренландию от Земли Элсмira, не зная, как протекал дрейф в этом

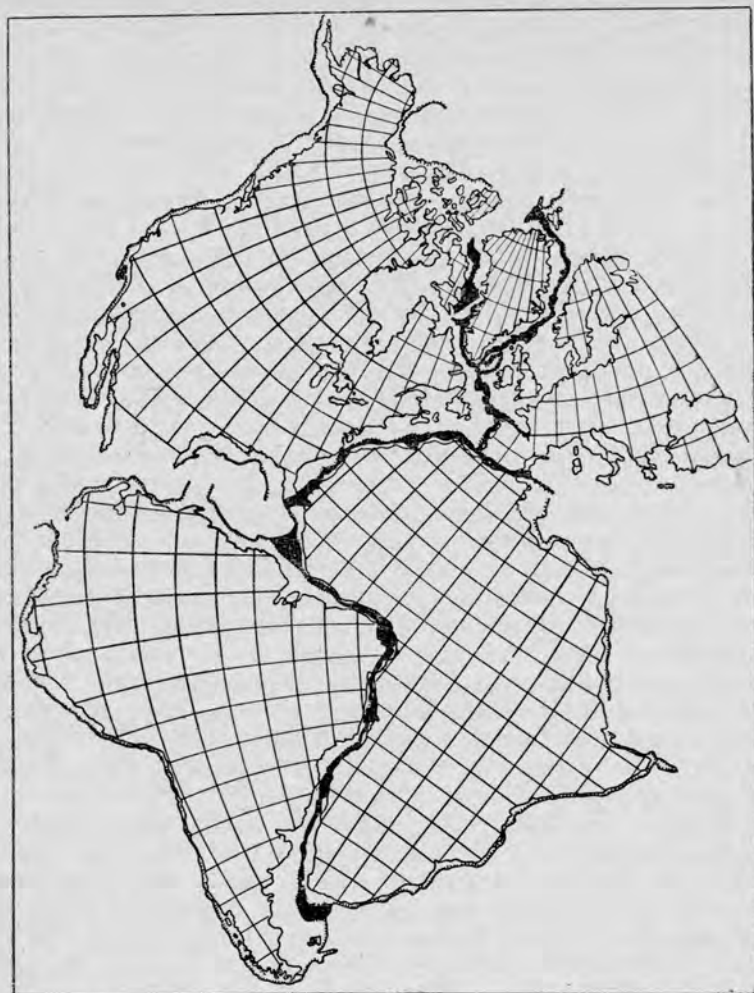


Рис. 54. Совпадение границ континентов, окружающих Атлантический океан [18].

Черное — области перекрытий или зияний.

районе. Он не придает значения кайнозойской истории Исландии и порогам Исландско-Гренландскому и Исландско-Фарерскому, предположительно имеющим, как и Срединно-Атлантический хребет, третичный возраст. Он не перемещает третичную банку Роккол, заполняющую разрыв между Гренландией и Исландией, допуская, что она имеет магматическое происхождение. Конечный результат почти такой же, как и в случае Южной Атлантики.

Все же в эту реконструкцию были внесены изменения. Так, Дж. Уилсон отмечает, что в Южной Атлантике хребты Китовый и

Рио-Гранде примыкают к обоим берегам в сопряженных точках. К трактовке Дж. Уилсона надо подходить со всей осторожностью (вулканический материал, слагающий эти хребты, образовавшийся в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта, был бы перемещен в процессе разрастания). Он использует пороги Северной Атлантики, чтобы получить реконструкцию, довольно близкую предыдущей (не принимая во внимание разделения Гренландии и Земли Элсмira). В. Харланд и другие геологи предпочитают рассматривать Шпицберген, так же, как А. Вегенер, и помещают его южнее, чем это делает Э. Буллард. В решении В. Харланда упоминается разрыв, заполненный банкой Роккол, но обнаруживаются и два других: к востоку и юго-западу от Гренландии. По его мнению, они помогают лучше совмещать гомологичные структуры.

До сих пор мы рассматривали отдельно Южную и Северную Атлантику, иначе говоря, мы поддерживаем гипотезу о существовании двух независимых блоков, образовавшихся в результате распада Лавразии и Гондваны соответственно. Если мы совместим их, то Африка перекроет Испанию. Необходимо допустить деформацию материков. Самая незначительная из них — это вращение Испании, вследствие чего Бискайский залив перекрывается по изобате 500 морских саженей. В 1937 г. А. Дю Тойт выдвинул гипотезу, согласно которой этот залив заложился в мезозое, во время формирования Пиренеев. Она была подтверждена различными данными, не всегда определенными, часть которых, согласно Д. Мэттьюзу и А. Лаутону, основывается на присутствии магнитных аномалий. Остается также пробел в 100 км между Испанией и о. Ньюфаундленд, кроме того, мы должны «ликвидировать» Багамское плато. В середине соединения двух упомянутых блоков остается среднее квадратичное отклонение порядка 130 км.

В целом эта реконструкция (рис. 54) менее убедительна, чем две предыдущие. Она не учитывает Центральную Америку, Мексику, Мексиканский залив, Карибское и Антильское моря, деформированные уже в мезозое, но фундамент которых, без сомнения, древний. Тем не менее Дж. Уилсон радуется, когда в аналогичных реконструкциях герциниды Мавритании совмещаются с герцинидами Аппалачей.

Почему же изобаты хорошо совмещаются? Можно допустить, что во время дрейфа материковые платформы были слабо изменены вертикальными движениями, эрозией и осадконакоплением. К счастью, материковый склон узкий, поэтому могли быть только слабые изменения. Возможно, Атлантический океан — это редкий случай, где все необходимые условия выполняются.

Гипотеза жестких плит

Несомненно, под влиянием реконструкции Э. Булларда У. Морган в 1967 г., с одной стороны, Д. Маккензи и Р. Паркер [144] — с другой, пытались объяснить дрейф материков, предполагая, что

движение, возникающее в осевой зоне срединно-океанических хребтов, приводит большие сферические плиты, включающие материки и океаны и ограниченные сейсмическими зонами, к смещению без деформаций. Возникновение деформаций допускается только в этих зонах, т. е., с одной стороны, на активных хребтах, где излившиеся породы наращивают плиты, находящиеся по обе стороны от хребта, и, с другой — в зонах глубоководных желобов, складчатых областей или надвигов, где часть плиты исчезает. Другие границы плит проходят по сдвигам. Ясно, что это только схематизированная модель; тем не менее она является ценной.

Кажется маловероятным, чтобы такой локальный процесс, как внедрение даек в осевой зоне хребтов или наклон их слоев, мог бы вызвать смещение материковых блоков. Необходимо, чтобы этот процесс был глубинным и поверхность скольжения была пластичной, как предполагает Э. Орован. Но правильнее представить вслед за У. Эльзассером [44], что движение жесткой плиты (литосферы, или тектосферы, по У. Эльзассеру) подчиняется глубинным конвекционным потокам.

В этой концепции положение срединно-океанических хребтов относительно зоны воздымания потока разогретого вещества, которую трудно было бы доказать, точно не определено. Достаточно того, что в их системе существуют расходящиеся потоки, чтобы в ослабленной зоне литосферы образовалась первичная трещина, которая сразу же заполняется. Конвекция продолжается, плиты раздвигаются и новая трещина образуется в середине предыдущей, так как это самое разогретое, а следовательно, и самое ослабленное место. Эта трещина, а затем гребень хребта, продолжающий развиваться аналогичным путем, не являются стабильными на поверхности земли, если только оба края первичной трещины не будут симметрично раздвигаться, но во всяком случае структура образованного хребта и его магнитные аномалии будут обязательно симметричны относительно его мгновенного гребня. Если первичная трещина образовалась на материке, то ее края являются краями современных материков; хребет — срединно-океанический.

Все это, безусловно, только схема. Развитие литосферы должно отражать конвекцию в мантии. Может быть, это происходит во время длительных перерывов в разрастании, как, например, в северо-восточной части Тихого океана. С другой стороны, можно задать вопрос, какую толщину должна иметь литосфера, учитывая сферичность Земли, чтобы передать необходимые усилия, если не с одного края на другой, то по крайней мере на значительные расстояния? Этот вопрос уже обсуждался в связи с теорией А. Вегенера. Г. Джеффрис показал, что сопротивление обычных пород на сжатие для плиты, плавающей в жидкости, оказывается существенным, если плита имеет размеры материка.

Э. Орован вновь занимался этим вопросом [175]. По Д. Гриффитсу, сопротивление какой-либо породы зависит от наличия в образце самой большой трещины (часто субмикроскопической).

Сопротивление 1000—2000 бар, например, для гранита или базальта соответствует трещинам Д. Гриффитса, имеющим длину от 1 до 10 мкм без учета трения. В верхней части коры отмечены трещины в несколько метров, и сопротивление такой коры упало бы до минимального значения, если бы не было трения. Но оно, несомненно, существует в глубоких зонах для первых десяти километров материковой коры. Э. Орован использует метод расчета давления Земли, предполагая, что трение определяется формулой Кулона. Он устанавливает, что сопротивление на сжатие имеет величину порядка 6500 бар (в то время как сопротивление на растяжение только 1100 бар, что объясняет приоткрывание трещин на материках). Эти цифры дают возможность Э. Оровану принять, что движение материков по океаническому субстрату происходит так, как это предполагал А. Вегенер. Наша задача достаточно отличается, расчет спорен, но его результат обнадеживает.

Э. Орован рассмотрел также крайний случай, когда силы сцепления отсутствуют. Тогда остается то, что он называет «гравитационным сопротивлением»: материк, испытывая горизонтальное давление, увеличивает мощность и вследствие этого оказывает противодействие давлению или, в крайнем случае, передает его. Простой гидростатический расчет показывает (по Э. Оровану), что материк с плотностью 2,8 г/см³ и мощностью 33 км, плавающий в жидкости с плотностью 3,3 г/см³, был бы устойчив к давлению 700 бар. Но если утроить мощность, чтобы получить мощность литосферы по Дж. Оливеру и Б. Айсексу, мы должны увеличить в 9 раз мощность вертикального сечения, тогда сопротивление становится приемлемым.

Итак, перемещение жестких плит, одновременно материковых и океанических, не кажется абсурдным при условии, если они имеют достаточно большую мощность. Этого не наблюдается в некоторых областях, например в Калифорнии, где землетрясения по системе разлома Сан-Андреас имеют глубину очагов в 16 км и где крылья разлома пытались представить в виде небольших плит, имеющих такую же незначительную мощность.

Обсуждение кинематики и первое применение гипотезы плит

Гипотеза жестких плит позволяет изучать кинематику поверхностных движений, когда мы имеем определенное представление о положении границ некоторых плит, например направление разрастания на границе, проходящей по срединно-океаническим хребтам. Это разрастание может проходить по диагонали относительно гребня, порождая аномалии, параллельные ему. Но при современном состоянии наших знаний ничто не мешает предположить, что разрастание всегда перпендикулярно к гребню, несмотря на диагональное положение поперечных разломов, интерпретируемых как

трансформные; это диагональное положение может возникать просто потому, что относительная скорость движения одной стороны по отношению к другой имеет составляющую, параллельную оси.

На рис. 55 изображен в плане пример, заимствованный у У. Моргана [166]. В этом примере граница хребта, смежная с плитами 1 и 2, остается неподвижной, но ось хребта смещается со скоростью, равной половине скорости плиты 3. * Одновременное существование нормального и диагонального разломов становится возможным благодаря присутствию промежуточного желоба. Если две плиты просто разделяются хребтом, нарушенным поперечными разломами, то эти разломы обязательно параллельны.

На сфере это условие параллелизма заменяется следующим: края двух плит, раздвинутые интрузией в осевой зоне хребта, могут быть совмещены небольшим вращением относительно некоторого мгновенного центра; разломы, смещающие хребет, должны быть тогда дугами окружностей, имеющими этот центр в качестве полюса. Ширина трещины, или, другими словами, составляющая скорости расширения, увеличивается, следуя этим параллельным дугам (как синус углового расстояния до полюса, определенного таким образом) до соответствующего экватора, а затем уменьшается. Этот закон изменения был проверен У. Морганом [166], взявшим за основу среднюю скорость разрастания Срединно-Атлантического хребта от Азорских островов до о. Буве (рис. 56) за последние 5 млн. лет, а также для Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Отметим также, что в точке пересечения трех плит (например, где сходятся разлом, желоб и хребет) существует особая связь между относительными вращениями этих плит, объясняемая Д. Маккензи и Р. Паркером. ** Применение гипотезы зависит от определения положения границ плит и от того, какую площадь занимают плиты.

Д. Маккензи и Р. Паркер [144] рассматривают северную часть Тихого океана как мобильную плиту и изучают ее перемещение относительно стабильной плиты, включающей Северную Америку

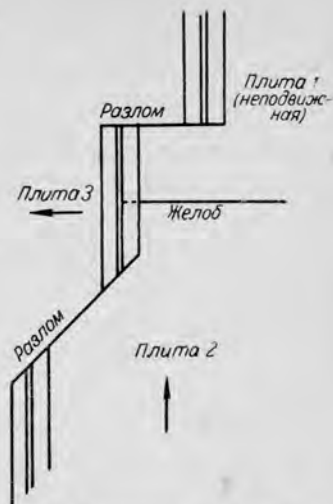


Рис. 55. Положение трех плит литосферы, ограниченных поднятием, желобом и разломом, в три последовательных отрезка времени [166].

* У У. Моргана [166] в подписи к рисунку дано: «Гребень хребта дрейфует со скоростью, равной среднему значению скоростей по разные стороны от него». — *Прим. ред.*

** Так называемое тройное соединение (triple junction). См. гл. X. — *Прим. ред.*

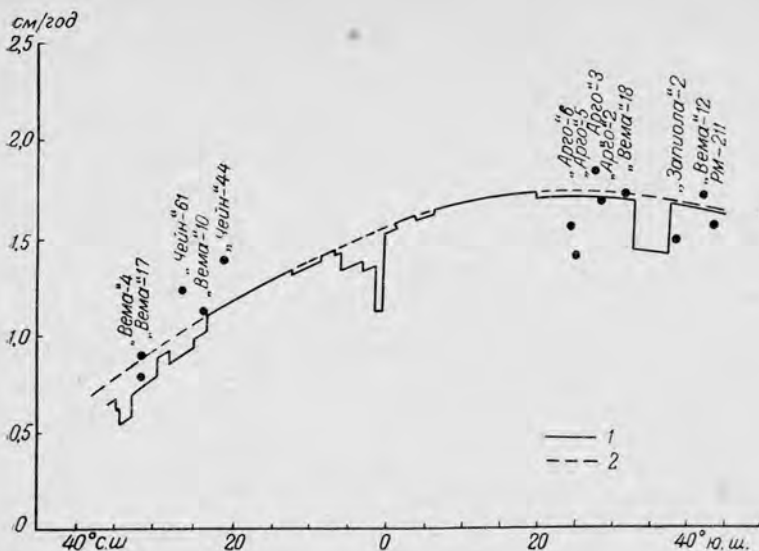


Рис. 56. Сравнение между разрастанием, основанным на магнитных аномалиях, и раздвижением двух плит для Срединно-Атлантического хребта (между Азорскими островами и о. Буве). Координаты полюса вращения 62° с. ш. и 36° з. д.

1 — скорость в направлении, перпендикулярном к хребту; 2 — скорость в направлении, параллельном разрастанию.

и Северо-Восточную Азию, предположительно жестко связанные в районе Берингова пролива. Границы мобильной плиты таковы: побережье Америки от Калифорнийского залива до Аляски, Алеутские острова, Камчатка, Курильские острова, Япония до разлома Фосса Магна, наконец, на юге граница, несомненно, океаническая, но где она проходит, не ясно. Оба окончания этой границы являются примерами тройного соединения: от Японии отходят три островные дуги; от Калифорнии — разлом Сан-Андреас, Восточно-Тихоокеанское поднятие и Центрально-Американский желоб, который следует вдоль материка до Панамского залива.

Д. Маккензи и Р. Паркер использовали направление первых смещений 80 американских землетрясений, допуская, что сейсмографическая сеть «Vela Uniform» обеспечивает точность этого вида определений. Впрочем эта горизонтальная составляющая движения необходима и известна лучше, чем составляющая главных напряжений. Однако надо учесть неопределенность метода (см. гл. I); одно из возможных направлений меняется закономерно вдоль всей границы плиты Земли.

Авторы используют в качестве граничных условий, с одной стороны, направление разлома Сан-Андреас между Паркфилдом и Сан-Франциско и, с другой — среднее горизонтальное перемещение во время афтершоков сильного землетрясения на о. Кадья на Аляске в 1964 г. Эти условия определяют положение полюса

вращения, находящегося на 50° с. ш., 85° з. д., что позволяет установить перемещение границы плиты в других местах, которые можно сравнить с первыми движениями упомянутых 80 землетрясений. Совпадение удивительное.

С другой стороны, характер движений согласуется с тектонической обстановкой: крупная система американских разломов типа *en echelon* включает зону сдвигов Сан-Андреас, островов Королевы Шарлотты (Канада) и Фейервезер (Аляска). Начиная с того места, где сейсмическая зона меняет направление, Аляска с островами надвигается в сторону Тихого океана под небольшим углом (примерно 7°). Сдвиги снова постепенно появляются в зоне изгиба Алеутской дуги; авторы отмечают одновременное исчезновение желобов, андезитового вулканизма и глубокофокусных землетрясений. Резкий изгиб у соединения с Камчаткой приводит к обратной картине — все эти процессы, а также связанное с ними надвигание вновь активизируются.

Явный недостаток работы Д. Маккензи и Р. Паркера заключается в том, что они предполагают, несмотря на открытие Атлантики, будто бы Тихоокеанское кольцо не меняло своей формы. Такие недостатки неизбежны в региональных построениях. Работа У. Моргана [166] имеет большое значение, так как он рассматривает всю земную поверхность, разделенную на 20 плит, величина которых колеблется от размеров Тихого океана или Африки до Антильских островов, Ирана или даже небольшой территории, прилегающей к хр. Хуан-де-Фука. Африканский блок отделяется от Евразийского Азорско-Гибралтарским хребтом, рассматриваемым как крупный сдвиг.

Таким образом, граничные условия, принимаемые У. Морганом, определяются не первыми движениями во время землетрясений, а направлением поперечных разломов и амплитудой разрастания в зоне срединно-океанических хребтов или сдвиговой составляющей по разлому Сан-Андреас. Эти данные, к сожалению, слишком скудны, чтобы обсуждать перемещения 20 плит. Среди других выводов У. Морган, Д. Маккензи и Р. Паркер отмечают, что Тихий океан уже больше не движется в сторону Новой Гвинеи и Филиппин как в эпоху активности больших древних разломов, а перемещается в направлении Алеутских островов и Японии.

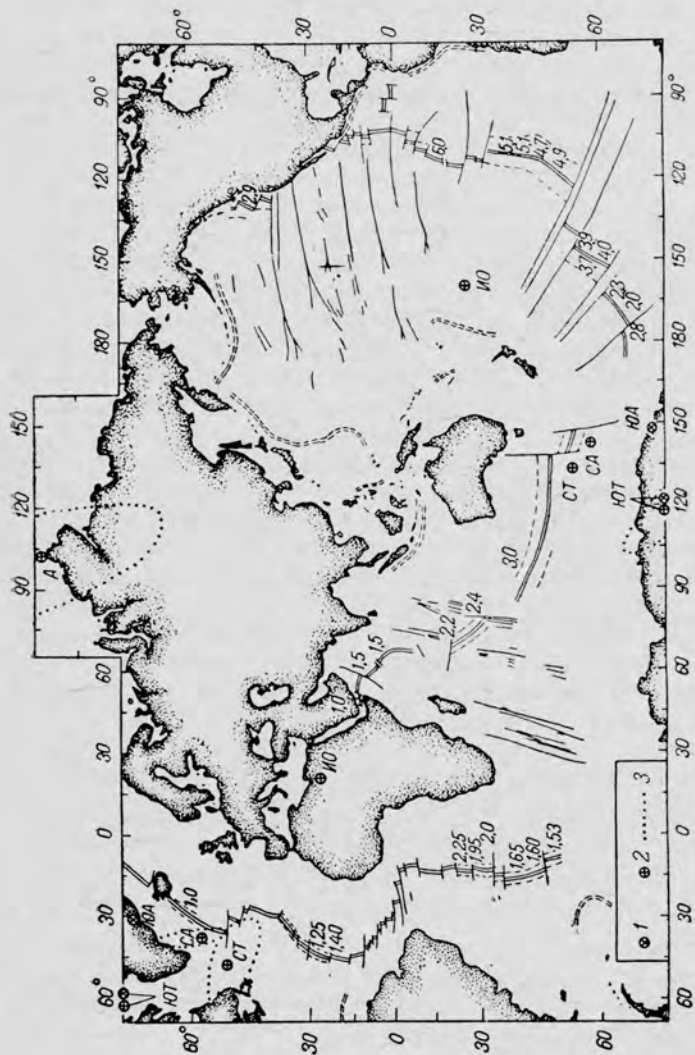
Синтез Ле Пишона

Чтобы выяснить возможности дрейфа в масштабе всей Земли, К. Ле Пишон [121] сокращает число плит, хотя и располагает более обширными данными, чем У. Морган. Он принимает, что разрастание происходит перпендикулярно к гребням срединно-океанических хребтов.*

* Во всяком случае в первой редакции статьи, над которой мы работали, но не в ее окончательном виде. Результаты одинаковые, за исключением Атлантики.

Рис. 57. Магнитные аномалии и полюса вращения Атлантического, Тихого и Индийского океанов [121].

1 — полюса вращения, выведенные из расчленения; 2 — полюса вращения, полученные по ориентировке зон разломов; 3 — аномалия δ (возраст 10 млн. лет); СА — Северная Атлантика; ЮА — Южная Атлантика; СТ — северная часть Тихого океана; ЮТ — южная часть Тихого океана; ИО — Индийский океан; А — Арктика. Эллипс вокруг полюсов вращения 2 показывает сходимость точек по методу наименьших квадратов с $\sigma = 1,25$ σ_{min} . В данном масштабе карты не показан эллипс вокруг ИО.



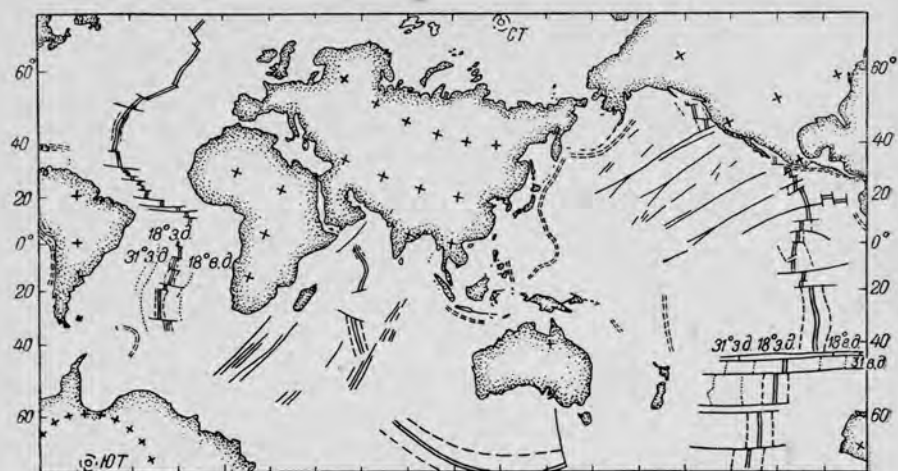


Рис. 58. Полюс проекция в южной части Тихого океана (69° ю. ш., 123° в. д.) [121]. Показаны аномалии 5, 10 и 31. Крестиком отмечено пересечение современных параллелей и меридианов с интервалом 20°.

На рис. 57 в проекции Меркатора изображены срединно-океанические хребты, рассматриваемые К. Ле Пижоном как активные, и приведено 31* значение скорости разрастания в виде полускорости раздвижения плит, которые и будут учтены. Эти величины, определенные с точностью до 0,1 см/год, колеблются от 1 до 6 см/год. Данные, касающиеся южной части Индийского океана, не надежны.

Центры относительного вращения двух блоков активного срединно-океанического хребта могут быть определены методом наименьших квадратов исходя или из направления разрастания, перпендикулярного к хребтам, или из положения дуг окружностей, параллельных поперечным разломам. К. Ле Пижон выяснил, что оба определения совпадают при перенесении, например, полюса (на карте в меркаторской проекции) в центр вращения ЮТ, соответствующий южной части Тихоокеанского хребта. Мы видим (рис. 58), что элементы этого хребта и его поперечные разломы становятся параллельными границам карты. Можно также проверить, что положение аномалии данного возраста относительно хребта остается неизменным в рассматриваемой проекции, будучи пропорциональным синусу углового расстояния от полюса.

Центр вращения ЮА для хребта Южной Атлантики близок к полюсу ЮТ и отмеченные признаки остаются примерно такими же относительно этого хребта. Большие древние разломы восточной части Тихого океана явно принадлежат к другой системе; все же иногда аномалия 5 перпендикулярна к ним, что само собой

* В действительности на карте показано 27 значений. — Прим. ред.

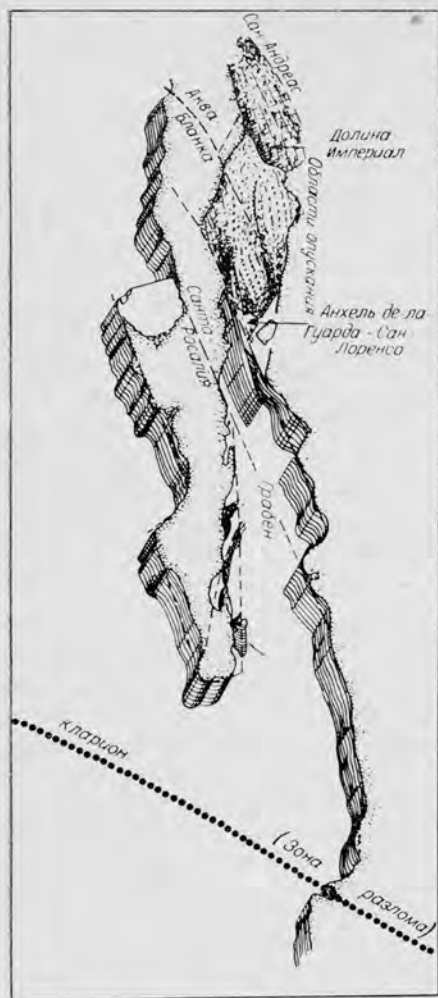


Рис. 59. Блок-диаграмма Калифорнийского залива. По Раснаку, Р. Фишеру, Ф. Шепарду, 1964.

рики, К. Ле Пишон представляет сложную структуру Американского побережья в виде ряда хребтов и трансформных разломов, идущих от Калифорнийского залива до Алеутской дуги. Несмотря на то, что отклонение зоны разломов, ограничивающих хр. Хуан-де-Фука, достигает 20° , он помещает центр вращения *СТ* (координаты 53° с. ш., 47° з. д.) на расстоянии в 2000 км от центра, определенного Д. Маккензи и Р. Паркером, но довольно близко к полюсу, полученному

размывается, так как изменение направления разрастания произошло в эпоху возникновения этой аномалии.

Центр ЮА установлен довольно ненадежно на основании разрастания к югу от Азорских островов. Разломы, находящиеся между 30° с. ш. и 8° ю. ш., определяют положение центра *СА*, расположенного на расстоянии 2000 км (рис. 57), который К. Ле Пишон принимает единым для всего Срединно-Атлантического хребта, не будучи в состоянии учесть относительное движение Северной и Южной Атлантики.

Если в общих чертах существует совпадение между центрами вращения Атлантического и Тихого океанов, то Арктика и Индийский океан ведут себя по-иному. К. Ле Пишон видит в соответствующих хребтах диагональное расположение разломов. Располагая небольшим количеством данных для района от Азорских островов до устья Лены, он допускает, что Арктический хребет* отодвигает Евразию от Гренландско-Американской плиты со скоростью разрастания 1 см/год, но центр вращения *А* плохо определен из-за непараллельности разломов.

Чтобы отразить движение Тихого океана относительно Аме-

* Хребет Гаккеля. — Прим. ред.

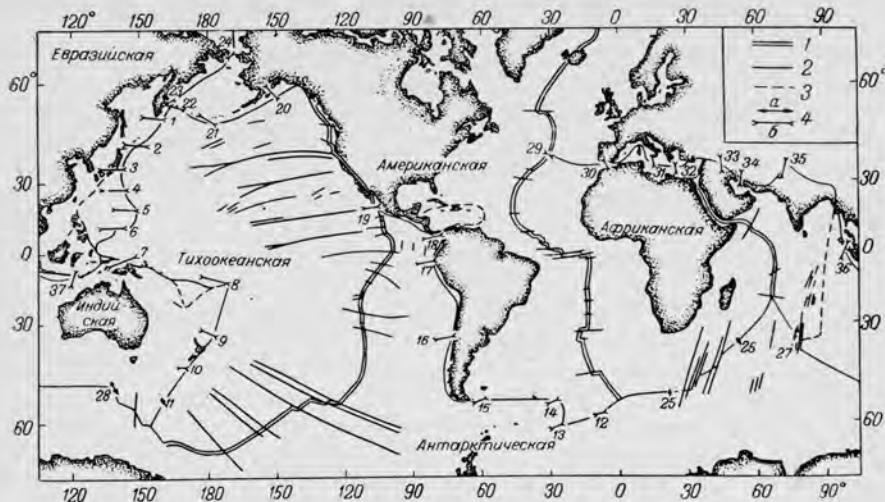


Рис. 60. Границы шести главных плит литосферы [121].

1 — границы плит, для которых скорость разрастания известна; 2 — прочие границы плит; 3 — вероятные границы плит; 4 — рассчитанные скорости (а — расширения, б — сжатия).

У. Морганом (координаты 53° с. ш., 53° з. д.). Что касается скорости вращения, то мы имеем величины, соответствующие разрастанию, по Ф. Вайну (2,9 см/год), или данным по сдвигу Сан-Андреас, для которого Гамильтон и Майерс в 1966 г. получили цифру 6 см/год, а Раснак, Р. Фишер и Ф. Шенард в 1964 г. определили перемещение в 300 км, начиная с позднего миоцена, основываясь на ширине Калифорнийского залива (рис. 59).

Остается рассмотреть разрастание и разломы для Индийского океана. Разломы, в ряде случаев малоизученные, имеют различное направление: север-северо-восточное—юг-юго-западное. К. Ле Пшон использует разлом Оуэн и разломы Аденского залива, установленные А. Лаутоном в 1966 г., направление которых с тех пор подвергалось критике. Таким образом, мы получаем положение центра вращения (ИО) северо-восточной части Индийского океана по отношению к Антарктиде, который примерно соответствует хр. Карлсберг, но не может быть использован для района к югу от о. Родригес.

Из пяти центров ЮТ, . . . , ИО открытия хребтов и соответствующего вращения можно путем относительного вращения совместить две смежные плиты, если бы число плит не превышало шести. Распределение землетрясений помогло К. Ле Пшону выделить плиты: Евразийскую, Американскую, Африканскую, Тихоокеанскую, Индийскую, Антарктическую, представленные на рис. 60, где, к сожалению, отсутствует Арктическая зона. В таком виде модель позволяет сделать новый расчет относительно перемещения смежных плит по 37 точкам границ плит с точностью, которая уменьшается

по мере увеличения числа вращений (до четырех между Индийским и Африканским блоками). Подведем основные итоги.

1. Растяжение происходит на двух ветвях Индийского хребта: 1 см/год в юго-западной ветви против 3 см/год в юго-восточной.

2. В области Западно-Тихоокеанских дуг происходит сжатие со скоростью 8—9 см/год со сдвигом к северу от островов Фиджи и менее значительным сдвигом (5—6 см/год) к западу от Алеутских островов — результат, аналогичный значению, полученному Д. Маккензи и Р. Паркером. Южно-Антильская дуга, гораздо меньшей длины, также является областью сжатия, обрамленной сдвигами (2—4 см/год).

3. Чилийский берег соответствует области сокращения коры со скоростью 5—6 см/год. Зона сжатия проходит от материкового подножия Панамы, где, кажется, имеется желоб, заполненный осадками: он фиксирует (по аналогии с желобами к востоку от хр. Хуан-де-Фука) место бывшей системы Восточно-Тихоокеанских дуг. Это недавнее сжатие погребенного желоба все же недостаточно обосновано, поскольку не рассматриваются Антильская дуга и Галапагосская зона.

4. Зона альпийской складчатости, располагающаяся на месте бывшего Тетиса или всего бассейна Средиземного моря, характеризуется увеличением сжатия от 2 см/год вблизи Азорских островов до 6 см/год в районе о. Ява, которое, следовательно, меньше, чем в океанических желобах.

В целом эта чисто кинематическая модель удачна (К. Ле Пишон считает, что главным недостатком является общность двух Америк). Но нельзя думать, что эта модель объясняет все тектонические процессы на Земле исходя из развития срединно-океанических хребтов. Складчатые зоны часто закладываются до образования хребтов, и их положение может повлиять на размещение самих хребтов.

Древние эпохи разрастания

Гипотеза жестких плит литосферы кажется приемлемой, если известно направление поперечных разломов. Эта гипотеза в принципе позволяет восстановить положение материков и прилегающих океанских котловин для эпохи каждой аномалии, перемещая плиты до тех пор, пока две одинаковые аномалии по разные стороны хребта не совпадут. Это представляет интерес только в том случае, если нам известен возраст аномалии. Мы уже указывали (гл. IV), что шкала, принятая К. Ле Пишоном, отличается от Ламонтской тем, что в первой предполагаются перерывы в разрастании.

На рис. 61 показано положение материков для эпохи аномалии 4, т. е. для конца миоцена, относительно Антарктиды, которая произвольно рассматривается как неподвижная. Сокращение бассейна Тетиса начиная с этой эпохи определяется в 200—500 км.

Для аномалии 31, датированной 60 млн. лет (палеоцен), можно провести аналогичную реконструкцию, как и для аномалии 5.

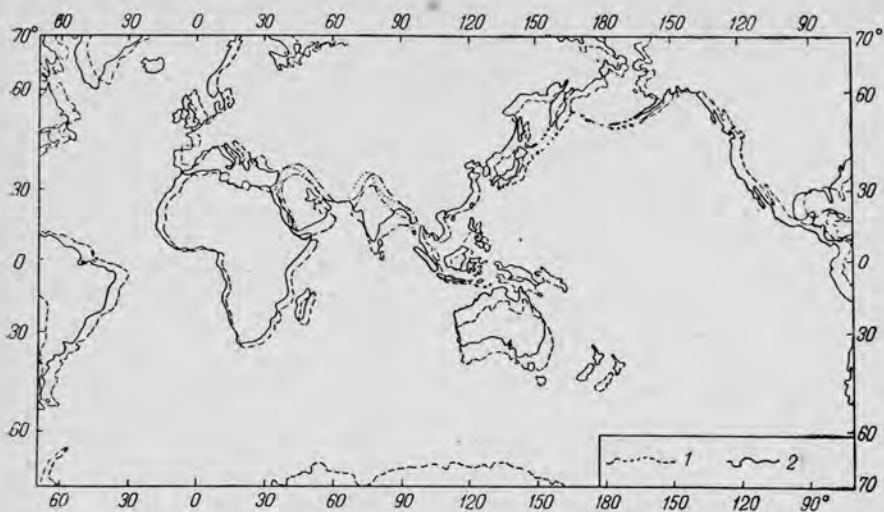


Рис. 61. Положение материков относительно Антарктиды [121].

1 — для эпохи аномалии 5 (около 10 млн. лет); 2 — современное положение материков.

Экстраполяция рискованна, поскольку эта аномалия не везде установлена. Наиболее дискуссионная картина рисуется для Атлантики (рис. 62), и мы ограничимся рассмотрением этого примера. Совмещение линий, соответствующих аномалии 31, приводит к тому, что исчезает существующий хребет. Прилегающие котловины граничат друг с другом. Как уже отмечал У. Морган, выявляющиеся зоны нарушения, которые могут рассматриваться как зоны предшествующего перемещения, значительно отличаются от современных зон разломов; это, очевидно, отражает изменение характера раздвижения. Эти древние зоны нарушений хорошо совпадают с известными элементами рельефа дна: северная окраина Малуанского плато и совпадающий с ней разлом, уступ к северу от хребтов Китового и Рио-Гранде, порог о. Тринидад (вблизи Бразилии), Гвинейский хребет, цепь подводных гор Кельвин.

Миоценовый эпизод создает трудности для определения средней скорости разрастания в послепалеоценовое время, но ее можно установить для предшествующего этапа разрастания, начиная с открытия Атлантики. Отметим, что положение Северной Атлантики к моменту раскрытия К. Ле Пижон устанавливает не путем использования изобаты 500 морских саженей, как это делает Э. Буллард, а с помощью совмещения, хотя и неполного, спокойных магнитных зон (гл. II), более симметричных относительно хребта. В отличие от Дж. Хейрцлера и Дж. Хейса, рассматривающих эти зоны как области разрастания в пермское или триасовое время без инверсий магнитного поля, К. Ле Пижон видит в них окраины материков, опустившихся в раннем мелу, когда, по его мнению, начинается



Рис. 62. Атлантический океан в эпоху аномалии 31 [121].

1 — возможное положение крупных мезозойских разломов, полученное исходя из предположения, что докайнозойское перемещение обеих Америк подчинялось одному полюсу вращения. Глубины, морск. сажень: 2 — 1000, 3 — 2000, 4 — 3000; 5 — ось хребта; 6 — разрыв между блоками; 7 — граница зоны спокойного магнитного поля. Цифры на рисунке — скорость разрастания, см/год. Для Карибского моря и Мексиканского залива батиметрия не показана. Направление главных зон нарушений совпадает с разрастанием.

активное разрастание. Но происходила ли «океанизация», как ее понимает В. В. Белоусов, т. е. образование океанической коры?

Предполагая, что разрастание в мезозое началось 120 млн. лет назад и закончилось 70 млн. лет назад, как изображено на рис. 62, мы получаем скорость мезозойского разрастания, показанную на том же рисунке. Дж. Хейрцлер и Дж. Хейс указывают на разрыв в разрастании на экваторе, который К. Ле Пишон связывает с образованием Антильских островов. Напомним, что в этой модели Америка рассматривается как единый блок, состоящий из Северной

и Южной Америк. Разрыв между Европой и Африкой мог быть ликвидирован в палеоцене под влиянием срединного хребта Лабрадорского моря; это движение также несовместимо с данными рис. 62, на котором предполагается, что Гренландия уже потеряла связь с Северной Америкой. К. Ле Пишона смущает то, что на рис. 62 Южно-Атлантический хребет не занимает срединного положения. Он допускает, что гребень хребта сместился к востоку в начале мезозоя; этот вопрос остается неясным.

Понимая, что реконструкция положения материков в прошлом, основанная на гипотезе плит, не обладает большой точностью, мы должны все же признать, что она дает приемлемую схему дрейфа в течение геологической истории, запечатленной в магнитном поле.

Глава VI

ИЗУЧЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ СЕЙСМИЧЕСКИМИ И ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Метод преломленных волн. Строение коры

Нельзя понять процесс разрастания океанического дна, не зная строения коры и нижележащей мантии. Значительное число сейсмических профилей, выполненных в течение последних лет, изменили представления двадцатилетней давности, основанные на изучении поверхностных землетрясений. В то время материковую кору представляли состоящей из серии геологических слоев, определяемых по средним значениям соответствующих скоростей распространения сейсмических волн. Под очень изменчивым слоем осадочных образований располагается гранитный*, отделенный от следующего слоя, базальтового или габбрового, сомнительной границей Конрада. Граница коры и верхней мантии проходит по разделу Моховичича**. Предполагается, что мантия имеет перидотитовый состав. Непосредственно на границе Мохо скорость волн P *** примерно 8,1 км/сек, с глубиной она возрастает.

Все это только грубая схема. Точность определения границ указанных слоев земной коры и даже раздела Мохо недостаточна, и во всяком случае они не являются ни спокойными, ни горизонтальными. Скорость меняется в пределах слоев. Наконец, в верхней мантии скорости не всегда увеличиваются с глубиной: присутствие

* Понятно, что название слоев носит условный характер.

** Далее для краткости мы будем употреблять термины «раздел или граница Мохо». — *Прим. ред.*

*** Продольных сейсмических волн. — *Прим. ред.*

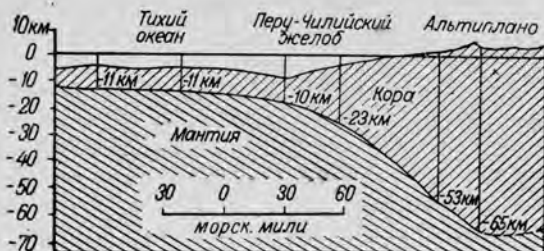


Рис. 63. Профиль материковой окраины к западу от Анд.

в мантии слоя (а может быть и двух) с низкими значениями скоростей сейсмических волн, кажется, доказано (гл. VIII). К сожалению, значения скоростей сейсмических волн дают весьма приблизительное представление о составе пород; они могут даже совпадать, несмотря на различный петрографический состав пород.

Особый интерес представляют изменения глубины залегания раздела Мохо в разных районах (от 10 до 70 км), а также вариации сейсмических скоростей вдоль него. Значение скоростей волн P в центральной части Соединенных Штатов достигает 8,5 км/сек; но важно то, что мантия с низкими значениями скоростей (меньше 7,8 км/сек) была установлена на востоке Скалистых гор, в районе предполагаемого положения древнего Восточно-Тихоокеанского поднятия. Такая аномальная мантия со скоростью, понижающейся до 7,3 км/сек, была обнаружена под Исландией Т. Тригвассоном в 1964 г., в зоне Ивреа на глубине 8 км во время альпийских экспериментов в 1956, 1958 и 1960 гг. [114] и в некоторых аналогичных тектонических областях.

Начатое М. Юингом в 1935 г. сейсмическое изучение океанов развивалось быстро. Результаты очень хорошо увязываются между собой, если исключить гребень срединно-океанических хребтов, глубоководные желоба и материковые окраины, имеющие относительно небольшую площадь. Сначала идут неконсолидированные осадки, сильно меняющиеся по мощности, которые изучаются с помощью взрывных звуковых источников, дающих непрерывные профили, где скорость волн P (в воде 1,5 км/сек) увеличивается по мере уплотнения осадка до 2 км/сек. Ниже осадков идет «фундамент», часто называемый в работах американских и английских исследователей «вторым слоем»; скорость в этом слое меняется от 4 до 6 км/сек; он, несомненно, имеет гетерогенный состав: интрузивные и вулканогенные породы, переслаивающиеся с консолидированными осадочными образованиями, которые могут остаться невыявленными, если перекрываются породами, имеющими большую скорость. Неоднократное драгирование, доставляющее породы базальтового состава, и подводное фотографирование потоков лав подтверждают эту интерпретацию. Кроме того, напомним, что во время экспериментального бурения по проекту Мохол базальты были встречены на глубине в несколько сотен метров ниже дна океана.

Ниже этих двух слоев, т. е. начиная с глубины от 6 до 8 км от уровня моря, результаты удивительно однообразны. Во всех океанах установлен слой, имеющий среднюю скорость $6,7 \pm 0,3$ км/сек, который называют «океаническим», или «третьим», слоем. На глубине 10—12 км скорость достигает $8,1 \pm 0,3$ км/сек, проходя через раздел Мохо. Такая скорость на материках обнаружена на больших глубинах и имеет значительную дисперсию. Все же непрерывность границы Мохо, кажется, устанавливается серией профилей, проходящих перпендикулярно к побережью (рис. 63).

Сейсмическое изучение срединно-океанических хребтов

Результаты сейсмического профилирования методом преломленных волн, выполненного сотрудниками Ламонтской обсерватории [120], охватывают юг Исландии, Азорские острова, район экватора, но их, конечно, недостаточно для хорошей статистики. По признанию авторов, батиметрические данные не всегда точны, но непрерывность профилей и тот факт, что взрывы регистрировались по двум направлениям, позволяют получить удовлетворительное представление о структуре.

В осевой зоне, ограниченной изобатой 3,5 км, скорость волн в коре составляет примерно 7,3 км/сек, меняясь от 7,1 до 7,6 км/сек; речь идет об аномальной мантии. На глубине от 3,5 до 5 км (иногда до 3,9 км) снова отмечается «появление нормальных скоростей — около 8,1 км/сек.

Существование аномальной мантии в зоне гребня срединно-океанических хребтов является общей чертой, характеризующей их сейсмический разрез; менее точное изучение некоторых поверхностных сейсмических волн (волн Лява) показывает, что отмеченное уменьшение скоростей волн P сопровождается аналогичным затуханием скоростей волн S^* . Если считать, что для аномальной мантии типична скорость волн P ниже 7,9 км/сек, то оказывается, что мантия присутствует под Восточно-Тихоокеанским поднятием (7,5 км/сек), хр. Карлсберг (7,9 км/сек), в осевой зоне гребня Красного моря (7,1 км/сек), в Калифорнийском заливе (7,9 км/сек), в зоне погребенного хребта Лабрадорского моря (7,6 км/сек). Мы снова находим ее под островными дугами, такими, как Японская (7,7 км/сек **) или Новогейбридская (7,4 км/сек [40]), и даже в районах, современная структура которых отличается от структуры срединно-океанических хребтов и островных дуг, но где можно предполагать раздвижение в прошлом, например в части Западного Средиземноморья (7,7 км/сек [110]) или в Ирландском море (7,4 км/сек, по Д. Мэттьюзу и А. Лаутону).

* Поперечных сейсмических волн. — *Прим. ред.*

** Национальный доклад Японии по Проекту верхней мантии. — *Прим. ред.*

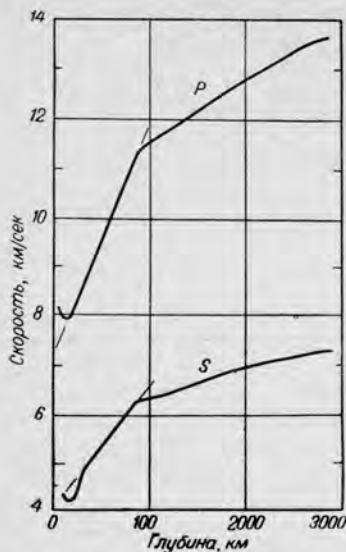


Рис. 64. Скорости волн P и S в мантии, по Б. Гутенбергу, экстраполированные к поверхности [24].

ным к оси Аденского залива). В этом он видит значительную анизотропию аномальной мантии, которая исчезает на большом расстоянии от оси при одновременном увеличении скорости. Мы еще будем обсуждать доказательства подобной анизотропии, выдвинутые Г. Хессом [94]. В действительности мы, наоборот, находим скорость 6,8 км/сек в зоне аномальной мантии, что требует осторожности при интерпретации.

Мы видим также, что «океанический слой» на первых трех профилях в районе оси исчезает. Он также не был выявлен на трех сейсмических профилях через хр. Рейкьянес, один из профилей проходил далеко от гребня (рис. 66). Наоборот, на профилях через Срединно-Атлантический хребет фундамент всегда присутствует (начиная от гребня и кончая абиссальными равнинами), имея неровную кровлю, но большие значения скорости и мощности в осевой зоне [127].

Несмотря на незначительное утолщение фундамента, кора становится тонкой в осевой зоне, что противоречит концепции изостазии, согласно которой любой рельеф уравнивается * порогом Мохо, что, кстати, обратно тому, что характерно для чисто вулканических поднятий.

* Если слой со скоростью волн P 7,4—7,8 км/сек отнести к мантии, то кора действительно становится тонкой. Однако противоречия с изостазией нет, ибо поднятие компенсируется разуплотнением верхней мантии (аномальной мантией), которая и является в данном случае корнем. — Прим. ред.

К. Кук [24] отметил (рис. 64), что экстраполяция к поверхности кривой скоростей волн P в зависимости от глубины, полученной Б. Гутенбергом, дало бы значение 7,4 км/сек. Аномальная мантия соответствовала бы недифференцированному веществу, находящемуся ниже слоя низких скоростей. Это представление с точки зрения петрологии наивно.

На рис. 65 [120] четыре профиля через Срединно-Атлантический хребет объединены с профилем Восточно-Тихоокеанского поднятия, полученным Р. Райтом в 1956 г. и повторенным Г. Менардом в 1960 г. На профилях V-10 в двух местах отмечено присутствие нормальной мантии вблизи гребня. Р. Уитмарш [236] замечает, что эти высокие, а также аналогичные значения соответствуют сейсмическим профилям, перпендикулярным к хребту (или в одном случае перпендикуляр-

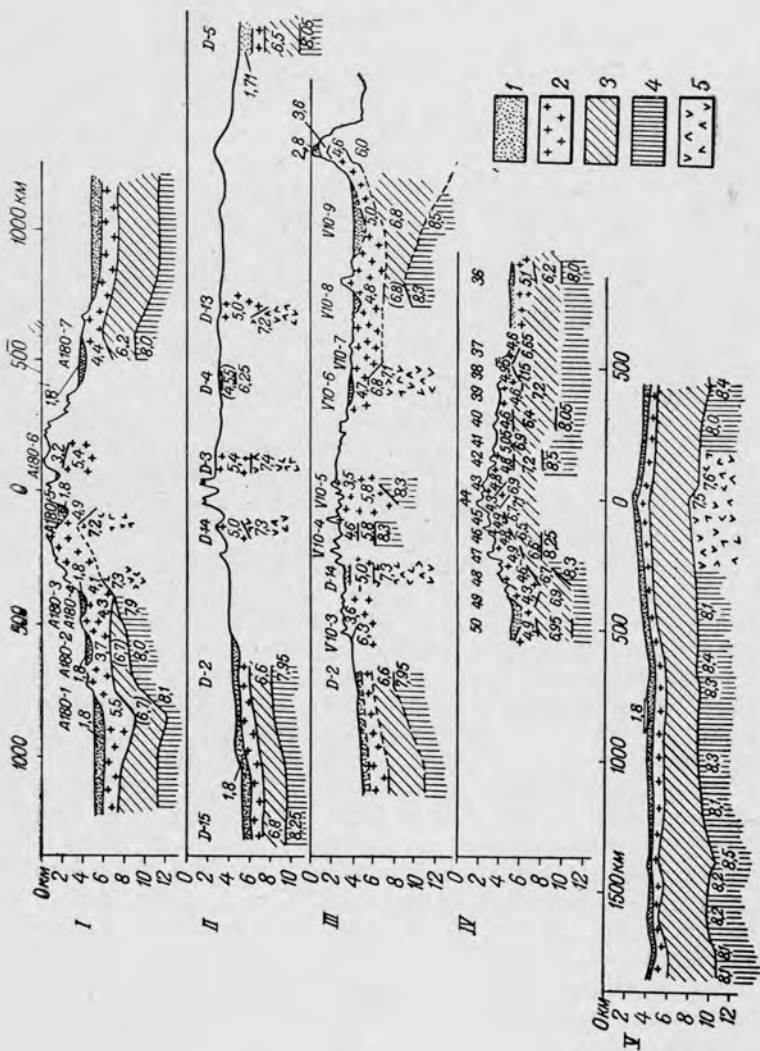


Рис. 65. Разрезы стратиграфической коры Средне-Атлантического хребта (профили I—IV) и Восточно-Тихоокеанского поднятия (профиль V) [127].
 1 — неконсолидированные отложения; 2 — фундамент; 3 — океанический слой; 4 — нормальная мантия, 5 — аномальная мантия ($V P = 7,3 \text{ км/сек.}$).

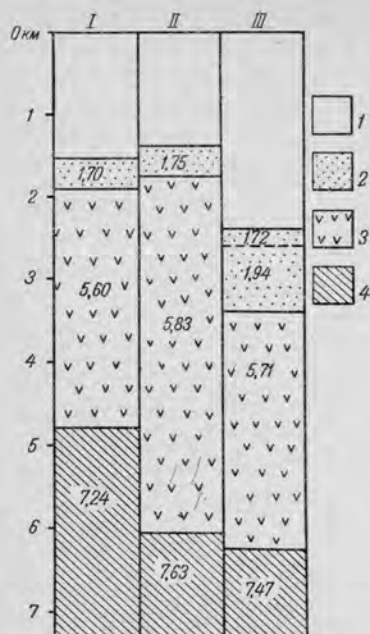


Рис. 66. Сейсмические разрезы в районе хр. Рейкьянес. По М. Юнгу и Дж. Юнгу, 1959.

1 — вода; 2 — осадки; 3 — фундамент; 4 — аномальная мантия.

на протяжении всего Срединно-Атлантического хребта и характер их остается неизменным с момента образования. Различия между хребтами, по крайней мере частично, связаны со скоростью разрастания. Данные табл. 1, составленной Г. Менардом [155], указывают на связь рельефа с мощностью фундамента. Заметим, что общая мощность коры не указана.

Скорость разрастания до 1 см/год характерна для хребтов, имеющих мощный фундамент и осевой рифт (за исключением хр. Рейкьянес), в то время как маломощный фундамент свойствен зонам со скоростью разрастания более 2,9 км/сек. Следовательно, скорость образования лавы на единицу длины, полученная исходя из мощности фундамента и скорости разрастания (без учета мощности осадочного и океанического слоев), довольно мало меняется. Для всей системы срединно-океанических хребтов образование лавы происходит со скоростью от 5 до 6 км³/год, в то время как величины 1,8 км³/год было бы достаточно для получения объема всех материков. Наконец, медленное разрастание приводит к образованию резко выраженного рельефа, может быть, потому, что вулканизм и нормальные сбросы могут развиваться в течение более длительного времени.

Экваториальный профиль, проходящий через Срединно-Атлантический хребет в самой узкой его части, непосредственно к северу от зоны поперечных разломов, и в особенности профиль через Восточно-Тихоокеанское поднятие различны. Океанический слой не исчезает в зоне гребня; он сохраняется под Восточно-Тихоокеанским поднятием, имея мощность 4 км против 5 под океаническими котловинами. Мощность фундамента и скорость сейсмических волн в нем существенно не отличаются от таковых на склонах хребта. Это и есть нормальная океаническая кора, но более высоко расположенная.

Часто думают, что эволюция срединно-океанических хребтов начинается с развития хребта типа Восточно-Тихоокеанского, не имеющего осевого рифта и со слабо расчлененным рельефом в зоне гребня, а затем переходит к хребтам типа Срединно-Атлантического. Но Т. Ван-Андел и С. Боуин [222] показали, что расчлененный рельеф и рифт, заполненные осадками, встречаются

Характеристика рельефа и фундамента различных океанических районов

Район или хребет	Скорость разрастания, см/год	Осевой рифт	Рельеф склонов зоны гребня	Средняя мощность фундамента, км	Образование лавы км ³ /(км × млн. лет)
Исландия	0,3—1,0	Есть	Горный	3,5	25
Атлантический океан (от 30 до 40° с. ш.)	1,0	»	»	2,9	29
Красное море	1,0	»	—	3,3	33
Хр. Рейкьянес	1,0	Нет	Горный	3,3	33
Хр. Горда (зона гребня)	1,0	Есть	»	—	—
Хр. Карлсберг	1,5	»	»	—	—
Южная часть Атлантического океана	1,5	»	»	—	—
Хр. Хуан-де-Фука	2,9	Нет	Холмистый	1,5	—
Хр. Горда (склон)	3,0	—	То же	1,0	30
Восточно-Тихоокеанское поднятие (50° ю. ш.)	4,5	Нет	»	1,0	45

Г. Менард проверил эти предположения на примере южной части Тихого океана, где хребет имеет относительно плоский гребень, горный рельеф в срединной части склонов и плоский у их окончания. Однако разрастание там изменчиво и соответствующие скорости 4; 1,5 и 4 см/год.

Драгированные изверженные породы

Мы соблюдали осторожность в определении состава пород, слагающих слои океанической коры. Вполне допустимо, что в фундаменте преобладают основные породы вулканического происхождения. Верхнюю мантию материков и океанов можно представить состоящей из перидотитов с тем или иным количеством пироксенов. Наконец, по Г. Хессу [94], океанический слой со скоростями волн P от 6,0 до 6,9 км/сек представлен перидотитами, примерно на 70% серпентинизированными, со средней скоростью волн P 6,7 км/сек. Наоборот, Дж. Канн [20] считает, что этот слой состоит из амфиболитов, образовавшихся за счет метаморфизма базальтов фундамента (см. гл. IX).

Драгирование не может подтвердить ту или другую гипотезу. За исключением некоторых эрратических пород, перенесенных айсбергами, драгированные породы на хребтах — это основные или ультраосновные образования, более или менее гидратированные или измененные. Большая часть пород представлена базальтами, часто пористыми или стекловатыми, образовавшимися при подводных излияниях; некоторые базальты имеют свежий облик, другие изменены, особенно вследствие гидротермальной деятельности.

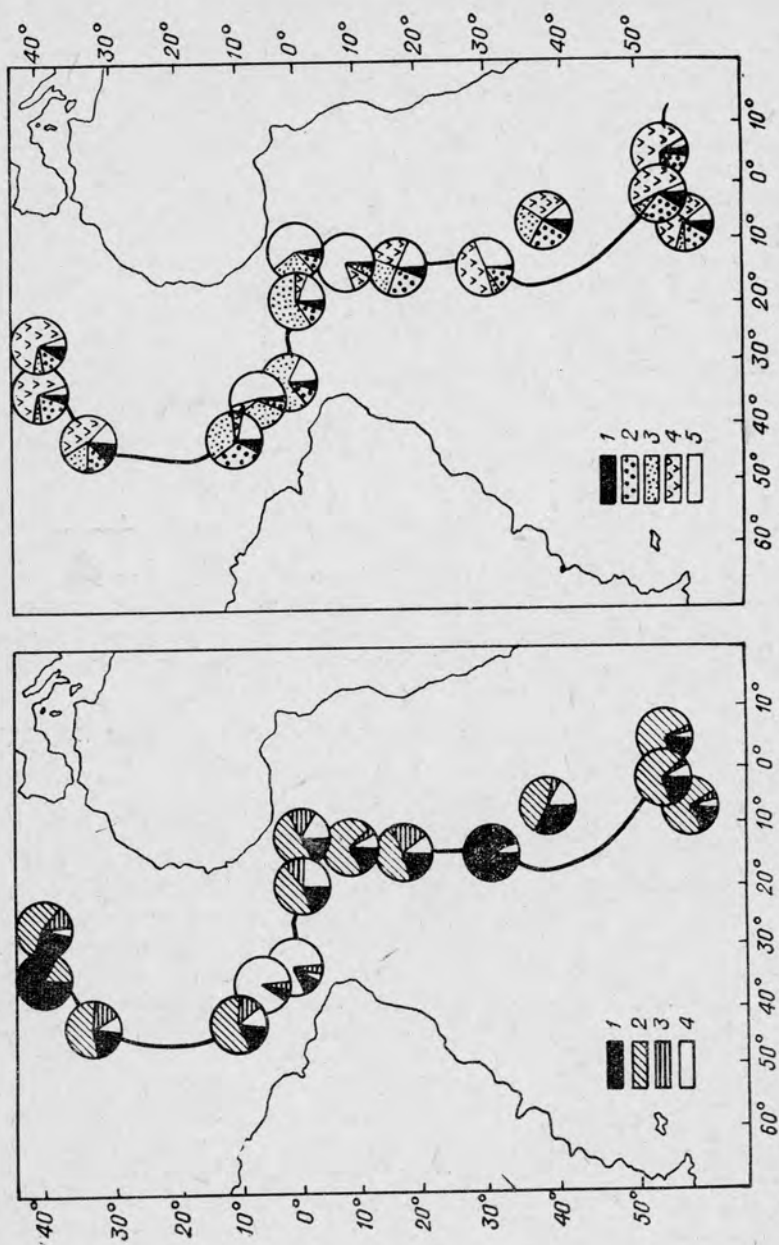


Рис. 67. Минеральный состав драгированных песков тяжелой (а) и легкой (б) фракций [63].
 Образцы, содержащие менее 300 зерен тяжелой фракции, не учитывались. а: 1 — оливин; 2 — пироксен; 3 — амфибол; 4 — продукты разложения; б: 1 — кварц; 2 — полевой шпат; 3 — серпентин; 4 — вулканическое стекло; 5 — продукты разложения.

Значительная часть базальтов кажется претерпела резкое охлаждение (подушечные лавы). Эти базальты характерны для глубин более 1 км (толеитовые базальты), они менее щелочные, чем оливиновые базальты островов или подводных гор, и с ними связано образование магнитных аномалий разного знака; по крайней мере, это относится к свежим базальтам, ибо гидротермальные изменения базальтов приводят к разложению магнитных минералов. Согласно представлениям Дж. Канна, базальты и туфы, измененные до фации зеленых сланцев, слагают склоны и зону рифтовой впадины Срединно-Атлантического хребта [222].

Однако в других океанах наряду с базальтами и габбро трещинных излияний в зонах главных поперечных разломов и нормальных сбросов осевого рифта известны в разной степени серпентинизированные перидотиты, измененные вследствие динамометаморфизма; породы о. Сан-Паулу, находящегося на Срединно-Атлантическом хребте, непосредственно к северу от экваториального разлома Чейн, представлены серпентинизированным дунитом; драгирование желоба Тонга [59] на глубине 9400—9700 м дало 10 кг базальтов и 27 кг дунитов, из которых 10 кг дунитов являются в различной степени измененными серпентинитами. Все это, кажется, согласуется с гипотезой Г. Хесса.

Пески, полученные в результате драгирования Срединно-Атлантического хребта [63], также мало о чем говорят. На самом гребне обычно находят только песчаные породы, мощностью в несколько метров, иногда морского происхождения, о чем свидетельствуют фораминиферы и иногда измененные обломки толеитовых базальтов и вулканического стекла (рис. 67). Экваториальная зона, как известно, характеризуется многочисленными разломами, где в большом количестве встречаются серпентинизированные и уралитизированные породы, образующиеся за счет изменения перидотитов и пироксенитов, также часто присутствуют амфиболиты.

Таким образом, важность находок измененных ультраосновных пород, с одной стороны, и амфиболитов — с другой, несомненна, но того, что наблюдается в зонах разломов или глубоководных желобах, недостаточно для доказательства присутствия этих пород в виде непрерывных и неменяющихся слоев. Мы остаемся сторонниками гипотезы Г. Хесса, понимая, конечно, что океанический слой имеет более сложное строение по сравнению с предположением Г. Хесса о 70%-ной серпентинизации перидотита. Только бурение позволит ответить на этот вопрос.

Поперечные разломы и сейсмическая анизотропия как следствие разрастания океанического дна

Изучение океанического дна сейсмическими методами показало, что в зонах поперечных нарушений океанический слой исчезает (рис. 68), т. е. этот факт исключает гипотезу вертикального

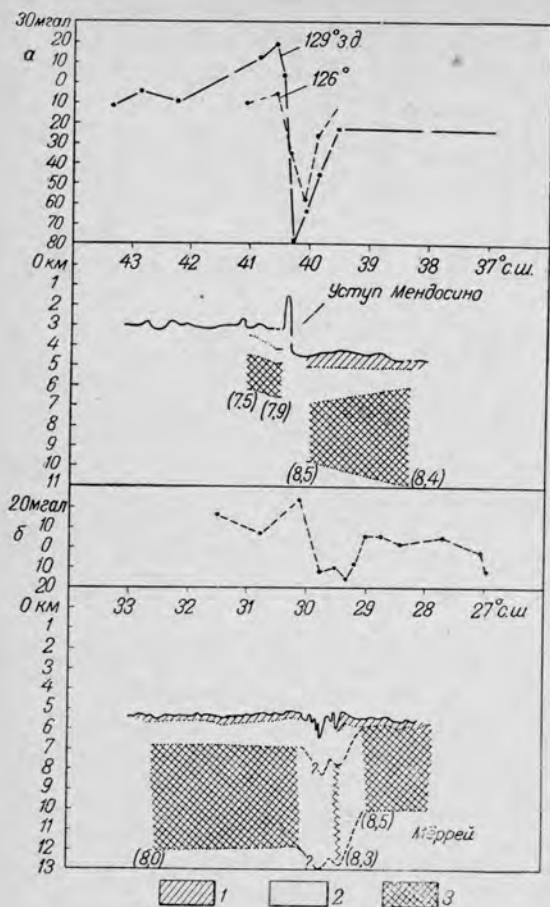


Рис. 68. Аномалии Фая и структура зон разломов Мендосино и Мёррей [150].

Данные: а — для 128° з. д.; б — примерно для $152^\circ 30'$ з. д. 1 — осадки; 2 — фундамент; 3 — океанический слой.

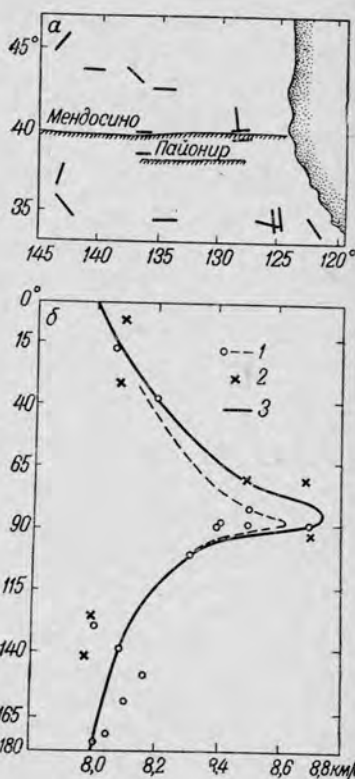


Рис. 69. Положение сейсмических профилей, выполненных по методу преломленных волн, по Р. Райту (а) и зависимость скорости волн Р от азимута (б). 1 — район Мендосино; 2 — район Мауи; 3 — две области вместе.

перемещения. Но кажется, движение по разломам захватывает более глубокие слои. Действительно, очень странная анизотропия в распространении сейсмических волн была обнаружена в верхней мантии океанов.

Сейсмическая анизотропия обычно локально развита и скорее зависит от сланцеватости, чем от преобладающей ориентировки зерен. Однако Г. Хесс [95] отмечает, что оливин легко приобретает преобладающую ориентировку вследствие истечения или деформации (расслоенные дуниты, в которых пинакоид 010 является наиболее распространенной плоскостью, по которой развиваются кливаж и сдвиговые деформации). Таким образом, скорость волн Р

меняется от 7,7 км/сек в направлении пинаконда 010 до 9,9 км/сек относительно плоскости 100.

Г. Хесс заимствует из работы Р. Райта скорости волн P для границы Мохо, полученные по 14 профилям вблизи разлома Мендосино. На рис. 69 видно, что скорость максимальна в направлении, параллельном разлому, и минимальна, когда профили ориентированы перпендикулярно к нему. Рисунок дополнен семью профилями Г. Шора для района Гавайских островов, непосредственно к северу от разлома Молокай. Скорость меньше 8 км/сек на рис. 69 не показана; анизотропия того же направления характерна и для аномальной мантии в районе хр. Горда.

С другой стороны, изучение серпентинизированных перидотитов о. Св. Павла показало, что большинство зерен ориентировано таким образом, что направление максимальной скорости сейсмических волн перпендикулярно к плоскости, вдоль которой породы были деформированы. Наконец, А. Сугимура и С. Уеда [207] полагают, что анизотропия, возникающая аналогичным путем, влияет на первые движения глубинных землетрясений.

Таким образом, полученные данные показывают, что разрастание дна затрагивает не только все слои океанической коры, но и верхнюю мантию.

Гравиметрические исследования срединно-океанических хребтов и глубоководных желобов

Срединно-океанические хребты. Измерения силы тяжести [193, 239] позволяют решать иные задачи по сравнению с сейсмическим профилированием; они ничего не говорят о форме структур, но чувствительны к горизонтальным вариациям плотности, например при переходе от океанической котловины к срединно-океаническому хребту или глубоководному желобу.

Первые измерения силы тяжести под водой были выполнены Ф. Венинг-Мейнесом в 1923 г. В тридцатые годы казалось ясным, что океаны изостатически уравновешены и изостазия не нарушается даже при переходе от материков к океанам; исключение составляли островные дуги, вдоль которых Ф. Венинг-Мейнес установил зону сильных отрицательных аномалий. Сейсмические исследования показали, что это равновесие в общем соответствует довольно точной изостазии по Эри, допускающей компенсацию поднятий изменением глубины залегания границы Мохо.

В табл. 2 приведены средние характеристики нормальной океанической коры (по Дж. Харрисону), но что касается плотности, то, за исключением первого слоя, точность ее определения имеет порядок 10%.

Для изучения особенностей строения сейсмические профили сопоставляют с гравиметрическими, используя эмпирические зависимости скоростей волн P от плотности (Ф. Берч, Дж. Нейф и Ч. Дрейк, Г. Вуллард и др.). Сравнение рассчитанных значений

Слой	Мощность, км	Скорость волн Р, км/сек	Плотность, г/см ³
Вода	4,50	1,5	1,03
Осадки	0,45	2,0	1,93
Фундамент	1,75	5,0	2,55
Океанический слой	4,70	6,7	2,95
Верхняя мантия	—	8,1	3,40

силы тяжести с наблюдаемыми * величинами позволяет проводить интерполяцию между районами сейсмического зондирования или иногда, что более опасно, экстраполировать данные на глубину.

Ф. Винниг-Мейнес уже показал, что Срединно-Атлантический хребет, как и океанические котловины, изостатически уравновешен. Аномалии в свободном воздухе соответственно весьма слабые на срединно-океанических хребтах (в отличие от сильных положительных аномалий хребтов Китового и Рио-Гранде). Они прямо отражают рельеф дна. Чтобы получить представление о плотности глубоких горизонтов, используют аномалии Буге. На рис. 70 показана кривая аномалии силы тяжести в редукции Буге для одного из профилей через Срединно-Атлантический хребет в районе 30° с. ш. Аномалия Буге выявляет существование четкого минимума, как этого и следовало ожидать, доказывающего присутствие под хребтом более легких масс по сравнению с прилегающими котловинами.

М. Тальвани, Б. Хизен и Дж. Уорзел в работе 1961 г. рассмотрели три гипотезы, касающиеся природы компенсирующих масс: 1) выпуклой по подошве коры; 2) выпуклой по подошве фундамента; 3) легких масс под прилегающими котловинами. Схема этих авторов предполагает присутствие аномальной мантии под всем хребтом. Сейчас мы знаем, что под зоной склонов хребта мантия нормальная, что противоречит данной интерпретации. Чтобы согласовать эти данные, М. Тальвани, К. Ле Пишон, М. Юинг [211] предположили (рис. 71), что аномальная мантия существует и под склонами, но таким образом, что она образует скрытый угол в нормальной мантии; как все слои с меньшими скоростями, этот угол невозможно было выявить методом отраженных волн.

Что касается данных Восточно-Тихоокеанского подъятия, которых меньше, то они не противоречат существованию аналогичных углов, возможно сужающихся в сторону океана в тех районах, где хребет идет вдоль Американского материка.

Эти рассуждения не относятся к зонам поперечных разломов. Здесь уже не может быть речи об изостатическом выравнивании, как это следует из результатов изучения впадины Романш экспедицией на исследовательском судне «Метеор» в 1965 г. Приблизитель-

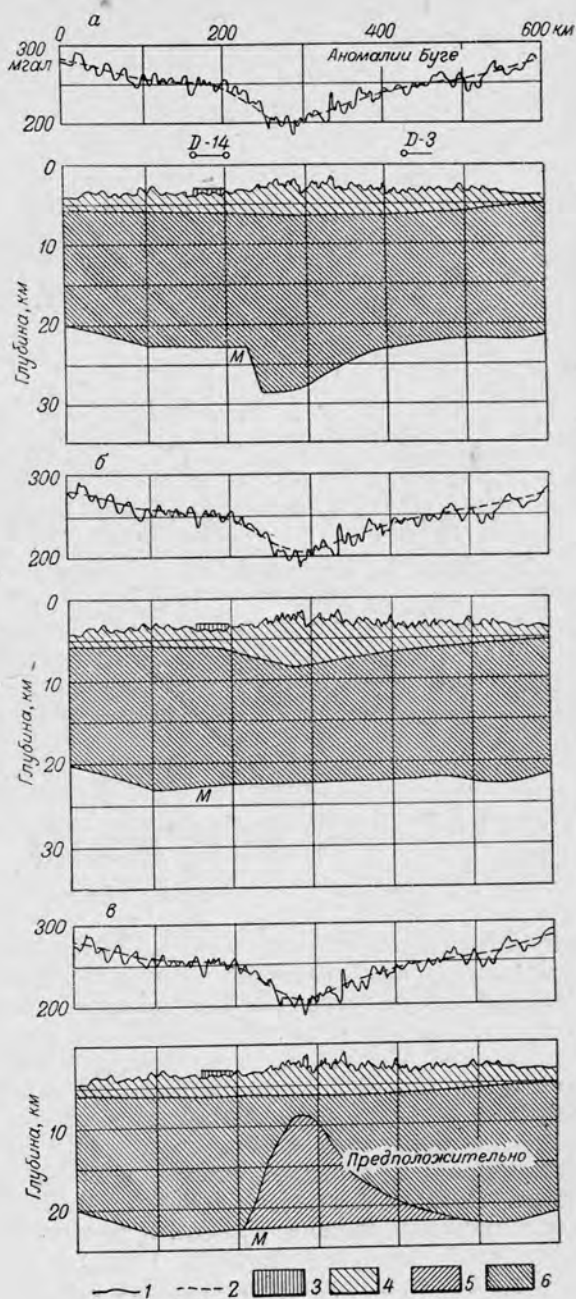


Рис. 70. Три модели строения коры Срединно-Атлантического хребта около 30° с. ш., удовлетворяющие гравиметрическим данным. По М. Тальвани и др., 1961. Аномалии Буге: 1 — наблюдаемые; 2 — рассчитанные.

Условные обозначения	Скорость продольных волн, км/сек	Плотность, г/см ³
3	1,75	—
4	5,00	2,60
5	7,00	3,05
6	7,30	3,15
M	8,20	3,40

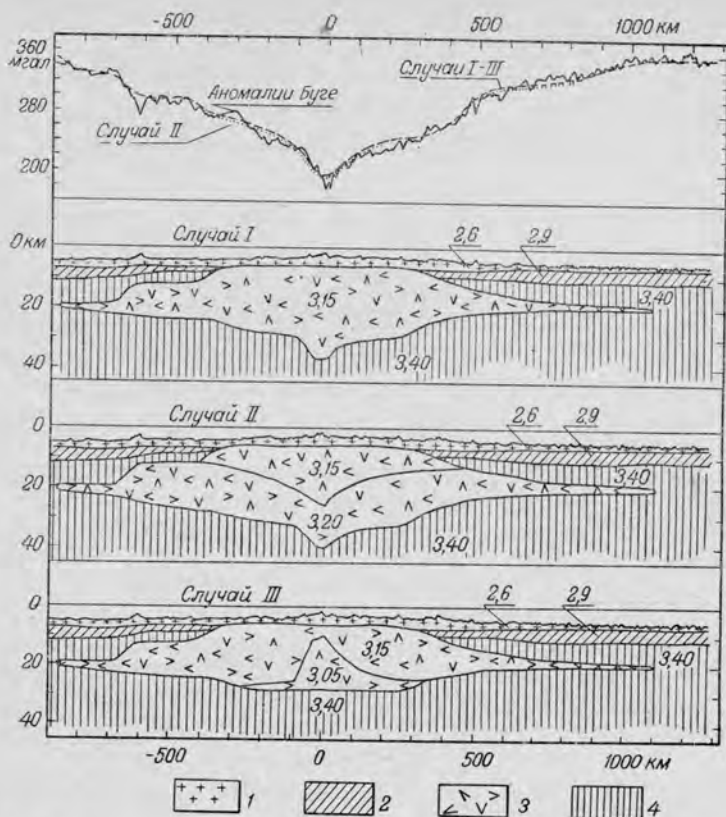


Рис. 71. Модель строения коры Срединно-Атлантического хребта, на которой (в отличие от модели на рис. 70) показано существование нормальной мантии в зоне склонов хребта [211].

1 — фундамент; 2 — океаническая кора; 3 — аномальная мантия; 4 — нормальная мантия.

ное изостатическое равновесие все же может существовать в зонах больших древних разломов восточной части Тихого океана, о чем свидетельствует исследование разлома Мендосино на протяжении 450 км, начиная от хр. Горда [32]. Р. Райт в 1963 г. показал, что аномальная мантия здесь присутствует. На севере разлом глубиной 3 км отделяет плато от пологого склона, погружающегося до глубины 5 км на юге. Аномалии в свободном воздухе (несколько десятков миллигал) в общем отражают краевой эффект изостатически компенсированной плиты, а не просто уступ в однородной среде. Полный расчет позволяет предположить повышенную плотность мантии в южной области, в то время как она явно аномальна в северной части, в районе хр. Горда; различие в плотности падает от 6 до 1% при подходе к западной границе изученной области, где уступ исчезает. Было бы интересно убедиться, что это последова-

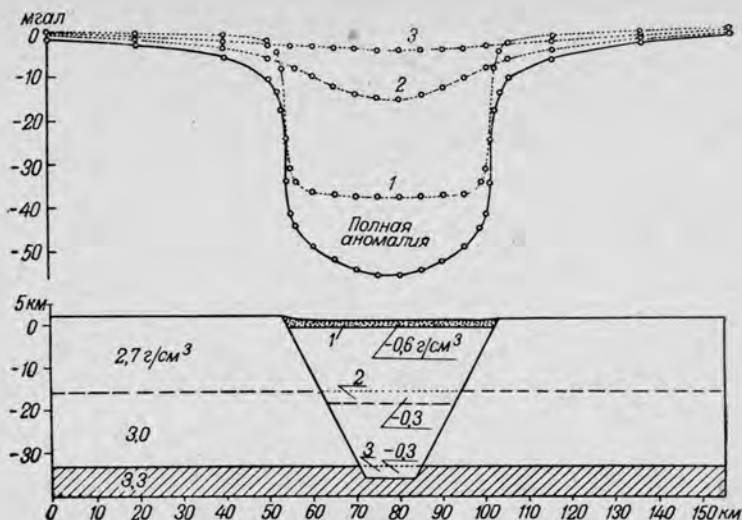


Рис. 72. Аномалия Буге над рифтом по гипотезе опустившегося и изостатически уравновешенного блока коры. По Р. Гирдлеру, 1964.

Линии 1, 2, 3 отражают соответствующий эффект верхнего, среднего и нижнего слоев с контрастом плотности 0,6; 0,3; 0,3 г/см³ соответственно.

тельное уменьшение плотности могло быть снова истолковано как выклинивание аномальной мантии.

Теперь перейдем к материковым рифтам, нарушающим строение высоких плато, таким, как рифты Великих Африканских озер или Байкальский рифт, т. е. к структурам, в которых мы видим первую стадию, ведущую к образованию срединно-океанических хребтов. Этим рифтам соответствуют аномалии «без крыльев»*, образование которых только после многочисленных дискуссий согласились объяснить опусканием блока пород по двум нормальным сбросам (или по двум системам сбросов). Опустившийся блок изостатически поддерживается давлением магмы (рис. 72).

Следующая стадия расширения, по Р. Гирдлеру [68], соответствует разрыву коры обычно по наклонной плоскости. Этот случай Красного моря, Аденского или Калифорнийского заливов.

Существование сильной положительной аномалии Буге в осевом рифте Красного моря (рис. 20), а также, конечно, наличие магнитных аномалий являются свидетельством подъема базальтов до гидростатического уровня; таким образом, изостатическое равновесие сохраняется. Т. Аллан и М. Пизани [1] дополнили данные Р. Гирдлера. Аномалия Буге совпадает с осевым рифтом и там, где она наиболее четко выражена, достигает 150 мгал. Магнитные аномалии исчезают в районе 23° с. ш., но аномалия Буге остается положи-

* Автор имеет в виду отсутствие гравитационных максимумов на прилегающих к рифту поднятиях. — Прим. ред.

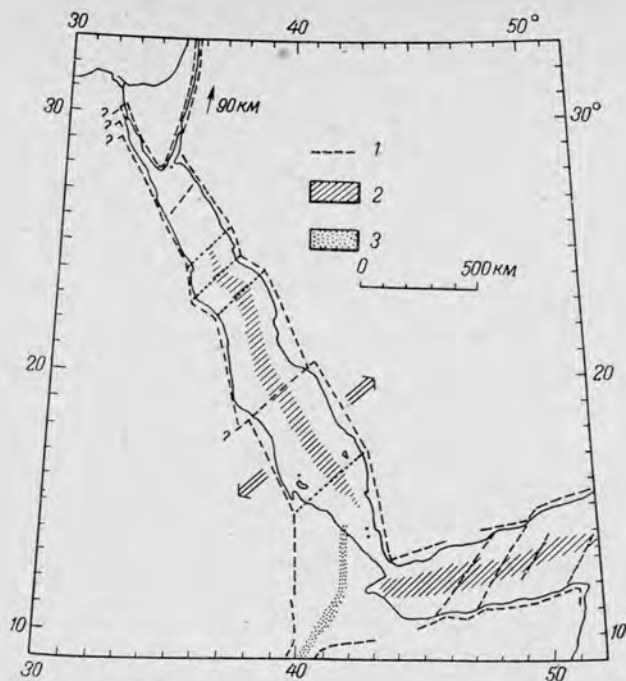


Рис. 73. Вероятное движение Аравийского полуострова и Африки по трансформным разломам и магнитные аномалии.

1 — краевые структурные зоны; 2 — зоны интенсивных магнитных аномалий; 3 — зона разлома Вонки в Эфиопии (по П. Мору [68]).

тельной почти до зал. Акаба (глубиной 2000 м), где появляются отрицательные значения аномалии Буге (до -100 мгал).

Аденский залив (исследованный А. Лаугоном) имеет аналогичное, но не идентичное строение [68]: в Красном море кора материковая по обе стороны от осевых интрузий, в Аденском заливе кора везде океаническая. Р. Гирдлер считает вероятным, что расширение в Аденском заливе происходило в три раза быстрее, чем в Красном море; это привело к отделению Африки, если Аравийский полуостров рассматривать как плиту неизменной формы (рис. 73). Но геологи с недоверием относятся к такому упрощению. В особенности Л. Дюбертре настаивал в 1967 г. на сложном характере сочленения древних структур в зоне разлома Мертвого моря.

В осевой зоне Калифорнийского залива Дж. Харрисон и Мазур в 1964 г. выявили аномалию Буге в 100 мгал, которую они связывали с существованием глубокого грабена и зоной уплотнения.

Итак, мы рассмотрели три последовательных этапа растяжения: образование материковых рифтов шириной в несколько десятков километров с минимумом аномалий Буге, затем разрыв материковой коры (стадия Красного моря) и появление максимума в осевой

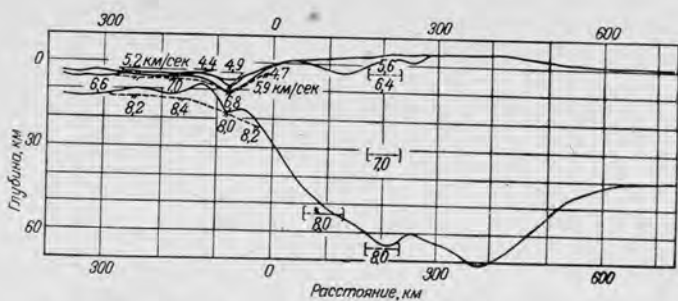


Рис. 74. Разрез земной коры через материковую окраину и глубоководный желоб вблизи г. Антофагаста (Чили), построенный по гравиметрическим данным (П. Уиншелл, неопубликованная диссертация) в сравнении с недавними результатами сейсмических исследований Р. Фишера и Р. Райта [239].

зоне, вызванного внедрением интрузий, и, наконец, этап срединно-океанических хребтов, где сначала наблюдается зона пониженных значений силы тяжести, на этот раз широкая, связанная с присутствием аномальной мантии, но, как это ни парадоксально, максимум силы тяжести в осевом рифте исчезает, несмотря на присутствие интрузий.

Глубоководные желоба. Изучение гравитационных аномалий (даже при существовании изостатического равновесия) расширяет наше знание материковых окраин. Рис. 74 показывает, что можно добиться удовлетворительного согласования гравиметрических данных с сейсмическими. Во всех исследованных случаях поднятие границы Мохо начиная от материков (или от крупных океанических островов) идет сначала быстро (с колебаниями порядка 20 км на 100 км длины) в направлении, перпендикулярном к берегу, и максимальный уклон границы Мохо соответствует примерно изобате 1000 морских саженей. Затем раздел Мохо полого опускается по мере увеличения глубины.

Теперь мы воспользуемся данными гравиметрии, чтобы закончить обсуждение проблемы глубоководных желобов, которое было начато в гл. I. Б. Хизен [193] делит желоба на три типа: желоба островных дуг, ограничивающие эпиконтинентальные моря; прямолинейные, окаймляющие материки (Перуанский, Центральноамериканский, Тонга); сильно изогнутые, типа Северной и Южной Анtilьской дуги. Последняя не является единственным примером дуг, которые переходят в зоны сдвигов или трансформных разломов; мы видели в гл. V, что граница Алеутской дуги на западе меняет свой характер: надвиг переходит в сдвиг.

Как мы уже выяснили, глубоководные желоба характеризуются глубоким дефицитом силы тяжести (100—200 мгал), охватывающим узкую полосу (шириной 100—200 км). Ф. Венинг-Мейнес связывал появление этих аномалий с погружением легкой массы перемятой коры в плотные глубинные породы под влиянием бокового сжатия.

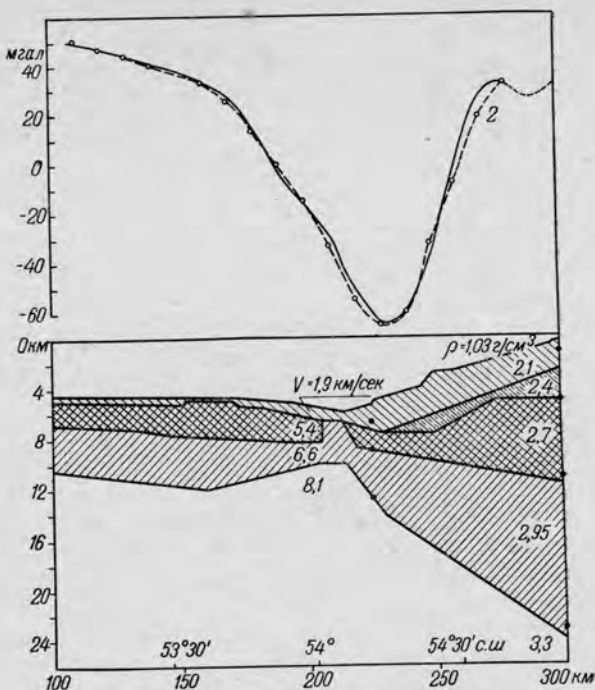


Рис. 75. Строение земной коры Алеутского желоба по гравиметрическим, сейсмическим и магнитным данным [180]. Аномалии Фая: 1 — наблюдаемые; 2 — рассчитанные.

Это касается не только тех случаев, где полоса отрицательных аномалий совпадает с желобом, как на севере Антильских островов, но и областей развития двойных дуг, таких, как Индонезийская, где аномалии тяготеют к внешней осадочной дуге, возвышающейся над уровнем моря, дуге, которая, как предполагают, является складкой автохтона. Могут встретиться и другие случаи, когда аномалии силы тяжести дают второстепенный минимум, как в Гуаме, или минимум, смещенный относительно желоба в сторону дуги, как, например, на Алеутских островах. Все это с точки зрения теории допустимо.

Несмотря на очевидные достижения, совместное использование сейсмических данных, полученных методом преломленных волн, и гравиметрических измерений позволяет объяснить все случаи, не прибегая к понятию автохтонных складок (первый удар по теории Ф. Венинга-Мейнеса был нанесен М. Юингом и Дж. Уорзелом в 1954 г. при изучении желоба Пуэрто-Рико). В качестве примера такого рода областей на рис. 75 показано строение Алеутского желоба в интерпретации Г. Питера, Д. Элверса и М. Йеллина [180]. Минимум силы тяжести совпадает с наиболее глубокой частью желоба, если не принимать во внимание массу осадков северного склона.

Исходя из данных гравиметрии Дж. Уорзел [239] рассматривает все желоба как структуры опускания, свидетельствующие, следовательно, об умеренном растяжении (порядка нескольких километров), а не сжатии коры. Для объяснения строений материковых окраин, где желоба отсутствуют, он предположил, что развитие последних предшествует образованию материков и островных цепей. Эта идея растяжения, которая перекликается с наблюдением Г. Менарда по рельефу дна (гл. I), наталкивается на одно противоречие: в отличие от того, что наблюдается в зонах материковых рифтов, зоны Ф. Венинг-Мейнеса окаймляются более широкими положительными аномалиями и едва ли не менее интенсивными, чем это объясняет его теория. Сейчас трудно предложить какую-либо общую интерпретацию; в разных случаях эти аномалии надо связывать либо со смежным рельефом, либо с компенсацией глубоководных желобов.

Полное изучение желоба, протягивающегося вдоль Южной Америки, было проведено Дж. Хейсом в 1966 г. Он предполагает, что этот желоб располагается вдоль крутого нормального сброса, идущего от основания материкового склона, в то время как на некотором расстоянии наблюдается флексура с утоненной корой. Дж. Хейс приходит к выводу об отсутствии сжатия. С другой стороны, восточный склон менее нарушен, чем западный, и, кажется, лишен ловушек для отложений, которые, по Г. Менарду*, затрудняют осадконакопление. Магнитное поле восточного склона также более спокойное, чем западного. Намагниченность пород или, по крайней мере, связанный с ними рельеф должны быть различны по обе стороны желоба.

Растяжение и асимметрия подтверждаются также данными рис. 75, из которых следует, что положительная магнитная аномалия в осевой части желоба может быть связана с разрывом коры шириной в 20 км и длиной в 300 км, заполненным основными породами фундамента. Наконец, обратимся к недавним исследованиям желоба в западной части о. Лусон, выполненным У. Людвигом, Дж. Хейсом и Дж. Юингом [132], а также Дж. Хейсом и У. Людвигом [81]. Речь идет о двойном желобе, ограничивающем внутреннюю часть Филиппинской дуги со стороны эпиконтинентального моря, что напоминает строение дуг в районе островов Бисмарка, Соломоновых или Новых Гебридских (без сомнения, другие аналогичные желоба будут обнаружены). Восточный склон здесь еще более наклонный, чем западный, по крайней мере в среднем, так как последний состоит из крутых склонов, обусловленных нормальными сбросами. К сожалению, правило асимметрии, которое, кажется, может быть выведено, имеет исключение: существуют симметричные желоба, склоны которых постепенно меняют угол наклона (желоб Кермадек).

* См. Г. Менард [150, с. 127]. Номер страницы дан по русскому изданию. — *Прим. ред.*

Если вновь вернуться к разрастанию океанов, то асимметрии желобов хорошо объясняется исчезновением океанической коры в них, но нам кажется, что она должна быть, скорее, связана со сжатием, которое обуславливает складчатость соседних осадочных дуг. Однако складчатость в самих желобах отсутствует; мы только что показали, что морфология желобов свидетельствует, наоборот, о растяжении. Чтобы обойти эти трудности, У. Эльзассер [44] предположил, что поддвижение литосферы в зону желоба приводит к уплотнению вещества, что ускоряет процесс опускания с некоторого уровня, вызывая растяжения литосферы и желоба. Детали этого остроумного предположения, особенно в отношении потери воды веществом литосферы, надо еще подтвердить. Е. Оксбург и Д. Теркотт [178] доказывают, что трение, возникающее при опускании плиты литосферы, может привести к плавлению базальта и появлению андезитового вулканизма.

Если кора в желобах действительно поглощается даже без сжатия, то должны быть найдены отложения, если не смятые в складки, то, по крайней мере, беспорядочно расположенные и деформированные. Сейсмические профили по методу отраженных и преломленных волн были выполнены в нескольких желобах, включая предполагаемые зоны поддвижения. Было найдено, что покров пелагических осадков залегает согласно с фундаментом и с отложениями мутьевых потоков, обладающих горизонтальной слоистостью, которые все вместе резко обрывают фундамент со стороны материка. Короче говоря, мы обнаруживаем структуру, соответствующую скорее длительному покою, чем периоду тектонической активности.

Магнетизм дает последнюю серию фактов, которые надо рассмотреть. Магнитное поле желобов спокойное. Несмотря на значительное растяжение, линейные магнитные аномалии, кажется, отсутствуют в крупных желобах; рис. 23 (гл. II), дополненный для района Хоккайдо данными С. Уеда и В. Вакье, и тот факт, что вблизи Алеутских островов, согласно данным Дж. Хейса, М. Тальвани, Дж. Хейрцлера и М. Юинга, были обнаружены аномалии, завершающие Ламонтскую шкалу, позволяют протягивать эти аномалии почти до желобов северо-западной части Тихого океана. Можно задать вопрос, а что если поглощение литосферы происходит не перед желобом и сам желоб не является результатом побочного погружения без деформации отложений? Вряд ли уместно скрывать недостатки этой гипотезы.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Глобальное распределение теплового потока

Температура поверхности Земли и ее изменения во времени зависят от притока солнечного тепла. На глубине в несколько десятков метров колебания, связанные с поверхностными явлениями, исчезают. Исключения составляют районы, недавно освободившиеся от ледникового покрова. Температура, постоянная во времени, увеличивается с глубиной. Геотермический градиент между какими-либо двумя точками определяется делением разности их температур на разность их абсолютных отметок. Он имеет величину порядка нескольких десятков градусов на километр и сильно меняется в зависимости от района и глубины.

Уменьшение температуры от глубоких слоев к поверхности Земли соответствует потоку тепла, идущему в том же направлении. Величина вертикального потока зависит от теплопроводности пород и геотермического градиента. Вариации теплового потока менее значительны по сравнению с вариациями геотермического градиента и определяются теплопроводностью того или иного вещества. За единицу измерения теплового потока принято количество тепла в микрокалориях, проходящего через единицу площади (квадратный сантиметр) в секунду.

Точные определения теплового потока начались по инициативе Г. Джеффриса на суше примерно в 1939 г. и Э. Булларда на море в 1952 г. Результаты исследований были обобщены У. Ли и С. Уеда [118], у которых мы заимствуем необходимые данные. К концу 1964 г. имелось около 2000 определений (сделанных после 1960 г. и почти все для океанов), половина из которых удовлетворительна, с инструментальными ошибками не более 10%, но они распределены неравномерно. В наиболее изученных областях отклонения более $0,2 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек) считаются значительными.

В целом на Земле наиболее часто встречаемая величина теплового потока 1,1, а средняя арифметическая — $1,58 \pm 1,14$ по 1150 значениям, или $1,43 \pm 0,75$ по 389 средним величинам для площадей $5 \times 5^\circ$. Можно принять цифру 1,5 как общую среднюю величину с 95%-ным уровнем достоверности (по У. Ли).

Статистически различия величин теплового потока для материков и океанов не кажутся значительными. Этот факт был воспринят как крупное открытие после первых же определений теплового потока в океане. Ж. Гогель в 1957 г., а затем Крейн в 1968 г. отметили, что среднее значение для материков должно быть значительно выше, учитывая поверхностное охлаждение значительных районов во время последнего оледенения (это объясняет в какой-то степени небольшие

величины потока на щитах, где бурение обычно неглубокое из-за твердости пород). Все же допускается, что близость значений теплового потока для материков и океанов реальна. Удивительно то, что материковая кора, содержащая значительное количество гранита (породы относительно радиоактивной), не имеет высоких значений теплового потока.

Для объяснения равенства теплового потока для материков и океанов обычно высказывают предположение, что значительное число атомов радиоактивных элементов было вынесено наверх во время кристаллизации. При этом допускают, что радиоактивность гранита обусловлена мантией и компенсируется выносом из нее радиоактивных элементов.

Обсудим этот вопрос с позиции мобилизма. В табл. 3 приведено значение теплового потока основных структурных элементов.

Таблица 3

Значение теплового потока для основных материковых и океанических структур (по У. Ли и С. Уеда)

Геоструктурная область	Число измерений	Мода	Среднее значение, 10^{-6} кал/(см ² ·сек)	Стандартное отклонение	Стандартная ошибка
На суше					
Докембрийские щиты	26	0,9	0,92	0,17	0,03
Последокембрийские неорогенные области	23	1,3	1,54	0,38	0,08
Складчатые области фанерозоя в целом	68	1,1	1,48	0,56	0,07
Области палеозойской складчатости	21	1,1	1,23	0,40	0,09
Области мезозойско-кайнозойской складчатости	19	1,9 : 2,1	1,92	0,49	0,11
Островные дуги	28	1,1	1,36	0,54	0,10
Кайнозойские вулканические области (исключая геотермические зоны)	11	2,1	2,16	0,46	0,14
Всего	131	1,1	1,43	0,56	0,07
На море					
Впадины	273	1,1	1,28	0,53	0,03
Хребты	338	1,1	1,82	1,56	0,09
Желоба	21	1,1	0,99	0,61	0,13
Прочие области	281	1,1	1,71	1,05	0,06
Всего	913	1,1	1,60	1,18	0,04

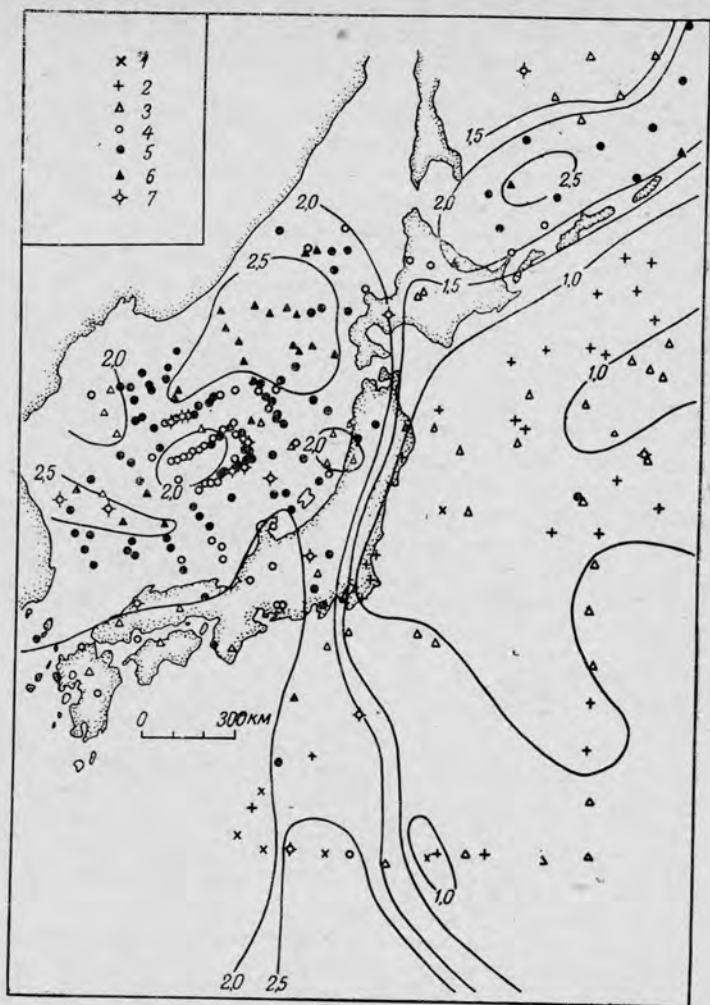


Рис. 76. Тепловой поток в районах, прилегающих к Японии (по С. Уеда и В. Ваке. Японский национальный доклад по Проекту верхней мантии).

Тепловой поток, 10^{-6} кал/(см² · сек): 1 — 0,5—0,0; 2 — 1,0—0,5; 3 — 1,5—1,0; 4 — 2,0—1,5; 5 — 2,5—2,0; 6 — 3,0—2,5; 7 — $\geq 3,0$.

Величина теплового потока для докембрийских щитов около $0,9 \cdot 10^{-6}$ кал/(см² · сек); в зонах фанерозойской складчатости тепловой поток более высокий; кроме того, характер распределения величин отличается от нормального и имеет асимметрию, как это следует из высоких значений среднего квадратичного отклонения, с одной стороны, и разности между средней величиной и модой — с другой. Аналогичным образом соответствующие значения для океанических котловин симметрично группируются вокруг небольшой величины,

в то время как асимметрия распределения становится значительной на хребтах, где значения теплового потока большие, но мода слабо меняется.

В действительности в геотермальных зонах наблюдаются тепловые потоки, в несколько раз превышающие значения для срединно-океанических хребтов, но они исключены из материковой статистики, оставлены только значения не выше $3 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек).

Высокое среднее значение теплового потока для группы, приведенной в табл. 3 как прочие океанические области, в большинстве случаев относится к эпиконтинентальным морям, находящимся внутри островных дуг. На рис. 76 показаны значения теплового потока для района Японского и Охотского морей. Аналогичная ситуация, где измеренные значения теплового потока достигают $5,6 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек) [203], характерна для плато Фиджи, имеющего мощность коры, промежуточную между материковой и океанической, и окаймленного желобом с небольшим значением теплового потока.

Кстати, высокие значения мы находим и внутри материковых дуг, если судить по району Карпат, где разные авторы, особенно Т. Болдишар для Венгрии, установили величины теплового потока $(1,9 \div 3,3) \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек), в то время как для флиша внешней зоны характерен нормальный или слабый поток [14].

Тепловой поток срединно-океанических хребтов

Теперь рассмотрим наиболее интересующие нас срединно-океанические хребты. Данные табл. 3 показывают, что среднее значение потока высокое. Это еще более наглядно подтверждают значения потока для Аденского залива [$3,9 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек)], Красного моря [$3,4 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек)] или Калифорнийского залива [$3,4 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек)]; эти значения относятся скорее к зоне гребня, чем к хребту в целом. В случае материковых рифтов значения теплового потока менее высокие [до $2,5 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек) в районе оз. Байкал*].

Типичный случай распределения теплового потока для срединного хребта на примере Восточно-Тихоокеанского поднятия показан на рис 77. Здесь на одном профиле приведены значения теплового потока (по Р. П. фон Герцену, Дж. Максвеллу и Р. Ревеллу) и сейсмические данные (по Р. Райту и Г. Шору). Из этого рисунка, часто воспроизводимого, видно соответствие между зоной гребня, аномальной мантией и высокими значениями теплового потока. Последствием выяснилось, что картина более сложная. Рис. 78, а показывает, что для зоны гребня характерны как высокие, так

* По данным Е. А. Любимовой (1968), средняя величина теплового потока для оз. Байкал — $2,7 \cdot 10^{-6}$, максимальная — $3,4 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек).—
Прим. ред.

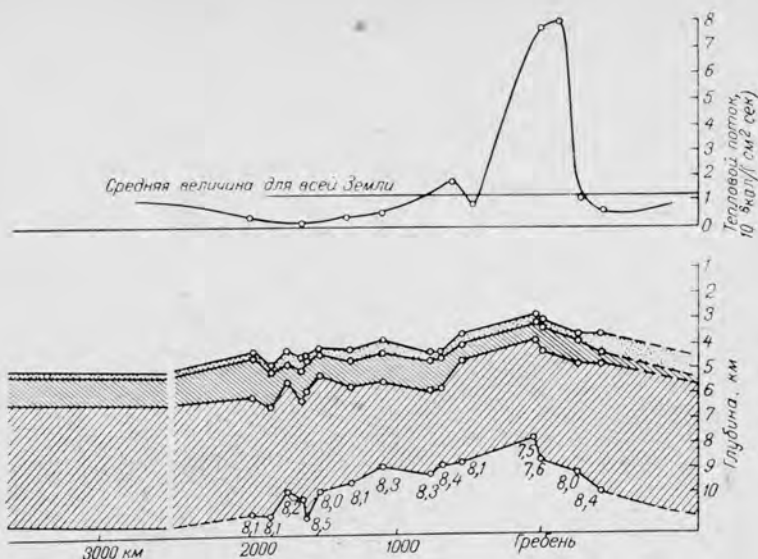


Рис. 77. Строение земной коры и тепловой поток через Восточно-Тихоокеанское поднятие. По Г. Менарду, 1960.

и низкие величины; высокие значения имеют тенденцию к группировке по обеим сторонам гребня примерно на расстоянии 150 км. Аналогичная ситуация наблюдается на Срединно-Атлантическом хребте (рис. 78, б), но высокие значения здесь группируются в 50-километровой зоне, что близко к возможной ошибке определения их положения относительно оси (установленной по магнитной аномалии). Соответственно средние значения очень быстро приближаются к нормальным (без понижения на склонах, как думали раньше). Отдельные значения все же дают больший разброс по сравнению с океаническими котловинами.

Одновременное присутствие высоких и низких значений теплового потока является установленным фактом для всех срединно-океанических хребтов, включая и их продолжения в заливах. Для Индийского океана получены аналогичные профили: здесь были проведены специальные наблюдения, из которых как наиболее позднюю отметим работу М. Лангсета и П. Тейлора [116]. Измерения теплового потока вдоль Индийского хребта* привели их к новой интерпретации структуры, довольно умозрительной, как это видно из рис. 79; высокие значения потока отождествляются с хребтом, низкие — с трансформными разломами. Предшествующие исследователи не обнаружили заметной корреляции теплового потока с наблюдаемыми структурами.

* Центрально-Индийский хребет. — Прим. ред.

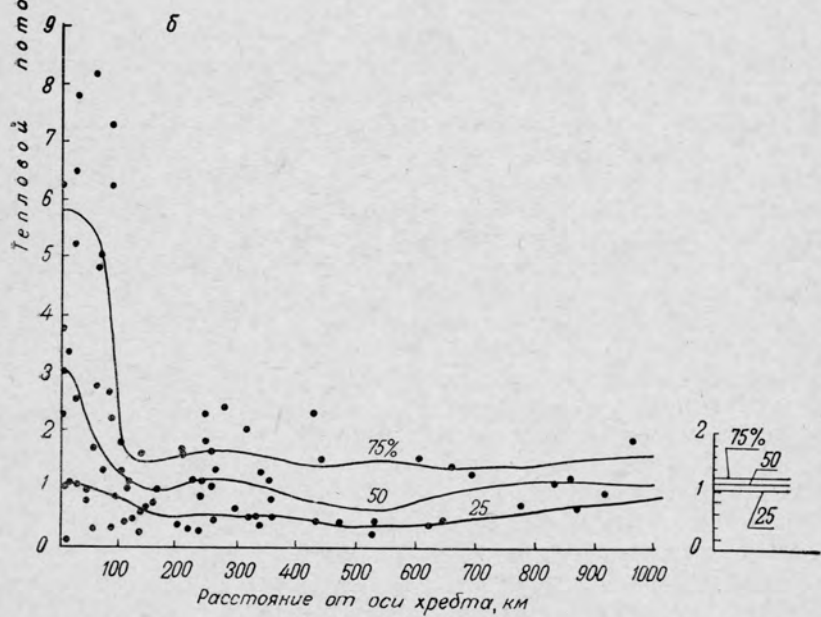
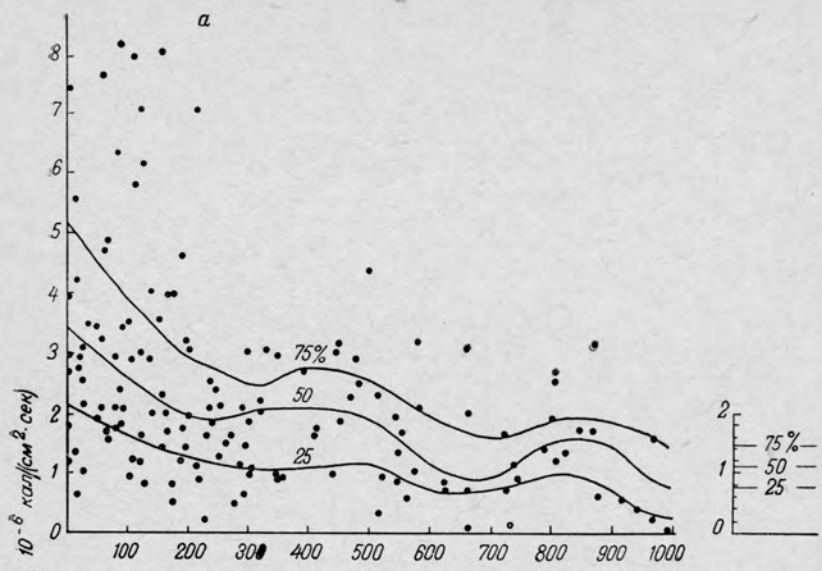


Рис. 78. Зависимость величины теплового потока от расстояния до гребней Восточно-Тихоокеанского (от 50° ю. ш. до 20° с. ш.) поднятия (а) и Срединно-Атлантического хребта (б) [118].

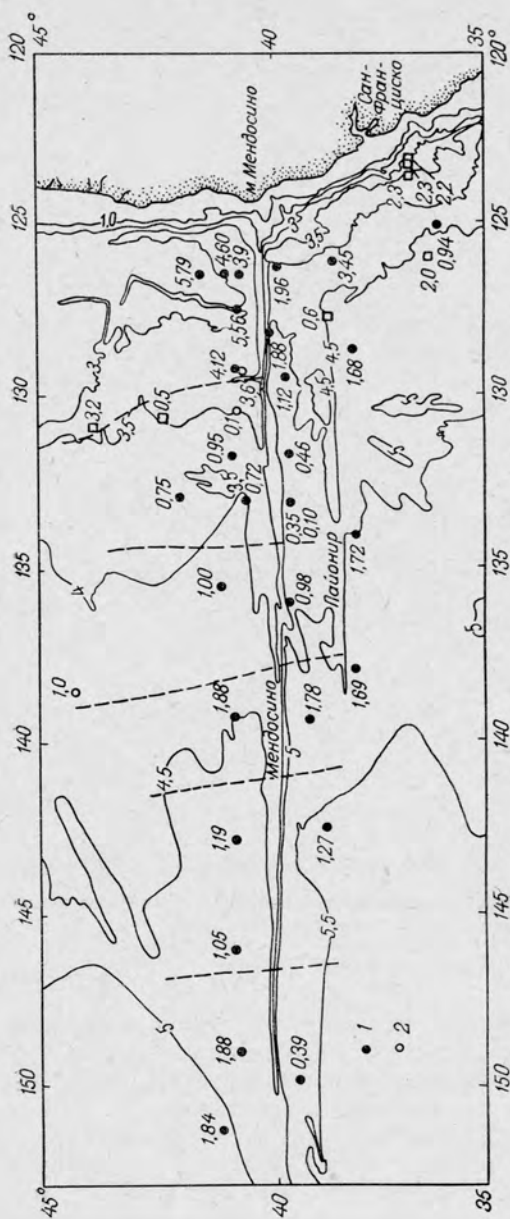


Рис. 80. Тепловой поток вблизи зон разломов Мендосино и Пайонир. По Р. П. фон Герцену, 1964.

1 — новые данные; 2 — данные Дж. Фостера (1962). Измерения по обе стороны от разлома дают значения, отличающиеся в 2 раза и больше. Штрих-пунктир разделяет зоны с различной величиной теплового потока.

Авторы объясняют контраст плотности изменениями химического состава пород (серпентинизацией?) или внедрением даек.

Долгое время думали, что изменение величины потока на хребтах связано с ошибками измерения в условиях расчлененного рельефа. В морской воде возможность теплообмена вследствие конвекции* подтверждается однородностью температуры на неровной поверхности дна. Несомненно, аналогичные процессы, хотя и в меньшей степени, могут протекать в неконсолидированных отложениях и в зонах разломов, например в осевой зоне срединных хребтов. Но в целом тепловой поток является функцией теплопроводности, и поток тепла направлен перпендикулярно к поверхности изотерм.

Если бы осадочный слой отсутствовал, то распределение тепловых потоков на поднятиях имело бы вид расходящихся линий и поток был бы менее высокий, чем в понижениях, где эти линии сходились бы (рис. 81, а). Присутствие осадочного слоя, имеющего теплопроводность не более одной трети теплопроводности твердых пород и слагающего большую часть разреза во впадинах, вызывает появление обратного эффекта (рис. 81, б). Последний позволяет объяснить низкие значения теплового потока, выявленные в глубоководных желобах и рифтах срединных хребтов, тем более что аппаратура для измерения температуры дает возможность проникнуть только в осадочный слой.

Несмотря на различные эксперименты ([11]; А. Лашенбрух, 1967), обычно трудно выделить составляющую, обусловленную обратным эффектом, тем более что существуют волнообразные движения, имеющие амплитуду до 100 м и наклон в 30° и играющие важную роль. Они были установлены М. Лоуриджем в 1966 г. с помощью погружающегося** узколучевого зонда. Наконец, вариации порядка 25%, возникающие вследствие суммирования различных причин, являются обычными, а различия, доходящие до 75%, составляют все же несколько процентов.

Можно попытаться избавиться от этих эффектов, взяв среднее значение по ряду измерений, которые должны быть более частыми в условиях расчлененного рельефа. Эти средние величины все же имеют некоторую погрешность (в пределах 20%) вследствие появления

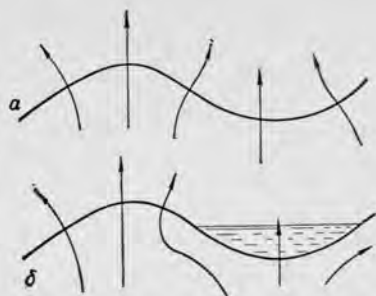


Рис. 81. Влияние осадочного чехла на тепловой режим океанического дна.

* Как указывает Е. А. Любимова (1968), малейшие возмущения приводят к возникновению конвекции; так, приливы могут вызывать придонные течения со скоростью около 1 см/сек. — *Прим. ред.*

** В осадки. — *Прим. ред.*

новой причины, из-за которой всегда измеряют вертикальный градиент, а не градиент в направлении, перпендикулярном к дну.

Даже если было бы можно полностью учесть изменчивость величин теплового потока в зависимости от рельефа, то эта изменчивость оказалась бы заниженной и не соответствовала бы равномерному уменьшению теплового потока по мере удаления от хребтов. Так, Дж. Склейтер и Г. Менард [203] установили, что в зоне, идущей от Восточно-Тихоокеанского хребта до Калифорнийского залива, и в области между 10° с. ш. и 10° ю. ш. (включающей Кокосовый и Галапагосский хребты и абиссальную равнину к западу от Никарагуа), площадь которых достигает 5° по долготе и широте, средняя величина потока более $3,5 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек); эти участки океанического дна окружены площадями с небольшими значениями теплового потока. Ранее уже отмечались области систематически низких значений теплового потока.

М. Лангсет, К. Ле Пишон, М. Юинг [145] пытались провести сравнительный анализ количества тепла, выделяющегося через Срединно-Атлантический хребет и Восточно-Тихоокеанское поднятие, на основании всех достоверных измерений, входящих в два района одинаковой площади (327 измерений в Атлантике и Карибском море; 284 измерения в экваториальной зоне восточной части Тихого океана между 150 и 70° з. д.). Соответствующие средние значения тепловых потоков $(1,34 \pm 0,89) \cdot 10^{-6}$ и $(1,85 \pm 1,60) \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек); существенно то, что тепловой поток здесь значительно выше, чем в окружающих котловинах.

Количество тепла, выносимого через Срединно-Атлантический хребет, рассчитанное как суммарная величина потока в полосе шириной в 1400 км, симметричной относительно гребня, определяется в 40 кал/(см²·сек) для Северной Атлантики, 60 — для Экваториальной и 0 — для Южной. В экваториальной зоне Тихого океана надо принимать во внимание кроме самого хребта Галапагосскую ветвь (гл. IV), характеризующуюся особенно высокими значениями. Пренебрегая различиями между этими двумя зонами, мы получаем, что весь избыток тепла выделяется на отрезке шириной в 3000 км, что дает значение 225 кал/(см²·сек). Таким образом, отмечается существенное отличие Восточно-Тихоокеанского поднятия от Срединно-Атлантического хребта, подтверждающее идею о том, что последний отражает более зрелую стадию развития хребтов (гл. VI); но это положение еще далеко не доказано.

К. Ле Пишон и М. Лангсет [125] снова обсудили проблему тепловых потоков срединно-океанических хребтов, уделив особое внимание отбору фактических данных. Они предполагали, что поток тепла, идущий из мантии, может быть оценен по средним значениям в пределах площади, размеры которой превосходят мощность коры. Число величин, необходимых для определения среднего значения, меняется в зависимости от района. Мы можем попытаться сделать результаты сравнимыми, сокращая расстояние (вдоль оси хребта) между точками наблюдения таким образом, чтобы оно соответство-

Зависимость рассчитанной скорости разрастания от средней величины теплового потока

Восточно-Тихоокеанское поднятие		Атлантико-Индийский хребет	
Скорость разрастания, см/год	Тепловой поток, 10^{-8} кал/(см ² ·сек)	Скорость разрастания, см/год	Тепловой поток, 10^{-8} кал/(см ² ·сек)
$0 < D < 0,54$	$3,31 \pm 1,94$	$0 < D < 0,46$	$2,72 \pm 2,33$
$0,54 < D < 1,8$	$2,00 \pm 1,29$	$0,46 < D < 1,4$	$1,45 \pm 0,34$
$1,8 < D < 3,0$	$1,47 \pm 1,03$	$1,4 < D < 3,1$	$1,10 \pm 1,14$

вало разрастанию со скоростью 1 см/год. С целью проверки результатов К. Ле Пижон и М. Лангсет проделали такое сокращение отдельно для Восточно-Тихоокеанского поднятия (где скорость разрастания колеблется от 3 до 6 см/год), Атлантико-Индийского хребта (скорость разрастания меняется в пределах 1,5–2,2 см/год). Части хребтов, заключенные между последовательными зонами поперечных разломов, рассматривались в каждом случае особо. Чтобы избежать вероятных скачков в разрастании дна в домиоценовое время, все расчеты были выполнены для отрезка времени начиная с эпохи аномалии 5. Наконец, сокращенная величина расстояния D определяется коэффициентом, при котором $D = 1$ для аномалии 5.

Таким образом, мы снова пришли к выводу, что максимальные значения теплового потока не точно соответствуют оси хребта, а появляются на каком-то расстоянии от нее; при приближении к склонам величина потока уменьшается; вариации, показанные на рис. 78, а, не существенны. В табл. 4 даны средние значения теплового потока в зонах с различной скоростью разрастания. Две трети избытка тепла (относительно прилегающих котловин) связаны с узкой осевой зоной, возраст которой менее 6 млн. лет.

Обсуждение результатов

Наиболее распространенный метод интерпретации данных об изменении величин теплового потока заключается в разложении измеренных величин потока на всей Земле (к сожалению, распределенных неравномерно) по сферическим функциям, которые представляют их не худшим образом, и затем провести сравнение этого разложения с аналогичными разложениями аномалий силы тяжести или высот геоида относительно эллипсоида вращения, к которому он (геоид) приближается в наибольшей степени. Выявляется слабая отрицательная корреляция, которая может быть объяснена влиянием рельефа областей недавней тектонической активности, но чаще ее предпочитают связывать с эффектом конвекционных течений. Как отметил С. Ранкорн, в таком случае нельзя прийти к определенным выводам, так как диффузия тепла, связанная с этими течениями, может продолжаться 100 или 200 млн. лет, в течение которых дрейф

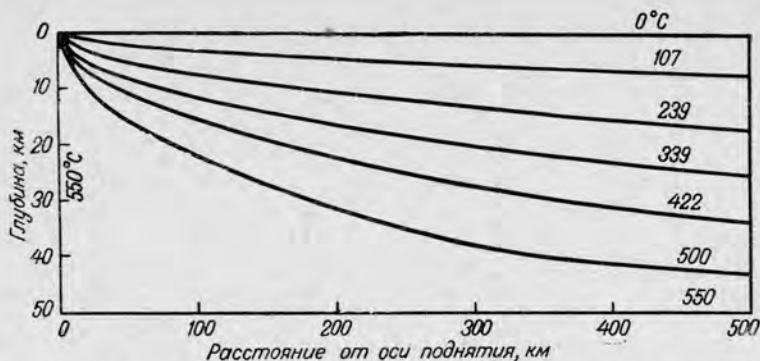


Рис. 82. Изотермы в плите литосферы, движущейся вправо со скоростью 4 см/год [141].

материков мог быть значительным, что привело бы к очень сложной ситуации.

Чисто конвекционная модель, кстати, требует, чтобы восходящий (горячий) поток проходил точно под гребнем хребтов, очень узким и смещенным вдоль поперечных разломов. Мы уже показали в гл. V, что с кинематической точки зрения эта модель может быть выгодно заменена моделью, где зона конвекции перекрывается жесткой плитой, раздвигающейся в осевой зоне хребтов, что приводит к внедрению магмы. Впервые модель такого рода предложили М. Лангсет, К. Ле Пишон и М. Юинг [115].

Д. Маккензи [141] показал, что наблюдения на хребтах могут быть объяснены более простой моделью. Он представляет литосферу в виде плиты мощностью в 50 км, не содержащей радиоактивных элементов; температура поверхности плиты принимается равной 0°C , а подошвы (вне зон нарушения) — 550°C . Эти величины дискуссионны; так, мощность плиты, кажется, занижена. Но Д. Маккензи отмечает, что эта мощность * соответствует принятым значениям глубины зарождения магмы и глубины кровли слоя низких скоростей, определенной М. Юингом, Дж. Брюном и К. Ксю в 1962 г. в 55 км для Тихого океана. Геотермический градиент, равный 11 град/км, кажется также низким (гл. VIII), но мы примем его.

Рост хребта начинается с образования прямолинейной трещины, постепенно расширяющейся, по которой поступает материал, нагретый до 550°C . Предполагается, что режим каждой половины плиты не меняется и температурный градиент 11 град/км находится на неопределенном расстоянии от трещины. Результаты, полученные при скорости разрастания 4 см/год для Тихого океана, показаны на рис. 82, из которого следует, что вертикальная колонна, имеющая

* В дискуссии по движущему механизму разрастания океанического дна (XV ассамблея МГС, август 1971, Москва) Д. Маккензи приводил цифры 70–75 км. — Прим. ред.

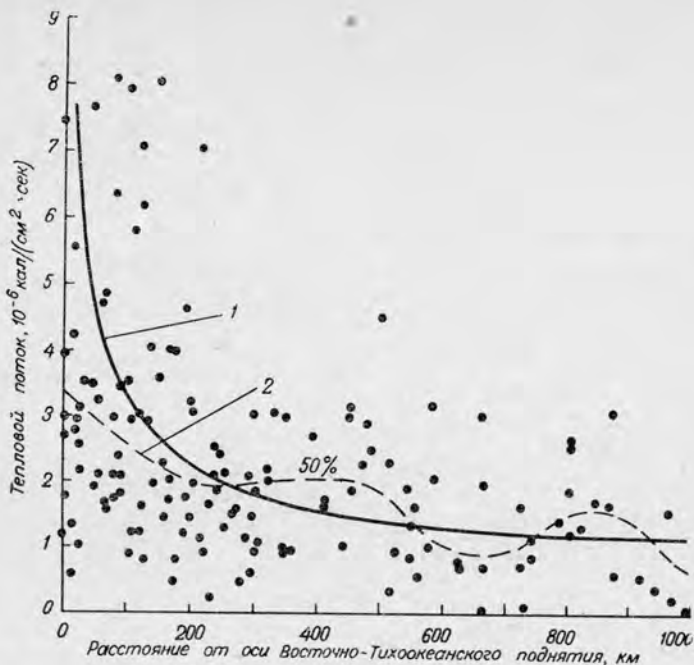


Рис. 83. Тепловой поток в Тихом океане [141].
 Вычисленная кривая 1, основанная на модели (см. рис. 82), сравнивается с наблюдаемой кривой 2.

температуру 550°C , охлаждается в верхней части по мере удаления от оси и что изотермы последовательно опускаются.

График (рис. 83), построенный на основе допустимых значений плотности, удельной теплоты и теплопроводности, показывает, что результаты, полученные У. Ли и С. Уеда для Восточно-Тихоокеанского поднятия, могут быть хорошо объяснены моделью, изображенной на рис. 82. Для других хребтов согласие также хорошее. Но выбор мощности ослабленной зоны плиты имеет существенное значение, так как ширина аномалии теплового потока пропорциональна квадрату мощности. Понятно, что в зоне, расположенной близко от оси, согласие модели с реальной картиной может быть слабым, так как распределение интрузий обычно упрощается. Но согласие становится хорошим по мере удаления от оси хребта, несмотря на то, что величина потока определяется гипотезой, исходящей из постоянства температуры под литосферой.

Д. Маккензи приходит к выводу, что теплопроводность должна быть достаточно высокой, чтобы установилось состояние изотермии, несмотря на различие температур на глубине, необходимое для любой теории конвекции. Изотермия поверхности слоя низких скоростей, если бы она везде существовала, имела бы важные последствия. Ввиду того, что слой низких скоростей под материками залегает

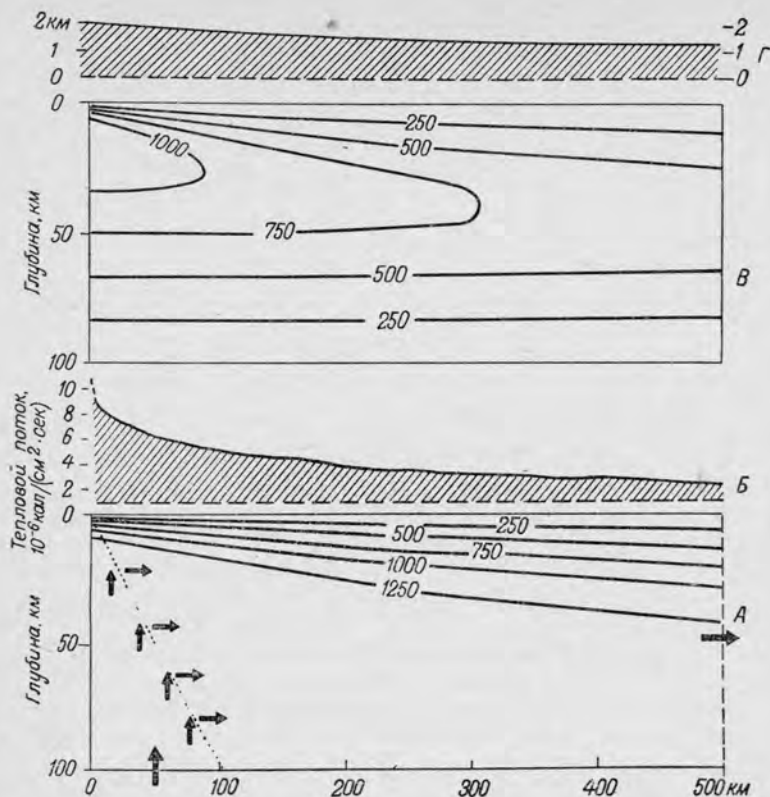


Рис. 84. Распределение температуры на хребте как функция расстояния от оси для скорости разрастания 2 см/год (А), соответствующий тепловой поток (В); избыток температуры относительно температуры равновесия при отсутствии конвекции (В) и соответствующее вертикальное поднятие (Г) [155].

на большой глубине, температурный градиент в литосфере материков имел бы низкие значения, как и тепловой поток. Этот эффект может быть компенсирован избытком тепла, связанным с гранитами материков; так обычно объясняют равенство материковых и океанических тепловых потоков.

В более сложной модели М. Лангсета, К. Ле Пижона и М. Юинга [115] образование плит связывается с поступлением материала в зоне гребня. Мощность литосферы (100 км) и температура на этой глубине (1500° С) кажутся приемлемыми*. Авторы, как и Д. Маккензи, предполагают, что плита не содержит радиоактивных пород, доказывая это тем, что количество тепла, которое может быть

* В статье (в подписи к рисунку) указано, что температура вблизи поверхности принимается постоянной; это условие излишне, так как в расчетах не учитывалось.

связано с радиоактивным разогревом, ничтожно мало по сравнению с количеством тепла, поступающим в океан вследствие конвекции. К. Ле Пишон и М. Лангсет [125] рассматривают интересный вариант, при котором плита обладает радиоактивностью. Это привело к подъему кривой теплового потока на большом расстоянии от оси, и предположение Д. Маккензи о постоянстве температуры в основании плиты литосферы можно было исключить.

Если бы модель М. Лангсета, К. Ле Пишона и М. Юинга была квазистационарной, то тепловой поток вследствие этого должен был бы быть слишком высоким. Поэтому авторы предполагают, что конвекция носит прерывистый характер: поступление из глубины разогретого материала в течение 50 млн. лет сменяется опусканием уже холодного материала в других зонах. Тогда конвекция прекращается, и равновесие восстанавливается также в течение 50 млн. лет. Результаты такого процесса при скорости разрастания 1 см/год показаны на рис. 84; возникают два вопроса, которые Д. Маккензи не рассматривает: с одной стороны, происходит поднятие хребта, с другой — под гребнем присутствуют легкие компенсирующие массы, и все это объясняется тепловым расширением, соответствующим избытку тепла в осевой зоне.

К. Ле Пишон и М. Лангсет [125] рассмотрели количественные условия, при которых модель хребта должна быть удовлетворительной в этом отношении. Как на это уже указывал Г. Менард, средний уклон хребта (а также расчлененный характер рельефа) меняется в направлении, обратном разрастанию, что совместимо с моделью простой плиты. Тогда различие в глубине между какой-либо точкой на хребте и гребнем зависит только от возраста хребта в этой точке. Авторы нашли, что разность глубины между $D = 1$ (аномалия 5) и $D = 0$ (ось хребта) в действительности постоянна или близка к ней и равна 829 ± 122 м (рис. 85). За пределами аномалии 5 величина наклона меняется и его значения характеризуются большой дисперсией.

В модели Д. Маккензи температура в осевой зоне меняется в среднем от 275 до 550°C . Принимая вместе с К. Ле Пишоном и М. Лангсетом коэффициент линейного расширения $3 \cdot 10^{-2}/^\circ\text{C}$, получаем для поднятия хребта цифру 360 м. Температура слишком низкая, чтобы вызвать растяжение, связанное с частичным плавлением. Модель М. Лангсета, К. Ле Пишона и М. Юинга, допускающая двойную мощность плиты литосферы, более предпочтительна; кроме того, она допускает, что компенсация (установленная гравиметрическими методами) осуществляется путем растекания разогретого вещества в латеральном направлении. Наоборот, уклон хребта составляет половину измеренной величины.

К. Ле Пишон и М. Лангсет [125] обсуждают также представления Э. Орована [176], согласно которым образование хребтов связано с подъемом разогретого материала в пластичную среду. Приближаясь к поверхности, разогретое вещество разделяется и две части его раздвигаются в стороны, но над восходящим потоком образуется

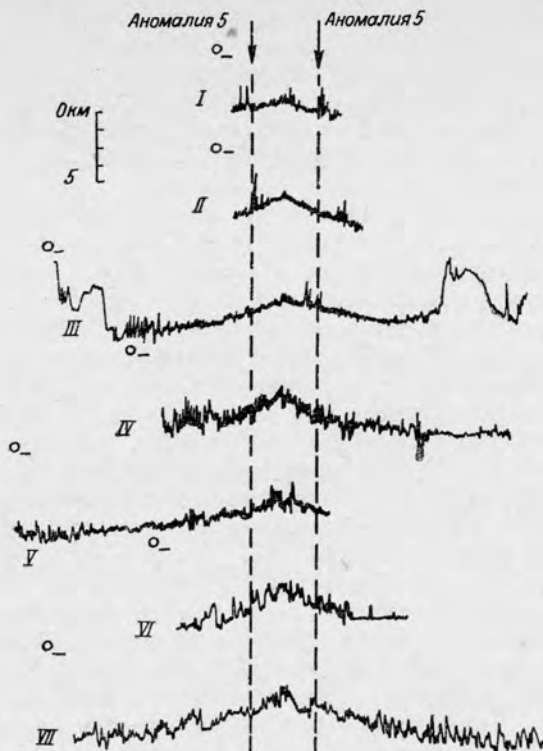


Рис. 85. Профили рельефа дна для различных океанов.
По М. Лангсету и К. Ле Пешону, 1968.

Номера профилей	Океан	Координаты	Разрастание, см/год
I	Тихий (южн. часть)	17° ю. ш., 113° з. д.	6
II	То же	47 112	4,5
III	Индийский (южн. часть)	43 93° в. д.	3,0
IV	То же	23 69	2,2
V	Атлантический (южн. часть)	28 18° з. д.	1,9
VI	Индийский (сев. часть)	7° с. ш., 60° в. д.	1,5
VII	Атлантический (сев. часть)	28 42° з. д.	1,3

устойчивая зона. Можно построить модель устойчивой зоны, предполагая, что описанная таким образом система перекрывается жесткой плитой литосферы. По У. Эльзассеру [44], устойчивая зона широкая, если конвекция возникает на большой глубине, но вязкость серпентинита допускает скольжение плиты. Можно предположить, как это делают Р. фон Герцен и С. Уеда, что в устойчивой зоне существует дополнительная локальная конвекция.

На рис. 86 схематично изображена модель устойчивой зоны: плита мощностью только 15 км движется со скоростью 4,22 см/год

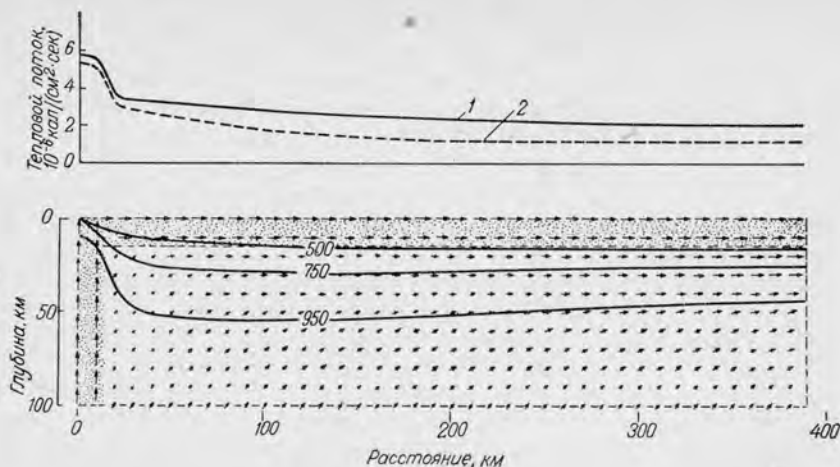


Рис. 86. Изотермы (внизу) и тепловой поток (вверху) для модели восходящего потока. По М. Лангсету и К. Ле Шинону, 1968.
1 — кривая теплового потока для Восточно-Тихоокеанского поднятия; 2 — то же, для Атлантико-Индийского хребта.

(случай Восточно-Тихоокеанского поднятия). На расстоянии 15 км от оси хребта вертикальная скорость остается постоянной на любой глубине. Далее, на расстоянии 390 км (примерно $D = 1$), скорость подъема, измеренная на глубине 120 км, не меняется и равна 0,485 см/год. Скорость горизонтального движения несколько увеличивается, поднимается и отодвигается от оси, достигая скорости движения плиты. Температура на глубине 100 км равна 1000 °С.

Для разрастания со скоростью 1,81 см/год (Атлантико-Индийский хребет) скорость горизонтального движения должна пропорционально измениться, но размеры устойчивой зоны останутся прежними.

Ввиду того, что скорость на глубине незначительна, необходимо время для восстановления теплового равновесия, причем значительно большего для сложных, чем простых моделей; оно определяется миллионами лет. Рис. 86 показывает величину теплового потока за 40 млн. лет для Восточно-Тихоокеанского поднятия и за 30 млн. лет для Атлантико-Индийского срединного хребта; согласно удовлетворительное. Сложная модель такого рода в отличие от простых моделей позволяет вывести аномалию теплового потока в зависимости от скорости разрастания. Но она включает пять параметров, и можно не удивляться, если мы не получили более стройной картины.

Распределение температуры в этой модели стоячей зоны не позволяет объяснить рельеф хребта простым разрастанием. Поднятие имело бы широкий минимум (до 100 км). С другой стороны, относительно низкие температуры вблизи оси не соответствуют небольшой

глубине отмеченной компенсации. Приняв более мощную литосферу и более высокую вертикальную скорость в осевой зоне, можно улучшить модель, особенно если предположить частичное плавление мантийного вещества. Как справедливо отметил М. Ботт [17], трудно получить удовлетворительную модель хребта, не допуская фазовых превращений в их осевой зоне; наиболее вероятно все же частичное плавление.

В заключение отметим, что если рельеф срединно-океанических хребтов является следствием теплового расширения (усложненного фазовыми превращениями и изостатическим выравниванием), то неизбежно появление скачков в разрастании [199]; если разрастание носит регулярный характер, то мы имеем нормальную форму хребта, соответствующую последовательному охлаждению плиты литосферы по мере ее удаления от оси. Если разрастание прекращается, хребет опускается, а если оно возобновляется, то формируются расчлененные плато типа тех, что отмечаются в действительности по обе стороны от оси в зоне гребня хребта в Северной Атлантике; рельеф этих плато имеет горный характер, что является результатом слабой активности нового этапа разрастания (гл. VI). Перерыв в разрастании снова был установлен М. Юингом и Дж. Юингом [67] в конце третичного периода — этапа, который более точно еще не определен.

Глава VIII

ПРИРОДА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ТЕОРИЯ КОНВЕКЦИИ

Тепловая конвекция — причина разрастания океанического дна

Мы приняли в качестве движущего механизма литосферы конвективные течения в мантии. В геологической литературе уже давно обращались к таким течениям, каждый раз приписывая им те или иные особенности в зависимости от изучаемой проблемы, невзирая на то, что ни их общие свойства, ни причины, вызывающие конвекцию, не были ясны. Цель данной главы — показать, что сейчас существуют теории, временно приемлемые, если попытаться разобраться в огромном числе имеющихся представлений.

Взаимоположение жестких плит литосферы исключает предположение о связи осевых рифтов срединно-океанических хребтов или трансформных разломов с деталями конвекционной системы: прием, как и Дж. Уилсон [237], что изгибы гребней хребтов и разломов точно отражают положение первичного разрыва, и наоборот — общий рисунок этого разрыва и особенно положение глубоководных желобов отражают главные линии глубинной конвекции. Но расположение самих течений определить весьма трудно.

Г. Хесс [96] принимает модель «теннисного мяча», где две конвекционные ячейки, нисходящие ветви которых соприкасаются, соответствуют швам мяча, в то время как восходящие ветви следуют средним дугам каждого из двух сшитых кусков мяча. На самом деле мы видели (гл. IV), что хребты образуют две непрерывные системы: от устья р. Лены до о. Буве и от Аляски до Аденского залива, если предполагать, что юго-западная ветвь хребта неактивна. В каждой из двух систем изменение разрастания происходит одновременно по всей длине хребта. Система нисходящих линий должна быть непрерывной и замкнутой, этого не наблюдается, но мы еще вернемся к этому вопросу (гл. IX).

Заметим, что в модели концы восходящих линий остаются свободными, в то время как, по крайней мере, в одном случае (Аденский залив) срединно-океанические хребты продолжаются в зону разветвления материковых рифтов. Весьма вероятно, когда мы приближаемся к свободному окончанию линий восходящего течения, конвекционный поток ослабевает, как в экспериментальных конвективных роликах*; расширение, происходящее от другой дуги, должно было бы смещаться к этому свободному концу, в ближайшую область опускания, но было бы преждевременно делать такое заключение о Южной Атлантике, где свободный конец линии находится вблизи о. Буве. С другой стороны, по Г. Хессу, дуги, имеющие свободные окончания, должны быть неустойчивыми. К. Ле Пшон [121] объясняет таким образом переход Южно-Атлантического хребта в срединное положение (гл. V).

Оставим пока топологические трудности и рассмотрим внутренние процессы. Если конвекция охватывает мантию на всю ее мощность (2900 км) и даже если связи между поверхностными и глубинными течениями очень сложные, то кажется, что на границе ядра должны существовать значительные неоднородности, чем объясняется наблюдаемая сложность географии поверхностного распределения. Такие неоднородности маловероятны. Нам больше импонируют теории, в которых конвекция ограничивается верхней мантией, и мы предполагаем, что конвекция имеет исключительно тепловое происхождение**.

Энергия, освобождающаяся вследствие образования коры, имеет незначительную величину. У. Эльзассер [44] рассчитал, если за 1 млрд. лет 0,5% вещества верхней мантии (ограниченной глубиной 800 км) поступает на поверхность и если разница плотности 0,5 г/см³, то освобождающаяся энергия составит $4 \cdot 10^8$ кал/см³ против энергии $4 \cdot 10^{10}$ кал/см³, рассчитанной по современному тепловому потоку; эффекты были бы сходными только в том случае, если бы

* Конвекция в плоском параллельном слое. — *Прим. ред.*

** Это предположение Ж. Кулона маловероятно. Как было показано Е. В. Артюшковым, а позднее О. Г. Сорохтиным, конвекция возникает именно на границе ядра и нижней мантии. В отличие от ряда других исследователей Е. В. Артюшков объясняет возникновение конвекции гравитационной дифференциацией вещества. — *Прим. ред.*

выделение тепла снизилось до 1%, что, как замечает Л. Сайкс, едва обеспечило бы возникновение землетрясения. Тем не менее явления дифференциации могут играть некоторую роль.

Если далее мы будем исходить из предположения, что конвекция слабо нарушает гидростатическое равновесие и тепловой режим, то изменения, связанные с расположением областей конвекции в течение геологического времени, должны иметь нелинейную зависимость и, без сомнения, быть необратимыми. Таким образом, С. Ранкорн рассматривает орогенические циклы как следствие последовательного выравнивания геометрии конвекционных ячеек по мере увеличения глубины мантии, которая уменьшается еще до настоящего времени вследствие опускания железа в ядро. Это объяснение нереально, если конвекция ограничивается верхней мантией, но она могла приспособиться к поверхностной дифференциации, которая бы привела к изменению мощности и состава мантии.

В целом было бы ценным увязать действующие конвективные движения с историей развития Земли. К сожалению, она весьма гипотетична, прежде всего из-за нашего незнания радиоактивности внутри Земли. В самом деле тепло, выделяемое гранитами, могло бы объяснить современный тепловой поток материков. Радиоактивность базальтов явно меньше; толеитовые базальты, значение которых для океанического дна мы отмечали, в три раза менее радиоактивны, чем другие типы базальтов, а радиоактивность перидотитов на два порядка меньше, чем базальтов. Чтобы оценить значение источников поверхностного тепла, мы должны исходить из сейсмологической структуры коры. Но чрезмерно рискованно экстраполировать в глубину то, что является первым этапом в направлении восстановления прошлого, как мы увидим это в данной главе. Наши представления о состоянии вещества в мантии, особенно о его близости к точке плавления, основаны на косвенных данных.

Тем не менее попробуем представить возможное развитие первичной Земли. Долгое время считали, что некогда Земля была жидкой. Сейчас предпочитают думать, что она сформировалась в результате аккумуляции твердых частиц. Но гравитационная энергия, высвобождающаяся вследствие столкновения и уплотнения этих частиц вместе с радиогенным теплом (более значительным в данную эпоху), и слабая отдача тепла плохопроводящей Землей могли привести ее в жидкое состояние. Итак, мы традиционно допускаем, что Земля была расплавленной, рекомендуя читателю замечательную статью Е. А. Любимовой [131], если он хочет узнать обратное мнение.

Поверхностное охлаждение, с одной стороны, и осаждение тяжелых элементов (в основном железа), составляющих ядро Земли, — с другой, очевидно, привели к перемешиванию масс до такой степени, что отдельные ее элементы заняли устойчивое положение, особенно если принять во внимание невозможность изменения уровня без потери тепла; этот факт говорит о том, что изменение температуры с глубиной подчиняется адиабатическому закону; соответ-

ствующий геотермический градиент может быть оценен в несколько десятков градусов на километр. Конвекция, являясь мощным средством переноса тепла, понижает температуру во всей мантии, сохраняя предыдущий градиент до того момента, когда она достигнет температуры плавления и начнется затвердевание.

Наклон кривой, показывающей температуру плавления как функцию глубины, был также рассчитан. Он примерно в десять раз превышает адиабатический. Мы установили вместе с Л. Адамсом и Уильямсоном (рис. 87), что затвердевание начинается с основания мантии* и отсюда распространяется к поверхности. В то же время очень важно, что атомы радиоактивных элементов, слишком велики для того, чтобы войти в кристаллическую решетку силикатов, выносятся на поверхность и выделяемая ими энергия не играет значительной роли в системе этих явлений (Г. Джеффрис). Сейчас нижняя мантия, твердая и нерадиоактивная, как будто неподвижна; но верхняя мантия по-прежнему подвергается слабой тепловой конвекции (передавая короткопериодные сейсмические волны).

Все вышесказанное является только введением: термин «конвекция» понимается здесь в очень широком смысле, из этого не следует, что соответствующие течения стационарны. Слова «жидкий» и «твердый», «плавление» и «затвердевание» трудно применять для смеси сложного состава, слагающих, очевидно, мантию. Даже если дело касается чистого вещества, свободного от примесей, то, как заметил Ж. Гогель [72], теплота кристаллизации последних порций расплава должна передаваться путем теплопроводности, что потребовало бы значительного времени. Ж. Гогель представляет вещество мантии в виде жидкости, сильно насыщенной кристаллами, в одних местах неподвижной, в других еще сохраняющей способность к движению.

Ограничив этим исторический обзор, мы уточнили наши представления о состоянии верхней мантии, стремясь сделать обсуждение этой удивительно запутанной проблемы как можно короче.

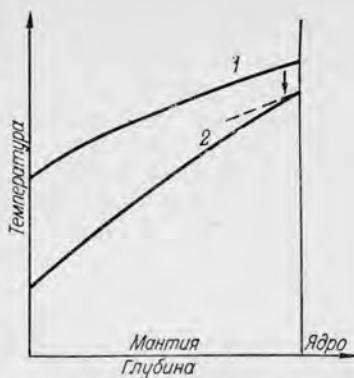


Рис. 87. Охлаждение Земли по гипотезе, согласно которой она прошла через расплавленное состояние. 1 — адиабатическая кривая; 2 — кривая плавления.

Свойства верхней мантии по данным сейсмологии

Самые точные данные, которыми мы располагаем о внутреннем строении Земли, получены по характеру распространения скоростей

* Джекобсон привел дополнительный довод в пользу включения ядра. См., например, Ж. Кулон и Г. Жюбер [25].

продольных (V) и поперечных (W) волн. Допустим, что эти скорости возрастают с глубиной*; как было установлено сейсмологами, увеличение скорости происходит быстро, хотя и не строго пропорционально глубине, до уровня в 900 км, ниже которого скорость уменьшается. Этот уровень примерно соответствует нижней границе верхней мантии.

Для упругой, гомогенной и изотропной среды скорости волн P и S связаны с модулями упругости k , твердости μ и плотностью ρ уравнениями

$$3\rho V^2 = 3k + 4\mu,$$

$$\rho W^2 = \mu.$$

Выяснив связь V и W с глубиной, К. Буллен, а затем и другие исследователи исходя из различных гипотез вывели зависимость ρ : в среде, имеющей относительно постоянный состав и находящейся в гидростатическом равновесии, изменение давления в зависимости от плотности соответствует модулю адиабатической упругости, который входит в предыдущие формулы. Независимо от метода изменение плотности аналогично изменению скорости: она увеличивается на одну треть до глубины 900 км, а на вторую треть — до глубины 2900 км. Изменения других коэффициентов имеют тот же вид.

Б. Гутенберг был первым, кто привел серьезные возражения против правила постоянного увеличения сейсмической скорости с глубиной. Но существование в мантии слоя, где бы та или другая скорость уменьшалась, было установлено гораздо позже на основании изучения распространения длиннопериодных сейсмических волн (волны Лява и Релея), которые рассеиваются в горизонтальной плоскости, следуя рельефу Земли. В дальнейшем мы будем говорить не о «слое уменьшения скоростей», а о «слое низких скоростей», т. е. в этом мы будем видеть необходимую величину, чтобы привести рассмотренную скорость к значению, которое она имела до уменьшения.

В течение пятнадцатилетних исследований свободных колебаний Земли, вызванных очень сильными землетрясениями, были получены важные сведения. Анализ записей на специальных сейсмографах позволяет определить их периоды (которые доходили до 54 мин для самых медленных колебаний). В настоящее время мы знаем величины ста таких периодов и можем их использовать для уточнения скоростей или определения плотности по классическим гипотезам. На рис. 88 изображена модель S , полученная Ф. Верро [225] исходя из «скручивания» колебаний в сравнении с закономерностью, выведенной Г. Джеффрисом в 1939 г. для скорости W волн S (в которой не упоминается существование «слоя низких скоростей»), и данными Б. Гутенберга (1959). Ф. Верро приходит к выводу, что необходимо увеличить значение слоя низких скоростей по сравнению со слоем Гутенберга, что должно быть еще подтверждено.

* На самом деле, если учитывать сферичность Земли, то градиент скорости должен рассматриваться как отношение скорости к радиусу; эту деталь мы опускаем.

На рис. 89 показано распределение плотности с глубиной в модели *S* относительно двух других моделей: модели *A*, полученной К. Булленом в 1953 г. и основанной на распределении скоростей по Г. Джеффрису, в которой, как мы только что отметили, отсутствует слой низких скоростей, и модели Ф. Берча (1961 г.), в которой отражен минимум скоростей по плотности (в этом случае слой низких скоростей оказывается механически неустойчивым, чего нет в модели Ф. Верро). Присутствие минимума плотности ρ приводит к очень быстрому уменьшению прочности μ , в то время как для

уменьшения скорости W достаточно допустить, что прочность μ увеличивается медленнее, чем плотность ρ , так как слой низких скоростей всегда хуже выражается в скоростях V , чем в W . Условия, которые удовлетворяются коэффициентом упругости k , еще менее ограничены, чем для прочности μ . Итак, нет необходимости предполагать, что механические свойства вещества в слое низких скоростей сильно отличаются от окружающей мантии. Хотя, вообще, допускают, что они аналогичны вязкой жидкости, поглощающей волны и обладающей незначительной жесткостью.

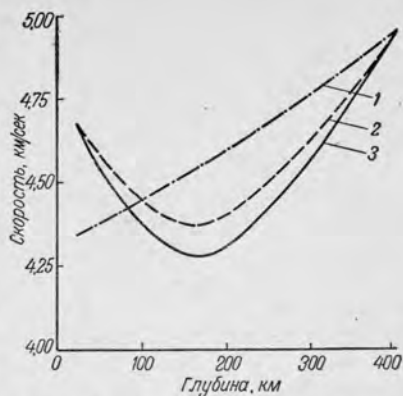


Рис. 88. Скорости поперечных сейсмических волн в верхней мантии [225].

1 — модель Джеффриса; 2 — модель Гутенберга; 3 — модель *S*.

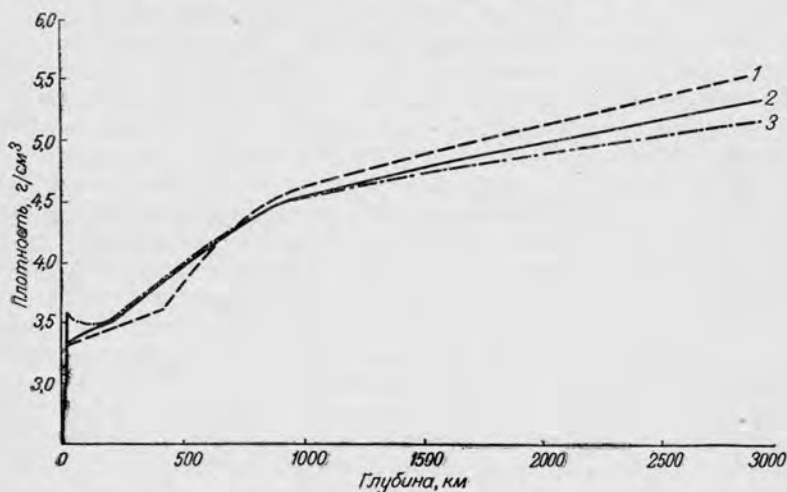


Рис. 89. Распределение плотности в мантии [225].

1 — модель *A* Буллена; 2 — модель *S* Верро; 3 — модель Берча.

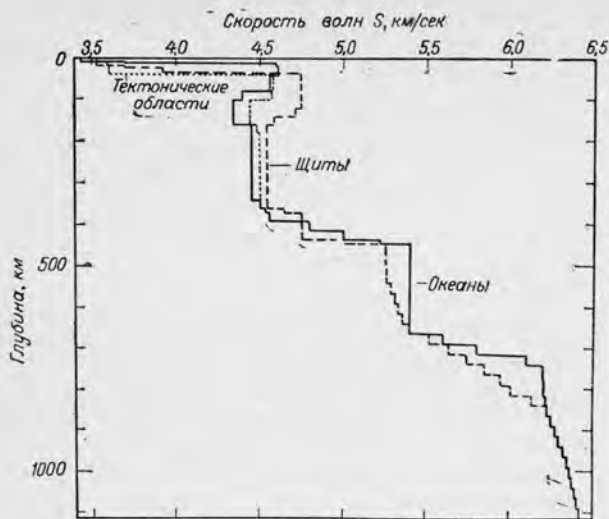


Рис. 90. Скорость продольных сейсмических волн в мантии под океанами, щитами и тектонически активными областями [5].

Границы слоя низких скоростей еще плохо определены. Мы только что рассмотрели модели Ф. Верро и Б. Гутенберга. По другим расчетам подъем более быстрый. В 1961 г. И. Леман определила границы на глубинах 135 и 200 км; скорость волн внезапно увеличивалась на последней глубине [119]. Б. Мохаммедьюн [162] нашел, что для волнового спектра характерно уменьшение короткопериодных волн в связи с эффектом поглощения в том случае, когда сейсмический очаг находится на глубине между 140 и 235 км или когда волны совершают часть своего пробега в этом слое. Сходимость глубин кажется прекрасной. С другой стороны, многие исследователи, изучавшие упругие свойства мантии, или, точнее, ее фактор качества Q , увеличивают глубину слоя до 400 км.

В действительности глубина слоя должна меняться в зависимости от района. Д. Андерсон и М. Токсёш [5] получили предварительные результаты (рис. 90), сравнивая спектры волн Лява для одного и того же места, которые возникли вследствие одного и того же землетрясения, но обогнули Землю разное число раз. Отклонения между океанами и щитами представляются значительными — до 400 км, а возможно и до 800 км. Горные области занимают промежуточное положение. Если представить литосферу как совокупность слоев, залегающих выше слоя низких скоростей, то ее мощность окажется равной 100 км.

Сейсмология дает другие результаты. Ф. Берч показал, что сейсмические данные трудно согласовать с теорией конечных деформаций, если предположить неизменным состав мантии на глубинах от 200 до 900 км (нижняя мантия может быть химически однородной). Неоднократно сообщалось, кстати, о выявлении сейсмических границ или зон быстрого изменения сейсмических скоростей в верх-

ней мантии. Ввод в действие крупных объединенных сейсмографических систем (комплексные станции, что соответствует английскому *aggaus*) привел недавно к тому что возникло предположение о новых сейсмических разделах [5]. Исследования не закончены, и можно сомневаться в существовании выявленных границ. Следует задать вопрос: совместима ли гетерогенность мантии с конвективным перемешиванием?

Напомним, наконец, что статистика распределения землетрясения с глубиной, к которой мы часто прибегаем, малоубедительна: между глубинами 300 и 350 км число землетрясений незначительно, что трудно связать со слоем низких скоростей, тем более что, по Л. Кнопову [110], минимум опускается до 400 или 450 км, если вместо количества землетрясений рассматривать их общую энергию. Ниже 740 км землетрясения не обнаружены.

Температура и состав верхней мантии

Если бы геотермический градиент (20—30 град/км), установленный по измерениям в скважинах, сохранялся на глубине, то мантия, без сомнения, расплавилась на уровне 100 км. Рост температуры начиная с некоторого момента должен замедлиться. Но реальные условия малоизвестны. Если не учитывать результаты Ф. Верро [225], который получил распределение температуры на основе своей модели плотности, то единственно относительно прямой путь состоит в сравнении лабораторных данных по электропроводности силикатов, которые, как предполагается, присутствуют в мантии, с проводимостью на различных глубинах исходя из вариаций земного магнитного поля [19]. К сожалению, и те и другие величины плохо определены.

Используя методику магнитотеллурического зондирования, некоторые авторы, например Грене во Франции, отмечают увеличение электропроводности (от 10^{-14} до 10^{-13} или 10^{-12} эл.-магн. ед.) на глубине 70—80 км; затем после возможного уменьшения она снова увеличивается к глубинам 600 или 700 км, быстро достигая значения 10^{-11} эл.-магн. ед. [185]. Что касается экспериментальных исследований, то они проведены на небольшом числе образцов и при низких давлениях; ионная проводимость на небольших глубинах преобладает, а затем мантия ведет себя как электронный полупроводник. Оба типа проводимости последовательно преобладают в двух отмеченных зонах увеличения электропроводности, но их относительная роль плохо изучена [125, 131].

Следует надеяться, что описанные методы дадут в будущем достоверные данные, а пока полезно рассмотреть результаты экспериментальных и теоретических исследований распределения теплопроводности в глубину, которые дают ценные сведения, несмотря на искажающее влияние конвекции. Наблюдаемая * теплопроводность

* Полная. — *Прим. ред.*

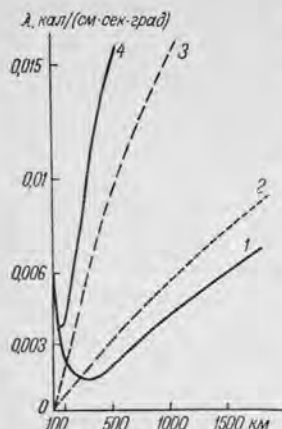


Рис. 91. Распределение теплопроводности в верхней мантии [131].

1 — фотонная; 2 — радиационная; 3 — экситонная; 4 — полная теплопроводность.

включает наряду с решеточной, или фотонной, составляющей проводимости, которая осуществляется посредством колебаний кристаллической решетки, радиационный перенос тепла вследствие лучистого теплообмена, когда силикаты становятся прозрачными в инфракрасных лучах, и экситонную теплопроводность (результаты обмена энергией возбужденного атома с соседним). Эти две последние составляющие теплопроводности очень меняются в зависимости от температуры.

Е. А. Любимова (рис. 91) придает большое значение экситонной теплопроводности. Строго говоря, данные, на основании которых рисунок построен, весьма субъективны; например, радиационная проводимость может значительно измениться из-за наличия (или отсутствия) второстепенных минералов, непрозрачных для инфракрасных лучей. В принципе можно согласиться с существованием поверхностного минимума, за

которым следует быстрое возрастание температуры, но нельзя забывать, если мы хотим избежать заколдованного круга, что данный рисунок уже требует соответствия между температурой и глубиной. Е. А. Любимова видит в тепловой инерции поверхностных слоев, затрудняющих вынос тепла в пространство, доказательство постепенного прогревания внутренних слоев Земли.

Если не учитывать ни конвекцию, ни поверхностные источники тепла, то температурный градиент связан обратной зависимостью с теплопроводностью. С глубиной температура возрастает все быстрее и быстрее, достигая такой глубины, где теплопроводность максимальная, затем рост температуры замедляется. Влияние температуры, которое приводит к уменьшению прочности, может, таким образом, некоторое время преобладать над эффектом сжатия, способствующим ее увеличению. Это могло бы просто объяснить появление слоев низких скоростей, но тогда он должен находиться на большей глубине, чем требуется. И мы приходим к обычной интерпретации, допускающей состояние вещества, близкое к плавлению. Если бы мы знали, как происходят изменения точки плавления в зависимости от давления или глубины в той или иной области, то мы получили бы очень ценные сведения о распределении температуры в мантии. Но нельзя говорить о характере плавления вещества, не зная его состава, и мы переходим к обсуждению этой проблемы.

Одно из объяснений раздела Мохо на материках, как указывалось в гл. VI, сводится к изменению химического состава пород от основных, базальта или габбро к ультраосновным, перидотитам или пироксенитам. А. Рингвуд ввел термин пиролит [22, 158] для

пород, состоящих как бы из одной весовой части базальта и трех весовых частей дунита *, последний представлен исключительно оливином. В химическом отношении это соответствует такому содержанию основных окислов, %: 43 SiO₂, 39 MgO, 8 FeO. В общем, это отвечает силикатной фазе хондритов метеоритов, которые обычно рассматриваются как аналоги мантии Земли. Суть заключается в том, что фракционное плавление пиролита может дать магму, формирующую базальтовый слой, в то время как тугоплавкий остаток дунита слагает часть мантии, находящейся непосредственно под разделом Мохо. В то же время почти все радиоактивные элементы переходят в базальтовую составляющую, активность которой аналогична толеитовым базальтам.

Рассматривая перидотиты как тугоплавкий остаток мантии, мы избегаем трудности, которые она встретила бы, если связывать с ними образование базальтов. Она является упрощенной и, в общем, далеко не всегда принимается, но мы все же будем ее придерживаться. Петрографическая проверка трудна, пиролит меняет свой минеральный состав в зависимости от температуры, давления, присутствия или отсутствия воды. С другой стороны, было бы интересно сравнить состав тугоплавкого остатка с теми породами, которые рассматриваются как образцы верхней мантии. По Е. Мерси, это не перидотитовые нодулы в базальтах, не альпинотинные перидотиты, а ксенолиты гранатовых перидотитов, из которых главным образом состоят включения в алмазонасных трубках; мы не можем обсуждать такие детали **.

На глубине перидотитовый слой ограничен слоем низких скоростей. Если принять гипотезу Г. Хесса, то в океанах серпентинизированная часть перидотитов, находящаяся под разделом Мохо, образует океанический слой; но, кроме того, в литосфере имеется нижний несерпентинизированный слой.

Допуская, что пиролит при атмосферном давлении в первом приближении состоит из оливина, пироксенов и плагиоклаза, и исходя из известных кривых равновесия для простых систем, Р. Мак-Конелл и его коллеги [139] попытались представить термодинамические свойства пиролита при различных состояниях и вблизи точки плавления. У нас нет данных о том, что пиролит является гомогенным веществом; он соответствует в основном плавлению самой эвтектической смеси.

Р. Мак-Конелл с соавторами сначала построили кривую плавления при атмосферном давлении (рис. 92); она состоит из нескольких изогнутых отрезков: верхняя часть кривой соответствует выделению оливина, средняя — выделению пироксенов и удалению оливина и, наконец, нижняя — появлению плагиоклазов. Другие кривые отражают плавление пиролита при более высоких

* Точнее, перидотита. — *Прим. ред.*

** В большинстве последних работ проводится мысль о том, что состав верхней мантии соответствует лерцолитовым перидотитам. — *Прим. ред.*

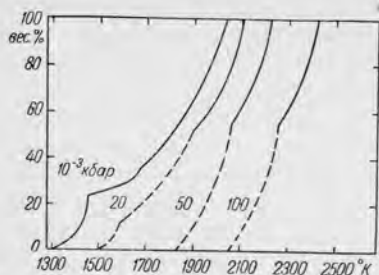


Рис. 92. Кривые плавления пиролита при различных давлениях [139].

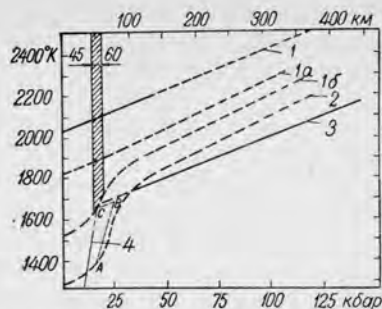


Рис. 93. Возможность плавления верхней мантии по пиролитовой гипотезе [139].

1 — ликвидус (а — 50% расплава, б — 25% расплава); 2 — солидус; 3 — градиент 1,3 град/км; 4 — градиент 27 град/км.

давлениях. При давлении 100 кбар плагноклазы исчезают. На рис. 93 изображено плавление пиролита на pT -диаграмме. Наиболее интересна кривая 1а: она совпадает с полным отделением базальтовой составляющей пиролита, которая, как предполагается, не зависит (1 часть базальта на 3 части дунита) от давления. На этой кривой, а также и на других наиболее крутая часть отражает выделение плагноклазов, при высокой температуре изгиб исчезает.

Р. Мак-Конелл и его коллеги предполагают на основании положения очагов Гавайских замлетрясений, что источник базальтовой магмы находится на глубине от 45 до 60 км*, но это, может быть, соответствует только нижней границе действительной глубины [113]. Кривая ABC на рис. 93 схематически изображает зарождение базальтовой магмы на глубине 50 км: если в замкнутой системе температура случайно повышается, то изменение давления от А до В приводит к выделению небольшого количества жидкости: достаточного для образования выводящей трещины. Тогда давление снова опускается до нормального, следуя линии ВС до полного плавления базальта, который, поднимаясь по трещине, образует те или иные интрузивные тела. Авторы подчеркивают, что их схема подразумевает постоянство состава базальтовых излияний и не утверждает существования промежуточных очагов жидкости. Интрузии в зоне гребня срединно-океанических хребтов, вызывающие появление магнитных аномалий, имеют близкий механизм; это положение требует уточнения.

На рис. 93 две прямые, отходящие от точки С, соответствуют градиентам 27 и 1,3 град/км, которые авторы рассматривают как приемлемые для коры и зоны радиационной теплопроводности (конвекция, без сомнения, понижает последнюю величину). Система этих двух прямых отражает, по их мнению, по крайней мере верхний предел температуры в мантии. Но объяснение процесса

* Соответствует заштрихованной зоне на рис. 93. — Прим. ред.

вулканизма, которое только что было дано, противоречит постоянному существованию области частичного плавления. Общее представление о состоянии мантии вне вулканических областей можно было бы получить, проведя между двумя отмеченными прямыми промежуточную линию, которая совпадала бы, например, с касательной к кривой начала плавления (солидусом) в точке А. Кроме того, вблизи точки А появляется другая область, близкая к плавлению, которая соответствует слою низких скоростей. Мы имеем данные о температуре, которые искали, но их ненадежность очевидна.

Химическая гомогенность мантии (начиная со слоя низких скоростей и приблизительно до глубины 900 км), вытекающая из пиролитовой гипотезы и являющаяся главным пунктом теории конвекции, не противоречит упругой гетерогенности, которая была нами отмечена. Действительно, уже работами П. Бриджмена было показано, с какой легкостью сжатие вызывает полиморфные переходы минералов, в результате чего плотность возрастает. Видимую гетерогенность верхней мантии Ф. Берч в 1952 г. объяснял наложением большого числа этих переходов, отдельные из которых сегодня хорошо установлены [5, 22, 158]. Наиболее простой тип превращений, предсказанный Дж. Берналом в 1936 г., относился к переходу ромбического оливина в шпинель, имеющую кубическую сингонию*; другие авторы рассматривают превращения пироксенов, окиси кремния (SiO_2) и магния (MgO).

В 1961 г. Стишов и Попова показали, что кварц и его модификация при высоком давлении, коэсит, переходит при давлении 73 и 97,5 кбар соответственно в новую более плотную форму, имеющую структуру рутила, названную впоследствии стিশовитом, или стিশоверитом. В 1964 г. Ф. Берч предположил, что после завершения всех полиморфных переходов гомогенной упругой нижней мантии лучше всего соответствует смесь окислов в самой плотной упаковке, главные из которых SiO_2 , MgO , FeO . Такова схема мантии в целом, которая временно является удовлетворительной.

Могут ли фазовые превращения препятствовать тепловой конвекции, вынуждая среду отдавать тепло, необходимое для превращений, которое возвращается при обратных переходах? Проблема, усложненная возможностью сохранения метастабильного состояния, была тщательно рассмотрена Е. Ферхугеном. Он пришел к заключению, что при давлениях, существующих в конвективной мантии, указанные превращения не препятствуют конвекции. Наоборот, как это подчеркнуто У. Эльзассером [44], фазовые переходы, сопровождающиеся увеличением объема при подъеме и уменьшением при опускании, могут сильно влиять на движущий механизм тепловой конвекции, усиливая эффект обычного расширения, единственно рассматриваемый теоретиками. В 1968 г. Л. Деннис и Дж. Уолкер также пытались связать глубокие землетрясения с кратковременными

* По Дж. Берналу, этот переход сопровождается увеличением плотности на 9–10%. — *Прим. ред.*

периодами сжатия метастабильных фаз во время спуска; но, как показал Л. Сайкс, исследование начальных смещений не поддерживает старую теорию.

Наконец, отметим, что фазовые превращения должны влиять на быстрый рост электропроводности по мере увеличения глубины, если судить по файлиту, электропроводность которого увеличивается в 100 раз при переходе в структуру шпинели (по данным С. Акимото и Г. Фуджисава).

Реологические свойства мантии

Как бы ни были удобны для нас отмеченные различия между литосферой и остальной мантией, они являются искусственными. Не доказано существование раздела * в кровле слоя низких скоростей. Кстати, тот факт, что мантия увлекает литосферу, требует, чтобы они были действительно связаны. Это приводит, к сожалению, к проблеме изменения законов деформации вещества внутри Земли. Чтобы можно было провести расчеты, иногда предполагают, что это вещество в течение коротких отрезков времени, как при землетрясениях, реагирует на напряжения, как упругое тело, но подчиняется ньютоновской вязкости при медленных конвективных движениях, иначе говоря, ведет себя, как вязко-упругое тело Максвелла. Кажется более естественным представить мантию как твердое кристаллическое вещество; тогда течение такого тела должно быть аналогичным ползучести металлов при высоких температурах, где перемещение частиц в кристаллической решетке играет основную роль. Законы весьма различны, но физически правдоподобны только при очень незначительных напряжениях; они еще более ограничиваются при вязких деформациях вследствие миграции этих перемещений. Как указывает Д. Тозер, в пределе твердые тела, имеющие конечную энергию связи, обладают текучестью при очень маленьких нагрузках из-за диффузии атомов или ионов; осложнения, вызываемые наличием межзерновых плоскостей и даже перемещениями зерен, возникают при температурах, далеких от точки плавления, и при значительных деформациях. Возможные эксперименты, к сожалению, слишком кратковременны, чтобы четко выделить соответствующие области.

Наконец, предположим, что вязкость дает в целом правильную картину процессов конвекции. Но, безусловно, все тектонические процессы были бы необъяснимы, если бы действовала одна вязкость. В этом отношении весьма поучительным примером являются землетрясения. Существование видимых разломов доказывает, что при незначительных давлениях породы ведут себя как хрупкие тела. Поверхностные землетрясения начинаются с накопления напряжений, более или менее упругих, затем происходит разрыв в одной точке (очаге), распространяющийся вдоль разлома, который приводит к уменьшению напряжений. Как показал в 1936 г. Г. Джеф-

* Сейсмического. — *Прим. ред.*

фрис, механизм глубоких землетрясений иной. В этом случае гидростатическое давление может достигать 200 кбар, что, как замечает Э. Орован [175], соответствует величине сил молекулярного сцепления двух спаянных твердых тел; чтобы произошел слабый разрыв, необходимо приложить силу такого же порядка. Однако, по Э. Оровану, напряжение, вызывающее землетрясения, превосходит 100 бар; его расчеты дискуссионны [25], но исключено, чтобы результат мог быть увеличен в 1000 раз.

Примем, что начиная с некоторой глубины, меняющейся в зависимости от районов, но которая, по Э. Оровану, менее 20 км, землетрясения возникают вследствие неустойчивости ползучести: ползучесть начинается случайно, сама деформация ее ускоряет, нарушая структуру и повышая температуру. Таким образом, ползучесть концентрируется в зонах утонения, которые являются подобием разломов. Слой, нарушенный сбросом, образует флексуру, а нарушенный сдвигом — в конечном итоге разрывается.

В локализации этих процессов природа материалов, конечно, играет роль. Э. Орован, а затем У. Эльзассер отмечают, что некоторые соединения, возможно влияют на пластичность литосферы; главным из них является вода, что хорошо известно на примере кварца: достаточно нескольких процентов воды, чтобы температура плавления базальта понизилась до 500° С. В этом отношении часто приводят опыты Р. Релея * и Ч. Патерсона, которые показали, что серпентинит при низкой температуре и высоком давлении имеет сопротивление на разрыв, равное сопротивлению гранита, и становится хрупким при потере воды с повышением температуры.

К. Скарф и Р. Уилли вывели кривую перехода серпентинита, лишённого железа, которая соответствует 450° С, но ее отношение к образованию океанического слоя по гипотезе Г. Хесса требует дальнейших исследований.

Конвекция вследствие вертикальной неустойчивости

Мы приняли гипотезу вязкой конвекции. Сразу же возникает вопрос, как оценить величину коэффициента вязкости на различных глубинах? Мы оставляем в стороне данные о факторе качества, еще плохо согласованные и трудно связуемые с медленными процессами, но от которых можно многого ожидать. Остаются два источника сведений, которые можно использовать. Первый относится к медленным поднятиям областей четвертичного оледенения, т. е. к Фенноскандии и Канадскому щиту; прогиб ледника был компенсирован после более или менее упругого сжатия литосферы благодаря медленному течению нижележащих областей, захвативших глубину до 1000 км. Найдено, что соответствующий коэффициент вязкости имеет порядок 10^{21} или 10^{22} пз (см., например, [22, 25, 110]).

* Р. Релей, мл.

С другой стороны, наблюдения с помощью искусственных спутников показали, что экваториальное вздутие Земли слишком велико, чтобы соответствовать гидростатическому равновесию при современной скорости вращения. У. Манк и Г. Макдональд объясняли этот результат возможным замедлением вращения под влиянием приливов; вздутие частично является древним. Можно прийти к заключению, как Г. Макдональд в 1963 г., о глобальной вязкости в 10^{26} и 10^{27} пз [140].

Проявляя осторожность в определении физического значения тех коэффициентов вязкости, которые превышают значения для металлов при нормальной температуре, можно удовлетворить, таким образом, двум условиям, допуская, что значительная вязкость литосферы понижается до 10^{21} пз в верхней мантии, а затем быстро повышается к глубине 900 км и сильно превышает 10^{26} пз.

Используем это в поисках возможностей для конвекции, ограничиваясь пока тем, что конвекция, возникающая из-за различия температуры, происходит в вертикальном направлении. Классическое рассмотрение, ведущее начало от идей Р. Релея, приводит к теории конвекционных ячеек в вязкой жидкости. Речь идет об его интерпретации опытов Г. Бенара по образованию регулярных конвекционных ячеек в тонком слое жидкости, медленно подогреваемом снизу. Самые правильные ячейки являются гексагональными, как пчелиные соты; жидкость поднимается в центре и опускается вдоль стенок; но возможны другие варианты расположения, зависящие от малейших изменений характеристик системы, в особенности когда медленное горизонтальное движение накладывается на конвекцию. В последнем случае мы можем иметь валики с чередующимся вращательным движением, направленным параллельно горизонтальной скорости или перпендикулярно к ней; аналогичными движениями в газах объясняют некоторые системы параллельных облаков (Ж. Кулон и Ж. Луазель).

Р. Релей показал, что такая стационарная конвекция может существовать, только если источники тепла поддерживают температурный градиент, равный критической величине, которая всегда выше адиабатического градиента, пропорционального вязкости. При меньшем градиенте среда находится в равновесии, при несколько большем скорость течения со временем увеличивается; при еще более значительном градиенте движения становятся нерегулярными. Во всяком случае система неустойчива, и расположение восходящих потоков зависит от случайных обстоятельств.

Краевой характер ячеистой конвекции оставляет мало надежд для получения удовлетворительной модели. Тем не менее применение критерия Релея * вместе с вероятными значениями температур-

* Критерий, или число, Релея — безразмерная величина, определяемая как $Ra = \frac{g\alpha\beta d^4}{\eta}$, где α — коэффициент теплового расширения; β — сверхадиабатический градиент в системе при отсутствии конвекции; κ — коэффициент температуропроводности; η — величина вязкости; g — ускорение силы тяжести, d — толщина рассматриваемого слоя. — *Прим. ред.*

ного градиента и вязкости показывает [110], что нижняя мантия должна находиться в субкритическом состоянии (без конвекции), верхняя мантия — в надкритическом (нерегулярная конвекция), что согласуется с нашим фундаментальным выбором.

Д. Тозер [220] — единственный теоретик, который рассматривал проблему вязкой конвекции в Земле с желаемой широтой. Существенная черта его анализа заключается в рассмотрении значительных изменений вязкости с глубиной, с одной стороны, и привлечении источников радиоактивного тепла через саму конвекцию — с другой. Модели Д. Тозера являются квазистатическими, иначе говоря, их эволюция довольно медленная для того, чтобы состав вещества в каждой точке, включая радиоактивные элементы, мог бы рассматриваться как неизменный и чтобы наблюдалось соответствие с температурой на границах слоя. Тогда надо, и это трудная задача, представить исходную модель в состоянии гидростатического равновесия с передачей тепла через конвекцию, откуда мы переходим к почти статической модели, принимая отклонения как бесконечно малые. Эта исходная, или статическая, модель обязательно обладает сферической симметрией, которая исключает на этой стадии, если это еще не сделано в модели, конвекцию, возникающую вследствие различия температур в горизонтальном направлении. Это, кстати, не мешает Д. Тозеру рассматривать температурные условия и распределение радиоактивных источников отдельно для материковых щитов и океанов, следуя данным С. Кларка и А. Рингвуда.

В начале обсуждения исходной модели для изменения вязкости с температурой в конвективном слое Д. Тозер допускает эмпирическую формулу, включающую температуру плавления. На глубине 600 км вязкость меняется на четыре порядка. Расчет статической модели показал затем Д. Тозеру, что конвекция устанавливает распределение температуры, близкое к адиабатическому (рис. 94). Различие температуры щитов и океанов около поверхности является следствием более сильной концентрации радиоактивных элементов под материковыми областями. Под океанами конвекция начинается на глубине 50 км, где эти температуры сильно отличаются. Под щитами конвекция возникает только на глубине 100 км; начиная с этой границы разница двух температур становится незначительной.

Распределение температур в зоне конвекции почти не меняется из-за источников тепла: если температура увеличивается, то вязкость

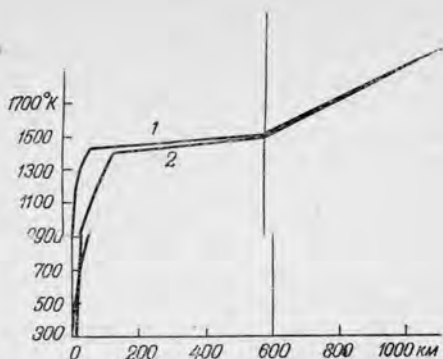


Рис. 94. Статическое решение для океанической мантии (1) и докембрийской (2) [220]. Конвекция заканчивается на глубине 600 км ввиду резкого изменения вязкости.

сразу уменьшается; конвекция активизируется, и равновесие восстанавливается. Это положение важное, если учесть неполноту наших знаний о внутренней радиоактивности.

Одновременно статическая модель Д. Тозера определяет внутреннюю вязкость, как и температуру; конвекция поддерживает ее почти неизменной порядка 10^{20} пз, но ниже конвективного слоя вязкость внезапно увеличивается до 10^{25} пз. На глубине 600 км теплообмен осуществляется через конвекцию, особенно радиационную. Все это хорошо соответствует общему положению, развитому выше; однако сейсмологические данные свидетельствуют в пользу более мощного конвективного слоя.

При переходе от статической модели к окончательной Д. Тозер, не очень прогрессируя в теоретическом отношении, уточняет некоторые детали. К возможной нерегулярности течений, вызванной переходом через критический градиент Релея (нерегулярность, не имеющая ничего общего с появлением механической турбулентности в ламинарном течении), может добавиться нерегулярность, вызванная локальным избытком тепла (критерии аналогичные: поток тепла, поступающий в слой вследствие теплопроводности, должен быть заменен стационарным течением, которое там возникает). Наоборот, Д. Тозер не может уточнить некоторые важные детали: например, относительный размер сечений поднимающихся и опускающихся колонн или пространственно-временную структуру конвекционных нерегулярностей.

При отсутствии теории удивительные результаты были нами получены (под руководством Д. Тозера) в опытах с внутренним нагреванием жидкости. Одно из отмеченных явлений заключается в том, что опускание жидкости происходит в центре ячейки в противоположность тому, что наблюдалось в обычных ячейках Бенара. Другое, более важное обстоятельство состоит в том, что горизонтальные размеры ячеек становятся значительными при одной и той же мощности слоя в отличие от менее вытянутых ячеек Бенара. Расстояние в несколько тысяч километров между восходящим и нисходящим потоками конвективного валика кажется с этого времени несовместимым с мощностью конвективного слоя в 600 или 800 км, что снимает часто высказываемое возражение относительно ограничения конвекции в верхней мантии.

По Д. Тозеру, эта конвекция, вовлекающая источник тепла, характеризует океаны. Под материками верхняя мантия, обедненная вследствие концентрации радиоактивных элементов в коре, как бы оправдывает конвекцию типа Бенара—Релея; существует она или нет, нас это мало интересует. Но мы должны подумать, что происходит под материковыми окраинами.

Конвекция вследствие горизонтальной неустойчивости

Ранее мы ограничились конвекцией, возникающей вследствие вертикальной неустойчивости. В 1935 г. Ч. Пеккериз рассмотрел эффект горизонтального различия температуры между материками

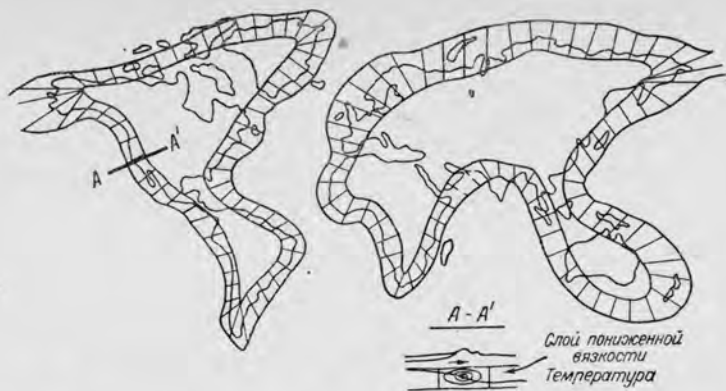


Рис. 95. Схематическое изображение краевых зон, где можно ожидать возникновения конвекции из-за горизонтальной составляющей градиента температуры [110].

На разрезе показано, что температура в океанической мантии выше, чем в материковой.

и океанами, но он полагал, что конвекция захватывает всю мантию. Гораздо правильнее в этом случае предположить, что она ограничена в глубину.

Существенное отличие от релеевской конвекции состоит в том, что система неустойчива при горизонтальном температурном градиенте, как бы он ни был мал. Однако все расчеты внутренней температуры, основанные на величине поверхностного теплового потока, с учетом предполагаемой радиоактивности материковой и океанической коры, приводят к значительным различиям температуры во всем слое низких скоростей; температура под океанами превосходит температуру под материками на 100°C : Л. Кнопов [110] допускает, что конвекция происходит в слое низких скоростей вдоль всей материковой окраины (рис. 95).

Скорость течения очень быстро уменьшается благодаря конвективному слою. На упрощенной модели, предполагающей кинематическую вязкость (вязкость, деленная на плотность) 10^{21} ст до глубины 500 км, а ниже — 10^{26} ст, что дает разность температур в 100°C , Д. Аллан, У. Томпсон и Н. Вайс [2] все же показали, что возникающая скорость имеет порядок 1 см/год при полудлине волны 3000 км. При этих условиях лишь горизонтальная неустойчивость объясняет расширение океана. Но эта перспектива, как нам кажется, противоречит отмеченному факту (рис. 94), что обычная конвекция значительно уменьшает разность температуры между материковой и океанической мантией!

Скромнее представить, что горизонтальная неустойчивость, может быть, позволяет объяснить отмеченные процессы в области островных дуг и эпиконтинентальных морей, которые они разделяют, поскольку схема Дж. Оливера и Б. Айсекса плохо подходит к случаям,

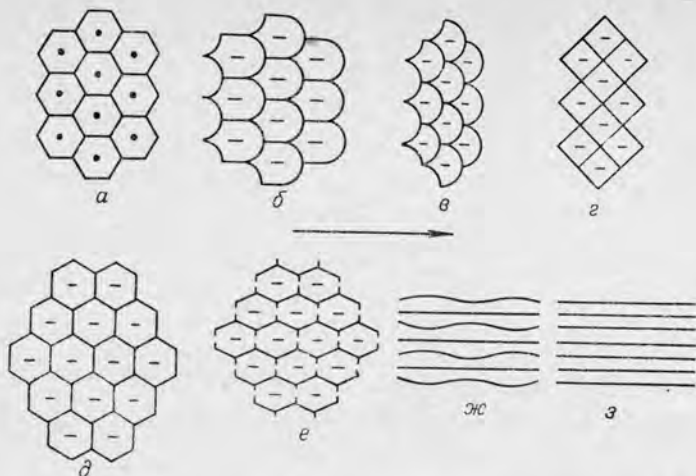


Рис. 96. Эволюция конвекционных ячеек в потоке с умеренной, но постоянной скоростью (по А. Грму; рис. Ж. Кулона и Ж. Луазеля, 1940).

Стрелкой показано направление движения.

когда второй желоб устанавливается за тем желобом, где предполагается поглощение литосферы. В Японии, например, кора не следует за литосферой в глубину, граница Мохо поднимается, образуя под архипелагом классический корень. Другой пример: за желобом Тонга находится плато Фиджи, а за ним Новогбридский желоб с плоскостью очагов, наклоненной в противоположном направлении. С другой стороны (гл. VII), тепловой поток в эпиконтинентальных морях или на плато Фиджи близок к среднему потоку, отмеченному на срединно-океанических хребтах (с меньшей дисперсией, очевидно, потому, что там рельеф менее расчленен), — то, что Е. Оксбург и Д. Теркотт [177] пытались объяснить смелой гипотезой, допускающей трение при спуске литосферы. Наконец, саму форму островных дуг можно отождествить с формой вышуклых сверху чешуй принятых конвекционных ячеек, когда они располагаются в общем потоке, хорошо известном на примере ячеек облаков (рис. 96).

Итак, эпиконтинентальные моря отличаются от других границ. Они сами могут быть местом локального конвективного движения, изменяющего общий рисунок расширения; граница двух окружностей будет плоскостью глубокофокусных землетрясений. В подтверждение этих взглядов, безусловно дискуссионных, можно было бы сослаться на: 1) странную форму этой плоскости под Японией или в Охотском море, возможно, даже на о-вах Тонга (рис. 4 и 5), где они, кажется, сплющиваются на глубине в одном случае 200 км и в другом 350 км; 2) существование линейных магнитных аномалий (гл. II) в Охотском море и аномальной мантии (гл. IV) в Японском море; 3) наконец, выявление нечто подобного срединно-океаниче-

скому хребту внутри Южно-Антильской дуги * Д. Гриффитсом, У. Ашкрофтом, П. Баркером и У. Паркинсоном.

Всякое объяснение островных дуг должно подходить и для материковых дуг, таких, как Гималаи или Карпаты. Г. Хесс [96] предполагает, что в центре Тетиса в начале мезозоя существовал хребет. Л. Гланжо обнаружил его следы в Западном Средиземноморье. Соответственно Г. Хесс сопоставляет серпентиниты, драгированные в Тихом океане, с серпентинитами Альп. Наконец, мы видели в гл. VII, что тепловой поток высок в Карпатах. Кажется, возможность этой краевой конвекции заслуживает серьезной проверки.

Глава IX

О К Е А Н Ы И М А Т Е Р И К И

Образование и отмирание океанической коры

Мы рассмотрели различные разделы геофизики и могли бы пойти дальше. Например, объяснить химизм Земли с помощью данных по метеоритам или получить ценные сведения о поступлении тепла из ядра исходя из теории земного динамо, что позволяет определить температуру мантии. Но нагромождая сомнения, мы теряем все преимущества. Настало время подвести итоги, последовательно возвращаясь к обсужденным явлениям и описывая некоторые детали, еще не отмеченные. Мы не будем повторять аргументы, уже приведенные в предыдущих главах, для доказательства каждого положения.

Расширение, установленное на поверхности, отражает, как мы это видели, движение двух примерно симметричных валиков (ширина которых значительно больше высоты), поднимающихся вдоль общей «стенки», находящейся под срединными хребтами. Их совершенная симметрия была объяснена в гл. V. Стоячая зона, находящаяся над перегородкой, должна быть областью дифференциации аномальной мантии. Может быть, в последней надо видеть разновидность плагиоклазового пиролита, который, хотя и устойчив при слабых давлениях, все же требует высокой температуры. Стоячая зона заставляет основание аномальной мантии, находящееся намного выше, растекаться к краям вследствие последовательного раздвижения двух восходящих потоков, т. е. принимать форму, которая показана на рис. 71 (случай I).

Аномальную мантию можно уподобить физико-химической системе, образующей и поставляющей в вертикальном направлении

* Совсем недавно Г. Менард, Е. Уинтерер, Т. Чейз, С. Смит [157] обнаружили в районе о-вов Фиджи сейсмоактивные линейные поднятия и узкие глубокие желоба, являющиеся как бы центром расширения. Г. Шор, Г. Кирк и Г. Менард [206] выявили поднятие океанической коры.

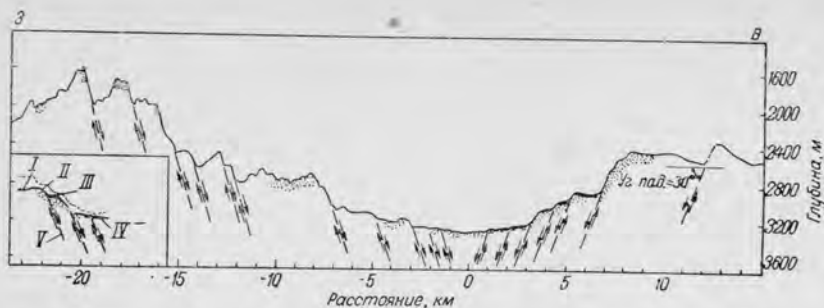


Рис. 97. Поперечный профиль осевого рифта хр. Горда, полученный на основе вертикального и латерального придонного зондирования [8].

I — природа дна не известна; II — выходы коренных пород; III — осадки; IV — мощность осадков не установлена; V — предполагаемые разломы.

интрузии (доходящие до поверхности или нет в зависимости от того, имеет ли срединный хребет осевой рифт или нет, но всегда сильно намагниченные) и обычные вулканические излияния базальтов фундамента в латеральном направлении — перидотиты нормальной мантии; между ними располагаются серпентинизированные перидотиты океанического слоя, образующиеся за счет предыдущих вследствие поступления воды, которую трудно не признать ювенильной [94], несмотря на то, что, по У. Эльзассеру [44], изотопные анализы, казалось бы, говорят, скорее, о влиянии морской воды. Система этих превращений, точное местоположение которых и петрологическая природа остаются неясными, вызвала бы значительное увеличение объема, которое бы привело к подъему хребтов (плотность оливина $3,3 \text{ г/см}^3$, серпентина — $2,6 \text{ г/см}^3$, 70%-ная серпентинизация толщи в 5 км обеспечивает поднятие только в 750 м).

Один из важных доводов Г. Хесса в пользу серпентинизированных перидотитов состоит в том, что мощность океанического слоя должна быть довольно постоянной, порядка 5 км. Г. Хесс объясняет это температурой гидратации около 500°C , также довольно постоянной. Если прибавить 2 км мощности фундамента к 5 км мощности океанического слоя, то согласно гипотезе требуется градиент 70 град/км и тепловой поток $3 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ [допуская теплопроводность, равную $0,004 \text{ кал/см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}$], т. е. того же порядка, что у базальта]. Это весьма приемлемые величины для зоны гребня срединно-океанических хребтов. Во время расширения, которое, как предполагается, происходит с постоянной скоростью, слой охлаждается и, затвердевая, сохраняет свой состав. Однако по мере удаления от хребта его мощность, скорее, увеличивается, что, несомненно, требует видоизменения схемы.

Океанический слой, непрерывный под Восточно-Тихоокеанским поднятием, отсутствует под гребнем Срединно-Атлантического хребта (рис. 15 и 65). По Дж. Канну [20], это отсутствие можно было бы объяснить, если бы изотерма 500°C проходила слишком высоко в коре;

однако тепловой поток в Атлантике меньше потока в восточной части Тихого океана, и изотерма располагается ниже.

Состояние наших знаний о физико-химических процессах, происходящих в аномальной мантии, не позволяет совсем отказаться от гипотезы Г. Хесса; возражения не менее важны, чем отсутствие непрерывности Мохо на материках и океанах. Все же Дж. Кани на основе обратной корреляции между мощностью океанического слоя и фундамента, отмеченной К. Ле Писоном, Р. Хоутцом, Ч. Дрейком, Дж. Нейфом [127] для Срединно-Атлантического хребта, предлагает удачное решение, уже упоминавшееся в гл. VI, согласно которому океанический слой образуется сверху вниз, начиная с базальтов фундамента, метаморфизованных сначала до фации зеленых сланцев, а затем до амфиболитов. Трудности этой модели, которая, безусловно, поддерживает двойственную природу границы Мохо, не кажутся меньшими, чем модели Г. Хесса.

Теперь надо уточнить вопрос о том, как при медленном расширении интрузии базальтов, идущие от основания фундамента, образуют магнитные аномалии и какова их связь с осевым рифтом. Некоторые указания были получены при первоначальном исследовании хр. Горда с помощью системы приборов (различные магнитометры и зонды), буксируемых на глубине в несколько сотен метров, разработанных в Скрипсовском институте ([8]; данные Ф. Списса, Дж. Муди и Дж. Харрисона). Осевой рифт имеет ступенчатую структуру, которая объясняется нормальными сбросами в грабене (рис. 97). Ступеньки лестницы падают в обратную сторону (от рифта) и перекрыты осадками, которые Т. Этуотер и Дж. Муди определяют как мутьевые и связывают их с постоянным поступлением материала на дно осевого рифта через южную оконечность. Та же структура из опрокинутых блоков, перекрытых осадками и покровами вулканических пород, прослеживается на расстоянии до 90 км от оси.

С другой стороны, на основе придонных измерений вновь обнаруживаются линейные магнитные аномалии, но они гораздо интенсивнее, характеризуются шириной порядка 3 км и амплитудой до 2000 γ и, очевидно, обусловлены внедрением даек вблизи оси. Эти аномалии затушевывают зону обратной полярности, как предполагает Д. Мэттьюз (гл. III). К сожалению, корреляция между магнитными аномалиями и рельефом зоны нарушений не всегда отчетливая.

Что происходит на другом конце конвективной системы? Сначала рассмотрим случай опускания литосферы в зонах желобов и глубокофокусных землетрясений (Тихоокеанское кольцо, Северные и Южные Антильские острова). Даже если мы не допускаем, что литосфера опускается под влиянием своего веса, как это предположил У. Эльзассер, мы видим, что она ведет себя как жесткая плита на умеренных расстояниях. Нет необходимости предполагать, что горизонтальная составляющая конвективного валика следует за литосферой до конца и что наклонное течение способствует спуску. Еще труднее установить место конвективного погружения, когда прочность литосферы достаточно высока, чтобы прогнуться, например,

под Северной Америкой, где сходятся Атлантическая и Тихоокеанская ветви потоков. Возможно, там зона опускания конвективного потока широкая и рассеянная или состоит из двух различных зон, соответствующих обоим течениям, или даже ее не существует; в последнем случае имелась бы конвекция типа «открытой ячейки», как это утверждает Э. Орован [175]. Поверхностное движение плит литосферы приводит к закупориванию глубинных течений и усложняет старую гипотезу, согласно которой каждый материк занимал бы отвесное положение относительно стенки, вдоль которой проходит нисходящая ветвь.

Мы могли бы воспользоваться неопределенностью ситуации, чтобы нарисовать одну линию спуска, непрерывную и замкнутую, топологически похожую на шов теннисных мячей, она мало дала бы нам.

В зонах, где литосфера проникает в верхнюю мантию, она, без сомнения, может быть прослежена до границы глубокофокусных землетрясений, т. е. на 1000 км при наклоне в 45° . Если расширение происходит, например, со скоростью 5 см/год, то спуск продолжается 20 млн. лет, в течение которых литосфера может испытать физико-химические изменения. Некоторые из них, происходящие при подъеме, являются обратимыми, но условия разные. В частности, Г. Хесс [94] рассматривает поведение серпентина, теряющего воду при температуре 500°C . Эта вода, выделяющаяся при вулканических процессах, увеличивала бы объем океанов.

Г. Хесс полагает, что вся вода в океане и атмосфере может иметь такое происхождение. Вот его (почти неизменный) расчет: хребты длиной 30 000 км (что занижено) образуют при скорости разрастания 1 см/год слой мощностью 5 км, на 70 об. % серпентинизированный и содержащий 25 об. % воды, что давало бы $0,4\text{ км}^3/\text{год}$, или $1,6 \cdot 10^9\text{ км}^3$ за 4000 млн. лет, из которых $0,3\text{ км}^3/\text{год}$ еще находится в океанической коре. Получаем опять современный объем океанов, т. е. примерно $1,3 \cdot 10^9\text{ км}^3$. Потерявшие воду перидотиты не входят в цикл, а увеличивают мантию материков; благодаря этому, а также эрозии материка не затопляются в результате поднятия уровня океана.

Р. Дитц [36], не допускающий последовательного образования гидросферы, но сильно озадаченный эрозией, более детально разработал гипотезу об увеличении материков, но вопрос о формировании гранитного слоя им затушеван. В действительности, Р. Дитц стремится рассмотреть случай расширения вблизи побережья, а именно: Атлантического побережья США. Согласно теории жестких плит, например в синтезе К. Ле Пижона (гл. IV), в этом месте ничего существенного не происходит. Но Р. Дитц решил объяснить складчатость Аппалачей. Можно предположить, что Америка в момент их поднятия оказывала расширению большее сопротивление, чем сейчас (Дж. Уилсон [238] даже определил время, когда Атлантический океан снова закрылся). Это привело бы к мысли о существовании в данную эпоху структуры с желобом, как в современной Южной Америке. Однако в механизме Р. Дитца мы не видим никакой аналогии с андским вулканизмом.

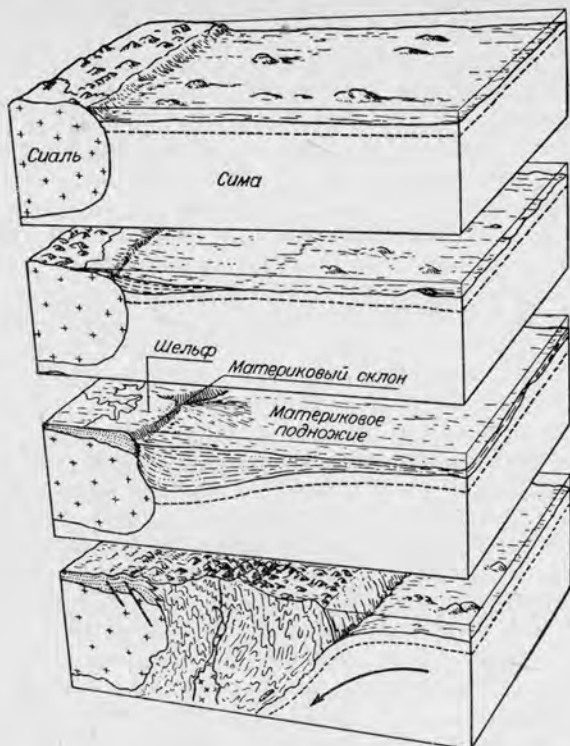


Рис. 98. Геоинклинальный цикл и рост материков [36].

Р. Дитц отводит главную роль отложениям, поступающим с материка или с океанического дна и скапливающимся у материкового склона, который медленно прогибался бы под давлением литосферы. По малоопонятной причине, которая должна быть выведена из этого прогибания, даже используя теорию происхождения гранита путем преобразования осадочных пород (поддержана во Франции Уартом), после внедрения интрузий начинается подъем вещества (рис. 98). Оно поднимается на материковую платформу, остающуюся пассивной, и вызывает там образование гравитационной складчатости. На этой стадии развивается желоб, но главное в том, что мы снова обнаруживаем различие между эвгеосинклиналью (кристаллические Аппалачи, протягивающиеся прямо от материкового склона) и миогеосинклиналью (складчатые Аппалачи, располагающиеся на древнем фундаменте материка).

Как и некоторые другие исследователи, Р. Дитц считает, что материки наращивают свою площадь через зоны, имеющие форму кольца. Описанный выше механизм соответствовал бы одному элементу кольца; не ясно, почему кольцо было замкнутым. Итак, материки увеличивают свою площадь без деформации, за исключением

краевых частей, и изостатически поддерживают свой уровень, несмотря на эрозию.

Взгляды Р. Дитца, исключаящие любой орогенез, кроме окраинно-материкового, слишком категоричны; распределение колец было подвергнуто критике Янгом в 1967 г. (Р. Дитц [36], дискуссия); Янг, в частности, поддерживает мысль о том, что Аппалачи образовались вместе с цепью каледонид на месте «интракратонной» геосинклинали в глубине материка. Вопрос связан с реконструкцией положения материков, предшествующей открытию Атлантики. Р. Дитц и У. Спролл [56] склоняются к двум различным первичным материкам (Лавразии и Гондване), а Р. Дитц не допускает, что между Африкой и сегодняшней Северной Америкой существовало соединение; этот контакт является слабым местом в реконструкции Э. Булларда (гл. V). В ответе Янгу Р. Дитц, в конечном итоге, высказывает предположение, что некоторые геосинклинали зародились в глубине стабильных материков, но остаются на прежних позициях, рассматривая пару эвгеосинклиналь — миегеосинклиналь. Он напоминает, что в геосинклинальных зонах, таких, как Береговой хребет в Калифорнии, находят включения серпентинитов и ультраосновных пород, образование которых связано с океаническим слоем и верхней мантией; он бы мог отметить, как и Г. Хесс, альпийские офиолиты.

Не имея желания вновь обсуждать это подобие согласия между геологами относительно двойного происхождения горных цепей и не находя затруднений во внутриматериковом метаморфизме и вулканизме, автор настоящей книги предполагает, что он никогда хорошо не понимал, как там могли протекать другие события классического геосинклинального орогенеза. Зарождение цепей в краевой части океана, пересеченного срединным хребтом и закрывающегося, как Атлантика, по Дж. Уилсону [238], или Средиземноморье, по Л. Главжо, ему кажется более ясным.

Океаническое дно как лента конвейера

Мы видели, что океаническое дно обновляется в течение 100 млн. лет. Дно сравнивали с лентой конвейера, и мы хотели бы в заключение рассмотреть то, что в действительности переносится на базальтовой пленке, вызывающей магнитные аномалии.

Сначала скажем все об осадках и различных породах. Об этом мы уже несколько раз говорили и использовали полученные данные для построения шкалы разрастания. Детальное обсуждение наблюдений было бы скучным, но их обзор будет убедительным.

В целом неконсолидированные отложения Срединно-Атлантического хребта датируются плейстоценом или более поздним временем. Это относится к зоне гребня; однако осадки или породы могут сохраняться в глубине поперечных разломов: блоки базальта в зоне Атлантического разлома в районе о. Сан-Паулу, где находятся более или менее обожженные породы с микроорганизмами нижнего миоцена [194]; фораминиферы палеоцена, также обнаруженные в зоне

разлома вблизи о. Сан-Паулу и определенные Р. Цифелли, У. Блоу, У. Мелсоном [182]; плейстоценовые отложения, несогласно залегающие на горизонтальных слоях верхнеэоценового возраста в зоне разлома Вема. На склонах колонки часто проходят через доплейстоценовые отложения, самые древние из которых представлены известковым илом верхнего мела, залегающим на 3-километровом слое красной глины на расстоянии 1170 км от оси, который в свою очередь перекрывает гальку серпентинитов, свидетельствующих о близости фундамента [194].

Ламонтская группа получила аналогичные результаты на Восточно-Тихоокеанском поднятии [19]. На гребне грунтовые трубки доходят до коренных пород или проникают на один—два метра в четвертичные отложения. По мере удаления возраст самых древних отложений каждой колонки увеличивается. В верхней части склонов устанавливается плиоценовый возраст, в средней — поздней и среднемиоценовый, в основании склонов — позднемииоценовый. На расстоянии 1600 км от хребта была получена олигоценовая колонка, а затем эоценовая. Однако никаких меловых отложений не было найдено к востоку от хребта, в то время как их обнаружили на западе начиная с центральной части Тихого океана. Результаты, полученные коллективом Скрипсовского института [78, 189] в районе разломов Кларингтон и Клиппертон, менее определенные.

Рассмотрим подводные горы. Дж. Даймонд и Г. Уиндом [42] установили минимальный возраст от 85—90 млн. лет для трех подводных гор, находящихся к юго-западу от Гавайских островов, что соответствует 90 млн. лет по Ламонтской шкале инверсий. Если горы образовались на оси хребта и всегда были связаны с соответствующими аномалиями, то средняя скорость расширения начиная с мелового времени никогда не превышала скорость современного разрастания, лежащую в основе экстраполяции Дж. Хейридера, Г. Диксона, Э. Херрон, У. Питмана, К. Лэ Пишона [90]. Кроме того, один из конусов недавно проявлял вулканическую активность (0,7 млн. лет). Во время движения литосферы глубинные условия остаются благоприятными для генерации мантии*.

Число датировок по калий-аргоновому методу еще невелико, и многие использовали гайоты — древние погружившиеся вулканы с плоской вершиной, открытые и названные так Г. Хессом в 1946 г., для определения того времени, когда их вершина была срезана абразией. Мы можем вслед за Г. Хессом [96] предложить типичную последовательность развития какого-либо гайота: зарождение на гребне хребта; участие в движении литосферы до момента прекращения деятельности и образования поверхности платформы (что, возможно, занимает несколько миллионов лет); затопление вследствие опускания склонов при вертикальной скорости порядка 30 м в 1 млн. лет, если разрастание происходит со скоростью 1 см/год (эта скорость

* Самое уязвимое место в гипотезе разрастания океанического дна. — *Прим. ред.*

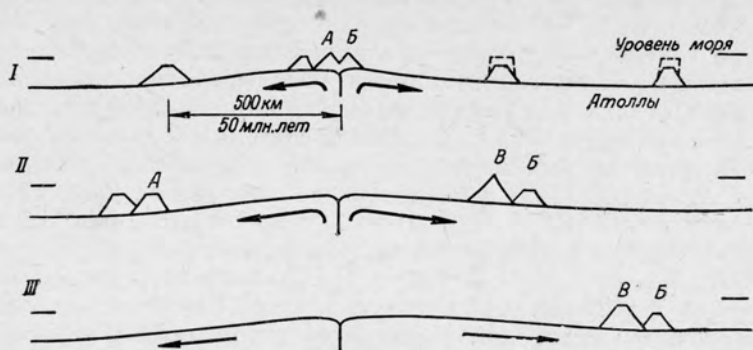


Рис. 99. Образование гайотов и атоллов [96].

На профиле I вулканы А и Б образовались по обе стороны от оси хребта. На профиле II они переместились и образовали пару симметричных гайотов; вулкан В формировался вне оси. На профиле III вулкан В превратился в гайот, переместился вместе с блоком земной коры и погрузился, но его вершина выше гайота Б.

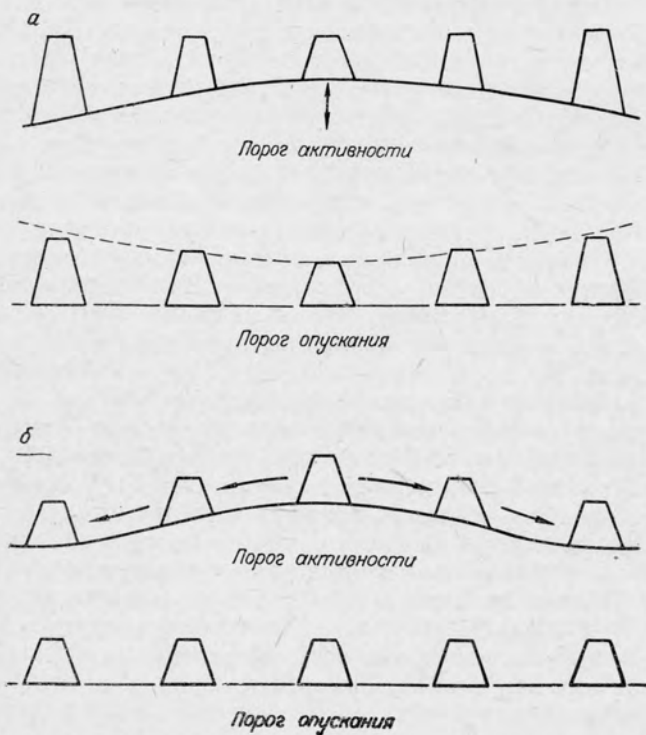


Рис. 100. Глубина гайота на поднятии Дарвина по гипотезам Г. Менарда (а) и Г. Хесса (б) [151].

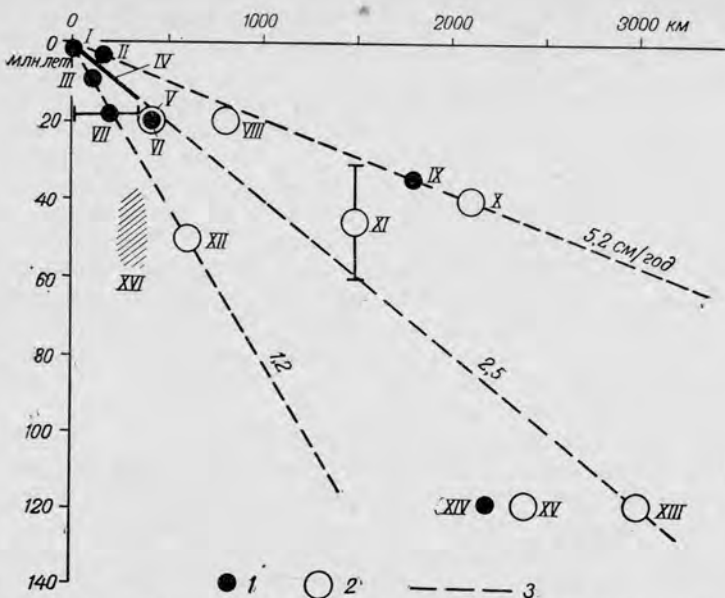


Рис. 101. Возраст самых древних пород различных островов Атлантического океана как функция расстояния от оси Срединно-Атлантического хребта [228].

1 — активные вулканы; 2 — современная вулканическая деятельность отсутствует; 3 — значения возраста и расстояния, которые не могут считаться достоверными. Острова: I — Буве; II — Вознесения; III — Ян-Майен; IV — Исландия; V — Гоф; VI — Азорские; VII — Тристан-да-Кунья; VIII — Св. Елены; IX — Канарские; X — Бермудские; XI — Мадейра; XII — Фарерские; XIII — Багамские; XIV — Зеленого Мыса; XV — Фернанду-ди-Норонья; XVI — Исландия.

допускает рост кораллов при соответствующей температуре воды, и затем гайот превращается в атолл); наконец, исчезновение атолла или гайота в желобе, как это утверждали Г. Менард и Р. Дитц в 1952 г. на примере гайотов, находящихся между Аляской и Алеутскими островами.

За исключением П. Фогта и Н. Остенсо [228], никто не обращался к современным срединным хребтам для проверки этой идеи, несмотря на то, что несколько гайотов и атоллов приурочено к Срединно-Атлантическому, Индийскому или Восточно-Тихоокеанскому хребтам. В действительности Г. Менард находит, что корреляция между подводными вулканами и хребтами хорошо выявляется только на поднятии Дарвина; и он широко использует эту корреляцию для оконтуривания поднятия. Г. Менард полагает, что другие хребты еще не достигли того возраста, когда они покрываются вулканами, что означало бы прекращение их роста.

По Г. Хессу, западная часть Тихого океана, где гайоты многочисленны, отражает примерное согласие их глубины. В этом он видит подтверждение описанного механизма: как тут, так и там гайоты на склонах (рис. 99) моложе и имеют глубину на несколько сотен метров меньше.

Однако погружение гайотов можно объяснить другими процессами: эвстатические колебания уровня океана, независимое образование коры гайотов, прогибание хребта, ставшего неактивным. Два первых механизма не могут обеспечить необходимый масштаб явлений. Если мы отдаем предпочтение третьему механизму, предполагая, что гайоты возникли на склонах случайно и вскоре были размыты, то их современная глубина должна быть максимальной на древнем хребте (рис. 100, а), что, как мы могли заметить, исходит из данных Г. Менарда [152], соблюдается в Тихоокеанской системе в отличие от постоянства глубин в механизме Г. Хесса (рис. 100, б). Несмотря на то, что Г. Менард ничего не говорит об этом, такое заключение предполагает, что поднятие Дарвина никогда не играло роль срединного хребта. Но возможно, что некоторые гайоты, относимые Г. Менардом к поднятию Дарвина, ведут свое начало от Восточно-Тихоокеанского поднятия, как, например, Туамоту, по П. Фогту и Н. Остенсо [228].

Вернемся к островам. Дж. Уилсон [237] составил список максимальных значений возраста островов Атлантического океана. Отклонения, которые мы можем отметить на рис. 101, очевидно, объясняются различием скорости расширения (с одной стороны, вдоль оси хребта, с другой — в течение всего времени разрастания) или диагональным разрастанием, возможным открытием более древних пород на островах; последние могли образоваться вне оси. Сохранение вулканической активности во время перемещения литосферы отражается в присутствии активных вулканов далеко от хребта на о-вах Зеленого Мыса и Канарских, располагающихся на внешнем краю соответствующих котловин (можно задать вопрос: существовали ли там острова, со временем погружившиеся).

Итак, при движении океанического дна ничто не остается в тылу, даже выводящие трещины или жерла вулканов (связанные со слоем низких скоростей), которые проходят через литосферу и продолжают играть свою роль по мере перемещения.

Глава X

ПОСЛЕДНИЕ ДОСТИЖЕНИЯ*

Чтобы отразить в одной главе успехи, достигнутые после выхода французского издания книги, мы должны ограничиться лишь важнейшими результатами. Концепция слабodeформируемой мобильной плиты, которая кажется все более и более важной [100], стала необходимым инструментом тектонического мышления, хотя она и требует осторожности в применении к мелкомасштабным схе-

* Перевод с английского сделан Г. В. Лазаревой. — Прим. ред.

мам. Геофизики прокладывают путь геологам, и региональные исследования становятся столь многочисленными, что могут быть упомянуты лишь в качестве примеров.

Недавно завершились работы по международному Проекту по верхней мантии в рамках Международного геодезического и геофизического союза, который стимулировал широкие исследования в интересующей нас области. Новая организация под названием Межсоюзная геодинамическая комиссия, образованная совместно Геодезическим и геофизическим союзом и Союзом геологических наук, предназначена для исследования глубинных механических и термодинамических причин движений земной коры. Понятно, что теория плит не может все объяснить, несмотря на замечательные успехи, достигнутые в изучении океанов.

Геодинамическая программа обращает внимание на то, что принципиальное различие между океанической и материковой корой допускает существование промежуточных случаев (большинство краин материков). Для объяснения происхождения складчатых хребтов и океанических котловин важно знать, соответствуют ли некоторые из этих случаев превращению вещества одной коры в другую *. Помимо этого неполнота теории связана с вертикальными движениями, крупными складчатыми сооружениями (Скальные горы) и землетрясениями на материках, это касается также вертикальных движений в океанах, недавно надежно установленных на хребтах (рис. 103) и в зонах поперечных разломов. Вулканическая деятельность внутри океанических (Гавайские острова, гайоты) или внутри материковых плит (базальты Декана) и существовавшие асейсмичных поднятий (Китовый хребет) также недостаточно понятны.

Хотя новые результаты получены многими морскими экспедициями, особый интерес представляют данные JOIDES [77]. Это была серия экспедиций по глубоководному бурению, проведенная на судне «Гломар Челленджер» группой университетов и исследовательских институтов при финансовой поддержке Национального научного фонда США. Цель операции заключалась в определении возраста морского дна во всех районах, где калий-аргоновый метод не обеспечивает необходимой точности. Было проведено морское бурение до фундамента, возраст которого затем определялся как предшествующий стратиграфическому возрасту контактирующих с ним осадков. Начиная с августа 1968 г. проделана серия маршрутов. Во время первых 13 маршрутов было пробурено 219 скважин, некоторые из них бурились до глубины 4 км под слоем воды толщиной 6 км, в том числе пять в Северной и Южной Атлантике, пять в Тихом

* Вполне вероятно, что превращение материковой коры в кору океанического типа может происходить по схеме В. В. Белоусова в морях такого типа, как Черное, Каспийское, Мексиканский залив. В этом отношении большой интерес представляют работы С. И. Субботина с соавторами. — *Прим. ред.*

океане, две в Мексиканском заливе и Карибском море и одна в Средиземном море.

Кроме различных статей в настоящее время опубликованы три тома отчетов (Предварительные сообщения по проекту глубоководного бурения. Государственное издательство США, Вашингтон, округ Колумбия) *. И уже сегодня можно сделать вывод, что ранее установленная история разрастания океанического дна отлично приложима к Южной Атлантике и с некоторыми усложнениями почти так же хорошо к Тихому океану. Не будучи достаточно компетентными, мы лишь коротко остановимся на результатах, касающихся исследования осадков; однако будут рассмотрены новые идеи Дж. Дьюи и Дж. Берда о происхождении пород, слагающих горные цепи на поверхности Земли. Заканчивая это краткое введение, я хотел бы поблагодарить всех тех, кто предоставил мне материалы, в особенности К. Аллегре, Ж. Франшто, К. Ламбека, К. Ле Пижона, и тех, кто разрешил мне использовать свои иллюстрации.

Магнитные аномалии и дно океана

Ж. Де Боер с соавторами [13], по-видимому, подтвердили смену знака намагниченности в подушечных лавах, поднятых со дна осевой зоны хр. Рейкьянес.

Картирование магнитных аномалий в океанах было расширено [79, 198, 229 и др.]. Любопытным примером является Большой магнитный изгиб в Аляскинском заливе, открытый Д. Элверсом, Д. Мэттьюсоном, Г. Кёлером и Р. Мозесом в 1967 г. и упоминавшийся в гл. II. Возраст аномалий, который у Америки увеличивается с востока на запад, вблизи Алеутских островов повышается с севера на юг, т. е. по мере удаления от желоба, который пересекается одной или двумя аномалиями. Основная причина этого сложного явления — рождение Алеутской дуги, вероятно в эоцене [75, 104]. Другим интересным примером является район близ побережья Нижней Калифорнии [215], сложность которого, вероятно, обусловлена послемiocеновым смещением Северной Америки; установлено, что скорости разрастания вдоль хребта на одних участках изменяются резко, а на других плавно (от 2,07 до 4,24 см/год на расстоянии свыше 5° по широте).

П. Рона с соавторами [191] обнаружили в районе между Канарскими островами и островами Зеленого Мыса древние линейные аномалии в пределах зоны спокойного магнитного поля (гл. II), которые симметричны аномалиям подводной окраины Америки. Однако интерпретация обеих зон спокойного поля все еще находится в стадии обсуждения [230].

Структура аномалий, наблюдаемых вблизи дна (гл. IX), выяснена Б. Луендиком [133], Р. Ларсеном и Ф. Списсом [117]. Послед-

* На 1 января 1973 г. опубликовано 13 томов по глубоководному бурению. — *Прим. ред.*

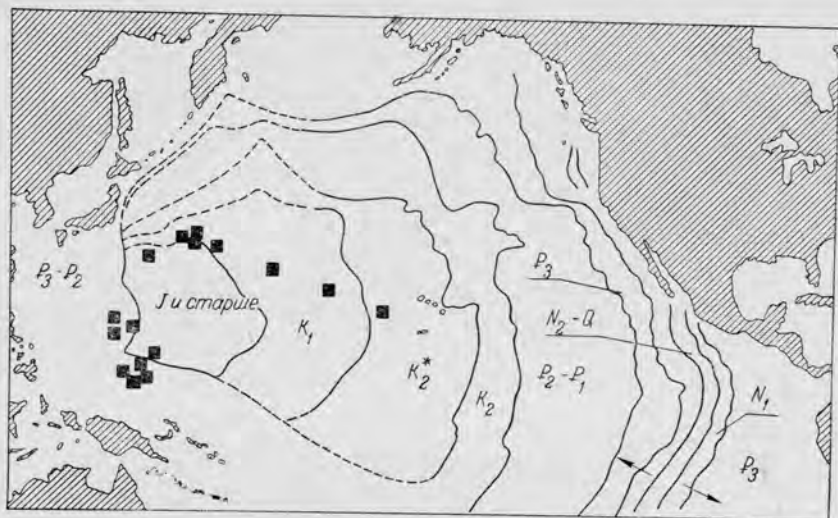


Рис. 102. Возраст фундамента северной части Тихого океана и пункты бурения во время 6-го рейса «Гломар Челленджер» [58].

K_2^* — средний отдел меловой системы, выделяемый западноевропейскими и американским палеонтологами, включает апт, альб, сеноман и турон. — Прим. ред.

ние установили первые три инверсии магнитного поля в районе, где гребень Восточно-Тихоокеанского поднятия входит в Калифорнийский залив. Они точно определили верхний предел продолжительности инверсии, равный 4700 лет, и ширину осевой интрузии базальтов (280 м), одновременно обнаружив случайное смещение интрузии на несколько километров. Короткопериодические колебания намагниченности могут быть вызваны земным динамо.

Следует обратить внимание на два новых метода датирования аномалий помимо усовершенствованного в деталях калий-аргонового [51] и микропалеонтологического анализа океанических осадков. Метод треков спонтанного деления, примененный для базальтовых стекол [135], дал возраст 35 ± 5 млн. лет, что лежит вне диапазона калий-аргонового метода. Дж. Бада с соавторами [9] использовали постепенное уменьшение вращательной мощности аминокислот в органических осадках для определения скорости осадконакопления и возраста (1,23 млн. лет в основании) в колонке длиной 518 см, не содержащей, к сожалению, инверсий, которые могли быть опознаны. Палеомагнитная шкала инверсий представляется твердо установленной, за исключением коротких эпизодов [33, 48, 51], возраст которых и особенно продолжительность остаются неопределенными. Эта шкала использовалась даже для проверки определений возраста современных осадков [112].

Возрастная шкала аномалий свыше 5 млн. лет зависит в настоящее время от результатов JOIDES, которые подтвердили [86]

Таблица 5

Зависимость возраста осадков и магнитных аномалий от расстояния от оси Срединно-Атлантического хребта

Расстояние от оси, км	Возраст, млн. лет	
	осадков на контакте с фундаментом, установленный палеонтологическим методом	магнитных аномалий [35]
191 ± 5	11 ± 1	9
380 ± 10	24 ± 1	21
643 ± 20	33 ± 2	34—38
727 ± 10	40 ± 1,5	38—39
990 ± 10	49 ± 1	53
1270 ± 10	67 ± 1	70—72

Ламонтскую шкалу до —30 млн. лет и даже с небольшими отклонениями (от —30 до —80 млн. лет), тогда как до —80 млн. лет возраст остается неустановленным. Однако разрешающая способность магнитных измерений в океане не превосходит 50 000 лет. Глобальный перерыв Дж. Юинга и М. Юинга [52] не получил новых подтверждений.

Представление о разбросе результатов дано на примере Атлантического океана в районе 30° ю. ш. [138] (табл. 5). Скорость разрастания остается около 2 см/год без каких-либо длиннопериодных вариаций.

Молодость океанического дна во всех океанах в настоящее время установлена определенно, как можно видеть (рис. 102) на примере северной части Тихого океана [58]. Возраст самых древних известных океанических осадков, обнаруженных в Северной Атлантике непосредственно за пределами материковой окраины Америки, составляет 165 млн. лет (средняя юра). Это свидетельствует о существовании здесь в мезозое океана, открывавшегося со скоростью разрастания, вдвое большей современной. Возможно, что в северной части Тихого океана мог быть обнаружен более древний фундамент, если бы не слои кремнистых пород (cherts), препятствующие бурению. Последние встречаются также местами в Северной Атлантике,

Рис. 103. Реконструкция истории Южной Атлантики [138].

a — конец эоцена (37 млн. лет), скорость разрастания 1,9 см/год; *b* — конец олигоцена (26 млн. лет), 1,8 см/год; *e* — ранний миоцен до конца аквитанского времени (23 млн. лет), 1,5 см/год; *e* — конец миоцена (6 млн. лет), 2,0 см/год; *d* — современные отложения. 1 — плейстоцен; 2 — плиоцен и молюе; 3 — плиоцен; 4 — миоцен и молюе; 5 — миоцен; 6 — нижний миоцен; 7 — олигоцен; 8 — эоцен; 9 — палеоцен; 10 — маастрихт; 11 — кампан; 12 — глубина дна относительно уровня компенсации карбоната кальция; 13 — высота хребта относительно уровня компенсации карбоната кальция. Илы: А — «Альбатрос»; В — «Блей»; С — «Челленджер»; Е — «Эндевор»; F — «Фрам»; Gа — «Газелли»; Gг — «Гремшес»; Н — «Иронделль»; D — глина «Дисковери».

Расстояние между пунктами бурения, рельеф дна и мощности стратиграфических горизонтов для наглядности показаны в различных масштабах. Нижняя линия на разрезах соответствует контакту осадки — базальт. Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений скв. 21 (хр. Рио-Гранде) не ясна (см. *b*, *e*, *e*). Вертикальный масштаб преувеличен для глубины дна в 100 раз, для мощности осадков — в 500.

где они служат важными сейсмическими «маркерами», их возраст 70 млн. лет * [53].

И, наконец, бурение по программе JOIDES показало, что океаническое дно претерпевало большие и быстрые вертикальные смещения помимо горизонтальных смещений. Нижние части осадочных колонок содержат известняк, тогда как в верхних частях его нет. Следовательно, они отлагались ниже уровня растворимости. Это могло происходить в результате опускания дна на склонах хребта [58]. Полагают, однако, что в самой северной части Атлантического океана блоки, отделявшиеся от материков в течение раскрытия, очень быстро погружались. С другой стороны, полная интерпретация осадконакопления, установленного для Южной Атлантики (рис. 103), требует изменения уровня самого хребта, возможно сопровождавшегося короткопериодными колебаниями скорости разрастания [138].

Анизотропия океанической литосферы, обусловленная разрастанием океанического дна (гл. IV), подтвердилась [168]. Тот факт, что она достигает 8% (при максимальном значении 19%, возможном для отдельного кристалла), указывает на вероятность медленной рекристаллизации в условиях растяжения.

Срединно-океанические хребты, рифты и трансформные разломы

Многочисленные исследования расширили наши знания о большинстве сейсмических зон, заслуживающих внимания. Проанализируем главные: сначала границы зон растяжения, а затем сжатия. Крупные сдвиги, в особенности Сан-Андреас, были исследованы с целью предсказания землетрясений на основе детального изучения напряжений, которые они вызывают, или путем выявления относительной роли перемещений, обусловленных внезапными подвижками и постепенным скольжением (крипом), но мы их не рассматриваем.

Начнем с хребтов. Т. Ван-Андел и Р. Хит [4] открыли существование удаленных разломов, параллельных Срединно-Атлантическому хребту. Дж. Уиртман [235] необычным образом использует теорию упругих дислокаций, применяя ее к механизму подъема лавы: лава, накапливающаяся под плитой, которая подвергается растяжению, открывает трещину (которая расширяется, но выклинивается в основании), поднимается на поверхность, как бы стремясь к гидростатическому равновесию, затем затвердевает и блокирует дальнейшие интрузии.

Можно упомянуть некоторые результаты географического характера: западная ветвь Индийского хребта, часто рассматривавшаяся как неактивная, в действительности оказалась сильно разбитой разломами и характеризуется скоростью разрастания 0,6—0,9 см/год [198]. Чилийский хребет, в топографическом отношении подобный Срединно-Атлантическому хребту и характеризующийся скоростью

* Кремнистые породы в Атлантическом океане (горизонт А) по данным глубоководного бурения (2-й рейс в/с «Гломар Челленджер») датируются ранним — средним эоценом, т. е. примерно 55—45 млн. лет. — *Прим. ред.*

разрастания 2—3 см/год, отодвигается от Восточно-Тихоокеанского поднятия [91], но история его развития, вскрываемая магнитными аномалиями, сложна.

Относительная простота случаев, связанных только с океанической корой, противопоставляется значительно большей сложности структур, находящихся выше уровня моря. Это очевидно уже в случае пересечения Исландии Срединно-Атлантическим хребтом [204, 233] и в еще большей степени в материковых грабенах. Наиболее изученными все еще остаются район Красного моря, Аденского залива и Африканские рифты [57, 145]; Афарская депрессия дает представление о сложности тройного сочленения хребтов [216].

Район западной части США, лежащий на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия (гл. II и IV), находится в состоянии растяжения, выражающегося в развитии нормальных сбросов. У. Эльзассер [47] рассматривает это как утонение материковой литосферы, соответствующее растяжению на глубине; следовательно, разрыв, представленный ныне Калифорнийским заливом, может продвигаться на север. М. Е. Артемьев и Е. В. Артюшков [7] объясняют формирование Байкальского рифта также пластическим утонением глубоких слоев, за которым последовало погружение жестких верхних слоев, где только и образуются нормальные сбросы. Поскольку кора под рифтом тонкая, отрицательная аномалия Буге должна быть обусловлена низкой плотностью вышележащих осадков в отличие от модели, показанной на рис. 72.

Пути образования океанической коры и литосферы и их дифференциация на хребтах полностью не объясняются многочисленными петрографическими исследованиями. Подробности могут быть найдены в трудах Королевского общества Великобритании *. Вспомним основное различие между толеитами (K_2O — около 0,4—0,2%; Na_2O — около 2—3%), излившимися в зонах гребня и составляющими 80% океанических вулканических пород, и щелочными базальтами (около 1—2% K_2O при невысоком содержании CaO и Na_2O), которые наряду с толеитами слагают вулканические острова и подводные горы. Согласно Р. Кею, Н. Хаббарду и П. Гасту [109], толеиты образуются при частичном (около 30%) плавлении перидотитов мантии с последующей фрикционной кристаллизацией оливина и плагиоклазов на небольшой глубине (15—25 км).

В океанических зонах разломов толеиты часто метаморфизованы и размагничены. Породы, поднятые при драгировании из глубоких зон, таких, как желоб Романш [149], часто содержат крупные обломки основных пород (габбро, диабазы) и ультраосновные породы, в основном серпентиниты (гл. VI), более или менее измененные и метаморфизованные. Все еще остается открытым вопрос, представляют ли последние верхнюю мантию, состоящую, возможно, из лерцолитов [49] или гранатовых пироксенитов [188].

* Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1971, A 268, № 1192, 365p.

А. Миасиро, Ф. Шидо и М. Юинг [161] предлагают две возможные петрографические модели хребта, основанные соответственно на моделях Г. Хесса и Дж. Канна (гл. IX). Они предпочитают вторую модель, не требующую большого количества ювенильной воды, которая, как показывает изотопный анализ Н или О, практически отсутствует на поверхности Земли. В этой модели предполагается, что серпентиниты зоны разлома образовались на месте в результате гидратации перидотитовых интрузий. Кора должна быть сложена метаморфизованными (и поэтому размагниченными) базальтами, за исключением тонкого поверхностного слоя, несущего источники аномалий; интересно, что различие между слоями 2 (фундамент) и 3 (океанический слой) предполагается, по существу, механическим: сильно разбитые трещинами породы слоя 2 являются монолитными в слое 3. Аномальная мантия должна состоять частично из плагиоклазовых перидотитов, частично из амфиболовых перидотитов, также разбитых трещинами.

Подобие океанической литосферы искали в таких офиолитовых комплексах, как комплекс Трудос на Кипре, который, как предполагалось, возник из нее. Можно упомянуть также, что Л. Медарис и Р. Дотт [148] считают, что группа перидотитов, найденная в штате Орегон и рассекаемая небольшими дайками габбро, может представлять собой породы древнего хребта, перенесенные при разрастании дна океана от хр. Горда.

Исследование хребтов должно быть связано с изучением океанических трансформных разломов, которые обычно легко распознаются по окаймляющим их гребням (высотой до 2 км), смещениям магнитных аномалий и т. п. К числу недавно изученных разломов относятся Эндевор (юго-западнее Новой Зеландии [21]) и Гиббс (между Срединно-Атлантическим хребтом и окраиной Лабрадора [172]). В Экваториальной Атлантике продолжение зоны разлома Романш было прослежено под осадочными отложениями Гвинейского залива [55].

Зоны сжатия

В океанах литосфера, появляющаяся на хребтах, погружается в астеносферу, пройдя в горизонтальном направлении путь, который, как считают Дж. Дьюи и Дж. Берд [34], достаточен, чтобы она охладилась и приобрела большую плотность, чем астеносфера [44] (гл. VI). Различие между Атлантическим и Тихим океанами Дж. Дьюи и Дж. Берд объясняют длиной этого пути, однако Антильские острова находятся вблизи Срединно-Атлантического хребта, а Мексика — еще ближе к Восточно-Тихоокеанскому поднятию!

Что же в конце концов происходит с погружающимся веществом? У. Эльзассер [46] отмечает, что количество базальтов, образующихся на хребтах (6 км³/год, по Г. Менарду [155]) в 6 раз больше, чем необходимо для формирования современной коры за время существования Земли; возвращение базальтов в астеносферу обеспечивает запас вещества для эпейрогенического поднятия.

Погружающуюся плиту литосферы часто называют зоной Беньофа, хотя Б. Гутенберг значительно раньше установил соответствующее расположение очагов землетрясений*. Они встречаются в слое толщиной, возможно, 5 км; в большинстве случаев для промежуточных землетрясений желоба Тонга характерна глубина очагов 25 км [160]. Поверхность плиты приблизительно плоская, а угол ее падения переменный (по Б. Луендику [134], он связан обратной зависимостью с расстоянием от полюса вращения); теоретически это еще плохо объяснено.

Запаздывание во времени пробега сейсмических волн через эту плиту наблюдалось уверенно Г. Дейвисом и Д. Маккензи в 1969 г., а также М. Токсёшем с соавторами [218] и Ж. Дюбуа [41] под Новогейбридской дугой. Аналогичное запаздывание под о. Новая Каледония привело Ж. Дюбуа к мысли, что этот остров мог принадлежать к островной дуге, утратившей активность в олигоцене (см., однако, [67]).

Распределение напряжений в погружающейся плите известно по многочисленным исследованиям фокальных механизмов. Обзор Б. Айсекса и П. Молнера [99] включает 14 весьма плоских сейсмических зон (рис. 104). В целом установлено, что оси сжатия, максимального либо минимального (ось растяжения), направлены приблизительно вдоль линии самого крутого наклона плоскости. (Оси определяются, если допустить, что nodальные плоскости, разделяющие области сжатия и растяжения, являются плоскостями максимальных касательных напряжений.) Плоскость самого разлома никогда не бывает параллельна плоскости сейсмической зоны. Таким образом, землетрясения, по-видимому, обусловлены не силами трения между погружающейся плитой и астеносферой, которые должны быть малыми в любом случае, а расколами в самой плите. Вблизи поверхности она растягивается своим собственным весом [44] (гл. VI); ниже она подвергается сжатию, встречая сопротивление нижней части астеносферы; этот эффект распространяется вдоль всей плиты, вызывая в ней повсеместно состояние сжатия. В некоторых случаях, однако, в распределении очагов на глубине наблюдаются перерывы; это происходит от того, что плита разламывается выше зоны сжатия. Район, где происходит разрыв, совпадает с границей «промежуточных» землетрясений (гл. I) и может быть связан с фазовыми переходами, в сильно изогнутых районах перерыв в расположении очагов может исчезать на конце дуги (рис. 105).

Поверхностные землетрясения в районах океанических желобов, где осадки редко бывают собраны в складки (гл. VI), обычно соответствуют более или менее горизонтальному растяжению, которое, по мнению Б. Айсекса с соавторами [100], вызвано изгибанием

* Следует отметить вклад Ж. Кулона, внесенный в разработку проблемы зоны Беньофа (см., например, *Ann. Geophys.*, 1945, № 1, p. 244—255). — *Прим. ред.*

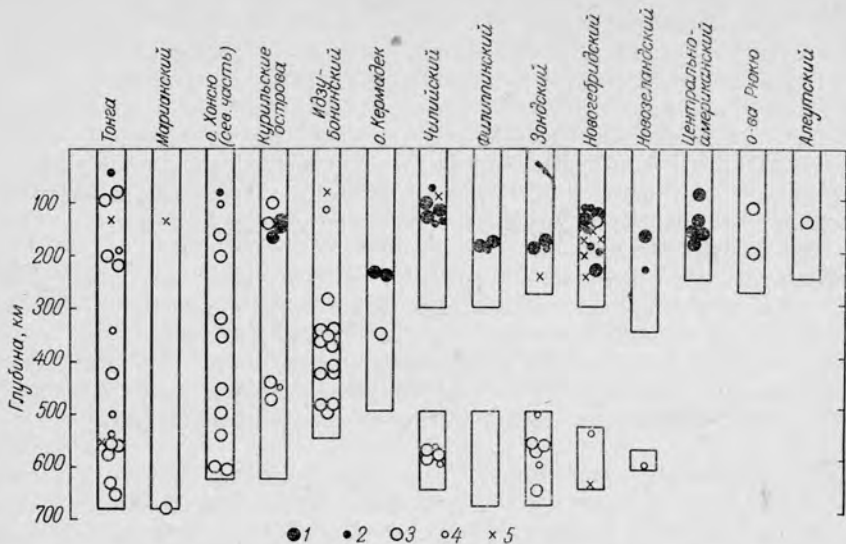


Рис. 104. Тип напряжения по падению в зависимости от глубины для 14 областей глубоководных желобов [99].

1 — растяжение по падению; 2 — то же, но менее надежное определение; 3 — сжатие по падению; 4 — то же, но менее надежное определение; 5 — направления, которые не отвечают ни тому, ни другому случаю.

Вмещающие прямоугольники приблизительно передают распределение землетрясений в зависимости от глубины. Слева направо показаны зоны: непрерывные до глубин 500—700 км; с перерывом между промежуточными и глубокофокусными землетрясениями; непрерывные, но достигающие глубины менее 300—400 км.

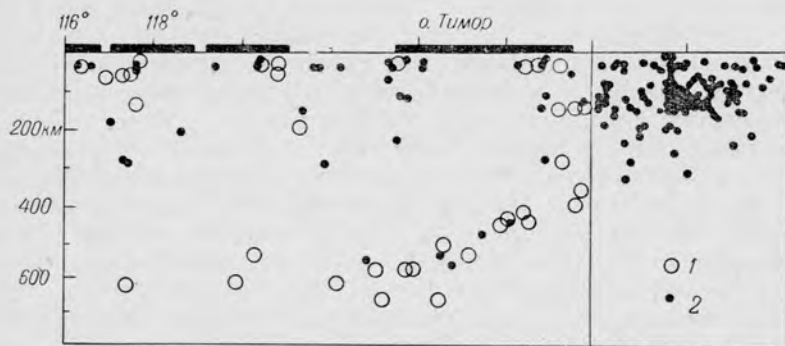


Рис. 105. Проекция положения сейсмических очагов на вертикальный цилиндр, параллельный Зондской дуге [61].

1 — надежные определения очагов, выполненные Береговой геодезической службой США за период с 1961 по 1968 г.; 2 — другие определения, выполненные Береговой геодезической службой за этот же период. В районе моря Банда (восточнее 128° в. д.) надежные определения не отделены от других.

литосферы. Согласно А. Малахову [147], нормальные сбросы внутри желоба должны совпадать на глубине с направлением погружения плиты; однако наблюдались также разломы, перпендикулярные к дуге.

Форму дуг можно объяснить тем фактом, что литосфера погружается сначала там, где ее температура наименьшая; но мы не видим единого процесса, объясняющего существование двойных дуг, осадочной и вулканической, иногда с третьей дугой, например хр. Эйвис в районе Антильских островов [106]. Среди петрографов также нет согласия по вопросу образования андезитовых лав, характерных для вулканических дуг [165]. Обзор океанических дуг закончим упоминанием интересного случая двух вулканических дуг: севернее о. Сулавеси (о. Целебес) и на о. Халмахера, исследованных Ф. Фитчем в 1970 г. Они обращены друг к другу выпуклостями, а очаги промежуточных землетрясений лежат в плоскостях, образующих букву V, при отсутствии между ними горизонтально лежащей литосферы. Этот район известен со времени исследования Ф. Венинг-Мейнеса благодаря гравитационным аномалиям, которые имеют двояковогнутые очертания.

Границы сжатия на материках [142] — это более сложный случай, нежели островные дуги, и это отнюдь не связано с чрезмерным объемом геологических данных, а зависит от того, что материковые плиты, несмотря на их большую мощность, часто нарушены и перестроены и поэтому обладают меньшей прочностью, чем основные или ультраосновные слои океанических плит. Кроме того, слагающие их породы, по крайней мере гранит, легче, вследствие чего материковая литосфера не может погружаться, и потому землетрясения в них почти исключительно поверхностные. Их сейсмические зоны, которые окружают асейсмичные платформы, как бы рассеиваются, но многие эпицентры, по-видимому, связаны с надвигами, включая те эпицентры, которые расположены в тылу дугообразных хребтов, образующих южную границу Евразии [60]. В этих дугообразных хребтах отсутствует андезитовый вулканизм, вблизи них расположены исключительно глубокофокусные землетрясения. Д. Маккензи предполагает, что они соответствуют реликтам погружающейся океанической плиты, верхняя часть которой исчезла, а нижняя продолжает опускаться под влиянием собственного веса. Вероятно, рои глубокофокусных землетрясений на материках в сильно изогнутых районах (Гиндукуш, Карпатский изгиб, Бетские Кордильеры) следует связывать с медленным погружением плиты, как в аналогичных океанических районах, что показано на рис. 104.

Кинематика движений плит

Движения плит, рассмотренные Д. Маккензи [143], определены в самых различных районах. В простых случаях согласующиеся результаты получены при использовании скоростей разрастания на осях хребтов (согласно К. Ле Пишону, их ныне известно более

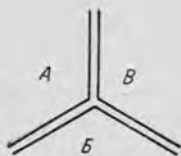


Рис. 106. Схема соединения трех плит литосферы, имеющих общую точку (triple point) [146].

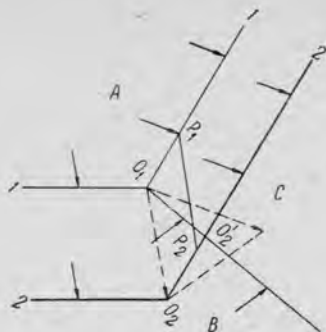


Рис. 107. Эволюция тройного соединения.

ста), конфигурации трансформных разломов (которые отклоняются не более чем на 5 или 10 км от дуг малых окружностей с центром в полюсе вращения) или фокального механизма землетрясений, по которому можно определить направление движения и даже дать некоторые статистические оценки его амплитуды [169]. Для тех, кто еще сомневается, отметим, что новые аргументы в пользу тектоники плит вытекают из распространения сейсмических волн S_n , являющихся поперечными, движущимися между разделом Мохо и слоем низких скоростей, легко проходящими через стабильные области (щиты, котловины), даже если они нарушены трансформными разломами, но с трудом — через гребни хребтов и внутренние участки дуг, указывая тем самым, что литосфера в этих районах не непрерывна [163].

Изменения в простирании разломов ведут к первому усложнению, ибо когда в процессе разрастания хребет изменяет направление, линии течения отклоняются. Разломы, не будучи в состоянии следовать кривизне, перестраиваются с помощью местных расколов. Когда быстрое изменение направления охватывает очень длинный отрезок хребта, последний разрывается с образованием новых трансформных разломов, которые впоследствии могут исчезнуть или развиться дальше.

Д. Ри [187] и Ж. Франшто с соавторами [66] исследовали крайний случай — древние разломы восточной части Тихого океана. Ж. Франшто, Дж. Склейтер и Г. Менард определили в каждом крупном разломе по 5 последовательных пар сегментов. Первые три сегмента соответствуют магнитным аномалиям 10—16, 16—25, 25—32. Положения относительных полюсов вращения, полученные для каждой пары сегментов, определены грубо в направлении, перпендикулярном к разломам; однако магнитные аномалии первых трех групп позволяют вычислить нормальную компоненту скорости разрастания для времени, когда эти аномалии были близки к хребту. Известно (гл. IV), что эта скорость изменяется по закону синуса

кошироты, благодаря чему можно определить положение полюса. Полюс переместился примерно на 30° за время развития разломов. Таким образом, устойчивость относительного поворота двух плит по касательной к длинному разлому меньше, чем обычно принято считать; мы это увидим, когда обратимся к реконструкции древних положений.

Д. Маккензи и У. Морган [146] исследовали конфигурацию границ плит вблизи точки, общей для трех плит A , B , C . Будет ли сохраняться конфигурация границ, зависит от глобальных взаимодействий между плитами, однако существуют местные условия, которые можно определить, допуская плоскую поверхность области и прямолинейность границ. Однажды возникнув, сочленение трех хребтов (рис. 106) может сохраняться, каковы бы ни были глобальные движения. Это очевидно, если разрастание происходит перпендикулярно к хребтам; в общем случае необходимы определенные условия для их совместности.

Теперь рассмотрим сочленение трех дуг в точке O_1 . На рис. 107 стороны со стрелками (указывающими направления движения относительно прилегающей плиты) являются надвигающимися краями и, следовательно, присоединяются к соответствующим плитам. Таким образом, граница (BC) остается фиксированной относительно C ; точка O_1 движется к точке O_2 по новым границам A , параллельным предшествующим. Новая граница между A и B теперь состоит из двух сегментов, с новым отрезком $O_2O'_2$, лежащим в пределах границы (C , A). Точка на границе (C , A), например P_1 , переходит в точку P_2 на границе (A , B); для наблюдателя, связанного с этой точкой, направление и величина надвигания изменились, что создает у него впечатление сильного изменения в разрастании.

Д. Маккензи и У. Морган показывают, что переход к конфигурации, при которой две границы расположены на одной линии, представляет нормальную эволюцию тройной точки, за исключением того случая, когда исходные три границы являются хребтами и, как мы видели, образуют устойчивую систему. Они приложили свою теорию к нескольким случаям; в частности, они пытались реконструировать развитие сложных структур, выявленных по магнитным аномалиям у побережья Центральной Калифорнии.

Некоторые авторы слепо полагаются на результаты Д. Маккензи и У. Моргана, невзирая на их локальный характер, другие не решаются принимать во внимание их соображения. Это относится к Д. Краузе и Н. Уоткинсу [111], которые выполнили исследование (в других отношениях весьма тщательное) Азорского тройного соединения. Стремясь объяснить: 1) сейсмичность зоны разлома восточнее Азорских островов, на западном конце которой землетрясения указывают на растяжение; 2) асейсмичность зоны разлома западнее изученной территории; 3) линейное расположение островов; 4) резкое изменение направления хребта и его расширение, — эти исследователи пришли к «упрощенной» модели, показанной на рис. 108. Это преддверие тех усложнений, с которыми столкнется

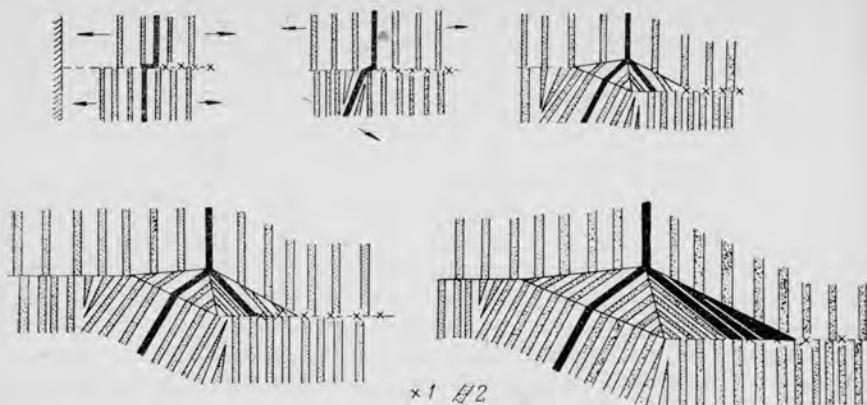


Рис. 108. Схема развития тройного соединения в районе Азорских островов [111].
1 — сейсмические разломы; 2 — магнитные аномалии.

теория разрастания океанического дна, когда понадобится учесть всю совокупность данных.

Модель К. Ле Пишона [121] показывает, что вдоль южной границы Евразийской плиты скорость сжатия сильно изменяется между Азорскими островами и восточной частью Средиземного моря. Это один из районов, которые будут исследованы по геодинамическому проекту.

Динамика и термодинамика движений плит

Различие между литосферой и астеносферой — это не различие в составе, как в случае коры и мантии, а различие в вязкости, хотя этот термин не точен, если относительные движения носят характер нелинейного крипа, как, по-видимому, показывают исследования металлов [234]. Каким бы ни был тип течения, оно очень сильно облегчается при повышении температуры с глубиной, причем настолько сильно, что, по мнению У. Эльзассера [47], горизонтальное скольжение не передается литосферой в мантию или наоборот. С точки зрения У. Эльзассера, литосфера является «проводником напряжений», подобно помещенному в сосуд с ртутью листу бумаги, который можно вталкивать и выталкивать, практически не деформируя его. Конечно, литосфера и астеносфера могут взаимодействовать посредством теплообмена; погружающаяся плита охлаждает окружающую среду и тем самым вызывает в ней конвективные движения.

Астеносферу часто сравнивают со слоем низких скоростей (гл. VIII), несмотря на то, что отношение скоростей, по У. Эльзассеру, составляет 10^{12} . Однако о физических условиях в астеносфере известно очень мало. Л. Ллибуртри полагает, что она находится при температуре плавления, подобно леднику в умеренной

зоне. А. Нур [170] рассматривает ее как твердое тело с небольшим количеством расплавленных включений, в этом случае скорость и затухание сейсмических волн зависят от распространенности последних. В настоящее время нет данных ни за, ни против. А. Ламберт и П. Уайли, следуя Э. Оровану, подчеркивают значение повышения пластичности под действием воды, что ведет к гидратации пород и понижению точки плавления. Слой с низкой скоростью должен быть там, где начинается плавление благодаря наличию следов воды, и именно вода, поднимающаяся на глубокой мантии, должна дать толчок к подъему базальтовой магмы [240]. Однако количество перемещенных слишком велико, чтобы мы могли принять эти детальные модели верхней мантии.

Глубина астеносферы была предметом многих исследований. Х. Канамори и Ф. Пресс [105] ограничили модели мантии под океаном условием получения таких групповых скоростей поверхностных волн, которые согласовались бы с наблюдениями; используя метод Монте-Карло, они нашли, что скорость волн S должна быстро уменьшаться на глубинах более 70 км (и возвращаться к нормальному значению на глубине около 300 км).

Р. Уолкотт [231] возродил модель упругой плиты, покоящейся на жидкости. Ее поведение зависит от ее сопротивления на изгиб

$$D = \frac{ET^3}{12(1-\sigma^2)},$$

где T — толщина плиты; E — модуль Юнга; σ — коэффициент Пуассона. Сопротивление на изгиб D можно определить, хотя и не очень точно, в районах, покрытых осадками или обнажившихся при эрозии, отступании ледников или просто при понижении уровня воды, как в оз. Бонневиль (штат Юта, США), уже исследованном М. Криттенденом, где древние пляжи приобрели куполообразную форму. Разброс в значениях D , обнаруженный Р. Уолкоттом, возможно вызван изменениями в толщине T , но значения D , по-видимому, более тесно коррелируются со временем, необходимым для того, чтобы плита приспособилась к напряжениям. С учетом этого было найдено, что мощность литосферы в 110 км, за исключением района оз. Бонневиль, где она того же порядка, что и мощность коры (20 или 30 км). Это различие позволяет считать, что в провинции Бассейнов и Хребтов имеется сейсмичный хребет, перекрытый при перемещении Северной Америки. Результаты Р. Уолкотта в первую очередь приложимы к материковой литосфере, но несовместимы с представлением о мощности 70 км для океанической литосферы.

Теперь рассмотрим практически горизонтальное движение литосферы, отвлекаясь от предположения У. Эльзассера, что оно обязательно независимо от движения астеносферы. Л. Ллибутри [130] получил без труда некоторые результаты относительно природы возвратного течения, написав уравнение равновесия. Он рассматривает литосферу и астеносферу с постоянными мощностями h' , h

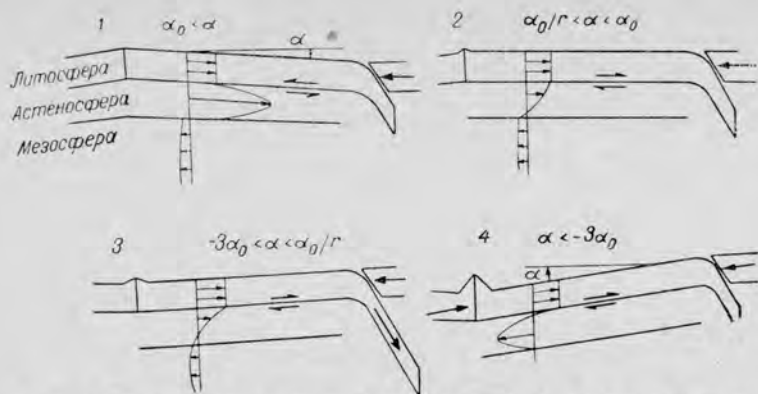


Рис. 109. Горизонтальное движение плит литосферы по моделям Л. Ллибурти [130].

1—4 — номера моделей.

и плотностями ρ' , ρ . Астеносфера имеет также постоянную вязкость. Вязкость под астеносферой, в «мезосфере», значительно выше, хотя ее величина в настоящее время малоизвестна.

Действительно, Голдрейх и Ю. Тоомре в 1967 г. критиковали эту оценку по замедлению вращения Земли. Результаты Л. Ллибурти приведены на рис. 109. Здесь

$$\alpha_0 = \frac{2U\eta}{\rho g h^2}; \quad r = 1 + 2 \frac{\rho' h'}{\rho h},$$

где U — скорость плиты относительно мезосферы; α_0 порядка 10^{-4} . Если мезосфера жесткая и потому возвратное течение имеет место в астеносфере, то α отрицательно (модель 4); если астеносфера увлекает плиту за собой, а возвратное течение происходит в мезосфере, как в классической конвективной ячейке, то α положительно (модель 1). Плита может увлекать за собой астеносферу, когда она погружается либо под собственной тяжестью (модель 2), либо под воздействием опускающейся части (модель 3 или модель 4 с жесткой мезосферой). В последнем случае α может быть отрицательным. Отрицательные значения α представляются невозможными из-за наклона подошвы, но если ρ' увеличивается при продвижении литосферы, то наклон изобар, реальный фактор в равновесии, может быть противоположным наклону подошвы. В. Джекоби [101] выполнил аналогичные расчеты, приняв во внимание клинообразную форму, которую имеет литосфера на хребтах благодаря подъему астеносферы.

Дальнейший прогресс требует выбора между возможными причинами движения. Конвекция в жидкой астеносфере может воздействовать на литосферу либо через вязкое волочение, либо через поднятие области хребта, тогда плиты опускаются под воздействием силы тяжести. Д. Маккензи [142], используя конвективную модель

с горизонтальным температурным градиентом [2], находит, что, по всей вероятности, первый процесс играет более важную роль. Второй процесс предполагает связь между скоростями погружения и темпами формирования литосферы, которая не всегда достигается при меняющихся условиях.

Рассматривались почти все возможные формы тепловой конвекции, включая даже [205] энергию приливно-отливного трения (которая могла бы иметь локальное значение, хотя ее вклад не превосходит нескольких процентов). Даже в рамках конвекционных ячеек невозможно описать все рассмотренные модели; стационарные и нестационарные, диссипативные и недиссипативные, с переносом источников тепла и без него, с исходными температурами, колеблющимися от 500 до 1500° С, и т. д. В каждом случае необходимо также вычислить величину напряжений, передаваемых литосфере, с тем чтобы определить, могут ли они сместить или расколоть ее. Дж. Элдер на Первом европейском коллоквиуме по физике Земли и планет и Ридинг, например, связывали поперечные разломы вторичными конвективными валиками, вытянутыми в направлении основного потока (рис. 96) и вращающимися поочередно в противоположных направлениях. Конвекция, наблюдаемая в относительно простом случае (в больших печах, используемых при производстве стекла [181]), имеет на практике разнообразные формы скольжения.

На теоретическом уровне обращаются к расчетам [219] с тем, чтобы учесть изменения вязкости или параметров крипа с температурой и давлением, но современные возможности вычислительных машин ограничивают такие расчеты двумерными моделями. Фазовые изменения (гл. VIII) также должны играть какую-то роль. Г. Шуберт, Д. Теркотт и Э. Оксбург показали, что эти изменения могут обуславливать неустойчивость даже в тех случаях (например, оливино-шпиннелевый переход или частичное плавление вблизи поверхности), когда легкая фаза лежит выше тяжелой при условии, что температурный градиент достаточно высок, как это, по-видимому, и имеет место в мантии [201].

Конвекция по замкнутой цепи, несомненно, является лишь грубым приближением; можно представить себе очень нерегулярную схему подъема вещества. У. Морган [167] допускает, что в астеносфере вдали от хребтов имеются разогретые участки, приводящие к подъему вещества в виде астенолитов. Прохождение плиты над разогретым участком вызывает подъем базальта, непохожего на толеитовые базальты хребтов; таково объяснение образования островных цепей и асейсмичных поднятий. Предполагается, что три цепи (Гавайские и Императорские подводные горы, острова Туамоту — Австралийское поднятие — острова Гилберта и Маршалловы) образовались в результате последовательного прохождения Тихоокеанской плиты над тремя неподвижными разогретыми зонами.

Это противоречит образованиям вулканических дуг и хребтов. Вулканический очаг дуги, который следует считать неподвижным, все же лежит на глубине менее 60 км, по данным затухания волн S ,

наблюдавшегося Г. С. Горшковым в 1968 г. на Камчатке и Т. Матумото и П. Молнером в 1969 г. на о. Катмай (Аляска). Перенос хребта вулканического происхождения литосферой подтвержден Г. Менардом [156]. Он показал, что молодая кора в восточной части Тихого океана несет лишь небольшие сооружения, которые станут островами, а затем и гайотами (которые наблюдаются лишь на древних участках коры, где дно океана на 500 и 1000 м глубже, чем там, где гайоты были островами).

В заключение этого отступления от темы можно сказать, что вопросы переноса еще более сложны в случае больших островов, подобных Канарским. Р. Дитц и У. Спролл [39] рассматривают восточные острова (Фуэртевентура и Лансароте) как фрагменты Африканского материка, породы других островов являются типично океаническими. Е. Босхард и Д. Макфарлейн [16] на основе сейсмических и гравиметрических данных пришли к выводу, что другие острова являются независимыми вулканическими структурами, образовавшимися в результате излияний вдоль северо-восточных — юго-западных разломов, свидетельствующих о наличии вторичных хребтов.

Если придерживаться взглядов У. Эльзассера, то движение плит следует связывать прежде всего с волочением погружающейся части литосферы. Рассмотрим эту гипотезу подробнее. Д. Маккензи [42] исследует распределение температур в опускающейся плите, т. е. задачу, математически сходную с его трактовкой образования хребтов (гл. VII). Повторное разогревание плиты происходит довольно медленно. Допуская, что океаническая литосфера имеет мощность 50 км и распределение температур в ней находится в диапазоне от 0 до $T^\circ\text{C}$ при постоянном градиенте, и принимая также постоянную температуру мантии T , Д. Маккензи находит, что при обоснованном выборе параметров в середине погружающейся плиты температура будет менее $0,6 T$ почти до 300 км и $0,8 T$ вблизи 600 км при скорости движения плиты 10 см/год. Он принимает $T = 800^\circ\text{C}$ и пытается показать, используя в качестве примера сейсмический пояс Тонга — Фиджи — Кермадек — Новая Зеландия, что землетрясения затухают ниже изотермы $0,85 T = 680^\circ\text{C}$. Таким образом, наибольшая глубина очагов пропорциональна скорости погружения.

Аналогичные расчеты, более тщательные, выполнены М. Токсёшем с соавторами [218] с целью определения поведения сейсмических волн при пересечении погружающейся плиты литосферы. Этот вопрос был поднят Г. Дейвисом и Д. Маккензи в 1969 г.

Зная температуру погружающейся плиты и, следовательно, ее плотность (при отсутствии фазовых изменений), Д. Маккензи определяет значение волочения литосферы, получая при этом величину, большую $2,5 \sin \varphi$ кбар, где φ — угол падения плиты. Затем Д. Маккензи допускает для астеносферы ньютоновскую вязкость $\eta = 3 \cdot 10^{21}$ пз*, определяемую по послеледниковому поднятию,

* Аналогичные результаты были получены Е. В. Артюшковым в 1966 г. — *Прим. ред.*

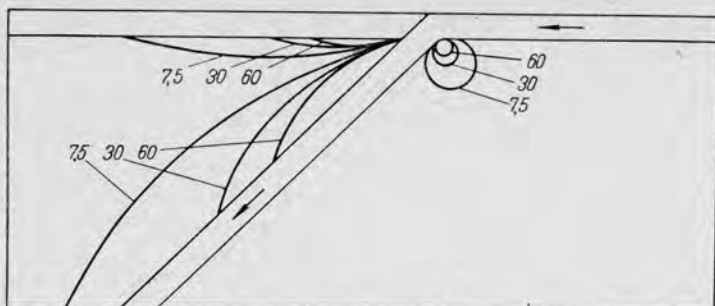


Рис. 110. Тепловое поле напряжений, обусловленное вязкой диссипацией, в единицах 10^{-7} эрг·см⁻³·сек⁻¹ [142].

Разогрев мантии происходит более интенсивно в тылу дуги, чем перед ней.

и устанавливает движение литосферы в астеносфере, соответствующее касательному напряжению, которое превышает 100 бар на каждой стороне опускающейся плиты, и теплоту трения σ^2/η . Последняя показана на рис. 110 (10^{-7} эрг·см⁻³·сек⁻¹), но следует учитывать ненадежность этой величины.

Различные возражения выдвигались против модели У. Эльзасера, некоторые — самим Д. Маккензи. Каким образом начинается движение и как оно передается от плит, имеющих погружающуюся часть, к плитам без таковой? Почему, например,分离лись Африканская и Антарктическая плиты? Удивительно, что литосфера поддерживает растяжение. Д. Маккензи отвечает, что разделение плит требует, чтобы одно из главных давлений было отрицательным, что невозможно на глубине; этот аргумент справедлив для хрупких твердых тел, но в данном случае не очень убедителен. И, наконец, Д. Маккензи сравнивает растяжение с трением, которое должно быть преодолено и которое зависит от горизонтальной протяженности плиты. Он находит критическую длину, что в каком-то отношении сходно с ситуацией в релеевской конвекции: если длина больше критической, то ничто не должно двигаться; если длина меньше критической, то все плиты должны перемещаться с одинаковой скоростью; это едва ли согласуется с фактами.

В заключение обратим внимание на теоретические и экспериментальные модели Дж. Элдера [43] и У. Малкуса [136], в которых материи сами себя приводят в движение, перемещаясь вследствие конвекционных систем, которые они сами создают благодаря горизонтальным вариациям теплопроводности в модели Дж. Элдера и радиоактивности в модели У. Малкуса.

Тепловой поток Земли

Наблюдается бурный рост числа измерений теплового потока в океанах. Приведем некоторые результаты в порядке возрастания их сложности. Д. Энп с соавторами [50] установили повышенный

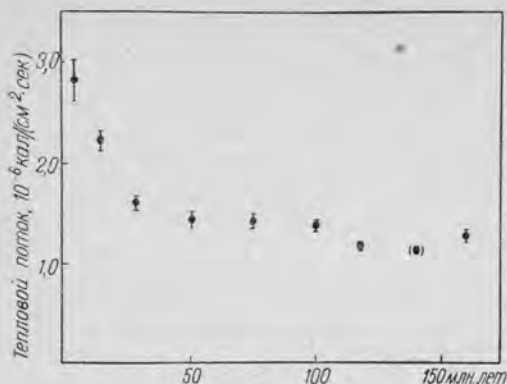


Рис. 111. График зависимости средних значений теплового потока от возраста провинции в северной части Тихого океана [202].

Длина вертикальной черточки характеризует величину соответствующей стандартной ошибки. Среднее значение для самой молодой провинции отнесено к среднему возрасту 5 млн. лет с тем, чтобы учесть малочисленность наблюдений в районах гребня.

поток [$2,1 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек)] в районе диапировых структур Мексиканского залива, где грунт обладает высокой теплопроводностью. Они отмечают, что роль циркуляции воды вблизи дна или в донных осадках и генерация тепла бактериями, возможно, не так уж малы. К. Листер [129] обнаружил плавное уменьшение потока тепла с удалением от гребня хр. Хуан-де-Фука, но положение спасает аномальная станция (вулканическая?) с удвоенной величиной потока на расстоянии 60 км от оси. Р. фон Герцен с соавторами [93] нашли резко неравномерное распределение теплового потока западнее Средне-Атлантического хребта, но систематическое в смысле расположения высоких значений в 200 км от хребта и низких на расстоянии более 300 км, с аномальными значениями в районе разлома Вема, обусловленными тектонической и вулканической активностью. Более неожиданными являются результаты М. Тальвани с соавторами [214], полученные на хр. Рейкьянес. Тепловой поток, по-видимому, понижен приблизительно на расстоянии до 10 км от гребня и, несомненно, понижен далее 50 км, так что наблюдаемое среднее до 100 км получается не больше, чем в близлежащих океанических котловинах!

Дж. Склейтер и Ж. Франшто [202] навели некоторый порядок в измерениях теплового потока в океане с помощью магнитных аномалий и бурения по программе JOIDES. Они выделяют 9 провинций различного возраста в северной части Тихого океана. Средний тепловой поток уменьшается с возрастом (рис. 111), что объясняется (гл. VII) остыванием плиты при ее движении от хребта. В Южной Атлантике имеет место похожее, но менее строгое уменьшение, обнаруженное также Б. Г. Поляком и Я. Б. Смирновым в 1968 г. для складчатых областей материков по мере увеличения их возраста (рис. 112), но со скоростью в 10 раз меньшей, чем в океанических районах. Частично это объясняется рассеиванием тепла (самое меньшее за 200 млн. лет и самое большее за 400 млн. лет), принесенного глубинными интрузиями, отчасти уменьшением радиоактивности, особенно калия, в интрузивных породах. Поток тепла на глубине должен оставаться почти постоянным.

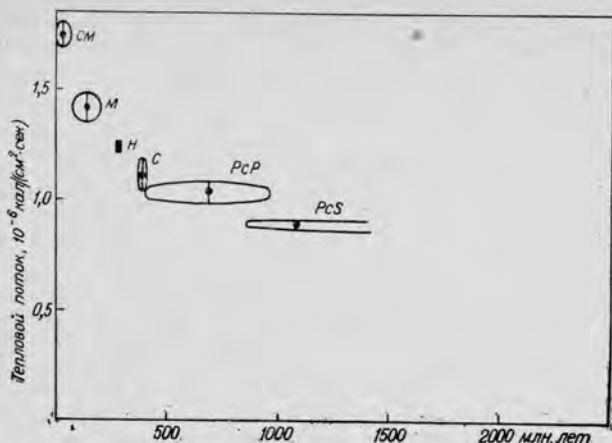


Рис. 112. График зависимости средних значений теплового потока от возраста складчатости материков, по Б. Г. Поляку и И. Б. Смирнову (1968) [202].

СМ — кайнозойские миогеосинклинали; М — мезозойская складчатость; Н — герцинская складчатость; С — каледонская складчатость; РсР — докембрийские платформы; РсС — докембрийские щиты.

Равенство теплового потока [$1,1 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек)] над щитами и древними котловинами выдерживается довольно хорошо, если значения на щитах несколько увеличить, чтобы учесть возможные ошибки в лабораторных определениях теплопроводности. Но это равенство, так же как и равенство средних величин потоков, является в основном результатом того, что избыток радиоактивности под материками статистически компенсируется ослаблением теплового потока на глубине. Дж. Склейтер и Ж. Франшто показали, что равенство достигается в двух правдоподобных моделях; в одной температура в основании материковой литосферы такая же, как в основании океанической, расположенной на значительно меньшей глубине; в другой модели тепловой поток одинаков в основании литосферы обоих типов. В обеих моделях допускается мощность океанической плиты 75—100 км и вдвое большая мощность материковой. В обеих моделях температура на глубине около 100 км заметно выше под океанами.

Эпиконтинентальные моря

Эпиконтинентальные моря, которые в последнее время изучались во многих районах [159], продолжают интересовать исследователей (гл. VIII). Земная кора в них молодая, бурение по программе JOIDES продемонстрировало (рис. 102) переход от коры юрского возраста к коре с возрастом всего 30—40 млн. лет при пересечении Марианского желоба и существование аналогичного перехода при пересечении дуги Каролинских островов. Следует также упомянуть, что тепловой поток в этих морях высокий (гл. VII). В весьма абстрактной модели Д. Маккензи [142] жидкая астеносфера увлекается во внутреннюю часть дуги движением погружающейся плиты (рис. 110). Предполагается, что трение этой жидкости о подошву литосферы обеспечивает избыток тепла. Обратимся к фактам.

Дж. Дьюи и Дж. Берд [34] рассматривают Японское море, в котором банка Ямато имеет облик микроматерика, либо как отсеченную дугой часть Тихого океана, где осадки накапливались с триаса, либо, наоборот, как результат недавнего отделения Японии от Азии. Вторая гипотеза гораздо более вероятна. В самом деле, детальные исследования Д. Карига [106] в районе Тонга — Фиджи свидетельствуют о том, что осадочные и вулканические дуги, наступающие на океан, оставляют позади себя бассейн с ундулирующей океанической корой [150] и высоким тепловым потоком, иногда ограниченный фиксированной «третьей дугой» (факт обнаружения третьей дуги восходит к Ф. Венинг-Мейнесу). Таким образом, здесь должно происходить одностороннее разрастание дна от псевдохребтов и образование новой коры. В этой связи М. Баразанги и Б. Айсекс [10] находят район сильного затухания сейсмических волн и, следовательно, перерыв или утонение литосферы между вулканической дугой островов Тонга и хр. Лау — третьей дугой Д. Карига.

В Тирренском море также [84] обнаружены долины и гряды, образовавшиеся, вероятно, в результате внедрения интрузий или вулканизма вдоль параллельных трещин. Это море известно как область прогибания, поэтому можно ожидать появления сходных черт и в других прогибающихся котловинах, океанических или материковых. Но могут существовать также прогибающиеся бассейны с материковой корой, утоненной под воздействием мобильных подстилающих слоев («подкорковая эрозия»); по-видимому, исследованное К. Ле Пишоном с соавторами [128] плато Роколл, погружение которого было подтверждено бурением JOIDES, принадлежит к этому типу, без разрастания или образования новой коры.

Е. Оксбург и Д. Теркотт [178] также объясняют разрастание океанического дна в тылу дуг интрузиями (в основном гранитными или гранодиоритовыми). Тепловой поток $4 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек) на глубине 500 км во внутренней части дуги должен соответствовать геологически приемлемой скорости разрастания 5 см/год. Согласно их модели, Японское море растет со скоростью 2,5 см/год, значительно меньшей, чем скорость, с которой литосфера поглощается в Японском желобе (порядка 10 см/год).

Гравитационные аномалии и теория плит

Гравитационные наблюдения играли только подсобную роль в развитии теории плит, однако чтобы понять глубинные процессы, необходимо изучить, как хребты и дуги выражаются в глобальных аномальных полях: в аномалиях Фая и в изостатических.

Аномалии над островными дугами, открытые Ф. Венинг-Мейнесом, состоят из узкой полосы отрицательных аномалий и из значительно более широкой, но менее интенсивной положительной аномалии в вогнутой части дуги; в 7 случаях, изученных Т. Хэзертоном [80], расстояние от минимума до максимума составляет около

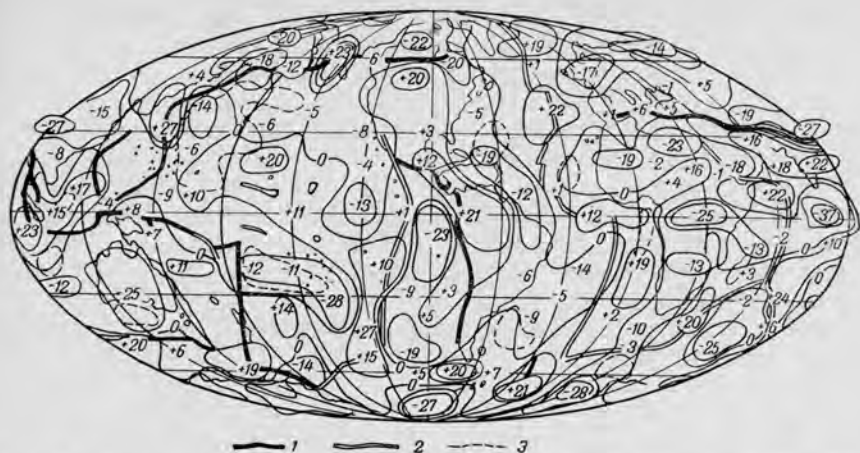


Рис. 113. Изостатические аномалии (в миллигалах), вычисленные относительно значений, соответствующих сумме сферических гармоник до 5-й степени включительно [107]. Аномалии вычислены по сферическим коэффициентам гравитационного поля от 6-й до 16-й степени, по Е. Гапошкину и К. Ламбеку, и по коэффициентам изостатической редукции Эри — Хейсканена для номинальной мощности коры 30 км, по Уотила.
 1 — сжатие; 2 — растяжение; 3 — изобата 3000 морских саженей.

115 км. Еще одна интенсивная положительная аномалия отмечается на внешней стороне дуги.

Аномалии над хребтом очень изменчивы из-за неровностей рельефа. В. Джекоби [101] установил слабый максимум над Северо-Атлантическим хребтом и Восточно-Тихоокеанским поднятием и слабый минимум над Южно-Атлантическим хребтом. Северо-Атлантический максимум четко виден на карте М. Тальвани и К. Ле Пешона [79], но в Южной Атлантике ситуация более сложная.

Общие особенности гравитационного поля Земли выявляются при измерении орбит спутников, детали — при измерении на суше или море. С появлением новой уточненной гравитационной карты мира на ней сразу же пытаются найти границы плит. Самая последняя попытка принадлежит У. Каула [107, 108], использовавшему разложение потенциала силы тяжести по Гапошкину и К. Ламбеку (до сих пор не опубликовано), на сферические гармоники, по крайней мере до 16-й степени. У. Каула вычитает гармоники вплоть до пятой степени, которые, вероятно, имеют глубинные источники, и рассматривает остаточные изостатические аномалии. На рис. 113 видно, что к большинству хребтов приурочены положительные аномалии, но, что парадоксально, то же самое справедливо и в отношении дугообразных структур.

Можно было бы допустить, что в режиме медленного течения избыток региональных масс мог образоваться при замене на глубине плотных пород менее плотными (в случае дуг) или в результате поступления избыточного материала на поверхность (в случае хребтов). Но У. Каула отмечает, что эффект зависит от граничных

условий. Например, теплый легкий материал, поднимающийся под фиксированной границей, создает отрицательную аномалию; свободная граница поднимается, создавая положительную аномалию и маскируя отрицательную. Одну и ту же границу следует рассматривать как фиксированную или как свободную в зависимости от времени ее реакции на действие развивающихся напряжений. Так, литосфера принимается свободной под хребтами, но жесткой во внешних участках дуг, а часто и во внутренних (Анды, материковые дуги). Разрешающая способность разложения потенциала (1200 км) недостаточна, чтобы проявились полосы отрицательных аномалий Ф. Венинг-Мейнеса.

Над океаническими котловинами, щитами и Антарктидой аномалии отрицательные.

Орогенез по теории плит

Дж. Дьюи и Дж. Берд [34] попытались дать общее объяснение образованию горных хребтов, используя идею повторного раскрытия и закрытия океанов, которую выдвинули Дж. Вильсон для Атлантического океана и Л. Гланжо для Средиземного моря. Эти гипотезы существенно развивают взгляды Р. Дитца на роль осадков материкового подножия (гл. IX).

Дж. Дьюи и Дж. Берд принимают модель хребта, согласно которой, исключая щелочной вулканизм на склонах, второй слой сложен толентами, третий — дайками в верхней части и расслоенными габбро в нижней. Под границей Мохо происходит переход к ультраосновным породам — гарцбургитам и лерцолитам. Предполагается, что породы третьего слоя претерпевают изменения, вызванные сверху в области хребта, согласно Дж. Канну (образование цеолита, хлорита, амфибола из базальтов и габбро), или снизу из мантии, как считал Г. Хесс (внедрение серпентинита, в особенности вдоль отрезков поперечных разломов вблизи хребта, где амплитуда разлома велика).

Дж. Дьюи и Дж. Берд рассматривают материки мощностью менее 70 км в качестве «пассажира» на плитах (они допускают, что литосфера может доходить до глубины 150 км) при разрастании океанического дна от хребта. По мнению Д. Маккензи [142], материки не могут погрузиться из-за легкости. Таким образом, вся тектоническая деятельность будет контролироваться взаимодействием двух типов коры — океанической и материковой. Например, когда Индия, несомая плитой, которая погружалась под Гималайскую дугу, вступила во взаимодействие с Азиатским материком, движение вниз прекратилось, но разрастание дна в северном направлении должно было создать новый желоб где-то в другом месте. Согласно Л. Сайксу [210], этот желоб находится в стадии образования вдоль размытой линии эпицентров, протягивающейся от южной оконечности Индии к Австралии.

Проблема дугообразных структур рассматривается в связи с очень специфичным случаем Марианской дуги. Марианская дуга, по-видимому, является останком дуги Рюкю, к которой она, по данным Дж. Дьюи и Дж. Берда, приближается в процессе продвижения на юго-запад в результате разрастания океанического дна. Южнее погружающаяся плита, соответствующая Манильскому желобу, опускается в противоположную сторону. Океаническая литосфера между северной частью Филиппинской дуги и материком имеет тенденцию к исчезновению. Это отражает два аспекта общей тенденции дуг скапливаться вблизи подводной окраины материка.

Япония, где полностью изучены распространение и петрография различных лав, приводится в качестве примера типичной острой дуги. Дж. Дьюи и Дж. Берд вслед за Г. Куно пытаются объяснить факты частичным плавлением опускающейся части плиты. К тому же между «вулканическим фронтом», образующим восточную границу зоны активных вулканов, и желобом, находящимся в 130 км восточнее, лежит толща осадков (флиш), образовавшаяся из пород вулканической дуги и утолщающаяся в направлении желоба. И, наконец, в самом желобе погружается только часть осадков, оставшиеся сносятся с плиты и добавляются к внутреннему склону желоба, который всегда круче внешнего, а затем частично метаморфизуются в голубые сланцы. Действительно, в Японской дуге обнаружены две зоны голубых сланцев: триасовая и меловая, которые А. Мисиро связывает с двумя древними желобами; Дж. Дьюи и Дж. Берд видят в них конечную стадию сближения двух отдельных дуг.

Предполагается, что рост единичной дуги начинается с развития желоба и одновременного погружения плиты. Внутренняя стенка желоба, движимая погружающейся плитой на встречную плиту, формируется в виде надвиговых клиньев и образует поднятие, подобное о. Маккуори. Материал, возвращающийся в желоб в результате гравитационного оползания, способствует образованию голубых сланцев. Когда плита проникает глубже, появляются базальты и формируется основная структура — источник флишевого клина. Затем появляются щелочно-известковые магмы, дифференцирующиеся при подъеме. В результате сложного взаимодействия эрозии, перемешивания и погребения возникает современная структура.

Надвигание на дугу внешней стенки желоба является существенной особенностью механизма Дьюи и Берда. Р. Коулман [23] проводит параллель между зоной метаморфических голубых сланцев и такими перидотитовыми массивами, как на Кипре и в Новой Каледонии. Он допускает, что и те и другие образовались в результате надвигания. Предполагается, что все альпийские перидотитовые массивы возникли подобным образом; мы уверены, что эта идея дискуссионна.

Е. Оксбург и Д. Теркотт [178] со своей стороны пытаются дать количественное объяснение происхождению двух метаморфических

зон, выявленных А. Миасиро. По их мнению, дополнительно возникающие осадки формируются в виде надвиговых или погружающихся клиньев. Вблизи желоба, по крайней мере, последние подвергаются высокому давлению, оставаясь при низкой температуре; их метаморфизм приводит к образованию глаукофановых голубых сланцев, возвращающихся на поверхность при быстрых вертикальных движениях, сопровождающих каждую остановку в погружении плиты. Внутри дуги в области, разогреваемой интрузиями, в основном гранитными, должен иметь место алюмосиликатный метаморфизм, требующий высокой температуры, но низкого давления.

Современные Анды, совершенно иной пример дугообразной структуры, могут служить моделью для всех Кордильер, характеризующихся, согласно Дж. Дьюи и Дж. Берду, поддвижением материковой окраины атлантического типа под литосферу. На практике они руководствовались главным образом структурой Аппалачско-Каледонского орогенического пояса, реконструированного Э. Буллардом с соавторами [18]. Они сначала исследуют атлантическую окраину Северной Америки, допуская, что она развилась в конце триаса при отделении от Африки. Под прибрежной равниной и материковым шельфом найдена толща осадков мощностью до 4 км. Внешний край шельфа часто отмечен погребенным хребтом, который, как предполагают, является рифтом. В верхней части материкового подножия происходит гравитационное сползание, в результате чего образуются конусы выноса в основании подножия и турбидиты на больших глубинах. Какое-то количество тонкозернистых осадков переносится течениями с севера на юг.

Поскольку таких источников недостаточно для объяснения образования в некоторых впадинах осадков мощностью более 6 км, Дж. Дьюи и Дж. Берд полагают, что эти осадки представляют собой смесь вулканических и обломочных пород, образовавшуюся при эрозии плато, окружавших Атлантический рифт на ранней стадии разделения. Погружение во время перехода на фланги хребта должно было привести к погребению этих крупнозернистых осадков. В течение этого раннего периода разделения, когда моря были мелкими, а течения очень слабыми, отлагалась соль, которую сейчас находят в куполах вдоль всей периферии Атлантики: Лабрадор, Ньюфаундленд, Мавритания, Марокко, Португалия, Испания, Ирландия [179], Средиземное море [164]. Бурение по программе JOIDES подтвердило, что ранее открытые в Мексиканском заливе диапиры действительно представляют собой соляные купола.

Вернемся к Кордильерам (рис. 114). Как и в случае островных дуг, здесь наблюдаются клинья океанической коры и верхней мантии, надвинутые в сторону материкового подножия, с утолщением флиша в направлении желоба и меланжем голубых сланцев. Когда погружающаяся плита опускается на глубину более 100 км, позади вулканического фронта начинают извергаться подводные вулканы. Но при подъеме купола, образовавшегося при тепловом расширении, появляется новая структура с подвижным ядром из расплавленных

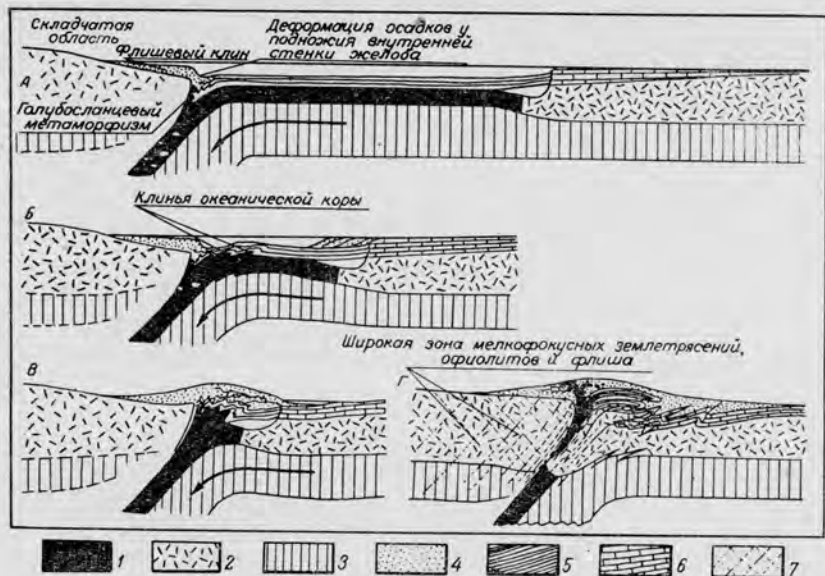


Рис. 114. Схематическая последовательность разрезов, иллюстрирующая модель развития горного пояса типа кордильер, образующегося в результате надвигания материка на океаническую плиту [34].

1 — океаническая кора; 2 — материковая кора; 3 — мантия; 4 — моласса; 5 — лютиты и кремнистые сланцы; 6 — карбонаты; 7 — дельтовые отложения.

габбро и гранодиоритов. Это ядро метаморфизует осадки, в первую очередь те, что остаются после первоначального раскола, а затем самоэродируется как в направлении океана, так и в направлении погружающейся отступающей материковой окраины. Итак, наблюдается некоторое надвигание в направлении материка. Конечная стадия включает появление гранитных плутонов, но корень хребта остается существенно основным по составу.

Таким образом воспроизводятся классические черты орогенеза, включая даже пару миогеосинклиналь—эвгеосинклиналь (осадочную, соответствующую материковому шельфу; вулканическую и обломочную, соответствующую области между шельфом и желобом).

Другие попытки (например, К. Ксю в 1971 г.) объяснить сложный состав геосинклинальных пород, не прибегая к представлению о поднятии купола, кажутся менее убедительными. Эта гипотеза купола перекликается с более ранними представлениями Е. Вегманна [74]. Ранее У. Эльзассер [45] предполагал, что складчатость могла вызываться скоплением вещества под корой. Этот конвективный орогенез резко отличается от гипотезы столкновения двух материков.

Дж. Дьюи и Дж. Берд рассматривают один материк с подводной окраиной атлантического типа, а другой — с желобом и погружающейся литосферой (рис. 115). Они подчеркивают, что Средиземное

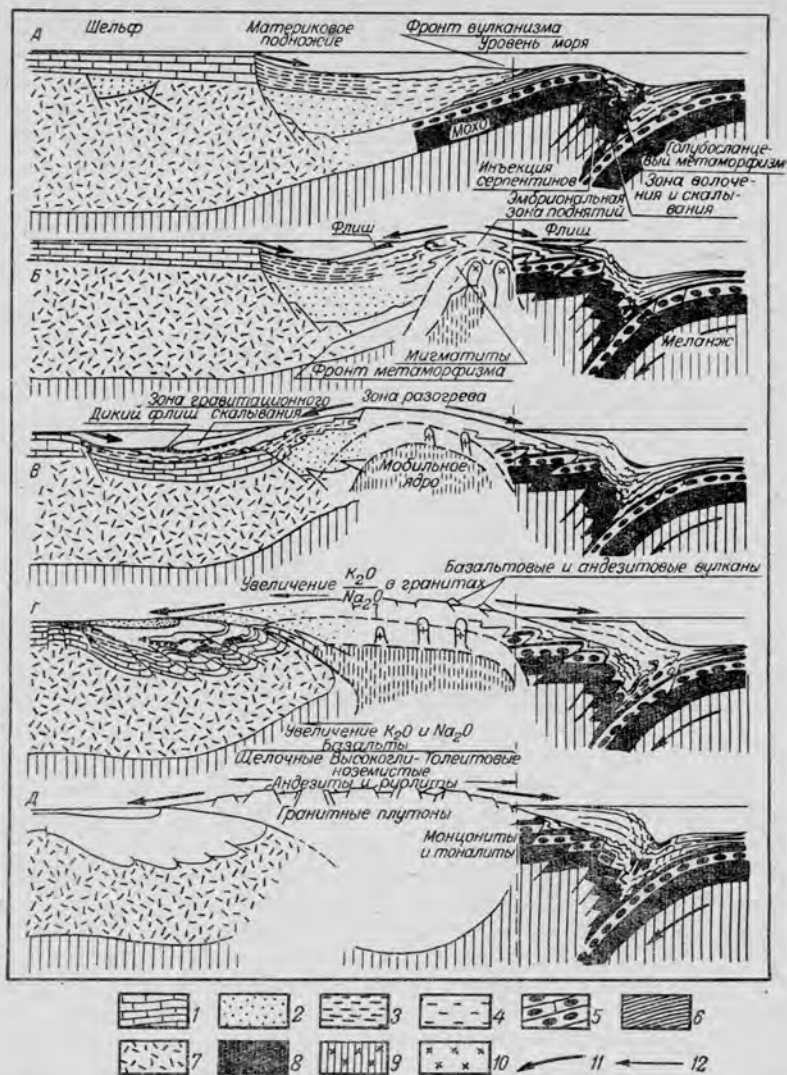


Рис. 115. Схематическая последовательность разрезов, иллюстрирующая столкновение двух материков [34].

1 — карбонатные породы; 2 — вулканические и обломочные породы; 3 — лютиты; 4 — турбидиты; 5 — пиллоу-лавы; 6 — аргиллиты и кремнистые породы; 7 — материковая кора; 8 — океаническая кора; 9 — мантия; 10 — габбро, диориты и гранодиориты; 11 — направленные движения плиты; 12 — направление переноса осадков.

море представляет собой более сложный случай и включает древние дуги и, вероятно, микроматерики. Фундамент материка, подвергавшегося надвиганию, не будучи в состоянии погрузиться, разбивается на пласты, которые образуют ядро покровов, в результате чего

корень горного пояса имеет гранитный состав. Остатки погружающейся литосферы могут быть приурочены к локальным группам сейсмических очагов [142]. Конфигурация противоположных материков предопределяет протяженность и интенсивность деформации, а следовательно, и твердость получающегося шва.

Приложение тектоники плит к древним движениям материков

Тектоника плит помогает понять движение материков даже в доюрское время, для которого океаническая кора уже не содержит прямых данных о движениях материков. Ниже мы приводим примеры, показывающие, как могут дополнять друг друга геологические и палеомагнитные представления.

Начнем с раскола первичных материков. Мы можем предполагать, что ему предшествовал период растяжения и утонения литосферы; но раскол мог произойти и почти внезапно. Действительно, эксперименты и расчеты Г. Рамберга [186] показали, что в вязкой среде скорость подъема вещества из легкого слоя зависит от мощности слоя. Следовательно, можно рассматривать процесс постепенного образования неустойчивой астеносферы, за которым следует взрыв диашировой активности, облегченный исключительно быстрым изменением вязкости с температурой.

В качестве курьеза можно упомянуть другую гипотезу [73], объясняющую раскол Гондваны в каменноугольном периоде напряжениями, обусловленными ее ледниковой нагрузкой. После раскола литосфера с обеих сторон имеет большую толщину [122, 123]; позже, когда полностью разовьется срединно-океанический хребет, она утоняется вблизи гребня. Мощная литосфера принуждает два новых материка точно следовать направлению поперечных разломов, особенно если последние имеют большую протяженность. Поэтому полюс вращения, поворот относительно которого мог бы вернуть материк в положение исходного контакта, устойчив, особенно в том случае, когда он находится на большом удалении. Если полюс расположен близко, края литосферы образуют довольно широкую букву V, что облегчает подъем глубинного вещества. Поэтому V стремится снова закрыться, полюс быстро удаляется. Именно такого рода соображения помогают в реконструкции древних плит литосферы.

Чтобы продемонстрировать значение данных, получаемых при изучении разломов, обратимся к наиболее хорошо изученному примеру — к раскрытию Атлантического океана. Раскрытие Северной Атлантики и связанное с ним раскрытие Лабрадорского моря было исследовано группой из Океанологического центра Бретани. К. Ле Пишон с соавторами [126] использовали крупный разлом Гиббс [172], в котором можно различить три отрезка, и трансформный разлом, названный ими Феруэлл, чтобы проследить историю

Лабрадорского моря. Что касается Северной Атлантики, то К. Ле Пишон и Р. Фокс [122] вслед за Б. Хизеном использовали совмещенные разломы фундамента, которые протягиваются до подводных окраин противоположных материков. В реконструкции Э. Булларда [18] совпадение этих разломов не идеальное. По-видимому, более хорошее соответствие у Р. Дитца и Дж. Холдена [38].

Начав с наилучшей из возможных реконструкций и приняв во внимание не только эти поперечные разломы, но также крупные продольные элементы, наблюдавшиеся в Атлантике, особенно границы между зонами спокойного и аномального магнитного поля (гл. II), К. Ле Пишон и Р. Фокс пришли к модели, в которой мы подробно рассмотрим лишь ранние стадии. В Северной Атлантике раскрытие началось 180 млн. лет назад, в Южной Атлантике — 140 млн. лет назад. Первоначальное раскрытие в условиях мелководья соответствовало образованию спокойной магнитной зоны. 76 млн. лет назад (аномалия 32) между банкой Роколл и Европой уже существовало море. К этому времени Африканский и Американский материки разошлись на столь большое расстояние, что могли поворачиваться вокруг отдаленного полюса. Две трети площади Лабрадорского моря образовалось примерно 60 млн. лет назад, а приблизительно 49 млн. лет назад (аномалия 20) рост его прекратился, в то же время хребет в Норвежском море стал активным.

Аналогичное исследование для Южной Атлантики было проведено К. Ле Пишоном и Дж. Хейсом [123]. Их задачу облегчила реконструкция Э. Булларда [18], которая для этого региона бесспорна. Правда, реконструкция не оставляет места для Карибского моря, которое, как предполагается, сформировалось в юре; в то время [122] Большие Антильские острова и п-ов Юкатан могли прийти в свое нынешнее положение с запада.

К. Ле Пишон и Дж. Хейс [123] используют также противоположные отрезки зон разломов, которые принимают форму желобов или поднятий, иногда погребенных в глубоководных котловинах, где их присутствие можно обнаружить методом отраженных волн [55]. Хребты Китовый, Рио-Гранде и Фолклендская зона разлома принадлежат к этому типу в отличие от вулканического пояса, протягивающегося от горы Камерун. Первоначально, 140 млн. лет назад, скорость разрастания, предполагаемая постоянной во времени, изменилась от 0,9 до 6,2 см/год в направлении с севера на юг, тогда как после 80 млн. лет она оставалась почти постоянной.

Хотя зоны разломов очень полезны, количественные данные для реконструкций заимствуются лишь из результатов палеомагнитных исследований, к сожалению ограниченных материковыми районами; кроме того, использование палеомагнитных данных связано с некоторыми затруднениями. К ним относятся неизменность плит, присоединение межматериковых хребтов к той или другой из соседствующих плит, неопределенность в отношении того, происходит ли абсолютное движение географического полюса относительно

Земли, и, если происходит, то как определить, каково оно на плитах, дрейфующих вблизи полюса, и т. п.

Даже наиболее полные палеомагнитные данные оставляют некоторую неопределенность, но часто они неточны и плохо датированы, в результате чего их непосредственное использование все еще оставляет место для сомнений в искомым реконструкциях. Ж. Франшто и Дж. Склейтер [65], затем Ж. Франшто [64] разработали метод, который состоит в экстраполяции относительных поворотов плит из известного положения: либо из современного, либо из положения, при котором изучаемые материки находились в контакте. При этом допускается постоянство определенных мгновенных поворотов по величине и направлению в течение довольно продолжительных периодов, например до 100 млн. лет. Этот постулат подтверждается в случае Индии, для которой географический полюс, определенный по магнетизму пород, описывает окружность начиная с юры и которая, следовательно, вращалась вокруг точки, находящейся внутри нее. Тем не менее гипотеза в некоторых случаях остается произвольной и не может быть всегда справедливой; более чем два относительных поворота трех плит не могут сохраняться строго неизменными [146].

Положение для конкретной эпохи восстанавливается путем простых последовательных поворотов различных материков относительно какого-то одного из них. Даже этот шаг требует сложных расчетов, поскольку конечные повороты не являются аддитивными векторами. Палеомагнитные данные привлекаются только после этого; палеомагнитные полюса для



Рис. 116. Открытие Атлантического океана, по Ж. Франшто [64].

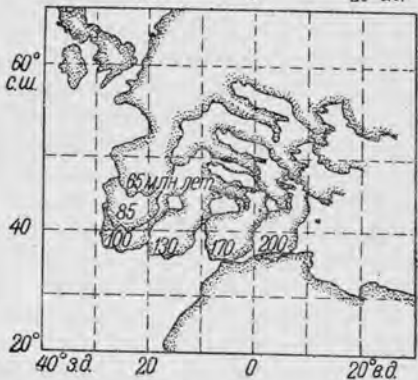
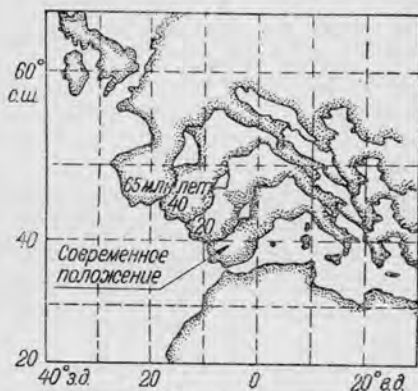


Рис. 117. Движение Европы относительно Африки на протяжении 200 млн лет [64].

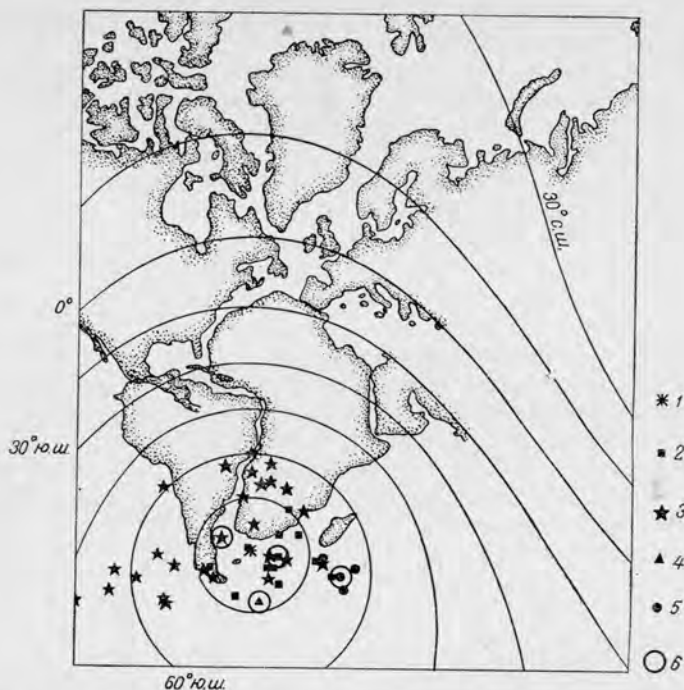


Рис. 118. Палеогеография материков, прилегающих к Атлантическому океану в позднекаменноугольное время (совмещение по Э. Булларду с свавторами в меркаторской проекции) [64]. 1 — среднее положение южного магнитного полюса; 2 — южные полюса для Северной Америки; 3 — то же, для Европы; 4 — то же, для Африки; 5 — то же, для Южной Америки; 6 — среднее положение полюса для каждого материка. Северная Америка считалась неподвижной. Палеошироты, найденные по палеомагнитным данным, проведены через 15°.

каждого материка на данную эпоху должны ложиться приблизительно в одну точку — географический полюс. Возможно произвольное вращение вокруг этого полюса.

Раскрытие Атлантики рассматривалось также Ж. Франшто. Его модель включает 6 плит (рис. 116), но он пренебрегает банкой Роколл. Современный полюс относительного движения между Южной Америкой и Африкой не совпадает с полюсом, который необходим для полного закрытия океана. В качестве такого полюса Ж. Франшто принимает полюс Э. Булларда [18], но с современным полюсом он совпадает начиная с возраста 65 млн. лет, после чего второй полюс обеспечивает закрытие. Движения Европы и Гренландии, Гренландии и Северной Америки, Испании и Европы описываются одним поворотом, но из-за этого другие относительные движения оказываются сложными.

Характер полученных таким образом результатов можно видеть на рис. 117, показывающем движение Европы относительно Африки за 200 млн. лет. Предполагается, что раскрытие Бискайского залива

соответствовало повороту только на 22° в период между 100 и 65 млн. лет назад. (Дальнейшее обсуждение этой проблемы привело бы к цитированию дюжины последних работ!) К сожалению, Северная Америка не может быть показана на карте; она соприкасалась с Африкой в период между 200 и 130 млн. лет назад.

И, наконец, чтобы дать представление о точности (или неточности) современных палеомагнитных результатов, на рис. 118 показано положение магнитных полюсов в позднекаменноугольное время для материков, реконструированных Э. Буллардом с соавторами.

При детальном обсуждении результатов для пизнепалеозойской группировки материков Ж. Франшто указывает на возможность некоторого улучшения совпадения между соответствующими полюсами при незначительном улучшении реконструкции Э. Булларда. Однако его основная идея заключается в необходимости выделить внутри орогенических поясов стадии границ древних плит. В частности, в Аппалачском орогеническом поясе Дж. Дьюи и Дж. Берд впервые описали зону *A* как подводную окраину атлантического типа (раскрывающийся океан) в период между концом докембрия и началом ордовика, а затем — как подводную окраину тихоокеанского типа (с закрытием океана вновь). Далее, юго-восточнее зоны *A*, они выделяют зону *B*, сложенную морскими осадками и вулканогенными породами, формирующуюся от кембрия до раннего девона, а также зону *C*, в целом устойчивую с конца докембрия. Дж. Дьюи обнаружил соответствующие зоны в каледонской части этого же орогенического пояса. Относительные смещения трех зон были значительными, особенно в девоне, и нет причины, по которой они должны иметь для этой эпохи такой же полюс, как и для предыдущей. По реконструкции Э. Булларда, кембрийские полюса для зоны *C* из двух расположенных близко орогенических поясов находятся ближе друг к другу, чем полюса для Аппалачских зон *A* и *C*.

Определения такого рода, выполненные Ж. Франшто в тектонических районах Евразии и Северной Африки, значительно уменьшают разброс полюсов в позднем палеозое. Поэтому можно надеяться, что более тщательный выбор образцов пород для исследований приведет к прогрессу в палеомагнитной реконструкции материков. В настоящее время погрешности остаются большими, что наглядно иллюстрирует пример, вновь относящийся к Гондване.

Р. Дитц и Дж. Холден [38] пытаются установить возможное положение палеозойской океанической коры, т. е. решить проблему, которая помимо научного интереса может иметь приложение к поискам твердых полезных ископаемых (в фундаменте) или нефти (в осадках). Они пришли к выводу, что единственная надежда связана с котловиной Уортона к западу от Австралии. На рис. 119 показана эволюция Индийского океана, вытекающая из общепризнанного положения Индии и Австралии относительно Антарктиды. Кроме того, на рисунке приведена еще одна возможная реконструкция

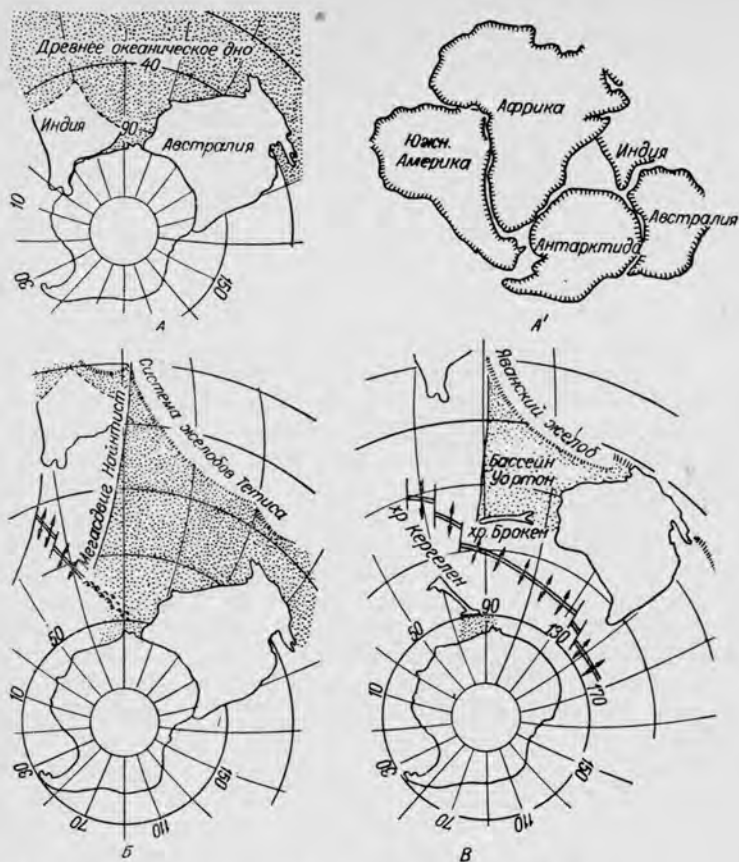


Рис. 119. Диаграммы временной последовательности событий, показывающие отделение Индии и Австралии от Антарктиды, их последующий дрейф и сохранение древней коры в бассейне Уортон [223].
Очертания материков даны по изобате 500 морских саженей, по Смигу и Холлэм.

(диаграмма А'), для которой Дж. Виверс с соавторами [223] выдвинули стратиграфические и тектонические аргументы. В их варианте восточная часть Индии соприкасается с Австралией, а не с Антарктидой и, кроме того, в центре Гондваны остается морской бассейн треугольной формы, в котором могут разместиться Мадагаскар и микроматерик Индийского океана.

Единственным убедительным положением, по-видимому, является положение Австралии относительно Антарктиды. Ж. Франшто [64] отмечает, что хорошее соответствие между очертаниями материков зависит от того, как быстро переходит материковый шельф к океану. Для Южной Америки и Африки переход занимает менее 100 км, в то время как для окраин Северной Атлантики — около 200 км; южное побережье Австралии — это промежуточный случай.

1. Allan T. D., Pisani M., 1966. Gravity and magnetic measurements in the Red Sea. — In: *The World Rift System*. Geol. Surv. Canada Pap., 66—14, p. 62—64.
2. Allan D. W., Thompson W. B., Weiss N. O., 1967. Convection in the Earth's mantle. — In: *Mantles of the Earth and Terrestrial Planets*. Ed. S. K. Runcorn. Intersci. Publ., p. 507—512.
3. Allen C. K., 1965. Transcurrent faults in continental areas. — In: *A symposium on continental drift*. Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn., A, 1088, p. 82—89.
4. Andel T. H. van, Heath G. R., 1970. Tectonics of the Mid-Atlantic ridge, 6—8° S. — *Marine Geophys. Res.*, 1, p. 5—36.
5. Anderson D. L., 1967. Latest information from seismic observations. — In: *The Earth's mantle*. Ed. T. F. Gaskell. Acad. Press, p. 335—420.
6. Anonymous, 1964. Geological Society Phanerozoic time-scale. — *Quart. J. Geol. Soc. Ldn.*, 120 S, p. 260—262.
7. Artemjev M. E., Artyushkov E. V., 1971. Structure and isostasy of the Baikal rift and the mechanism of rifting. — *J. Geophys. Res.*, 76, p. 1197—1211.
8. Atwater T. M., Mudie J. D., 1968. Block faulting on the Gorda rise. — *«Science»*, 159, p. 729—731.
9. Bada J. L., Luyendijk B. P., Maynard J. B., 1970. Marine sediments: dating by the racemization of amino-acids. — *«Science»*, 170, p. 730—732.
10. Baranzagi M., Isacks B., 1970. Lateral variations of seismic wave attenuation in the upper mantle above the inclined earthquake zone of the Tonga island arc. — *EOS (Trans. Amer. Geophys. Union)*, 51, p. 780.
11. Birch F., 1967. Low values oceanic heat flow. — *«J. Geophys. Res.»*, 72, 2261—2262; Le Pichon X., Langseth M. Comments on paper by Francis Birch . . . , *ibid.*, 6377—6378.
12. Björnsson S. (ed.), 1967. Iceland and mid-ocean ridges. — Report of a Symposium, Visingdafélag Íslendinga (Soc. Sci. Islandica). Reykjavik, 209 p.
13. Boer J. de, Schilling J. G., Krause D. C., 1969. Magnetic polarity of pillow basalts from Reykjanes ridge. — *«Science»*, 166, p. 996—998.
14. Boldizar T., 1968. Geothermal data from the Vienna Basin. — *«J. Geophys. Res.»*, 73, p. 613—618.
15. Bonhomme N., Babkine J., 1967. Sur la présence d'aimantations inversées dans la chaîne des Puys. — *C. R. Acad. Sci. Paris*, 264, p. 92—94.
16. Bosshard E., MacFarlane D. J., 1970. Crustal structure of the Western Ganary islands from seismic refraction and gravity data. — *«J. Geophys. Res.»*, 75, p. 4901—4918.
17. Bott M. H. P., 1965. Formation of oceanic ridges. — *«Nature»*, 207, p. 840—843.
18. Bullard E., Everett J. E., Smith A. G., 1965. The fit of the continents around the Atlantic. — In: *A Symposium on Continental drift*. Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn., A, 1088, p. 41—51.
19. Burckle L. H., Ewing J., Saito T., Leyden R., 1967. Tertiary sediment from the East Pacific rise. — *«Science»*, 157, p. 537—540.
20. Cann J. R., 1968. Geological processes at mid-ocean ridge crests. — *«Geophys. J.»*, 15, p. 331—341.
21. Christoffel D. A., Ross D. I., 1970. A fracture zone in the South-West Pacific basin of New Zealand and its implications for sea floor spreading. — *«Earth Planetary Sci. Letters»*, 8, p. 125—130.
22. Clark S. P., Ringwood A. E., 1967. Density, strength, and constitution of the mantle. — In: *The Earth's mantle*. Ed. T. F. Gaskell. Acad. Press, p. 111—124.

23. Coleman R. G., 1971. Plate tectonics emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. — «J. Geophys. Res.», 76, p. 1212—1222.
24. Cook K. L., 1962. The problem of the mantle-crust Mix: lateral inhomogeneity in the uppermost part of the Earth's mantle. — «Advan. Geophys.», 9, p. 295—360.
25. Coulomb J., Jobert G., 1963. Physical constitution of the Earth. Oliver & Boyd, 328 p.
26. Coulomb J., Jobert G., 1967. L'énergie libérée dans les séismes et la théorie d'Orowan. — «Bull. Soc. Roy. Sci. Liège», 36, p. 32—37.
27. Coulomb J., Loisel J., 1940. La physique des nuages. Albin Michel, 286 p.
28. Cox A., Dalrymple G. B., 1967. Geomagnetic polarity epochs: Nunivak island, Alaska. — «Earth Planetary Sci. Letters», 3, p. 173—177.
29. Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B., 1964. Reversals of the Earth's magnetic field. — «Science», 144, p. 1537—1543.
30. Creer K. M., 1965. Palaeomagnetic data from Gondwanic continents. — In: A symposium on continental drift. Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn., A., 1088, p. 27—40.
31. Dagley P., Wilson R. L., Ade-Hall J. M. e. a., 1967. Geomagnetic polarity zones for Icelandic lavas. — «Science», 216, p. 25—29.
32. Dehlinger P., Couch R. W., Gemperle M., 1967. Gravity and structure of the eastern part of the Mendocino escarpment. — «J. Geophys. Res.», 72, p. 1233—1247.
33. Denham C. R., Cox A., 1970. Palaeomagnetic evidence that the Laschamp polarity event did not occur between 30 000 and 12 000 years ago. — EOS, 51, p. 745.
34. Dewey J. F., Bird J. M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. — «J. Geophys. Res.», 75, p. 2625—2647.
35. Dickson G. O., Pitman III W. C., Heirtzler J. R., 1968. Magnetic anomalies in the South Atlantic and ocean floor spreading. — «J. Geophys. Res.», 73, p. 2087—2100.
36. Dietz R. S., 1966. Passive continents, spreading sea floors, and collapsing continental rises. — «Amer. J. Sci.», 264, p. 177—193; Discussion by G. M. Young, *ibid.*, 1967, 265, p. 225—230; A reply by R. S. Dietz, *ibid.*, 265, p. 231—237.
37. Dietz R. S., Holden J. C., 1970. Reconstruction of Pangaea: breakup and dispersion of continents, permian to present. — «J. Geophys. Res.», 75, p. 4939—4956.
38. Dietz R. S., Holden J. C. 1971. Pre-mesozoic oceanic crust in the Eastern Indian ocean (Wharton basin)? — «Nature», 229, p. 309—312.
39. Dietz R. S., Sproll W. P., 1970. East Canary islands as a microcontinent within the Africa. North America continental drift fit. — «Natures», 226, p. 1043—1045.
40. Dubois J., 1966. Temps de propagation des ondes P à des distances épacentrales de 30 à 90°. Région du Sud-Ouest Pacifique. — «Ann. Géophys.», 22, p. 642—645.
41. Dubois J., 1969. Contribution à l'étude structurale du sud-ouest Pacifique d'après les ondes sismiques observées en Nouvelle Calédonie et aux Nouvelles Hébrides. Thèse, Paris.
42. Dymond J., Windom H. L., 1968. Cretaceous K-Ar ages from Pacific ocean sea-mounts. — «Earth Planetary Sci. Letters», 4, p. 47—52.
43. Elder J., 1967. Convective self-propulsion of continents. — «Nature», 214, p. 657—660, 750.
44. Elsasser W. M., 1968. Convection and stress propagation in the upper mantle. Newcastle symposium. N. Y., Wiley.
45. Elsasser W. M., 1970. The so-called folded mountains. — «J. Geophys. Res.», 75, p. 1615—1618.
46. Elsasser W. M., 1970. Non-uniformity of crustal growth. — EOS (Trans. Amer. Geophys. Union), 51, p. 823.

47. El s a s s e r W. M., 1971. Sea floor spreading as thermal convection. — «J. Geophys. Res.», 76, p. 1101—1112.
48. E m i l i a D. A., H e i n r i c h s D. F., 1969. Ocean floor spreading: Olduvai and Gilsa events in the Matuyama epoch. — «Science», 166, p. 1267—1269.
49. E n g e l C. G., F i s h e r R. L., 1969. Lherzolite, anorthosite, gabbro, and basalt dredged from the Mid-Indian ocean ridge. — «Science», 166, p. 1136—1141.
50. E p p D., G r i m P. J., L a n g s e t h M. G., 1970. Heat flow in the Caribbean and gulf of Mexico. — «J. Geophys. Res.», 75, p. 5655—5669.
51. E v a n s A. L., 1970. Geomagnetic polarity reversals in a late Tertiary lava sequence from the Akaroa volcanoes, New Zealand. — «Geophys. J.», 21, p. 163—183.
52. E w i n g J., E w i n g M., 1967. Sediment distribution on the mid-ocean ridges with respect to spreading of the sea floor. — «Science», 156, 1590—1592.
53. E w i n g J., W i n d i s c h C., E w i n g M., 1970. Correlation of horizon A with JOIDES bore-hole results. — «J. Geophys. Res.», 75, p. 5645—5653.
54. E w i n g J., E w i n g M., A i k e n T., L u d w i g W., 1968. North Pacific sediment layers measured by seismic profiling. Delivered at 11th Pacific science congress, Tokyo, august — september 1966, Amer. Geophys. Union, geophys. monograph 12, p. 147—173.
55. F a i l J. P., M o n t a d e r t L., D e l t e i l J. R., 1970. Prolongation des zones de fracture de l'océan Atlantique dans le golfe de Guinée. — «Earth Planetary Sci. Letters», 7, 413—419.
56. F a l c o n N. L., 1967. Equal areas of Gondwana and Laurasia. — «Nature», 213, p. 580—581.
57. F a l c o n N. L., G a s s I. G., G i r d l e r R. W., L a u g h t o n A. S. (eds.), 1970. A discussion on the structure and evolution of the Red sea and nature of the Red sea, gulf of Aden and Ethiopia rift junction. — Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn., A., 267, p. 1—417.
58. F i s c h e r A. G., H e e z e n B. C., B o y c e R. E. e. a., 1970. Geological history of the Western North Pacific. — «Science», 168, p. 1210—1214.
59. F i s h e r R. L., E n g e l C. G., 1968. Dunite dredged from the Nearshore flank of Tonga trench on expedition Nova 1967. — Trans. Amer. Geophys. Union, 49, p. 217—218.
60. F i t c h T. J., 1970. Earthquake mechanisms in the Himalayan, Burmese, and Andaman regions and continental tectonics in Central Asia. — «J. Geophys. Res.», 75 p. 2699—2709.
61. F i t c h T. J., M o l n a r P., 1970. Focal mechanisms along inclined earthquake zones in the Indonesia-Philippine region. — «J. Geophys. Res.», 75, p. 1431—1444.
62. F o x P. J., 1967. Annotated bibliography on the world rift system. World data center A; Upper mantle project report, N° 14.
63. F o x P. J., H e e z e n B. C., 1965. Sands of the Mid-Atlantic ridge. — «Science», 149, p. 1367—1370.
64. F r a n c h e t e a u J., 1970. Ph. D. Thesis, Univ. California, San Diego.
65. F r a n c h e t e a u J., S c l a t e r J. G., 1969. Palaeomagnetism of the southern continents and plate tectonics. — «Earth Planetary Sci. Letters», 6, p. 93—106.
66. F r a n c h e t e a u J., S c l a t e r J. G., M e n a r d H. W., 1970. Pattern of relative motion from fracture zone and spreading rate data in the North-Eastern Pacific. — «Nature», 746—748.
76. G a r d n e r J. V., 1970. Submarine geology of the Western Coral Sea. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 81, p. 2599—2614.
68. G i r d l e r R. W., 1968. Drifting and rifting of Africa. — «Nature», 217, p. 1102—1106.
69. G l a s s B., 1967. Tektites and geomagnetic reversals. — «Nature», 214, p. 372—374.

70. Glass B., Heezen B. C., 1967. Tektites and geomagnetic reversals. — «Sci. Amer.», 217, p. 32—38.
71. Godby E. A., Baker R. C., Bower M. E., Hood P. J., 1966. Aeromagnetic reconnaissance of the Labrador sea. — «J. Geophys. Res.», 71, p. 511—517.
72. Goguel J., 1965. Tectonics and continental drift. — In: A symposium on continental drift. Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn., A, 1088, p. 194—198.
73. Gough D. I., 1970. Did an ice-cap break Gondwanaland? — «J. Geophys. Res.», 75, p. 4475—4477.
74. Griffin V. S., 1970. Relevancy of the Dewey-Bird hypothesis of Cordilleran-type mountain belts and the Wegmann stockwork concept. — «J. Geophys. Res.», 75, p. 7504—7507.
75. Grim P., Erickson B. H., 1969. Fracture zones and magnetic anomalies South of the Aleutian trench. — «J. Geophys. Res.», 74, p. 1488—1494.
76. Hamilton E. L., Menard H. W., 1968. Undistorted turbidites on the Juan de Fuca ridge. — Trans. Amer. Geophys. Union, 49, p. 208.
77. Hammond A. L., 1970. Deep-sea drilling, a giant step in geological research. — «Science», 170, p. 520—521.
78. Harrison C. G. A., Mudie J. D., 1967. Sediment thickness and sea-floor spreading in the Pacific. — Trans. Amer. Geophys. Union, 48, p. 133.
79. Hart P. J. (ed.), 1969. The Earth's crust and upper mantle. Geophys. monograph, 13, 735 p. (Amer. Geophys. Union). (Есть русский перевод. Харт П. Дж. (ред.), 1972, Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 640 с.)
80. Hatherton T., 1969. Similarity of gravity anomaly patterns in asymmetric active regions. — «Nature», 224, p. 357—358.
81. Hayes D. E., Ludwig W. J., 1967. The Manila trench and West Luzon trough. II: gravity and magnetic measurements. — «Deep-Sea Res.», 14, p. 545—560.
82. Hayes D. E., Heirtzler J. R., 1968. Magnetic anomalies and their relation to the Aleutian island arc. — Trans. Amer. Geophys. Union, 49, p. 207—208.
83. Heezen B. C., Tharp M., Ewing M., 1959. The floors of the oceans. 1: The North Atlantic. — «Geol. Soc. Amer.», spec. pap., 65, 122 p. (Есть русский перевод. Хейзен Б., Тарп М., Юинг М., 1962. Дно Атлантического океана. Ч. 1. М., ИЛ, 147 с.)
84. Heezen B. C., Gray C., Segre A. G., Zarudski E. F. K., 1971. Evidence of foundered continental crust beneath the Central Tyrrhenian sea. — «Nature», 229, p. 327—329.
85. Heirtzler J. R., 1965. Marine geomagnetic anomalies. — «J. Geomagn. Geoelec.», 17, p. 227—236.
86. Heirtzler J. R., 1970. The paleomagnetic field as inferred from marine studies. — «J. Geomagn. Geoelec.», 22, p. 197—211.
87. Heirtzler J. R., Hayes D. E., 1967. Magnetic boundaries in the North Atlantic ocean. — «Science», 157, p. 185—187.
88. Heirtzler J. R., Pichon X. Le, 1965. Crustal structure of the mid-ocean ridges. 3: Magnetic anomalies over the Mid-Atlantic ridge. — «J. Geophys. Res.», 70, p. 4013—4033.
89. Heirtzler J. R., Pichon X. Le, Baron J. G., 1966. Magnetic anomalies over the Reykjanes ridge. — «Deep-Sea Res.», 13, 427—443.
90. Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M., Pitman III W. C., Pichon X. Le, 1968. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. — «J. Geophys. Res.», 73, p. 2119—2136.
91. Herron E. M., Hayes D. H., 1969. A geophysical study of the Chile ridge. — «Earth Planetary Sci. Letters», 6, p. 77—83.
92. Herron E. M., Heirtzler J. R., 1967. Sea-floor spreading near the Galapagos. — «Science», 158, p. 775—780.
93. Herzen R. P. von, Simmons G., Folinsbee A., 1970. Heat flow between the Caribbean sea and Mid-Atlantic ridge. — «J. Geophys. Res.», 75, p. 1973—1984.

94. Hess H. H., 1962. History of ocean basins. — In: Petrologic studies, a volume to honor A. F. Buddington, p. 599—620. (Geol. Soc. Amer.).
95. Hess H. H., 1964. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. — «Nature», 203, p. 629—631.
96. Hess H. H., 1965. Mid oceanic ridges and tectonics of the sea-floor. In: Submarine geology and geophysics, p. 317—333, (Colston pap., 17, Butterworths). (Есть русский перевод. В кн.: Геология и геофизика морского дна. Под ред. У. Уайтгарда и Р. Бредмоу. М., «Мир», 1969, с. 246—261).
97. Hurley P. M., Rand J. R., 1969. Pre-drift continental nuclei. — «Science», 164, p. 1229—1242.
98. Hurley P. M., Almeida F. F. M. de, Melcher G. C. e. a., 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. — «Science», 157, p. 495—500.
99. Isacks B., Molnar P., 1970. Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere. — «Nature», 223, p. 1121—1124.
100. Isacks B., Oliver J., Sykes L. R., 1968. Seismicity and the new global tectonics. — «J. Geophys. Res.», 73, p. 5855—5899.
101. Jacoby W. R., 1970. Instability in the upper mantle and global plate movements. — «J. Geophys. Res.», 75, p. 5671—5680.
102. Johnson C. L., Pew J. A., 1968. Extension of the Mid-Labrador sea ridge. — «Nature», 217, p. 1033—1034.
103. Johnson C. L., Vogt P. R., 1968. Present and relic sea-floor rifts in the Arctic. — Trans. Amer. Geophys. Union, 49, p. 201.
104. Jones J. G., 1971. Aleutian enigma: a clue to transformation in time. — «Nature», 229, p. 400—403.
105. Kanamori H., Press F., 1970. How thick is the lithosphere? — «Nature», 226, p. 330—331.
106. Karig D. E., 1970. Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system. — «J. Geophys. Res.», 75, p. 239—254.
107. Kaula W. M., 1970. Earth's gravity field: relation to global tectonics. — «Science», 169, p. 982—985.
108. Kaula W. M., 1971. Global gravity and tectonics. Paper presented at the Francis Birch symposium on the nature of the solid earth, april 16—18, 1970. Harvard Univ., Cambridge, Mass.
109. Kay R., Hubbard N. J., Gast P. W., 1970. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. — «J. Geophys. Res.», 75, 1585—1613.
110. Knopoff L., 1967. Thermal convection in the Earth's mantle. — In: The Earth's mantle. Ed. T. F. Gaskell. Acad. Press, p. 171—196.
111. Krause D. C., Watkins N. D., 1970. North Atlantic crustal genesis in the vicinity of the Azores. — «Geophys. J.», 19, p. 261—283.
112. Kutz L., Broecker W. S., Opdyke N., 1968. Comparison of sedimentation rates measured by palaeomagnetic and the ionium methods of age determination. — «Earth Planetary Sci. Letters», 4, p. 1—16.
113. Kuno H., 1967. Volcanological and petrological evidence regarding the nature of the upper mantle. — In: The Earth's mantle. Ed. T. F. Gaskell. Acad. Press, p. 89—110.
114. Labrousse Y. H., Baltenberger P., Perrier G., Recq M., 1968. Courbes d'egale profondeur de la discontinuité de Mohorovicic dans le sud-est de la France. — C. R. Acad. Sci. Paris, 266, p. 663—665.
115. Langseth M. G., Pichon X. Le, Ewing M., 1966. Crustal structure of the mid-ocean ridges. 5: Heat flow through the Atlantic ocean floor and convection currents. — «J. Geophys. Res.», 71, p. 5324—5355.
116. Langseth M. G., Taylor P. T., 1967. Recent heat flow measurements in the Indian ocean. — «J. Geophys. Res.», 72, p. 6249—6260.
117. Larson R. L., Spiess F. N., 1969. East Pacific rise crust: a near bottom geophysical profile. — «Science», 163, p. 68—71.
118. Lee W. H. K., Uyeda S., 1965. Review of heat flow data. — In: Terrestrial heat, geophys. monograph 8, p. 87—190. (Amer. Geophys. Union),

119. Lehmann I., 1967. Low velocity layers. — In: The Earth's mantle. Ed. T. F. Gaskell. Acad. Press, p. 41—61.
120. Le Pichon X., 1966. Étude géophysique de la dorsale médio-atlantique. These, Strasbourg, Lamont contribution, № 922.
121. Le Pichon X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. — «J. Geophys. Res.», 73, p. 3661—3697.
122. Le Pichon X., Fox J., 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of North Atlantic.
123. Le Pichon X., Hayes D. E., 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the South Atlantic.
124. Le Pichon X., Heirtzler J. R., 1968. Magnetic anomalies in the Indian ocean and sea-floor spreading. — «J. Geophys. Res.», 73, p. 2101—2417.
125. Le Pichon X., Langseth M. G., 1968. Heat flow from the mid-ocean ridges and sea-floor spreading. Preprint.
126. Le Pichon X., Hyndman R. D., Pautot G., 1971. A geophysical study of the opening of the Labrador sea.
127. Le Pichon X., Houtz R. E., Drake C. L., Nafe J. E., 1965. Crustal structure of the mid-ocean ridges. 1: Seismic measurements. — «J. Geophys. Res.», 70, p. 319—339.
128. Le Pichon X., Cressard A., Mascle J. e. a., 1970. Structures sous-marines des bassins sédimentaires de Porcupine et de R ckall. — C. R. Acad. Sci. Paris, 270D, p. 2903—2906.
129. Lister C. R. B., 1970. Heat flow west of the Juan de Fuca ridge. — «J. Geophys. Res.», 75, p. 2648—2654.
130. Lliboutry L. Introduction à la mécanique des plaques. Ed. Mattauer and Allègre. Colloque Paris, 1970.
131. Lubimova E. A., 1967. Theory of thermal state of the Earth's mantle. — In: The Earth's mantle. Ed. T. F. Gaskell. Acad. Press, p. 231—323.
132. Ludwig W. J., Hayes D. E., Ewing J. I., 1967. The Manila trench and West Luzon trough. I: Bathymetry and sediment distribution. — «Deep-Sea Res.», 14, p. 533—544.
133. Luyendyk B. P., 1969. Origin of shorf-wavelength magnetic lineations observed near the ocean bottom. — «J. Geophys. Res.», 74, p. 4869—4881.
134. Luyendyk B. P., 1970. EOS (Trans. Amer. Geophys. Union), 51, p. 325.
135. Luyendyk B. P., Fischer D. E., 1969. Fission track age of magnetic anomaly 10: A New point on the sea-floor spreading curve. — «Science», 164, p. 1516—1517.
136. Malkus W. V. R., 1971. — In: Mantle and core in planetary physics, Enrico Fermi. Summer course. Ed. M. Caputo and J. Coulomb Acad. press.
137. Matthews D. H., Bath J., 1967. Formation of magnetic anomaly pattern of Mid-Atlantic ridge. — «Geophys. J.», 13, p. 349—357.
138. Maxwell A. E., Herzen R. P. von, Hsü K. J. e. a., 1970. Deep-sea drilling in the South Atlantic. — «Science», 168, p. 1047—1059.
139. McConnell R. K., McClane L. A., Lee D. W., Aronson J. R., Allen R. V., 1967. A model for planetary igneous differentiation — «Rev. Geophys.», 5, 121—172.
140. McKenzie D. P., 1967. The viscosity of the mantle. — «Geophys. J.», 14, p. 297—305.
141. McKenzie D. P., 1967. Some remarks on heat flow and gravity anomalies. — «J. Geophys. Res.», 72, p. 6261—6273.
142. McKenzie D. P., 1969. Speculations on the consequences and causes of plate motions. — «Geophys. J.», 18, p. 1—32.
143. McKenzie D. P., 1970. Plate tectonics. — In: Birch Symp.
144. McKenzie D. P., Parker R. L., 1967. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. — «Nature», 216, p. 1276—1280.
145. McKenzie D. P., Davies D., Molnar P., 1970. Plate tectonics of the Red sea and East Africa. — «Nature», 226, p. 243—248.

146. McKenzie D. P., Morgan W. J., 1969. Evolution of triple junctions. — «Nature», 224, p. 125—133.
147. Malahoff A., 1970. Some possible mechanisms for gravity and thrust faults under oceanic trenches. — «J. Geophys. Res.», 75, p. 1992—2001.
148. Medaris L. G., Dott R. H., 1970. Mantle-derived peridotites in south-western Oregon: relation to plate tectonics. — «Science», 169, 971—974.
149. Melson W. G., Thompson G., 1970. Layered basic complex in oceanic crust, Romanche fracture, equatorial Atlantic ocean. — «Science», 168, p. 817—820.
150. Menard H. W., 1964. Marine geology of the Pacific, N. Y., McGraw-Hill, 271 p. (Есть русский перевод: Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. изд. М., «Мир», 1966, 274 с).
151. Menard H. W., 1965. The World-wide oceanic rise-ridge system. — In: A symposium on continental drift. Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn., A., 1088, p. 109—122.
152. Menard H. W., 1965. Sea floor relief and mantle convection. — Phys. Chem. Earth, 6, p. 315—364.
153. Menard H. W., 1966. Fracture zones and offsets of the East Pacific rise. — «J. Geophys. Res.», 71, p. 682—685.
154. Menard H. W., 1967. Extension of Northeastern-Pacific fracture zones. — «Science», 155, p. 72—74.
155. Menard H. W., 1967. Sea floor spreading, topography, and the second layer. — «Science», 257, p. 923—924.
156. Menard H. W., 1969. Growth of drifting volcanoes. — «J. Geophys. Res.», 74, p. 4833—4837.
157. Menard H. W., Winterer E. L., Chase T. E., Smith S. M., 1968. Melanesian sea-floor relief. — Trans. Amer. Geophys. Union, 49, p. 217.
158. Mercy E. L. P., 1967. Geochemistry of the mantle. — In: The Earth's mantle. Ed. T. F. Gaskell. Acad. Press, p. 421—443.
159. Milson J. S., 1970. Woodlark basin, a minor center of sea floor spreading in Melanesia. — «J. Geophys. Res.», 75, p. 7335—7339.
160. Mitronovas W., Isacks B., Seeber L., 1969. Earthquake locations and seismic wave propagation in the upper 250 km of the Tonga island arc. — «Bull. Seism. Soc. Amer.», 59, p. 1115—1135.
161. Miyashiro A., Shido F., Ewing M., 1970. Petrologic models for the Mid-Atlantic ridge. — «Deep-sea res.», 17, p. 109—123.
162. Mohammadioun B., 1966. Structure du manteau et du noyau terrestres d'après les spectres d'énergie des ondes longitudinales. Thèse. Paris.
163. Molnar P., Oliver J., 1969. Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere. — «J. Geophys. Res.», 74, p. 2648—2682.
164. Montadert L., Sancho J., Fail J. P., Debyser J., Winnock E., 1970. De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures salifères en Méditerranée occidentale (nord-est des Baléares). — C. R. Acad. Sci. Paris, 271D, p. 812—815.
165. Montigny R., Javoy M., Allègre C. J., 1969. Le problème des andésites. Etude du volcanisme quaternaire du Costa Rica (Amérique Centrale) à l'aide des traceurs couples Sr ⁸⁷/Sr ⁸⁶ et O ¹⁸/O ¹⁶. — «Bull. Soc. Géol. France» (7), 11, p. 794—799.
166. Morgan W. J., 1968. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. — «J. Geophys. Res.», 73, p. 1959—1982.
167. Morgan W. J., 1970. Plate motions and deep mantle convection. — EOS (Trans. Amer. Geophys. Union), 51, p. 822.
168. Morris G. B., Raitt R. W., Shor G. G., 1969. Velocity anisotropy and delay-time maps of the mantle near Hawaii. — «J. Geophys. Res.», 74, p. 4300—4316.
169. Northrop J., Morrison M. F., Duennebier F. K., 1970. Seismic slip rate on the Eastern Pacific Rise and Pacific Antarctic ridge. — «J. Geophys. Res.», 75, p. 3285—3290.

170. Nur A., 1971. Viscous phase in rocks and the low-velocity zone. — *J. Geophys. Res.*, 76, p. 1270—1271.
171. Oliver J., Isacks B., 1967. Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere. — *J. Geophys. Res.*, 72, p. 4259—4275.
172. Oliver J. L., Sichel B., Thonon P. e. a., 1970. La faille transformante Gibbs entre le Rift et la marge du Labrador. — *C. R. Acad. Sci. Paris*, 271D, p. 949—952.
173. Opdyke N. D., Wilson K., 1968. A test of the dipole hypothesis. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 49, p. 125.
174. Opdyke N. D., Glass B., Hays J. D., Foster J., 1966. Paleomagnetic study of Antarctic deep-sea cores. — *Science*, 154, p. 349—357.
175. Orowan E., 1965. Convection in a non-newtonian mantle, continental drift, and mountain building. — In: *A symposium on continental drift*. *Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn.*, A., 1088, p. 284—313.
176. Orowan E., 1966. Age of the ocean floor. — *Science*, 154, p. 413—416.
177. Oxburgh E. R., Turcotte D. L., 1968. Problem of high heat flow and volcanism associated with zones of descending mantle convective flow. — *Nature*, 218, p. 1041—1043.
178. Oxburgh E. R., Turcotte D. L., 1971. Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in island arcs regions. — *J. Geophys. Res.*, 76, p. 1315—1327.
179. Pautot G., Auzende J., Pichon X. Le, 1970. Continuous deep sea salt layer along North Atlantic margins related to early phase of rifting. — *Nature*, 227, p. 351—354.
180. Peter G., Elvers D., Yellin M., 1965. Geological structure of the Aleutian trench southwest of Kodiak island. — *J. Geophys. Res.*, 70, p. 353—366.
181. Peychès I., Zortéa M., 1971. Glass tanks as models for convection in upper mantle. — *J. Geophys. Res.*, 76, p. 1416—1423.
182. Phillips J. D., 1967. Magnetic anomalies over the Mid-Atlantic ridge near 27°N. — *Science*, 157, p. 920—923.
183. Pitman III W. C., Heirtzler J. R., 1966. Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic ridge. — *Science*, 154, p. 1164—1171.
184. Pitman III W. C., Herron E. M., Heirtzler J. R., 1968. Magnetic anomalies in the Pacific and sea-floor spreading. — *J. Geophys. Res.*, 73, p. 2069—2085.
185. Price A. T., 1967. Magnetic variations and telluric currents. — In: *The Earth's mantle*. Ed. T. F. Gaskell. *Acad. Press*, p. 125—170.
186. Ramberg H., 1968. Instability of layered systems in the field of gravity. — *Phys. Earth Planetary Int.*, 1, p. 427—474.
187. Rea D. K., 1970. Changes in structure and trend of fracture zones North of the Hawaiian ridge and relation to sea-floor spreading. — *J. Geophys. Res.*, 75, p. 1421—1430.
188. Reid J. B., Frey F. A., 1971. Rare earth distributions in lherzolite and garnet pyroxenite xenoliths and constitution of the upper mantle. — *J. Geophys. Res.*, 76, p. 1184—1196.
189. Riedel W. R., 1967. Radiolarian evidence consistent with spreading of the Pacific floor. — *Science*, 157, p. 540—542.
190. Rikitake T., 1966. *Electromagnetism and the Earth's interior*. Elsevier, 308 p. (Есть русский перевод. Т. Рикитакки Электромгнетизм и внутреннее строение Земли. Л., «Недра», 1968, с. 33.)
191. Rona P. A., Braki J., Heirtzler J. R., 1970. Magnetic anomalies in the North-East Atlantic between the Canary and cape Verde islands. — *J. Geophys. Res.*, 75, p. 7412—7420.
192. Runcorn S. K., 1965. Palaeomagnetic comparisons between Europe and North-America. — In: *A symposium on continental drift*. *Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn.*, A., 1088, p. 1—11.
193. Runcorn S. K. (ed), 1967. *International dictionary of geophysics*. Pergamon Press, 2 vol., 1728 p.

194. Saito T., Ewing M., Burckle L. H., 1966. Tertiary sediment from the Mid-Atlantic ridge. — «Science», 151, p. 1075—1079.
195. Scarfe C. M., Wyllie P. J., 1967. Serpentine dehydration curves and their bearing on serpentinite deformation in orogenesis. — «Nature», 215, p. 945—946.
196. Schilling J. G., Krause D. C., Moore J. G., 1968. Geological, geochemical, and magnetic studies of the Reykjanes ridge near 60°N. — Trans. Amer. Geophys. Union, 49, p. 201—203.
197. Schlich R., Patriat P., 1968. Interprétation possible de données géophysiques recueillies sur la dorsale médio-indienne entre 20 et 40° Sud. — C. R. Acad. Sci. Paris, 266B, p. 820—822.
198. Schlich R., Patriat P., 1971. Anomalies magnétiques de la branche Est de la dorsale médio-indienne entre les îles Amsterdam et Kerguelen. — C. R. Acad. Sci. Paris, 272B, p. 773—776.
199. Schneider E. D., Vogt P. R., 1968. Discontinuities in the history of sea-floor spreading. — «Nature», 217, p. 1212—1222.
200. Scholl D. W., Huenne R. von, 1968. Spreading of the ocean floor: undeformed sediments in the Peru-Chile trench. — «Science», 159, p. 689—871.
201. Schubert G., Turcotte D. L., 1971. Phase changes and mantle convection. — «J. Geophys. Res.», 76, p. 1424—1432.
202. Sclater J. G., Francheteau J., 1970. The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth. — «Geophys. J.», 20, p. 509—542.
203. Sclater J. G., Menard H. W., 1967. Topography and heat flow on the Fiji plateau. — «Nature», 216, p. 991—993.
204. Serson P. H., Hannaford W., Haines G. V., 1968. Magnetic anomalies over Iceland. — «Science», 162, p. 355—357.
205. Shaw H. R., 1970. Earth tides, global heat flow, and tectonics. — «Science», 168, p. 1084—1087.
206. Shor G. G., Kirk H. K., Menard H. W., 1968. Crustal structure of the Melanesian area. — Trans. Amer. Geophys. Union, 49, p. 217.
207. Sugimura A., Uyeda S., 1966. A possible anisotropy of the upper mantle accounting for deep earthquake faulting. — «Tectonophysics», 5, p. 25—33.
208. Sykes L. R., 1965. The seismicity of the Arctic. — «Bull. Seism. Soc. Amer.», 55, p. 501—518.
209. Sykes L. R., 1967. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. — «J. Geophys. Res.», 72, 2131—2153.
210. Sykes L. R., 1970. Seismicity of the Indian ocean and a possible Nascent island arc between Ceylon and Australia. — «J. Geophys. Res.», 75, p. 5041—5055.
211. Talwani M., Pichon X. Le, Ewing M., 1965. Crustal structure of the mid-oceanic ridges. 2: Computed model from gravity and seismic refraction data. — «J. Geophys. Res.», 70, p. 341—352.
212. Talwani M., Pichon X. Le, Heirtzler J. R., 1965. East Pacific rise: the magnetic pattern and the fracture zones. — «Science», 150, p. 1109—1115.
213. Talwani M., Windisch C., Langseth M., 1968. Recent geophysical studies on the Reykjanes Ridge. — Trans. Amer. Geophys. Union, 49, p. 201.
214. Talwani M., Windisch C. C., Langseth M. G., 1971. Reykjanes crust: a detailed geophysical study. — «J. Geophys. Res.», 76, p. 473—517.
215. Taylor P. T., Brennan J. A., O'Neill N. J., 1971. Variable sea-floor spreading off Baja California. — «Nature», 229, 396—399.
216. Tazieff H., 1971. Sur la tectonique de l'Afar Central. — C. R. Acad. Sci. Paris, 272D, p. 1055—1058.
217. Thellier E., 1966. Le champ magnétique terrestre fossile. — «Nucleus», 7.

218. Toksöz M. N., Minear J. W., Julian B. C., 1971. Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. — *J. Geophys. Res.*, 76, p. 1113—1138.
219. Torrance K. E., Turcotte D. L., 1971. Structure of convection cells in the mantle. — *J. Geophys. Res.*, 76, p. 1154—1161.
220. Tozer D. C., 1967. Towards a theory of thermal convection in the mantle. — In: *The Earth's mantle*. Ed. T. F. Gaskell. Acad. Press, p. 325—353.
221. Vacquier V., 1965. Transcurrent faulting in the ocean floor. — In: *A symposium on continental drift*. Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn., A., 1088, p. 77—81.
222. Van Andel T. H., Bowin C. O., 1968. Mid-Atlantic ridge between 22 and 23° north latitude and the tectonics of mid-ocean rises. — *J. Geophys. Res.*, 73, p. 1279—1298.
223. Veevers J. J., Jones J. G., Talent J. A., 1971. Indo-Australian stratigraphy and the configuration and dispersal of Gondwanaland. — *Nature*, 229, p. 383—388.
224. Verhoogen E., 1965. Phase changes and convection in the earth's mantle. — In: *A symposium on continental drift*. Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn., A., 1088, p. 276—282.
225. Verreault F., 1966. L'inversion des périodes propres de torsion de la Terre. 3e partie. — *Ann. Géophys.*, 22, p. 131—146 (these).
226. Vine F. J., 1966. Spreading of the ocean floor: new evidence. — *Science*, 154, p. 1405—1415.
227. Vine F. J., Matthews D. H., 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges. — *Nature*, 199, p. 947—949.
228. Vogt P. R., Ostenso N. A., 1967. Steady state crustal spreading. — *Nature*, 215, p. 810—817.
229. Vogt P. R., Ostenso N. A., 1970. Magnetic and gravity profiles across the Alpha Cordillera and their relation to Arctic sea-floor spreading. — *J. Geophys. Res.*, 75, p. 4925—4937.
230. Vogt P. R., Anderson C. N., Bracey D. R., Schneider E. D., 1970. North Atlantic magnetic smooth zones. — *J. Geophys. Res.*, 75, p. 3955—3968.
231. Walcott R. I., 1970. Flexural rigidity, thickness, and viscosity of the lithosphere. — *J. Geophys. Res.*, 75, p. 3941—3954.
232. Walker G. P., 1965. Evidence of crustal drift from Icelandic geology. — In: *A symposium on continental drift*. Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn., A., 1088, p. 199—204.
233. Ward P. L., Palmason G., Drake C., 1969. Microearthquake survey and the Mid-Atlantic ridge in Iceland. — *J. Geophys. Res.*, 74, p. 665—684.
234. Weertman J., 1970. The creep strength of the earth's mantle. — *Rev. Geophys. Space Phys.*, 8, p. 145—168.
235. Weertman J., 1971. Theory of water-filled crevasses in glaciers applied to vertical magma transport beneath oceanic ridges. — *J. Geophys. Res.*, 76, p. 1171—1183.
236. Whitmarsh R. B., 1968. Seismic anisotropy of the uppermost mantle beneath mid-ocean ridges. — *Nature*, 218, p. 558—559.
237. Wilson J. T., 1965. Evidence from ocean islands suggesting movement in the Earth. — In: *A symposium on continental drift*. Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn., A., 1088, p. 145—161.
238. Wilson J. T., 1968. The mountain-building cycle and its application to the Cordillera. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 49, p. 327.
239. Worzel J. L., 1965. Deep structure of coastal margins and mid-oceanic ridges. — In: *Proc. XVIIth symposium Colston res. soc.*, p. 335—361, Colston Pap. XVII, Butterworths. (Есть русский перевод. В кн.: «Геология и геофизика морского дна. Под ред. У. Уайтгарда и Р. Бредшоу. М., «Мир», 1969, с. 265—285.)
240. Wyllie P. J., 1971. Role of water in magma generation and initiation of diapiric reprise in the mantle. — *J. Geophys. Res.*, 76, p. 1328—1338.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ РАЗРАСТАНИЯ
ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА
И ТЕКТониКИ ПЛИТ

Количество публикаций, так или иначе связанных с идеями разрастания океанического дна, увеличивается с каждым днем. Однако положение сейчас, как пишет Ж. Кулон, действительно изменилось. Если на первом этапе становления новых идей, который совпал с разработкой Проекта верхней мантии, внимание было уделено изучению океана, то, по-видимому, на втором этапе, начало которого совпадает с Международным геодинамическим проектом, упор будет сделан на проверку новых идей данными материковой геологии, на заполнение того разрыва, который существует между геологией материков и океанов. Вместе с тем в числе важнейших задач остается изучение современной динамики и древней истории плит литосферы, эпейрогенических движений в пределах самих плит и движущего механизма разрастания.

Важнейшим вкладом в изучение океанического дна за последние несколько лет, несомненно, являются данные глубоководного бурения, с обсуждения которых мы и начнем.

Глубоководное бурение и разрастание
океанического дна

Глубоководное бурение дна Атлантического и Тихого океанов дало в первую очередь ответ на ряд вопросов о строении, составе и возрасте пород, слагающих океаническое дно, и позволило проверить соответствие шкалы инверсий возрасту пород. В свете этих новых данных строение океанической коры представляется следующим образом.

Осадочный слой, или слой 1, в Атлантическом и Тихом океанах сложен толщей осадков, литифицированных в разной степени. Акустическая скорость, измеренная в образцах, полученных при бурении, не превышает 2 км/сек, что хорошо согласуется с данными сейсмического профилирования. Скорости для пород слоя 1 в Атлантическом и Тихом океанах различны: в первом случае максимальное значение не более 1,71, во втором — не более 1,98 км/сек. Как показано на рис. 1, значения скоростей колеблются в пределах

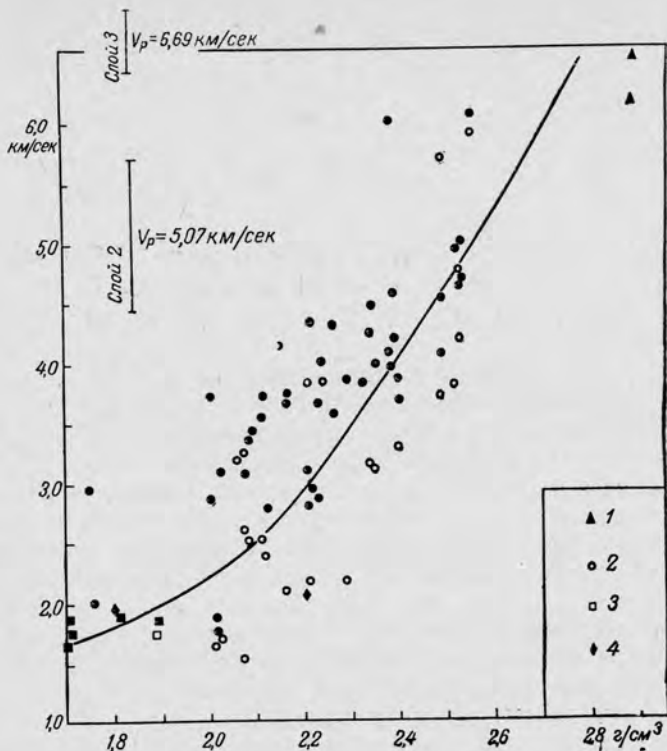


Рис. 1. Зависимость скорости продольных волн от плотности для литифицированных осадков и базальтов [84*].

1 — базальт; 2 — кремнистые породы, известняки; 3 — мел; 4 — ил. Кривая построена по данным Дж. Нейфа и Ч. Дрейка. Значения V_p для слоев 2 и 3 океанической коры приведены по Р. Райту. Залитый знак означает, что измерения проводились поперек зерна, незалитый — измерения вдоль зерна.

1,5—2,0 км/сек; скорость, измеренная поперек зерна, всегда выше значений, полученных при измерении вдоль него [84*].

Установлено, что во всех случаях скорость постепенно увеличивается с глубиной и ее вариации не зависят от литологии, а отражают степень литификации. Значения скоростей имеют прямую корреляцию с плотностью осадков и обратную с пористостью.

Состав и возраст отложений, слагающих слой 1, не постоянны как в разных океанах, так и в пределах одного океана. В качестве примера этого слоя рассмотрим довольно полный разрез, полученный во время 11-го рейса судна «Гломар Челленджер» в северо-западной части Северной Атлантики (рис. 2).

Самый верхний отражающий горизонт А, выявленный в Атлантике, состоит из одного или нескольких слоев эоценовых (а не верх-

* Здесь и далее звездочкой помечены номера работ, приведенных в списке дополнительной литературы.

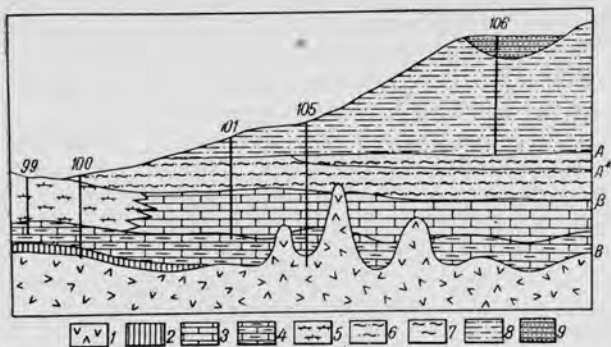


Рис. 2. Схема распределения осадков и положение отражающих горизонтов в Северо-Атлантической котловине [60*].

1 — базальт; 2—4 — известняки (2 — келловей-оксфордские зеленовато-серые, 3 — верхнеюрские красные глинистые, 4 — титон-неокомские белые и серые); 5 — титон-неокомские известковые илы и мел; 6—7 — глины (6 — черные, 7 — верхнемеловые? — палеогеновые); 8 — третичный ил; 9 — четвертичные терригенные пески и глины. А, А*, β и В — отражающие горизонты.

немеловых, как предполагалось ранее) кремнистых глин (cherts). Ниже, до горизонта А*, в Северной Атлантике (скв. 105, рейс 11) описан слой вулканогенных глин мощностью 50 м, который лишен органических остатков. По мнению Дж. Юинга и Ч. Холлистера, этот слой напоминает отложения Красного моря, он широко распространен в Атлантике, и сходные образцы были обнаружены в скв. 7 (рейс 1) и скв. 8 (рейс 2).

По многим скважинам (скв. 13, 21, 99, 101, 105, 135, 136 и др.) начиная с палеоценовых отложений отмечаются перерывы в осадконакоплении, связанные либо с деятельностью течений, либо с подводной эрозией. Взаимотношение и географическое распространение этих перерывов не установлено.

От горизонта А* (второй отражающий горизонт, менее четкий и не так широко распространенный, как горизонт А) до горизонта В идет толща черных глин баррем-сеноманского возраста, ниже которых до акустического фундамента (слой 2) прослеживаются черные глины верхнеюрского-готеривского возраста. В зоне контакта с базальтами (скв. 100, глуб. 5325 м) на глубине 331 м обнаружены наиболее древние глубоководные оксфорд-келловейские осадки.

Природа акустического фундамента является наиболее спорной, и данные глубоководного бурения пока что не дают однозначного ответа. Этот слой не является однородным, и в некоторых районах в его пределах выделяют два горизонта (северо-западная часть Тихого океана, район Гавайских островов) или три (бассейн Тихогу, Филиппинское море). Как известно, ему свойствен диапазон скоростей волн Р от 3,4 до 6,3 см/сек, а наиболее часто встречающиеся значения — 4,5 — 5,5 км/сек. Такой диапазон скоростей характерен для пород до осадочных до магматических (Ф. Берч).

Как следует из рис. 1, некоторое число значений для кремнистых пород и известняков попадает в диапазон скоростей для океанического

слоя 2. Отметим, что образец базальта (скв. 74, рейс 8) имеет V_p около 6,35 км/сек, что характерно уже для океанического слоя 3. Понятно, что только сейсмические данные не позволяют решить вопрос о природе фундамента или слоя 2.

Акустический фундамент был достигнут при бурении почти во всех рейсах и во многих скважинах. Данные бурения в скв. 71 (рейс 11) показали [60*], что ему соответствует кровля литифицированного мела с прослоями кремнистых пород, которые прослеживаются до эоценовых кремней и известняка, слагающих фундамент. Скорости волн P более 4,5 км/сек были получены для нескольких образцов известняка и кремней, а скорость 6 км/сек — для трех образцов кремней.

В трех скважинах (рейс 3) слой известняков был вскрыт на глубинах, соответствующих кровле акустического фундамента. В других случаях кровля основания характеризуется переслаиванием базальтов и осадочных пород (скв. 10, 11, рейс 2; скв. 100, 105, рейс 11; скв. 77—84, рейс 9 и др.). Однако взаимоотношения базальтов и осадочных пород неясны.

Во время рейса 2 базальты были встречены в скв. 10 на глубине 465 м и в скв. 11 на глубине 284 м. В обоих случаях перекрывающие их осадки изменены на 20 мм выше контакта (в скв. 10 мраморизированы). Эти данные, а также наличие нескольких прослоев осадков в базальтах говорят о том, что излияние происходило в виде силлов.

В других случаях, из которых наиболее интересным является скв. 105 (рейс 11), где вскрыт полный разрез осадков, контакт между базальтами и перекрывающими отложениями резкий. Отсутствие зоны обжига у осадков и наличие тонкой стекловатой поверхности свидетельствуют о том, что осадконакопление происходило уже на охлажденной поверхности базальтов.

Таким образом, из этих данных можно сделать один совершенно определенный вывод: представление о базальтовом составе акустического фундамента или слоя 2 не подтвердилось. Этот слой обнаруживает сильные колебания как состава пород, так и возраста.

То, что слой 2 в ряде случаев сложен осадочными породами, является важнейшим фактом для интерпретации. Если в скв. 105 осадки, лежащие на фундаменте, действительно древнейшие в Атлантическом океане, то возникает сомнение в самостоятельности слоя 2 и необходимости его выделения вообще. Если это так, то в скв. 105 мы наблюдаем взаимоотношение слоев 1 и 3 (океанического). Такое предположение не противоречит сейсмическим данным.

Одна из главных задач глубоководного бурения состояла в проверке гипотезы разрастания океанического дна, согласно которой возраст осадков по мере удаления от оси хребта должен увеличиваться. Действительно, как показано на рис. 3, *а* (для Срединно-Атлантического хребта) и 3, *б* (для Восточно-Тихоокеанского поднятия), это предположение, кажется подтвердится, но с одной оговоркой: нельзя быть уверенным, что на больших глубинах не будут встречены более древние породы. С другой стороны, неясно,

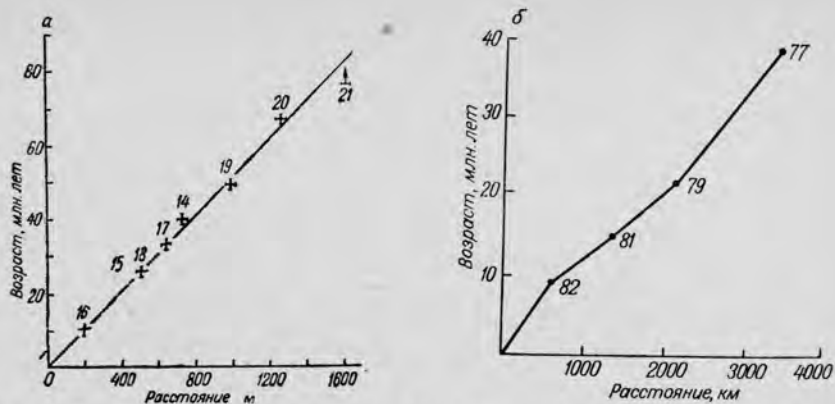


Рис. 3. Возраст древнейших осадков, вскрытых глубоководным бурением, как функция расстояния от оси Срединно-Атлантического хребта (а) и от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия (б). Цифры вдоль линии графика — номера скважин.

что представляют собой базальты, в которых, как правило, бурение прекращалось. В ряде случаев это действительно силы, возраст которых, как упоминалось, моложе возраста вмещающих пород, но что представляют собой базальты, контакт которых с вмещающими породами холодный, остается пока нерешенной проблемой, во всяком случае до получения результатов определения их изотопного возраста делать какие-либо выводы преждевременно.

Принимая все эти ограничения, надо все же признать удивительным согласие данных по профилям в различных частях Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия. В этом отношении интересно, имеется ли соответствие между возрастом осадков и аномалий, рассчитанным по шкале Дж. Хейрцлера и др.

На рис. 4 нанесены значения возраста древнейших осадков, полученных при бурении в Атлантическом (рейсы 1, 2, 3, 11, 14) и Тихом океанах (рейс 5), и возраста магнитных аномалий, установленного, исходя из гипотезы разрастания океанического дна. Точки, располагающиеся ниже прямой графика, показывают, что осадки моложе, чем подстилающий их фундамент (?) или слой 3, а величина расстояния от линии соответствует длительности перерыва в осадконакоплении. Кроме того, для скв. 9А, 136, 138 вполне вероятно, что вскрытые базальты относятся к силам. Разброс данных характерен главным образом для древних осадков, за исключением результатов по скв. 105, где, по-видимому, пройден полный разрез древнейших океанических осадков.

Таким образом, возраст отложений в Атлантическом и Тихом океане либо подтверждает, либо не противоречит возрасту аномалий, устанавливаемому по шкале Дж. Хейрцлера с соавторами.

Одна из важных и дискуссионных проблем гипотезы разрастания океанического дна заключается в том, происходил ли этот процесс непрерывно или были этапы, когда разрастание приостанавливалось. Существование глобального перерыва в разрастании (около

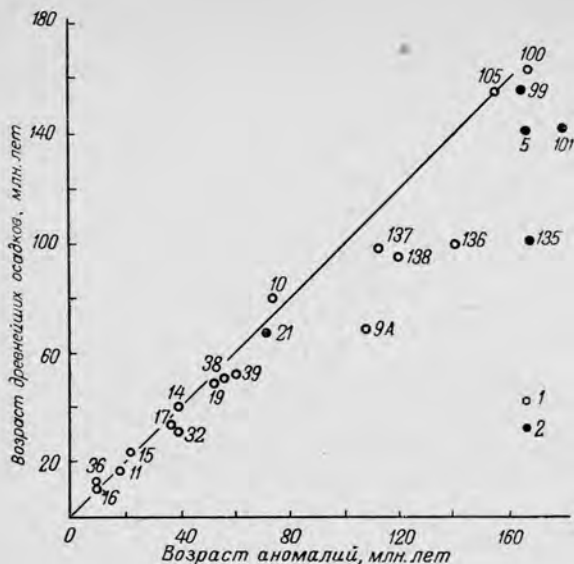


Рис. 4. Соответствие возраста аномалий возрасту древнейших осадков по данным глубоководного бурения в Атлантическом и Тихом океанах.

1 — скважины, достигшие фундамента; 2 — скважины, не достигшие фундамента.

40 млн. лет) было предсказано М. Юингом и Дж. Юингом на основании аномального увеличения мощности осадков в районе аномалии 5 во многих районах (Атлантический и Тихий океаны). На основании анализа магнитных аномалий Э. Шнайдер и П. Фогт пришли к выводу, что на протяжении последних 200 млн. лет перерывы в разрастании дна проявлялись неоднократно и носили глобальный характер, хотя и не всюду хорошо выделяются. К числу наиболее четких изменений скорости разрастания относятся следующие этапы, млн. лет: 7,5—3, 18—10, 60—40, 90?, 160, 190.

В этой связи данные глубоководного бурения представляют несомненный интерес. Из рис. 3, а для Южной Атлантики (рейс 11) следует, что разрастание относительно оси Срединно-Атлантического хребта происходило с постоянной скоростью около 2 см/год. Важно, что этот результат прекрасно согласуется со скоростью, полученной на основе анализа магнитных аномалий [50*].

Движение Тихоокеанской плиты относительно Восточно-Тихоокеанского поднятия, как видно из рис. 3, б, носило иной характер. Начиная с эоцена и до середины миоцена скорость разрастания изменилась с 8 до 13 см/год, а затем упала до 6 см/год. Расхождение полученных значений с величинами, выведенными из анализа магнитных аномалий, по мнению Дж. Хейса с соавторами, объясняется смещением оси разрастания в период от 10 до 20 млн. лет назад.

Данные глубоководного бурения не подтвердили предположения М. Юинг и Дж. Юинг о связи мощности осадков с перерывами в разрастании океанического дна. Хотя сам факт изменения мощности вкостр простирания оси хребта установлен во многих случаях, он получает различное объяснение. В Северной Атлантике (хр. Рей-

кьянес) увеличение мощности осадков в районе аномалии 5 (скв. 114, рейс 12) связывается с деятельностью придонных течений, в Тихом океане (где во время рейса 9 на склоне Восточно-Тихоокеанского поднятия для проверки гипотезы М. Юинга и Дж. Юинга была специально пробурена скв. 82), оно, по мнению Дж. Хейса, лучше всего объясняется смещением оси разрастания.

Таким образом, данные бурения, кажется, показывают, что в одних случаях (и это совпадает с магнитными данными) разрастание может происходить с постоянной скоростью, в других — скорость меняется. Большой интерес в этой связи будут иметь данные бурения по Индийскому океану, хотя в целом совершенно очевидно, что изменение скорости разрастания является следствием того сложного сочетания движений больших и малых плит литосферы, которые постулируются Дж. Морганом, К. Ле Пизоном и др.

Из методологических соображений следует априори признать, что процесс разрастания должен иметь перерывы (скачки). Поскольку разрастание дна и тектонические процессы на материках, как это следует из новой глобальной тектоники, взаимосвязаны, то интересно сопоставить перерывы в разрастании океанического дна с периодичностью складкообразования, а точнее, со временем формирования региональных угловых несогласий. Естественно, пока данных еще мало и рано делать далеко идущие выводы, но заслуживают внимания такие временные интервалы: 60—40 (палеоцен — конец эоцена), 18—10 (средний миоцен), 7,5—3 млн. лет (нижний плиоцен). Эти отрезки времени примерно совпадают с перерывами между «фазами складчатости», гранитообразования и метаморфизма, установленными М. М. Рубинштейн [28*] по данным изотопной геохронологии.

Палеомагнитное изучение осадков в ходе глубоководного бурения подтвердило существование инверсий магнитного поля на протяжении последних 140 млн. лет. Неполнота керна, трудности корреляции отдельных скважин, пробуренных даже вблизи друг от друга, и изменчивость во времени скорости осадконакопления затрудняют корреляцию колонок, хотя в принципе такая корреляция возможна, судя по материалам всех рейсов «Гломар Челленджер». Предварительные данные рейса 3, во время которого получены полные разрезы олигоцена, показывают хорошую сходимость числа инверсий с Ламонтской шкалой. Эти данные вместе с результатами Д. П. Печерского, Б. В. Гусева и других исследователей показывают, что инверсии поля были характерны, по крайней мере, для всего фанерозоя. Не ясно пока, как менялась частота инверсий начиная с палеозоя.

Известно, что по обе стороны Атлантического океана существуют зоны спокойного магнитного поля, где аномалии выражены слабо и их интенсивность не превышает 100 γ. Граница между зонами аномального и спокойного магнитного поля проходит на равном (около 500 км) расстоянии от материковой окраины. Ее возраст определялся как раннепалеозойский, раннетриасовый, поздне триасовый — раннеюрский [86*].

Скв. 100 и 105, пробуренные в приматериковой части зоны спокойного магнитного поля, дают основание предполагать более молодой, позднеюрский, возраст. Базальты, пройденные скважинами на глубину до 10 м, характеризуются сильной девитрификацией и разложением, что вместе со значительной мощностью осадков может влиять на появление ослабленной магнитной зоны [44*]. Это, кажется, подтверждает предположение Дж. Хейрцлера и Дж. Хейса о влиянии большой мощности осадков на выравнивание аномального магнитного поля.

Таковы предварительные выводы, которые могут быть сделаны по данным глубоководного бурения. Они в целом не противоречат основным положениям гипотезы разрастания океанического дна.

Океанический вулканизм и разрастание океанического дна

Вулканизм охватывает широкий круг проблем, связанных с разрастанием океанического дна, и дает возможность оценить достоверность некоторых положений новой глобальной тектоники. Одна из основных проблем — состав и механизм образования новой океанической коры, формирующейся в рифтовых зонах срединных хребтов.

Большой объем океанологических работ за последние 7 лет позволил опровергнуть старые представления о широком развитии щелочных оливиновых базальтов на океаническом дне. Вулканизм океанических островов, который послужил основой для этих выводов, является скорее исключением.

Данные драгирования показали, что основная часть разреза срединных хребтов сложена толеитовыми базальтами. Детальные исследования отдельных участков рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта выявили значительное развитие метаморфизованных базальтов (фации зеленых сланцев) в нижней части разреза и сильно измененных, выветрелых (подводное выветривание, по А. Миасиро) в верхней. Предварительный анализ базальтов в ходе глубоководного бурения показал, что базальты, встреченные под чехлом осадочных отложений, могут быть отнесены к толеитам [44*]. Таким образом, широкое развитие толеитового вулканизма и ведущая роль толеитов в строении океанической коры кажутся весьма вероятными, и этим вулканизм океанических рифтовых зон на первый взгляд существенно отличается от вулканизма материковых рифтов. Это различие не дает основания, как мы увидим в дальнейшем, противопоставлять океанические и материковые рифты.

Вместе с тем драгирование показывает, что наряду с толеитами в рифтовых зонах срединных хребтов существует довольно широкий комплекс пород: габбро, диабазы, разнообразные ультраосновные и метаморфические породы, причем степень метаморфизма последних достаточно высокая. Реальное взаимоотношение этих пород непосредственно выяснить невозможно, имеется несколько различных моделей [39*, 46*]. Единственным критерием их оценки являются,

во-первых, согласие* с сейсмическими данными, во-вторых, опыт изучения вулканизма материковых рифтов и, в-третьих, те примеры, которые могут рассматриваться как аналоги современной океанической коры. Один из главных вопросов в таких построениях заключается в природе океанического слоя, (слой 3) где, как предполагается, находятся источники магнитных аномалий.

Большой интерес в этом отношении представляют данные, полученные Ф. Аументом с соавторами [39*], Ш. Кин и К. Трамонтини [58*] для Срединно-Атлантического хребта в районе 45° с. ш. По сейсмическим данным (метод преломленных волн) слой 2 характеризуется диапазоном скоростей от 3,5 до 5,4 км/сек (среднее $4,58 \pm 0,66$), слой 3 — от 5,8 до 6,8 км/сек (среднее $6,62 \pm 0,32$). Важно отметить, что слой 2 подразделяется на два горизонта с сейсмическими скоростями 3,8 и 4,7 км/сек соответственно. Средние мощности этих слоев $1,64 \pm 0,48$ и $3,38 \pm 0,51$ км соответственно, причем мощность слоя 3 вблизи оси хребта уменьшается до 1,3 км.

Изучение упругих свойств пород при драгировании в районе исследования дало такие значения скоростей волн, км/сек: для выветрелых пиллоу-базальтов — 3,8; для массивных базальтов и диабазов — 4,7; для метабазальтов, габбро и метагаббро — 5,8—6,8.

Благоприятные условия (наличие разломов, в зоне которых выходят наиболее древние породы) позволяют представить разрез в следующем виде: в верхней части (под осадками) находятся крупнозернистые и пористые выветрелые базальты, ниже которых, вероятно, располагаются габбро и диабазы, претерпевшие метаморфизм в фации зеленых сланцев. Взаимоотношение габбро и диабазов с подушечными лавами далеко не ясно, и можно лишь предполагать, что они слагают либо силлы, либо дайки. По-видимому, глубже должны залегать амфиболиты; первичная структура пород не сохранилась, и амфиболиты имеют гнейсовый облик. Однако в других случаях, например на хр. Палмер, в амфиболитах признаки первичной крупнозернистой структуры долеритов видны достаточно отчетливо.

Изучение изменения скоростей волн P с увеличением степени метаморфизма пород (Н. Христинсен) показывает, что для амфиболитов наиболее характерна скорость 6,7 км/сек.

Из всех приведенных данных очевиден вывод, что выделение слоев 2 и 3 в океанической коре по сейсмическим данным носит достаточно условный характер; в геологическом смысле это, скорее всего, единый слой, и его «расслоение» обусловлено физическими свойствами самих пород (пористые и подушечные базальтами верхней части), с одной стороны, и вторичными процессами (выветривание и метаморфизм) — с другой.

Из двух моделей строения коры, предложенных Г. Хессом [85*] и Дж. Канном [46*], более правдоподобной выглядит модель

* Оно подразумевает непротиворечивость данных сейсмического зондирования лабораторным измерениям пород, непосредственно отобранных в районе изучения того или иного хребта.

Дж. Канна, согласно которой слой 3 представлен не серпентинизированными перидотитами, а амфиболитами. Незадолго до смерти Г. Хесс допускал возможность базальтового состава слоя 3 [85*].

Наиболее трудным вопросом, который до сих пор не разрешен, является вопрос о природе магнитоактивного слоя. К какой части коры его следует относить и что вызывает линейную структуру магнитного поля? Обычно принято считать, что мощность этого слоя не более 1,5—2,0 км, а сами намагниченные тела образованы роями базальтовых даек, причем границы между прямо и обратно намагниченными блоками вертикальны. Отметим, что ширина аномалий при этом чаще всего около 20—25 км.

Высокие значения интенсивности намагниченности базальтов, драгированных в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта, привели Э. Ирвинга с соавторами к выводу, что магнитные аномалии могут быть обусловлены толщей базальтов мощностью всего в несколько сотен метров, соответствующих верхней части сейсмического слоя 2.

Важно отметить, что придонная магнитная съемка выявляет аномалии, ширина которых колеблется в пределах 3—6 км [62*]. Роль намагниченности приповерхностной части базальтов в формировании таких аномалий значительно возрастает [27*]. По-видимому, зона базальтовых даек должна располагаться в нижней части слоя 2 и в слое 3 океанической коры, что согласуется с механизмом подводных излияний [69*]. Принимая во внимание резкие границы между магматическими телами и имея в виду, что их минимальная ширина может достигать первых километров, надо предполагать, что протяженность потоков и силлов базальтов, образующих структуру *lit par lit*, ограничена.

Такое строение верхней части слоя 2 требует большого числа подводящих каналов, что вызывает возражения некоторых исследователей [5*]. Однако трещинный характер излияний, с одной стороны, не противоречит этому, а с другой — в этом нас убеждают данные полевых наблюдений. Заключение исландских геологов о широком развитии даек недавно получили замечательное подтверждение при изучении массива Трудос (Кипр), который рассматривается как древний аналог современной океанической коры [85*]. Пиллоу-лавы, слагающие верхнюю часть массива Трудос, подразделяются на две толщи. Верхняя представлена базальтами с немногочисленными дайками, а в нижней части дайки составляет от 10 до 50% всего разреза. При переходе от пиллоу-лав к расслоенному интрузивному комплексу роль даек возрастает, в отдельных горизонтах они составляют 90—100%.

Таким образом, если внедрение даек приводит к раздвижению океанического дна, то можно принять, что каждый элементарный блок той или иной полярности имеет строение, близкое к отмечен-

* Ширина таких блоков определяется скоростью разрастания дна: при возрастании скорости ширина блоков будет увеличиваться.

ному выше*, т. е. дайки должны располагаться в нижней части слоя 2 и захватывать весь слой 3. Понятно, что непрерывный процесс разрастания вызывает и непрекращающуюся вулканическую деятельность. Отсюда следует, что в каждом блоке могут присутствовать породы только одной полярности. Зная скорость разрастания и продолжительность интервала той или иной полярности, можно получить ширину аномалии. Согласно Дж. Хейрцлеру с соавторами, средняя продолжительность интервала прямой полярности — 0,2, а обратной — 0,48 млн. лет. Тогда, например, при скорости разрастания 1 см/год (Атлантический океан) ширина аномалий соответственно будет равна 4,2 и 4,8 км, что близко к значениям ширины аномалий, которые выделяются при наблюдениях в непосредственной близости от дна.

В действительности продолжительность интервалов прямой и обратной полярности разная, как это следует из рис. 50 (см. с. 77), а также из данных Д. М. Печерского и предварительных результатов палеомагнитных исследований керна, полученного при глубоководном бурении.

Сопоставление Ламонтской шкалы инверсий со шкалой, предложенной Дж. Хейрцлером и его коллегами, показывает, что в последней отражены далеко не все инверсии поля. Придонная магнитная съемка [61*] выявляет большое число узких аномалий, которые при большей высоте съемки (на уровне океана) исчезают. Сравнение спектра коротковолновых аномалий в зоне гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия со шкалой инверсий для первых 4 млн. лет (наиболее обоснованной) дает, кажется, хорошие результаты [62*]. Отсюда следует, что в каждом элементарном блоке магнитоактивных тел не могут находиться породы различной намагниченности.

В работе [27*] на основе изучения магнитных свойств драгированных образцов делается вывод, что рифт Срединно-Атлантического хребта сложен толщей базальтов, имеющих противоположную намагниченность, что, естественно, исключает гипотезу Вайна-Мэттьюза. Однако для доказательства такого положения необходимо было бы провести, во-первых, придонную магнитную съемку, на основе которой и следовало бы сопоставлять аномалии с направлением намагниченности пород. Во-вторых, с учетом возможного разброса даек, вытекающего из механизма их образования, вполне вероятно, что может происходить «загрязнение» ранее сформированных блоков коры, не говоря уже о других вероятных причинах обратной намагниченности пород.

Дальнейшее изучение коротковолновых аномалий и их сопоставление со шкалой инверсий должны уточнить шкалу Дж. Хейрцлера и определить положение в ней некоторых аномалий (названных им X и Y). Имеющиеся же данные по придонной съемке показывают хорошее соответствие коротковолновых аномалий со шкалой инверсий.

Приведенные выше данные о строении и составе слоев 2 и 3 океанической коры вместе с результатом глубоководного бурения явля-

ются сильным аргументом в пользу развиваемых А. В. Пейве [26*] представлений о палеоокеанической коре. Древние аналоги современной океанической коры, изученные сейчас во многих районах, действительно обнаруживают как большое сходство разрезов между собой, так и удивительное подобие офиолитового комплекса материков разрезам коры океанических бассейнов. Недавние датировки хорошо изученного офиолитового комплекса Калифорнии дали цифры около 115 млн. лет, что согласуется с идеями Э. Бейли и М. Блейка [4*] о мезозойском возрасте коры. Все это в целом открывает широкие перспективы для палеотектонических построений на новом уровне.

Зарождение магмы, дающей начало толеитовому вулканизму срединных хребтов, вероятно, происходит на небольших глубинах в слое низких скоростей (аномальной мантии со скоростями волн 7,3—7,8 км/сек). Образование толеитовых базальтов исключительно в зоне рифта хорошо согласуется с механизмом разрастания океанического дна. Изучение вариаций химизма базальтов как функции расстояния от хребта показало [41*], что такие изменения отсутствуют (это и вытекает из гипотезы Вайна—Мэттьюза). Этого нельзя сказать об оливино-щелочном вулканизме океанических островов, который можно рассматривать как вулканические аппараты, располагающиеся на толеитовом основании.

Широко распространенные представления об увеличении возраста вулканических островов по мере удаления от оси хребта плохо обоснованы фактическим материалом. Рис. 101 (см. с. 161) иллюстрирует эту зависимость на примере Атлантического океана. Для ее оценки рассмотрим группу островов Тристан-да-Кунья. По данным К—Аг-датировок Дж. Миллера [75*], оказывается, что о. Тристан имеет возраст 9, о. Инкессебл — около 6, а о. Нейтингейл — 18 млн. лет, причем максимальное расстояние между островами — около 40 км. Далее, о. Фернанду-ди-Норонья (рис. 101) должен иметь возраст более 120 млн. лет, а по данным 28 определений К—Аг-методом он не древнее 12 млн. лет [49*]. Аналогичные несоответствия могут быть приведены и для ряда других островов.

Известно, что вулканическая активность океанических островов продолжается в течение многих миллионов, иногда десятков миллионов лет. Дж. Миллер [75*], например, устанавливает продолжительность такого цикла вулканизма 20 млн. лет. Для объяснения длительной вулканической активности обычно делают допущение, что очаг должен находиться в движущейся плите литосферы. Альтернативная гипотеза связывает возникновение вулканизма с прохождением плит литосферы через разогретые участки в нижележащей мантии. Таким образом объясняется вулканизм Гавайского хребта и Императорских гор [57*]. В целом этот вопрос слабо разработан, хотя существование локальных магматических очагов не кажется невероятным в отличие от «горячих» участков в мантии, что должно подразумевать наличие зон аномальных температурных градиентов в основании литосферы.

Если рассматривать развитие вулканизма в эволюционном ряду рифтогенеза (материковый рифт — разрыв материковой коры — океаническое дно), то мы увидим закономерное изменение химизма от оливиновых щелочных базальтов через промежуточные серии к толеитовым базальтам. Такая последовательность хорошо выявляется на примере сопряжения Эфиопской рифтовой зоны через треугольник Афар с Красным морем [54*].

Если рассматривать слой низких скоростей как зону генерации базальтовой магмы, то очевидной становится связь глубины его залегания в материковых и океанических рифтах с составом и характером дифференциации вулканогенных серий. При, в общем, одинаковых температурах в слое низких скоростей различие в условиях генерации базальтового расплава в материковых и океанических рифтах заключается в уровне частичного плавления и величине давления, которые и определяют толеитовый тип магмы в океанических рифтах и щелочной оливин-базальтовый на океанических островах и в материковых рифтах.

Появление промежуточного типа магм в континентальных рифтах следует связывать с утонением земной коры, приближением слоя низких скоростей к поверхности и изменением условий плавления.

Таким образом, мы приходим к выводу, что развитие вулканизма в целом не противоречит гипотезе разрастания океанического дна, а скорее подтверждает ее.

Разрастание океанического дна и проблемы тектоники

Гипотеза разрастания океанического дна, успешно подкрепленная данными сейсмологии, быстро переросла в гипотезу тектоники плит, основные положения которой изложены Ж. Кулоном в гл. X. В свете этих идей развитие основных геоструктурных областей Земли, геосинклиналей и орогенических поясов требует обсуждения.

Начнем с рассмотрения геосинклиналей, и первый вопрос, который, естественно, возникает, заключается в том, какое же содержание следует вкладывать в термин «геосинклиналь». Более 100 лет назад, в 1859 г., при изучении стратиграфии штата Нью-Йорк Дж. Холл пришел к выводу, что зоны накопления мощных толщ осадков впоследствии превращаются в горные области. Термин «геосинклиналь» был введен Дж. Дана позже, в 1873 г., но с тех пор идея геосинклинального цикла, включающего стадии прогибания и осадконакопления и последующего поднятия, получила всеобщее распространение. Разделение геосинклиналей на два типа (мио- и эвгеосинклинали) после работ Г. Штилле поддерживается всеми исследователями.

Задолго до появления гипотез о разрастании океанического дна и о новой глобальной тектонике целый ряд исследователей высказывали сомнения в причинной зависимости двух стадий геосинклинального процесса. Из современных тектонистов наиболее последовательно отстаивал эту точку зрения С. С. Шульц, и идея о независимости

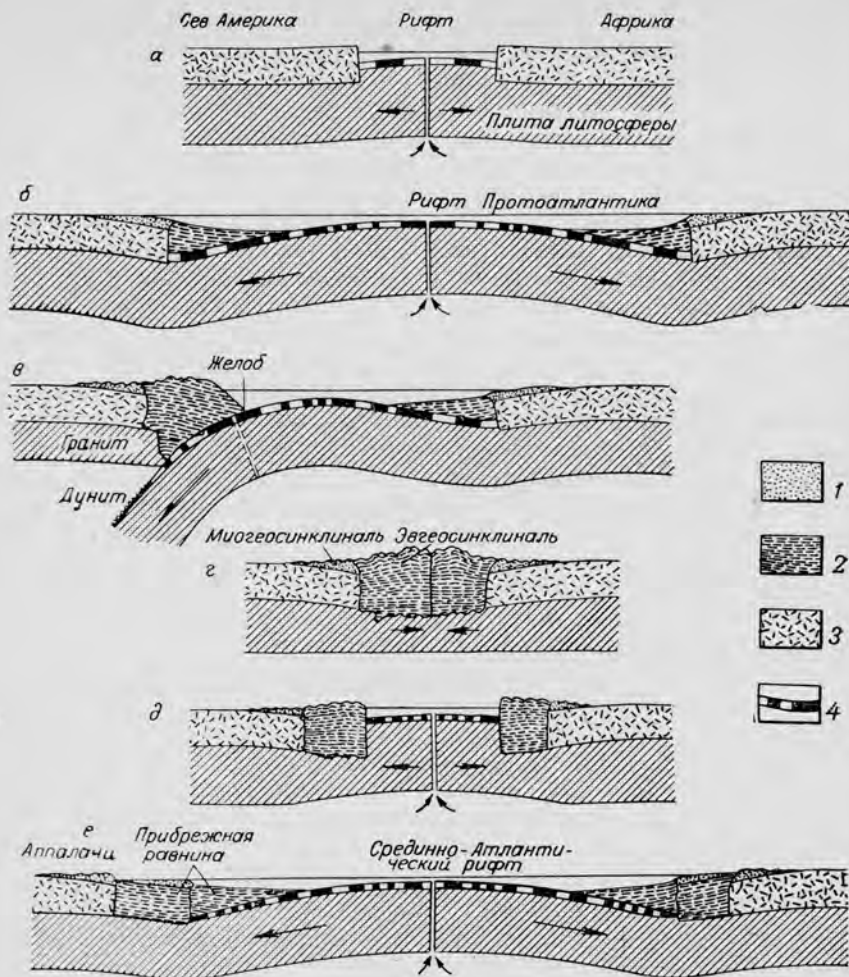


Рис. 5. Схема образования складчатого пояса Аппалачей, допускающая, что Атлантический океан открывался дважды [51*].

a — начало раздвигания океанического дна (поздний докембрий); *б* — формирование толщи миегосинклинальных осадков на шельфе и эвгеосинклинальных в зоне материкового подножия (ранний — средний палеозой); *в* — начальная стадия орогенеза (поздний палеозой); *г* — заключительная стадия орогенеза и закрытие протоокеана; *д* — начало вторичного раздвигания океанического дна (около 160 млн. лет); *е* — современная стадия расширения Атлантического океана. Как и в этап *б*, происходит образование миегосинклинальных и эвгеосинклинальных формаций в зоне материковых окраин. 1 — шельфовые отложения; 2 — отложения материкового подножия; 3 — материковая кора; 4 — океаническая кора.

орогенеза от предшествующего геосинклинального развития достаточно обоснована сейчас фактическими данными независимо от тектоники плит.

Другим принципиальным вопросом является строение коры, на которой закладываются эвгеосинклинали. И здесь следует отметить, что оригинальные представления А. В. Пейве о сходстве

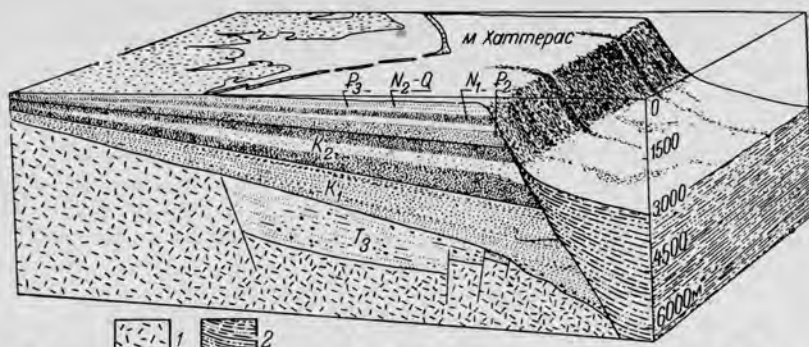


Рис. 6. Современная структура материковой окраины восточной части Северной Америки [51*].

1 — кристаллический фундамент; 2 — толща осадков материкового подножия. Отложения шельфа рассматриваются как аналог формации миеогеосинклиналей, толща осадков материкового подножия — как аналог эвгеосинклинали. Осадконакопление в зоне шельфа и материкового подножия происходит примерно одновременно (см. рис. 1).

офиолитового комплекса геосинклиналей со строением современной океанической коры и о тектоническом значении меланжа являются самостоятельной геотектонической концепцией.

Поэтому те выводы, которые вытекают из тектоники плит, не могут рассматриваться как нечто неожиданное. В целом фактический материал укладывается в схему новой глобальной тектоники.

Что же такое геосинклинали в современном понимании? Согласно взглядам А. В. Пейве [26*], современные океанические бассейны могут рассматриваться как аналог древних эвгеосинклиналей (отметим, что в начале текущего столетия Г. Ог рассматривал Атлантический океан как современную геосинклинали). Если это так, то геосинклинали не являются зонами интенсивного прогибания и мощного осадконакопления, ибо средняя мощность осадков невелика, а в отдельных районах Тихого океана мощности осадков крайне незначительны — в 1 м осадков запечатлена история в 30 млн. лет (Д. Джонсон и Т. Джонсон).

Далее, если осадконакопление в эвгеосинклинали происходит на океанической коре, то миеогеосинклинали располагается на коре материкового типа. Поэтому в качестве возможных аналогов современных ортогеосинклиналей, по-видимому, вслед за Р. Дитцем [51*] и другими следует рассматривать материковую окраину, включающую зону шельфа и материковое подножие.

Тектонотипом современной геосинклинали может служить Атлантическая материковая окраина Северной Америки (рис. 5, 6), изученная наиболее детально. Здесь в основании материкового склона на протяжении 2000 км (по сейсмическим данным) залегает толща осадков мощностью около 10 км, сокращенный разрез которой был пройден скв. 100 и 105 («Гломар Челленджер», рейс 11). Согласно сейсмическим данным фундамент (слой 2) имеет структуру четко выраженного прогиба шириной более 200 км. Глубоководное

бурение подтвердило ранее высказавшиеся предположения (М. Юнг и др.) о значительной роли турбидитов, слагающих верхнюю часть разреза осадков (до горизонта А).

Возникает вопрос, что явилось причиной образования здесь такого прогиба. Если исходить из того, что толща осадков первоначально накапливалась в мелководном бассейне, то для накопления 10 км пород необходимо принять гипотезу опускания земной коры в основании материкового склона, т. е. существующий прогиб имел первоначально тектоническое происхождение. Однако мы знаем, что толща осадков залегает на океанической коре и отлагалась явно не в мелководных условиях. Первоначальную глубину бассейна h мы можем получить исходя из зависимости, полученной В. А. Магницким для изостатического прогибания:

$$h = H \frac{\rho_m - \rho_c}{\rho_m - 1},$$

где H — мощность осадков; ρ_m и ρ_c — плотность мантии и осадков. Приняв, что $\rho_m = 3,3$, а $\rho_c = 1,8$ г/см³ * при $H = 10$ км, получим первоначальную глубину около 6500 м, что примерно на 1000 м превышает современную глубину океанического дна в зоне перехода материкового подножия в ложе океана.

Таким образом, мы приходим к выводу, что прогибание имело изостатическую природу и было связано с выносом значительного объема материала с прилегающего шельфа. Это означает, что образование мощной толщи осадков, которая в дальнейшем может превратиться в орогеническую область, не требует предшествующего прогибания.

Третий важный вопрос, имеющий отношение к геосинклиналям, заключается в том, к какому ряду структур — геосинклинальному или орогенному — следует относить островные дуги.

Высокая тектоническая активность, вулканизм, глубокофокусные землетрясения, перестройка коры, контрастные физические поля — все говорит о начале принципиально новой стадии развития. В тектонике плит это рассматривается как результат конвергенции материковых и океанических плит литосферы. Но независимо от механизма образования и от того, что предшествовало возникновению островных дуг (океаническая или материковая кора), их заложение означает начало принципиально нового тектонического этапа, иного режима развития, который на примере ряда Курильские острова — Камчатка — Корякия нельзя назвать иначе как орогенический.

Эволюционный ряд островных дуг, предложенный недавно М. С. Марковым и И. А. Соловьевой [23*], отражает последовательные стадии их формирования от относительно простых вулканических океанических гряд (типа хр. Лайн) до складчатых сооружений Альпийской области. Это хорошо увязывается с ранее установленным фактом об одинаковой (обратной) зависимости высоты рельефа со

* Значение плотности осадков принято по данным лабораторных измерений керн, полученного при глубоководном бурении.

средней плотностью земной коры для островных дуг (Япония) и областей альпийской складчатости (Альпы, Кавказ) [7*].

Что же такое геосинклинали? Ответ может быть дан, как нам представляется, такой: или геосинклиналей как самостоятельных геоструктурных областей не существует, или нужно, как это делает А. В. Пейве [24*], рассматривать океаны как геосинклинальную область. Будущее покажет, какое из этих направлений правильное. Предположения Л. П. Зоненшайна [15*], что срединно-океанические хребты являются эвгеосинклиналями на ранней стадии развития, как мы увидим позже, не могут быть приняты.

Одна из интереснейших проблем тектоники, которая, кажется, объясняется тектоникой плит, — это проблема эпиплатформенного горообразования. Сравнительно недавно было широко распространено представление о том, что эпиплатформенный орогенез * связан с замыканием геосинклинальных областей. Действительно, втягивание в поднятие прилегающих к геосинклинальной зоне платформенных участков земной коры в ряде районов установлено (Северный Кавказ и др.). Вместе с тем ряд фактов противоречит связи активизации платформенных областей с заключительной стадией геосинклинального развития. К этим противоречащим фактам относятся: 1) площадь областей эпиплатформенного орогенеза больше площади областей эпигеосинклинального горообразования; 2) значительная часть областей активизации располагается далеко за пределами геосинклинальных зон; 3) максимальные высоты (Гималаи **) характерны для эпиплатформенных орогенов; 4) одинаковое строение корней гор.

Однако, как правило, области весьма интенсивного и интенсивного эпиплатформенного горообразования вместе с зонами эпигеосинклинального орогенеза формируют пояса значительной протяженности. В этом случае их происхождение, кажется, может быть объяснено конвергенцией плит литосферы, как было сделано для Гималаев. Но такие современные области горообразования, как Урал, Аппалачи, не укладываются в эту схему, как и проблема вертикальных движений внутри движущихся плит литосферы. Это, конечно, слабое место тектоники плит, особенно если учесть унаследованный характер тектонических движений.

И, наконец, вопрос о срединно-океанических хребтах. Согласно гипотезе разрастания океанического дна, формирование новой коры и раздвижение плит литосферы происходит в рифтовых зонах срединных хребтов, что подразумевает существование морфологически выраженного хребта. Однако факт существования срединного хребта с самого начала разрастания как морфологически выраженного сооружения не доказан, а принимается априори.

* Материковые рифты, являющиеся также эпиплатформенными зонами горообразования, естественно, должны быть исключены из рассмотрения.

** Согласно А. Гансеру, Гималаи не проходили геосинклинальную стадию развития.

Рассмотрим данные, которые несовместимы с этой точкой зрения.

1. Имеется несколько молодых зон разрастания океанического дна, где срединный хребет отсутствует. К их числу относятся Галапагосская зона, где разрастание началось около 10 млн. лет, и Красное море.

2. Отсутствует связь между скоростью разрастания океанического дна и высотой срединных хребтов, но в то же время существует хорошо установленная зависимость между высотой и возрастом океанического дна (Дж. Склейтер).

3. Как было показано Дж. Максвеллом на основании анализа данных глубоководного бурения, скорость поднятия Срединно-Атлантического хребта во времени менялась. На рис. 103 (гл. X) показано, что высота хребта относительно уровня растворимости карбоната кальция * постепенно увеличивалась (37 млн. лет). В конце эоцена высота хребта была около 400 м, затем приблизительно за 30 млн. лет произошло поднятие еще на 1000—1100 м, и, наконец, резкий скачок амплитуды поднятия отмечается за последние 6 млн. лет, когда хребет достиг современной высоты.

4. Как известно, северное продолжение Срединно-Атлантического хребта — хр. Гаккеля — является очень молодым образованием. Учитывая, что возраст Евразийского бассейна не древнее 60 млн. лет, а, вероятно всего, моложе и уменьшается по мере приближения к матерiku Евразии, становится понятным небольшая высота хребта. Это хорошее подтверждение закономерности, установленной Дж. Склейтером [81*]. Оно, быть может, объясняет отсутствие островов в зоне Срединно-Арктического хребта, что столь типично для всех других срединных хребтов, развивающихся на более древней океанической коре.

Все сказанное, кажется, свидетельствует в пользу предположения о том, что развитие срединных океанических хребтов как морфологически выраженных горных сооружений непосредственно не связано с разрастанием океанической коры. Возможно, они появляются в заключительную стадию разрастания океанического дна — стадию затухания расширения океанов.

Вероятно, разрастание океанического дна и образование срединных хребтов связаны с различными процессами. В самом деле, если рост новой океанической коры происходит в узкой зоне (20—30 км), то поднятие участка океанического дна шириной до 2000 км заставляет искать иные причины, объясняющие происходящее.

В настоящее время известны два срединных хребта (Срединно-Лабрадорский и Менделеева), развитие которых либо прекратилось, либо, как Срединно-Лабрадорский хребет, находится в стадии затухания, о чем свидетельствует продолжающаяся сейсмическая активность в Лабрадорском море. Поэтому предположение Л. П. Зонен-

* Уровень растворимости карбоната кальция в течение кайнозоя незначительно отклонялся от 4500 м, и эта глубина может быть принята за систему отсчета амплитуд движения.

шайна [15*] о том, что эволюция срединных хребтов идет по пути их превращения в островные дуги, не подтверждается. Еще задолго до появления работы Л. П. Зоненшайна автор придерживался мнения [9*], что одним из возможных путей дальнейшей эволюции срединных хребтов может быть стадия островных дуг и основанием для этого послужила область к югу от Новой Зеландии, где казалось, что хр. Маккуори является переходным звеном между островной дугой и срединным хребтом. Однако в дальнейшем стало ясно, что эта зона соответствует границам плит литосферы, а недавно было показано [48*], что хр. Маккуори возник в зоне трансформного разлома, соединяющего островную дугу Новой Зеландии с Тихоокеанско-Антарктическим срединным хребтом.

Последняя проблема, на которой следует хотя бы кратко остановиться, носит региональный характер и связана с границей плит в Евразии. Обсуждение этой проблемы уместно здесь лишь потому, что ее решение наметилось только в последние годы.

Сейсмический пояс в Арктике давно привлекал внимание исследователей; о нем еще в 30-х годах писал Д. И. Мушкетов, но лишь в начале 60-х годов окончательно стало ясно, что он связан со срединно-океаническим хребтом, получившим название хр. Гаккеля.

Арктический сейсмический пояс не затухает в океане, а имеет продолжение на материке. В ряде работ, начиная с известной статьи М. Юинга и Б. Хизена, были рассмотрены различные варианты такого продолжения, и на карте новейшей тектоники Арктики, составленной в 1966 г., было показано вероятное продолжение Срединно-Арктического хребта в зону Момо-Селенняхской впадины, ограниченной с запада горной системой хр. Черского. Проведенные автором полевые исследования [10*] и последующая обработка полученных данных, кажется, подтверждают это предположение. Эта точка зрения развивается в работах [25*, 47*].

Предварительное определение полюса раскрытия Евразийского бассейна, сделанное А. М. Карасиком, показало, что он располагается в зоне хр. Черского и имеет координаты 138° в. д. и 65° с. ш.

Таким образом, граница, разделяющая Евразийскую и Американскую плиты литосферы, проходит через рифтовую зону хр. Гаккеля и далее на материке через Момский рифт. Дальнейшее ее поведение не совсем ясно. Байкальская рифтовая зона не заканчивается в районе истоков р. Чары (Чарский рифт) в виде Южно-Якутского или Станового краевого шва, характеризующегося высокой сейсмической и тектонической активностью, проявлениями четвертичного вулканизма, а продолжается, по-видимому, до побережья Охотского моря. Является ли Охотско-Чаунская зона разломов связующим звеном между Момской и Байкальской рифтовыми областями, покажут дальнейшие исследования и в первую очередь изучение сейсмичности этой зоны с помощью временных сейсмических станций.

Итак, какие же общие выводы можно сделать?

Оценивая в целом гипотезы разрастания океанического дна и тектоники плит, мы должны исходить не из тех недостатков, которые

имеются, а прежде всего из того, что впервые намечается возможность понять взаимосвязь широкого круга геологических, геофизических и геохимических процессов. Это действительно выдающееся достижение современной науки о Земле и именно такая оценка была дана А. В. Пейве, В. Е. Хаиным, Н. Н. Кропоткиным и многими другими геологами при обсуждении новой глобальной тектоники на заседании Отделения наук о Земле АН СССР.

Возражения, высказанные отдельными учеными, в ряде случаев выглядят не более как недоразумение (например, интерпретация магнитных аномалий в работе [73*]), в других работах обсуждаются частные вопросы [59*]. Наибольшие споры вызывает, естественно, вопрос о движущем механизме разрастания океанического дна, но, как справедливо отметил В. Е. Хаин [35*], наше непонимание причин какого-либо процесса не может привести к его отрицанию.

Кажется, вопрос о механизме разрастания океанического дна может быть разработан на основе представлений, развиваемых Е. В. Артюшковым [2*, 3*, 37*, 38*]. В его последней статье [3*] показано, что горизонтальные неоднородности, возникающие вследствие дифференциации вещества Земли (на разных уровнях начиная с границы ядра и мантии), приводят к появлению в земной коре напряжений, достаточных для протекания процесса разрастания океанического дна.

Большой интерес представляет работа супругов Энгель [36*], которые показали, что процесс образования океанов на Земле в широком масштабе повторялся, происходил дважды. На основе геохимического и литологического анализа более 3000 образцов изверженных и осадочных пород всех возрастов они пришли к заключению, что 2,5 млрд. лет назад площадь океанов вместе с островными дугами и разделявшими их бассейнами превышала площадь материков. По их данным, крупные океаны в период между 2,5 и 0,2 млрд. лет назад не разделяли части Гондваны, хотя океанические бассейны второго порядка существовали. Океан, подобный современному Мировому океану, был только в архее (2,5—3,5 млрд. лет назад).

Опосредованно такой вывод подтверждается эволюцией докембрийской биосферы [29*], которая должна быть связана с образованием атмосферы и увеличением кислорода в ней как следствие дегазации мантии при формировании океанической коры (А. П. Виноградов).

Этот вывод А. Энгель и Ц. Энгель имеет несомненное значение для геологии вообще и для тектоники докембрия в частности и перекликается с работой [12*], где было показано, что процесс рифтогенеза в прошлом наиболее активно протекал также в докембрии; выяснение связей процессов рифтогенеза и образования океанической коры в глубоком докембрии требует дальнейшего изучения и является перспективным направлением изучения геологии докембрия.

А. ГРАЧЕВ

1 октября 1972 г.

СПИСОК ДОПОЛНИТЕЛЬНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. А да м о в и ч А. Ф., А ф а н а с ь е в В. А. Обсуждение проблем глобальной тектоники. — Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1972, № 9, с. 111—119.
2. А р т ю ш к о в Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с нею явления. — Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1970, № 5.
3. А р т ю ш к о в Е. В. Происхождение больших напряжений в земной коре. — Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1972, № 8, с. 3—25.
4. Б е й л и Э. Г., Б л е й к М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 17—30; № 4, с. 24—34.
5. Б е л о у с о в В. В. Об одной гипотезе развития океанов. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1970, вып. 4, с. 92—114.
6. Б е л о у с о в В. В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность. — Вестн. АН СССР, 1972, № 7, с. 74—79.
7. Г р а ч е в А. Ф. К вопросу о корнях гор. — Вестн. ЛГУ, сер. Геол. и географ., 1968, № 12, с. 117—125.
8. Г р а ч е в А. Ф. Асимметрия Байкальской рифтовой зоны: геофизическое решение геоморфологической проблемы. — В кн.: Геоморфология и геофизика. Л., «Наука», 1972, с. 95—106.
9. Г р а ч е в А. Ф., К а р а с и к А. М. Сравнительный анализ материковых и океанических областей горообразования. — Вестн. ЛГУ, сер. Геол. и географ., 1966, № 24, с. 136—139.
10. Г р а ч е в А. Ф., Д е м е н и ц к а я Р. М., К а р а с и к А. М. Проблема связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля. — В кн.: Геофиз. методы разведки в Арктике, вып. 6. Л., изд. НИИГА, 1971, с. 48—50.
11. Г р а ч е в А. Ф., Д е м е н и ц к а я Р. М., К а р а с и к А. М. Срединный Арктический хребет и его материковое продолжение. — «Геоморфология», 1970, № 1, с. 42—45.
12. Г р а ч е в А. Ф., Ф е д о р о в с к и й В. С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов. — «Сов. геология», 1970, № 12, с. 121—122.
13. Д е м е н и ц к а я Р. М. Магнитное поле Земли и проблема обособления материков и океанов. — В кн.: Геоморфология и геофизика. Л., «Наука», 1972, с. 33—44.
14. Ж и в а г о А. В. Проблемы геоморфологии Южного океана. М., 1971, с. 122.
15. З о н е н ш т а й н Л. П. Геосинклинальный процесс и «новая глобальная тектоника». — «Геотектоника», 1971, № 6, с. 3—26.
16. И л ь и н А. В. Основные черты геоморфологии дна Атлантического океана. — В кн.: Океанолог. исследования, сб. 21. М., «Наука», 1971, с. 107—246.
17. И с с л е д о в а н и е по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. 1., М., «Наука», 1972.

18. Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана. Автореф. дис. М., 1972, с. 48.
19. Карасик А. М. Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания океанического дна. — «Геотектоника», 1971, № 2, с. 3—18.
20. Карасик А. М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана. — В кн.: Геофиз. методы разведки в Арктике, вып. 5. Л., изд. НИИГА, 1968.
21. Кропоткин П. Н. Механизмы движения земной коры. — «Геотектоника», 1967, № 5.
22. Кропоткин П. Н. Динамика горизонтальных движений земной коры. — Вестн. АН СССР, 1972, № 7, с. 80—89.
23. Марков М. С., Соловьева И. А. Глубинное строение земной коры островных дуг и Альпийской складчатой области. — «Геотектоника», 1972, № 1, с. 64—79.
24. Океаны и геосинклиальный процесс. — Докл. АН СССР, 1972, т. 196, № 3, с. 657—659. Авт.: А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. Л. Кшипер.
25. Патык-Кара Н. Г., Гришин М. К. Место хр. Полоусного в структуре северо-востока СССР и его новейшая тектоника. — «Геотектоника», 1972, № 4, 90—98.
26. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—23.
27. Печерский Д. М., Мирлин Е. Г. Намагниченность горных пород и природа магнитных аномалий в рифтовой зоне Атлантического океана. — Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1971, № 5, с. 43—56.
28. Рубинштейн М. М. Орогенические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии. — «Геотектоника», 1967, № 2.
29. Соколов Б. С. Докембрийская биосфера в свете палеонтологических данных. — Вестн. АН СССР, № 8, 1972, с. 48—54.
30. Сорохтин О. Г., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б. Возможный механизм образования земной коры. — Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 2.
31. Трубяччинский Н. Н., Карасик А. М. Пролив Дрейка — область разрастания океанической коры. — В кн.: Геоморфология и геофизика. Л., «Наука», 1972, с. 156—161.
32. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972, с. 394.
33. Ушаков С. А., Красе М. С. Сила тяжести и вопросы механизма недр Земли. М., «Недра», 1972, с. 156.
34. Хаин В. Е. О новой глобальной тектонике. — Вестн. АН СССР, 1972, № 7, с. 66—73.
35. Хаин В. Е. О современном положении в теоретической тектонике и вытекающих из него задачах. — «Геотектоника», 1972, № 4, с. 3—34.
36. Энгель А. Э. Дж., Энгель Ц. Г. Происхождение континентов. — В кн.: Очерки соврем. геохим. и аналитич. химии. М., «Наука», 1972, с. 76—87.
37. Artyushkov E. V., 1971. Convective instability in geotectonics. — «J. Geophys. Res.», vol. 76, № 3, p. 1397—1415.
38. Artyushkov E. V., 1971. Rheological properties of the crust and upper mantle according to data on isostatic movement. — «J. Geophys. Res.», vol. 76, № 3, p. 1376—1390.
39. Aumento F., Loncareviev B. D., Ross D. I., 1971. Hudson geotraverse: geology of the Mid-Atlantic ridge at 45° N. — Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn., A, 268, p. 623—650.
40. Barazangi M., Dorman J. World seismicity map of E. S. S. A. Coast and Geodetic Surv. Epicenter Data for 1961—1967.
41. Bonatti E., Fisher D. E., 1971. Oceanic basalts: chemistry versus distance from oceanic ridges. — «Earth and Planetary Sci. Letters», vol. 11, № 4, p. 307—311.

42. Bordet P., Colchen M., Krummenacher D. e. a., 1971. Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal région de la Thakkhold. Paris, p. 279.
43. Brinkmann R., 1972. Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», vol. 83, № 3, p. 819—826.
44. Bryan W. B., 1972. Textural and mineralogical relations of basalts from site 100 and 105.—Initial rep. of deep sea drilling project, vol. 11, p. 873—876.
45. Burk C. A., 1972. Global tectonics and world resources. — «Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.», vol. 56/2, p. 196—202.
46. Cann J. R., 1971. Petrology of basement rocks Palmer ridge, NE Atlantic. — Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn., A, 1971, 268, p. 605—617.
47. Churkin M., 1972. Western boundary of the North American continental plate in Asia. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», vol. 83, № 4, p. 1027—1036.
48. Christoffell D. A., 1971. Motion of the New Zealand alpine fault deduced from the pattern of sea-floor spreading. — In: Recent crustal movements. Roy. Soc. New Zealand Bull., vol. 9, p. 25—30.
49. Cordani U. G., 1970. Idade do vulcanismo no oceano Atlantico sul. — «Bol. IGA», № 1, p. 9—75.
50. Dickson G. O., Pitmah III W. C., Heirtzler J. R., 1968. Magnetic anomalies in the South Atlantic and ocean floor spreading. — «J. Geophys. Res.», vol. 73, p. 2087.
51. Dietz R. S., 1972. Geosynclines, mountains and continent-building. — «Sci. Amer.», vol. 226, № 3, p. 30—38.
52. Dewey J. F., 1972. Plate tectonics. — «Sci. Amer.», vol. 226, № 5, p. 56—66.
53. Drake Ch. L., 1972. Future considerations concerning geodynamics. — «Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.», vol. 56/2, p. 260—268.
54. Gass J. G., 1970. The evolution of volcanism in the junction of Aden and Ethiopian rifts. — Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn., A, 267, p. 369—381.
55. Graben problems, 1970. — Proc. Int. Rift Symp., Karlsruhe, October, 1968. Schweizertaische Verlagsbuchhandlung (Naegle u. Obermiller). J. H. Illies a. St. Mueller, eds. 316 p., 7 pl., 158 fig.
56. Hales A. L., 1969. Gravitational sliding and continental drift. — «Earth Planetary Sci. Letters», 6, p. 31—34.
57. Jackson E. D., Silver E. A., Dalrymple G. B., 1972. Hawaiian-Emperor chain and its relation to cenozoic circumpacific tectonics. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», vol. 83, № 3, p. 601—618.
58. Keen Ch., Tramontine C., 1970. A seismic refraction survey on the Mid-Atlantic ridge. — «Geophys. J. R. astr. Soc.», 20, p. 473—491.
59. Ilich M., 1972. New global tectonics: pros and cons. — «Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.», vol. 56/2, p. 360—363.
60. Lancelot I., Hathway J. C., Hollister C. D., 1972. Lithology of sediments from the Western North Atlantic. Leg 11, deep sea drilling project. — Initial rep. of the deep sea drilling project, vol. 11, p. 901—951.
61. Lanphere M. A., 1971. Age of the mesozoic oceanic crust in the California coast ranges. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», vol. 85, № 10, p. 3209—3212.
62. Larson R. L., Spiess F. N., 1969. East Pacific rise crust: a near bottom geophysical profile. — «Science», vol. 163, p. 68—71.
63. Laughton A. S. e. a., 1970. Deep sea drilling project. — «Geotimes», vol. 15, № 9.
64. Loncarevic B. D., Parker R. L., 1971. The Mid-Atlantic ridge near 45° N. XVII. Magnetic anomalies and ocean floor spreading. — «Can. J. Earth Sci.», vol. 8, p. 883—898.
65. Lowell J. D., Temple P. G., 1972. Sea-floor spreading and structural evolution of southern Red sea. — «Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.», vol. 56/2, p. 247—259.
66. Malfait B. T., Dinkelman M. G., 1972. Circum-caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», vol. 83, № 2, p. 251—272.

67. Masclé J. R., Phillips J. D., 1972. Smooth magnetic zones in the South Atlantic. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 52, № 4, p. 365.
68. Maxwell J. C., 1968. Continental drift and a dynamic earth. — *Amer. Scientist*, 56, p. 35—51.
69. Mc Birney A. R., 1963. Factors governing the nature of submarine volcanism. — *Bull. volcanol.*, vol. 26, p. 455—468.
70. McKenzie D. A., Sclater J. G., 1971. The evolution of the Indian ocean since the Late Cretaceous. — *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 25, p. 437—528.
71. McKenzie D. P., Sclater J. G., 1971. The evolution of the Indian ocean since the Cretaceous. — *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, vol. 24, № 5.
72. Mc Manus D. A., Weser O. E., Borch C. C. von der e. a. Regional aspects of deep sea drilling in the North Pacific. — Initial rep. of the deep sea drilling project, vol. 5, p. 621—637.
73. Meyerhoff A. A., Meyerhoff H. A., 1972. The new global tectonics: age of linear magnetic anomalies of ocean basins. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 56/2, p. 337—359.
74. Meyerhoff A. A., Meyerhoff H. A., 1972. The new global tectonics: major inconsistencies. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 56/2, p. 269—336.
75. Miller J. A., 1964. Age determinations made on samples of basalt from the Tristan da Cunha group and other part of the Mid-Atlantic ridge. — *Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn., A*, № 1075, p. 565—569.
76. Moores E. M., Vine F. J., 1971. The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. — *Phil. Trans. Roy. Soc. Ldn., A*, vol. 268, p. 443—466.
77. Morgan W. J., 1972. Deep mantle convection plumes and plate motions. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 56/2, p. 203—213.
78. Oliver J., 1972. Contribution of seismology to plate tectonics. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 56/2, p. 214—225.
79. Pitman III W. G., Talwani M., 1972. Sea floor spreading in the North Atlantic. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 83, № 3, p. 619—646.
80. Sawkins F. J., 1972. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. — *J. Geol.*, vol. 80, № 4, p. 377—397.
81. Sclater J. G., Anderson R. N., Lee M. B., 1971. Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. — *J. Geophys. Res.*, vol. 76, № 32, p. 7888—7915.
82. Talwani M., Eldholm O., 1972. The continental margin off Norway and the magnetic quietzone. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 52, № 4, p. 406.
83. Thompson G., Melson W. G., 1972. The petrology of oceanic crust across fracture zones in the Atlantic ocean: evidence of a new kind of sea-floor spreading. — *J. Geol.*, vol. 80, № 5, p. 526—538.
84. Tracey J. I., Sutton G. H., Nesteroff W. D. e. a., 1971. Leg 8. Summary initial reports of the deep sea drilling project, vol. 8, p. 17—42.
85. Vine F. J., Hess H. H., 1969. Sea-floor spreading. — *The Sea*, vol. 4, pt. 2, p. 587—622.
86. Vogt P. R., Einwich A., Johnson G. L., 1972. A preliminary Jurassic and Cretaceous reversal chronology from marine magnetic anomalies in the Western North Atlantic. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 52, № 4, p. 363.
87. Wesson P. S., 1972. Objections to continental drift and plate tectonics. — *J. Geol.*, vol. 80, № 2, p. 167—181.

О Г Л А В Л Е Н И Е

ОТ РЕДАКТОРА	5
ПРЕДИСЛОВИЕ К РУССКОМУ ИЗДАНИЮ	7
ПРЕДИСЛОВИЕ	8
ВВЕДЕНИЕ	9
Глава I. ГЕОГРАФИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ. БАТИМЕТРИЯ ОКЕАНОВ	
Области кайнозойской складчатости, сдвиги, островные дуги (10). Землетрясения осевой зоны срединных хребтов (17). Батиметрия океанов (22). Механизм в очагах землетрясений и ориентировка напряжений (26).	
Глава II. РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В МОРЕ. ПОПЕРЕЧНЫЕ РАЗЛОМЫ	
Магнитные аномалии срединно-океанических хребтов (29). Линейные аномалии вблизи островных дуг и материковых окраин (37). Восточно-Тихоокеанское поднятие и крупные поперечные разломы (39).	
Глава III. ИНВЕРСИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ. ГИПОТЕЗА ВАЙНА — МЭТТЮЗА	
Остаточная намагниченность эффузивных пород и магнитное поле в прошлом (48). Периоды полярности и промежуточные события (51). Намагниченность океанических осадков и различные явления, связанные с инверсиями (52). О происхождении инверсий (55). Гипотеза Вайна — Мэттьюза (57). Трансформные разломы (59). Механизм в очагах землетрясений срединно-океанических хребтов (60).	
Глава IV. РАЗРАСТАНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА	
Срединно-океанические хребты и глубоководные желоба (63). Примеры простого разрастания (64). Разрастание без срединно-океанического хребта (66). Локальные изменения в процессе разрастания дна (70). Глобальные изменения в разрастании (74). Система аномалий. Нумерация и датировка (74).	
Глава V. ДРЕЙФ МАТЕРИКОВ	
Разрастание, дрейф и палеомагнетизм (79). Реконструкция материковых блоков (81). Гипотеза жестких плит (84). Обсуждение кинематики и первое применение гипотезы плит (86). Синтез Ле Пижона (90). Древние эпохи разрастания (94).	
Глава VI. ИЗУЧЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ СЕЙСМИЧЕСКИМИ И ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ	
Метод преломленных волн. Строение коры (97). Сейсмическое изучение срединно-океанических хребтов (99). Драгированные изверженные породы (103). Поперечные разломы и сейсми-	

ческая анизотропия как следствие разрастания океанического дна (105). Гравиметрические исследования срединно-океанических хребтов и глубоководных желобов (107).

Глава VII. ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Глобальное распределение теплового потока (117). Тепловой поток срединно-океанических хребтов (120). Обсуждение результатов (127).

Глава VIII. ПРИРОДА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ТЕОРИЯ КОНВЕКЦИИ

Тепловая конвекция — причина разрастания океанического дна (134). Свойства верхней мантии по данным сейсмологии (137). Температура и состав верхней мантии (141). Реологические свойства мантии (146). Конвекция вследствие вертикальной неустойчивости (147). Конвекция вследствие горизонтальной неустойчивости (150).

Глава IX. ОКЕАНЫ И МАТЕРИКИ

Образование и отмирание океанической коры (153). Океаническое дно как лента конвейера (158).

Глава X. ПОСЛЕДНИЕ ДОСТИЖЕНИЯ

Магнитные аномалии и дно океана (164). Срединно-океанические хребты, рифты и трансформные разломы (168). Зоны сжатия (170). Кинематика движений плит (173). Динамика и термодинамика движений плит (176). Тепловой поток Земли (181). Эпиконтинентальные моря (183). Гравитационные аномалии и теория плит (184). Орогенез по теории плит (186). Приложение тектоники плит к древним движениям материков (191).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

197

Послесловие. НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ РАЗРАСТАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА И ТЕКТониКИ ПЛИТ

207

СПИСОК ДОПОЛНИТЕЛЬНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

227

Жан Кулон

РАЗРАСТАНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА И ДРЕЙФ МАТЕРИКОВ

Редактор издательства *Э. М. Бородянская*
Технический редактор *И. Г. Сидорова*
Корректор *Р. Я. Цыпкина*
Переплет художника *Ю. И. Прошлецова*

Сдано в набор 6/IV 1973 г. Подписано к печати 30/VIII 1973 г. Формат 60 × 90^{1/16}.
Бумага № 2. Печ. л. 14^{1/2}. Уч.-изд. л. 15,4. Тираж 4000 экз.
Заказ № 201/252. Цена 1 р. 75 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.